

International Conference and Early Career Scientists  
School on Environmental Observations, Modeling  
and Information Systems **ENVIROMIS-2018**

5 July – 11 July 2018, Tomsk, Russia



Международная конференция и школа молодых ученых  
по измерениям, моделированию и информационным  
системам для изучения окружающей среды:  
**ENVIROMIS-2018**

5 июня – 11 июля 2018, Томск, Россия

## Организаторы Enviromis 2018

Институт мониторинга климатических  
и экологических систем СО РАН

Институт вычислительной математики  
РАН

## Благодарности за поддержку

Мероприятие проведено  
при финансовой поддержке РФФИ,  
проект № 18-05-20040

## Enviromis 2018 organizers

Institute of Monitoring of Climatic  
and Ecological Systems SB RAS,

Institute of Numerical Mathematics  
RAS

## Thanks

The conference  
is supported by RFBR,  
grant № 18-05-20040



## СЕКЦИЯ 1

### Мониторинг климатических изменений в Северной Евразии

## SESSION 1

### Monitoring of Climate Changes over Northern Eurasia

### Upper-air climate monitoring: data sources, technological aspects, some results

Lavrov A.S., Sterin A.M., Khohlova A.V.

FSBE «RIHMI-WDC», Obninsk, Russia

E-mail: fliorcid@yandex.ru, sterin@meteo.ru,

anna\_x@meteo.ru

Web: [www.meteo.ru](http://www.meteo.ru)

The free atmosphere is one of the most important components of the climate system. Its characteristics are fundamental for climate monitoring. Over the years, RIHMI-WDC has been performing temperature monitoring in the free atmosphere (troposphere, lower stratosphere). In the recent years, wind monitoring in the free atmosphere was added to temperature. At present, the sections devoted to specific features of temperature and wind conditions in the free atmosphere are included in Roshydromet's Annual Reports on Climate Specifics.

The information basis for making necessary calculations of characteristics of climate monitoring in the free atmosphere is represented by radiosonde observation data from the global network of aerological stations. These data are collected from communication channels, accumulated in RIHMI-WDC and processed. Following all data processing stages, monthly archives are created that contain quality controlled data.

The Report describes the further steps in space-time generalization of original temperature and wind data for the troposphere and lower stratosphere that represent technological elements of monitoring of these climate parameters. The content of the appropriate sections in the Annual Reports on Climate Specifics is given as an example. This includes tables, graphics and detailed text analysis of the results obtained.

For tropospheric and lower stratospheric temperatures, the series of anomalies obtained in RIHMI-WDC and used in preparation of Annual Reports and other monitoring materials are compared with the appropriate series from other sources. These sources are represented by other radiosonde data sets (both data obtained from stations and generalized data), satellite data-based series, and reanalysis-based data series. The results of the comparison in question are obtained by the authors of this report regardless of other similar publications, with the data series being used through 2017. The results of this comparison are presented and analyzed in the report.

## Мониторинг климатических изменений в свободной атмосфере: источники данных, технологические аспекты, некоторые результаты

Лавров А.С., Стерин А.М., Хохлова А.В.

ВНИИГМИ-МЦД, Обнинск, Россия

E-mail: fliorcid@yandex.ru, sterin@meteo.ru, anna\_x@meteo.ru

Web: www.meteo.ru

Свободная атмосфера является одной из важнейших компонент климатической системы, ее характеристики входят в состав важнейших для климатического мониторинга. В ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД» в течение ряда лет осуществляется мониторинг температуры в свободной атмосфере (тропосфере, нижней стратосфере). В последние несколько лет к температуре в свободной атмосфере добавился ветер. В настоящее время разделы, касающиеся особенностей режима температуры и ветра в свободной атмосфере, включаются в подготавливаемые Росгидрометом ежегодные Доклады об особенностях климата. Мониторинг температуры ведется для Северного полушария, мониторинг ветрового режима для свободной атмосферы над территорией России.

Информационную основу для осуществления необходимых расчетов характеристик мониторинга климата свободной атмосферы составляют данные радиозондовых наблюдений по глобальной сети аэрологических станций, которые собираются с каналов связи, накапливаются в ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД», обрабатываются. В результате всех стадий обработки формируются месячные порции архивов, содержащие прошедший комплексный контроль данные.

Общая схема технологии мониторинга состоит из нескольких этапов: получение статистических характеристик для каждой станции на стандартных изобарических поверхностях за многолетний месяц, или сезон, или год, получение тех же характеристик за соответствующий месяц или сезон анализируемого года, расчет аномалий, трендов и других характеристик, пространственное обобщение, анализ особенностей анализируемого года, представление результатов. На основе собранных месячных порций данных срочных наблюдений рассчитывается массив постанционных статистических характеристик различных метеовеличин в свободной атмосфере, в который входят температура, скорость и направление ветра, величины зонального и меридионального ветра. Значения характеристик выбираются на 15 стандартных изобарических поверхностях от 1000 до 10 гПа. В дополнение к значениям характеристик на изобарических поверхностях, на основе взвешенного вертикального обобщения рассчитываются значения характеристик в основных слоях атмосферы: 850-300 гПа (тропосфера), 100-50 гПа (нижняя стратосфера), 300-100 гПа (переходный слой, характеризующийся значительной нестабильностью). На основных изобарических поверхностях и в слоях для каждой станции вычисляются аномалии температуры и скорости ветра, а также аномалии скорости зонального и меридионального ветров. В качестве норм, относительно которых считаются аномалии, используются соответствующие характеристики температуры и скорости ветра для этой станции, осредненные за период 1981-2010 гг. для температуры и 1985-2014 гг. для ветра. Нормы и аномалии вычисляются для каждого месяца для каждой станции отдельно для сроков 00 и 12 UTC. После этого, в пределах месяца, вычисленные нормы и аномалии усредняются по срокам. При усреднениях используются веса, равные числу признанных при контроле качества корректными соответствующих срочных значений температуры и скорости ветра.

Поля температуры в свободной атмосфере имеют зональный характер, в связи с этим аномалии температуры в свободной атмосфере подвергаются взвешенному по площади пространственному усреднению по пятиградусным и тридцатиградусным широтным поясам 0-30 с.ш., 30-60 с.ш., 60-90 с.ш., а также по всему Северному полушарию. Оценки скорости и аномалии скорости ветра пространственному усреднению не подвергаются и в настоящее время ведутся только над территорией России.

Помимо пространственного усреднения постанционных месячных аномалий температуры, проводится усреднение аномалий температуры и характеристик ветра по сезонам и по году в целом. При этом зимний сезон начинается с декабря года, предшествующего исследуемому, а оценки года в целом охватывают период январь-декабрь.

На основе рассчитанных характеристик формируются разделы ежегодных Докладов об особенностях климата, включающие табличный, графический материал, детальный текстовый анализ полученных результатов и приводится описание особенностей климата свободной атмосферы прошедшего года.

Раздел Доклада по ветровому режиму свободной атмосферы включает среднемесячные, среднесезонные и среднегодовые значения скорости ветра и его компонент и их аномалии в тропосфере и нижней стратосфере. Основным графическим материалом для характеристик ветра являются карты территории России.

Раздел Доклада по температурному режиму свободной атмосферы включает в себя среднемесячные, среднесезонные и среднегодовые значения аномалий и трендов температуры в тропосфере, нижней стратосфере и на стандартных изобарических поверхностях для трех широтных поясов северного полушария и для северного полушария в целом. Кроме этого, рассчитываются ранги самых теплых лет в тропосфере и самых холодных лет в нижней стратосфере. Строятся и приводятся графики, отображающие сезонные и годовые вертикально-широтные сечения полей для Северного полушария.

Для температуры тропосферы и нижней стратосферы проводится сопоставление рядов аномалий, получаемых в ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД» и используемых для подготовки ежегодных Докладов и других материалов мониторинга, с соответствующими рядами других источников. Этими источниками являются другие массивы радиозондовых данных (как постанционных, так и полученных в результате их обобщений), ряды на основе спутниковых наблюдений, ряды, полученные на основе массивов реанализов. В числе реанализов, участвующих в сравнениях, используются ERA-Interim, JRA-55, NCEP/DOE, NCEP/CFSR, а также ERA 5 (данные, имеющиеся в свободном доступе).

Результаты приводимого сопоставления получены авторами настоящего доклада независимо от других подобных публикаций, причем используются ряды по 2017 год включительно. В докладе приводятся и анализируются результаты такого сопоставления.

## Solar influence on surface temperature in the Northern hemisphere

<sup>1</sup>Tartakovsky V.A., <sup>1</sup>Cheredko N.N., <sup>1</sup>Maximov V.G., <sup>1,2</sup>Volkov Y.V.

<sup>1</sup> Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia

<sup>2</sup> Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russia

E-mail: trtk@list.ru, atnik3@rambler.ru

The paper suggests analysis and physical substantiation of the results of our previous work [1] in which we estimated solar influence on surface temperature. This estimation was called the “sun-effect”. Several series of mean monthly temperatures measured from 1955 to 2010 at 818 meteorological stations in the Northern Hemisphere provided by the University of East Anglia and a number of monthly Wolf numbers for the same period from the Pulkovo Observatory website were used.

In the present work we obtain distribution of correlation coefficients for these series as a function of the average multi-year temperature. It was found that the coefficients were insignificant, and there was also no clear dependence of their variation range on the seasons.

We show analytically that the observed saturation levels of the sun-effect estimation [1] depend nonlinearly on the ratio of the fluctuation part of the Wolf number series to their average values. Outside the temperature range  $\pm 2$  °C, the Wolf numbers are mainly determined by the sun-effect. If their average values increase, the saturation level also increases up to one; if they decrease, the saturation level drops to zero. When the fluctuations are amplified, the level of the sun-effect saturation tends to zero; and when they decrease, it tends to one. Thus, the high consistency of the temperature series and the Wolf numbers demonstrated by the sun-effect estimation exists along with an insignificant correlation coefficient of these investigated series.

When crossing the boundary of snow cover in any snow-month, a change in the sign of the sun-effect estimation is observed. This fact is well explained by phase transitions of water during freezing and thawing. As known, the change in the aggregate forms of water occurs with a certain delay, in relation to the external forcing, and so does the change of temperature. As a result, characterized by the sun-effect estimation, the consistency of the processes is decreased. It is characteristic that, outside a small neighbourhood of zero-temperatures, the sun-effect grows sufficiently rapidly showing the genetic consistency of the processes under study, therefore, it is not possible to assume that these processes can be changed arbitrarily. By definition, the sun-effect estimation is a normalized mixed initial moment; turning it to zero cannot be a consequence of turning to zero-temperatures. The tendency to zero is possible only through a decrease in the consistency of the values included in this moment.

There are certain opinions assuming that solar influence on climate is weak, as well as those claiming that it is significant. Both variants turn out to be valid because of the diversity of solar-terrestrial relationships. The conditions for an occurrence of saturation regions of the sun-effect, as well as its behavior in a neighborhood of zero, were clarified. The analysed sun-effect estimation, with respect to the mean monthly temperature after 40 years, acquires a simple informative form that varies a little by the end of the 56-year observation period, which characterizes the optimal time interval for climate assessment. Based on the established patterns, it can be concluded that the observational data for temperature and sun spots are informative, and the estimation of their consistency reflects correctly climate geography.

**Reference:**

1. V. A. Tartakovsky, N N Cheredko, V G Maximov, and Y V Volkov. Sun's effect on the surface temperature in the Northern Hemisphere. 2017 IOP Conf. Ser.: Earth Environ. Sci. 96 012008. doi :10.1088/1755-1315/96/1/012008

## Влияние Солнца на приземную температуру Северного полушария

<sup>1</sup>Тартаковский В.А., <sup>1</sup>Черedyкo Н.Н., <sup>1</sup>Максимов И.Г., <sup>1,2</sup>Волков Ю.В

<sup>1</sup>Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

<sup>2</sup>Томский политехнический университет, Томск, Россия

E-mail: trtk@list.ru, atnik3@rambler.ru

**Ф**изическая природа солнечно-земных связей и механизмы трансформации солнечной энергии в атмосфере по-прежнему остаются предметом дискуссий. Для прояснения ситуации мы используем феноменологический подход, сущность которого состоит в обобщении данных наблюдений, в частности путем конструирования форм их представления. При этом удается получать информативные оценки и формулировать гипотезы.

Целью данной работы является анализ и физическое обоснование результатов предыдущего исследования [1]. Во всем многообразии форм переносчиков энергии, ее диапазонов, спектрального состава и количества солнечное воздействие входит в геосферу и изменяет характеристики ее составляющих. Как интегральный нелокальный индикатор солнечного воздействия рассматриваются числа Вольфа, реакция геосистемы характеризуется изменениями приземной температуры. Солнечное воздействие способно ее локально увеличивать и уменьшать за счет прямого прогрева, инициации перемещения воздуха путем конвекции, адвекции, механизмов общей циркуляции атмосферы. При этом, реализуется экранирование поверхности Земли за счет состояния подстилающей поверхности, развития облачности, изменения концентраций атмосферных газов. Чему способствует магнитное поле Солнца, перемещающая в космосе заряженные частицы относительно Земли, которые изменяют прозрачность атмосферы.

Для выполнения расчетов использовались те же ряды данных, что и в [1]: ряды среднемесячной температуры с 818 метеорологических станций Северного полушария за период 1955-2010 гг. [21]. Ряд среднемесячных чисел Вольфа за тот же период взят с [22].

Рассматриваемые ряды температур  $x_{l,k}$  в градусах Цельсия и безразмерные ряды чисел Вольфа  $S_k$  взаимно однозначно представляют изучаемые процессы. Введено дискретное циклическое время, из рядов среднемесячных значений чисел Вольфа и температур отбираются значения для одного конкретного месяца в каждом году, из которых сформированы  $818 \times 12$  рядов среднемесячных температур  $x_{l,m}$  и 12 рядов чисел Вольфа  $S_m$ . Здесь  $l$  есть номер ряда и метеостанции, где он получен, а  $m$  изменяется от 1 до 56 и характеризует номер месяца. Все функции: mean, var, cov вычислялись в циклическом времени. Индекс, характеризующий это время и изменяющийся от 1 до 56, во всех последующих выражениях для простоты записи опускается. Также опускаются индексы в правой части выражений, если это не вносит сомнений. Ряды можно представить в виде суммы их среднего значения и флуктуации:

$$x_{l,m} = \bar{x} + \tilde{x}, \quad S_m = \bar{S} + \tilde{S}. \quad (1)$$

На рисунке 1 показано распределение коэффициентов корреляции этих рядов в зависимости от средней многолетней температуры. Видно, что коэффициенты незначительны, нет явной зависимости диапазона их изменения от времени года.

Подставим представления (1) в выражение для солнечного эффекта (5) в [1], и изучим условия, при которых насыщается солнечный эффект  $\alpha_{l,m}$ . Примем во внимание малость коэффициента корреляции температуры и солнечного воздействия  $x_{l,m}$  и  $S_m$  (рис.1) по сравнению с произведением средних из (1). Кроме того, учтем, что дисперсия температуры мала по сравнению с квадратом её среднего значения в областях насыщения солнечного эффекта около  $\pm 40$  °C, т.е. для антициклональных застойных условий. Тогда выражение для солнечного эффекта примет приближенный вид:

$$\alpha_{l,m} = (\bar{x}\bar{S} + \text{cov}(\tilde{x}, \tilde{S})) / \sqrt{(\bar{x}\bar{x} + \text{var}(\tilde{x}))(\bar{S}\bar{S} + \text{var}(\tilde{S}))} \approx (1 + \text{var}(\tilde{S} / \bar{S}))^{-1/2}. \quad (2)$$

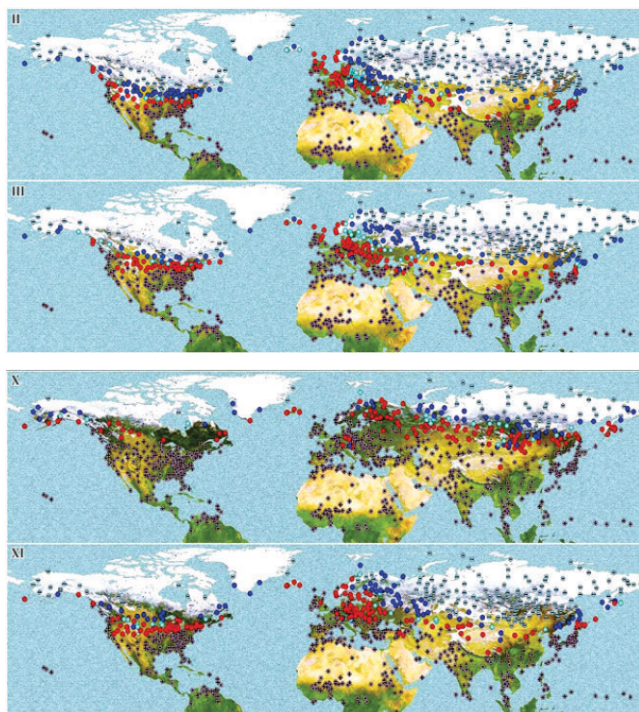




**Рис. 1.** Коэффициент корреляции среднемесячных значений чисел Вольфа и температуры на 818 метеостанциях Северного полушария. Красные кружки соответствуют летним месяцам, синие – зимним, зеленые – весенним, желтые – осенним.

Вычисленное среднее значение для чисел Вольфа составило  $\bar{s} = 70,818$ , относительная дисперсия –  $\text{var}(s/\bar{s}) = 0,62$ , что дает значения солнечного эффекта в областях насыщения (2) –  $\alpha_{l,m} \pm 0,785$ . Эта оценка уровня близка к тем, что наблюдаются на рисунке 2 в [1]:  $0,785(0,015)$  и  $-0,758(0,032)$  для средних значений солнечного эффекта и его среднеквадратичных отклонений вне интервала  $\pm 7^\circ\text{C}$ . Таким образом, приближенное выражение (2) адекватно ситуации. С расширением температурного интервала наблюдается сходимость к среднему значению, реализуется насыщение солнечного эффекта. За пределами диапазона температур  $\pm 2^\circ\text{C}$  числа Вольфа в основном определяют солнечный эффект. Если возрастает их среднее значение  $\bar{s}$ , то уровень насыщения также возрастает вплоть до единицы, если наоборот – падает до нуля. При усилении флуктуации уровень насыщения величины  $\alpha_{l,m}$  стремиться к нулю, а при ослаблении – к единице. Таким образом, высокая согласованность по (2) существует наряду с незначительным коэффициентом корреляции как на рис. 1.

Рассмотрим изменения солнечного эффекта  $\alpha_{l,m}$  в окрестности начала координат, шириной приблизительно  $\pm 1,5^\circ\text{C}$  по оси абсцисс и около  $\pm 0,3^\circ\text{C}$  по оси ординат. Видно, что величина  $\alpha_{l,m}$ , характеризующая согласованность температур и солнечного воздействия ( $x_{l,m}$  и  $S_m$ ) существенно возрастает от центра окрестности, где она близка к нулю. Локализация этого предполагаемого нуля на местности совпадает с границей снежного покрова (рис. 2). По определению солнечный эффект  $\alpha_{l,m}$  представляет собой нормированный момент. Поэтому, с вычислительной точки зрения, обращение его в нуль не может быть следствием обращения в нуль температуры. Путь к нулю идет только через уменьшение согласованности величин  $x_{l,m}$  и  $S_m$ , т.е. через уменьшение значений всего выражения для солнечного эффекта, (5) в [1].



**Рис. 2.** Пространственное распределение солнечного эффекта в феврале, марте, октябре и ноябре (II, III, X, XI) в среднем многолетнем за период 1955-2010 гг. Бирюзовые кружки соответствуют солнечному эффекту вблизи  $\pm 0^\circ\text{C}$ , синие – от  $-0,1$  до  $-5^\circ\text{C}$ , красные – от  $0,1$  до  $5^\circ\text{C}$ , «минусы» – ниже  $-5^\circ\text{C}$ , «плюсы» – выше  $5^\circ\text{C}$ .

Наблюдаемая смена знака солнечного эффекта при пересечении границы снежного покрова в каждом месяце, хорошо объясняется фазовыми переходами воды при ее замерзании и оттаивании. Как известно, изменение агрегатных форм воды происходит с некоторым запаздыванием по отношению к внешнему воздействию, в следствие чего запаздывают изменения ее температуры. Как итог, характеризующая солнечным эффектом согласованность процессов, уменьшается. Характерно, что за пределами малой окрестности нуля температуры солнечный эффект достаточно быстро возрастает, показывая генетическую согласованность исследуемых процессов, поэтому нельзя предполагать, что эти процессы можно изменять произвольно.

На рисунке 2 в [1] показаны значения солнечного эффекта, упорядоченные по возрастанию средней многолетней температуры вблизи начала координат. Точки графика располагаются как в нечетных, так и в четных квадрантах. Расположение точек в нечетных квадрантах при всех значениях температур на оси абсцисс является преобладающей закономерностью трансформации энергии в атмосфере. Расположение в четных квадрантах – является особенностью и наблюдается только в окрестности нуля. Этот факт объясняется наличием отрицательных среднемесячных температур при положительной средней многолетней температуре за 56 лет и, наоборот, наличием положительных – при отрицательной средней многолетней. Следует предположить, что вблизи температурного нуля подвод энергии и ее сток не достигают преобладания и возникают флуктуации. Неустойчивость агрегатных форм воды в этом диапазоне температур еще большей степени размывает реакцию температуры на солнечное воздействие и уменьшает солнечный эффект.

Существуют мнения, что влияние солнечной активности на климат слабое, также и те, что оно значительно. Оба варианта оказались справедливы по причине многообразия и сложности солнечно-земных связей. В данной работе были прояснены условия возникновения областей насыщения солнечного эффекта и поведение его в окрестности нуля. Исследованная зависимость солнечного эффекта от среднемесячной температуры приобретает простую форму при анализе данных за период порядка 40 лет. Увеличение периода наблюдений до 56 лет мало изменяет форму кривой зависимости, что характеризует оптимальный временной интервал для оценки климата.

#### *Литература:*

1. V.A. Tartakovsky, N.N. Cheredko, V.G. Maximov and Y.V. Volkov. Sun's effect on the surface temperature in the Northern Hemisphere. 2017 IOP Conf. Ser.: Earth Environ. Sci. 96 012008  
doi :10.1088/1755-1315/96/1/012008

## Application of Temperature Oscillation Envelopes in Climatic Cluster Identification

<sup>1,2</sup>Volkov Yu.V., <sup>1</sup>Tartakovsky V.A., <sup>1</sup>Cheredko N.N., <sup>1</sup>Maximov V.G.

<sup>1</sup> Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia

<sup>2</sup> Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russia

E-mail: trtk@list.ru, atnik3@rambler.ru

In long-term meteorological and climate forecasting, the forecast object appears to be the state of the climate system structure which is determined by presence and transformations of climatic clusters and is formed as a result of complex internal and external influences. It is critical to provide satisfactory reproduction of processes of climatic system transitions from one state to another in advance to predict formation of such periods. Finding the solution to these problems can be accelerated by discovering new generalizing regularities based on effective methods for analyzing data of environmental monitoring. One of such properties is consistency of natural-climatic processes [1]. The consistency indicator includes an integral response of the relevant regional geosystem. Its use in models can contribute to significant savings in computing resources and can be a diagnostic sign for cases of geophysical structure transformations.

To study the structure of a temperature field, as an integral indicator of state for regional geosystems of any scale, an algorithm was constructed on the basis of an analytical signal. In this paper, we suggest the results of the algorithm implementation for the average monthly temperature data from 818 weather stations in the Northern Hemisphere for the period from 1961 to 2010 [2]. The approach developed in this paper allows determining boundaries of climatic clusters objectively and promptly for the first time. The correspondence of climatic clusters obtained to the landscape structure of the Earth and the classical concepts of climate types confirms physical validity of the method.

The classification procedure consists in splitting the initial set of the temperature oscillation envelopes into groups so that the correlation coefficient of the elements within the group is less than a certain threshold level. As

a result, a typical element is formed in each group, where the values are determined by the correlation of source elements participating in the iteration process, as well as the specified level of correlation within the group.

Calculation of the correlation coefficient for the original signals and the typical ones makes it possible to distribute meteorological stations along the selected climatic clusters in accordance with a given level of relation closeness. In the present case, this level is equal to 0.8. The original 818-dimensional space of temperature signals was structured into a 16-dimensional space. Each individual cluster defines an area where temperature changes occur synchronously. Each typical element of clusters is unique. The separated classes have a clear geographic localization.

The ranges of change in the variances of the original oscillations, the filtered oscillations and their envelopes were determined. The volatility range of the envelopes for different regions varies considerably. The variance values of the envelopes are much lower than those of the original oscillations. At the same time, on the basis of these envelopes, clusters are formed that correspond to generally accepted classifications. Obviously, climatic models should ensure reproduction of the envelopes with variances, calculated in the paper, so that they, as well as climatic clusters, are not lost. The proposed approach can be used as an analytical basis for studying climate at any spatial scale, according to the data on surface temperatures. It allows objective distinguishing of dynamic climatic classes in a continuously changing geosphere.

#### References:

1. Tartakovsky V.A. Synchronous analysis of the Wolf numbers and temperature series from weather station in the Northern Hemisphere of the Earth. // *Optika Atmosfery i Okeana*. 2015. V. 28. N. 2. P. 182-188.
2. URL: <http://www.metoffice.gov.uk>, <http://www.cru.uea.ac.uk> (дата обращения 01.12.17).

## Применение огибающей температурных колебаний для выделения климатических кластеров

<sup>1,2</sup>Волков Ю.В., <sup>1</sup>Тартаковский В.А., <sup>1,2</sup>Чередыко Н.Н., <sup>1</sup>Максимов В.Г.

<sup>1</sup> Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

<sup>2</sup> Томский политехнический университет, Томск, Россия

E-mail: trtk@list.ru, atnik3@rambler.ru

Актуальной остается задача совершенствования моделей, способных с заданной точностью описывать процессы в климатической системе. Основным направлением развития моделей климата является все более точное описание и более полный учет климатообразующих и климаторегулирующих процессов, переход от моделей климата к моделям геосистемы [1], широкое распространение получило прогнозирование на основе ансамблевого подхода [2]. В долгосрочном метеорологическом и климатическом прогнозировании объектом прогноза является, скорее, состояние структуры климатической системы, которая определяется наличием и трансформацией климатических кластеров и формируется в результате воздействия комплекса внутренних и внешних влияний, как естественного, так и антропогенного происхождения. При этом, необходимо удовлетворительно воспроизводить процессы перехода климатической системы из одного состояния в другое, заблаговременно диагностировать формирование таких периодов. Решение данных задач может быть форсировано выявлением новых обобщающих закономерностей на основе разработки эффективных методов анализа данных измерений параметров окружающей среды. В настоящее время актуализируется именно междисциплинарный подход к исследованиям природной среды и поиск универсальных, обобщающих свойств различных природных процессов. Одно из таких свойств – согласованность природно-климатических процессов [3], нарушения которой может быть диагностическим признаком трансформации геофизической структуры, что может являться объективным модельным и прогнозным признаком. При реализации моделей климата стоит ряд задач, определяющих границы ее точности и качество прогноза, например, учет условий подстилающей поверхности, параметризация радиационных процессов. Показатель согласованности включает в себя интегральную реакцию соответствующей региональной геосистемы, отражая ее существенные особенности, и его применение в моделях может способствовать существенной экономии вычислительных ресурсов.

Известно, что изменения климата характеризуются высокой пространственной неоднородностью [4], особенно за пределами тропических широт, что усложняет решение задач моделирования и прогноза климата. Подход с использованием критерия согласованности позволяет анализировать эту неоднородность, выявлять закономерности, характерные для различных природных зон Земли. Один из путей выявления структуры системы – классификация. Ускоренные изменения климата последних десятилетий повышают требования к объективности климатических классификаций.



Для исследования структуры поля температуры, как интегрального показателя состояния региональной геосистемы любого масштаба, был построен алгоритм на базе аналитического сигнала (АС). В данной работе приведены результаты реализации алгоритма для данных среднемесячной температуры с 818 метеостанций Северного полушария за период 1961-2010 гг. [5]. Разрабатываемый в данной работе подход впервые позволяет объективно и оперативно определять границы климатических кластеров. Соответствие получаемых климатических кластеров ландшафтной структуре Земли и классическим представлениям о типах климата подтверждает физическую обоснованность метода. Ранее в наших работах на основе описания изменений температуры как фазомодулированных колебаний была получена классификация поля температуры для территорий Северной Евразии [6] и для Северного полушария в целом [7]. Выделенные кластеры в основном идентичны общепринятым классам климата. Некоторые различия естественны, т.к. наблюдаются изменения климата, но соответствие закономерностям структуры климатической системы воспроизводится. В данной работе представлены результаты классификации на основе огибающей температурного сигнала.

С точки зрения исследования синхронности температурных сигналов информативным представляется симметричный интервал шириной  $\Delta\nu$ , в котором нет иных выраженных спектральных компонент кроме моды на несущей частоте  $\nu_c$ , относительно которой интервал центрирован. Если справедливо неравенство  $\Delta\nu/\nu_c \neq 1$ , то спектр на этом интервале соответствует узкополосному гармоническому колебанию, модулированному по амплитуде и фазе. Оно может быть выделено из исходного температурного сигнала  $T_0(\tau)$ , путем применения спектрального окна  $\Omega(\nu)$  с эффективной шириной  $\Delta\nu$ . Формальная математическая модель такого колебания представляется в виде:

$$T(\tau) = F^{-1} \{ \Omega [FT_0] \} = a(\tau) \cos[2\pi\nu_c \tau + \varphi(\tau)] \quad (1)$$

где  $F$  – оператор преобразования Фурье,  $a(\tau)$  – амплитуда,  $\varphi(\tau)$  – фаза,  $\nu_c$  – несущая частота.

Для сохранения полезной информации окно выбирается максимально широким. В данной работе выбраны одинаковые размеры фильтрующих окон при вычислении огибающих для колебаний температуры с различных широтных зон.

Данные наблюдений на всех метеостанциях образуют множество  $L$ , элементы которого  $L_j$  и  $L_k$  соответствуют метеостанциям с номерами  $j, k \in [1, N]$ ;  $N = 818$ . Процедура классификации состоит в вычислении корреляционной матрицы  $\| \| r_{j,k} \| \|$  элементов множества и последующего разбиения этого множества на группы  $G^n$  с номерами  $n$  такие, что коэффициент корреляции его элементов внутри группы  $r_{j,k} = \langle L_j, L_k \rangle \geq r$ ;  $L_j \in G^n, L_k \in G^n, G^n \subset L$ , где  $r$  – заданный уровень корреляции.

Для каждого из элементов множества  $L$ , попавших в группу  $G^n$ , вычисляется его текущее значение путем замены первоначального на среднее значение внутри группы и так для каждой группы. Затем повторяется вычисление матрицы  $\| \| r_{j,k} \| \|$  и заново формируются группы. Итерации останавливаются, когда текущие и средние значения элементов внутри каждой группы будут отличаться на заданную малую величину  $\varepsilon$ . В пределе формируется некоторое количество групп с несовпадающими элементами, суммарное количество элементов во всех группах равно  $N$ . После окончания итерационного процесса формируется типовой элемент для каждой группы. Значения типовых элементов определяются коррелированностью участвующих в итерационном процессе исходных элементов, а также заданным уровнем корреляции внутри группы  $r$ .

В результате реализации предложенного алгоритма для метеоданных, полученных на 818 метеостанциях Северного полушария, при заданном уровне корреляции  $r = 0,8$  и  $\varepsilon = \pm 0,001$ , процесс сошелся к 16 типовым огибающим. Таким образом, исходное 818-мерное пространство температурных сигналов структурировалось в 16-мерное пространство. Каждый отдельный кластер определяет территорию, где изменения температуры происходят синхронно (рис. 1). Каждая типовая закономерность уникальна. Выделившиеся классы имеют четкую географическую локализацию.

При классификации с учетом фазовой модуляции температурных рядов [7] большинство станций экваториальной и субэкваториальной зоны не вошли ни в один из классов. Алгоритм классификации на основе огибающей температурных колебаний показал большую устойчивость для данных территорий (рис. 1). Напротив, станции северо-востока Евразии не смогли образовать группы.

Каждый климатический класс обозначен номером от 1 до 16; станции, не вошедшие ни в один класс, обозначены символом «+»

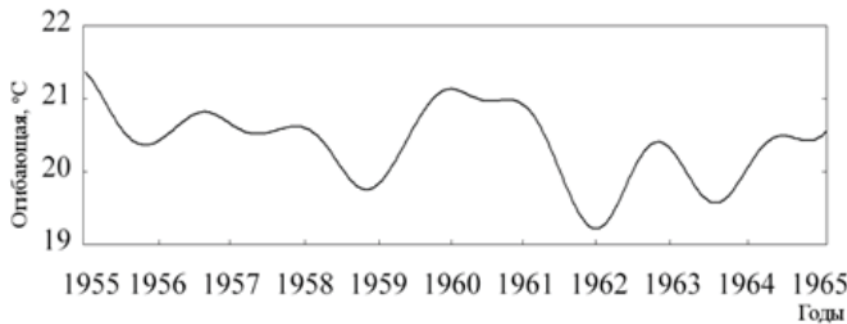
Рассчитанные для отфильтрованных в частотной области сигналов огибающие имеют сложный спектральный состав, различный диапазон изменчивости на разных станциях. На рис. 2 показан отрезок огибающей для станции, расположенной на территории северной Евразии.

Были определены диапазоны изменений дисперсий исходных рядов, отфильтрованных колебаний и их огибающих. Из таблицы 1 видно, что эти диапазоны для географических регионов существенно различаются. Кроме того, значения дисперсии огибающих существенно ниже, чем исходных температурных рядов. При этом на основе этих огибающих формируются кластеры, которые соответствуют





**Рис. 1.** Классификация поля приземной температуры Северного полушария по огибающим в среднем для периода 1955–2010 гг.



**Рис. 2.** Огибающая температурного ряда для станции Томск за период 1955–1965 гг.

общепринятым классификациям. Очевидно, что климатические модели должны обеспечивать воспроизведение огибающих температурных колебаний с таким же порядком значений дисперсии (табл. 1), чтобы огибающие и вместе с ними климатические структурные элементы не были утрачены.

Предложенный подход может использоваться, как аналитическая основа для изучения климата в любом пространственном масштабе по данным о приземной температуре, он позволяет объективно выделять динамические климатические классы в непрерывно изменяющейся геосфере.

**Таблица 1.** Границы дисперсии (°С) исходных температурных колебаний, фильтрованных и их огибающих для различных регионов Северного полушария

Физико-географический регион	Африка	Северная Америка	Европа	Северная Азия	Восточная Азия
Максимальная исходных	39.04	248.69	181.17	408.85	154.01
Минимальная исходных	6.46	12.32	8.94	20.91	15.41
Максимальная фильтрованных	9.10	130.42	43.93	100.40	37.74
Минимальная фильтрованных	0.70	1.79	0.11	5.07	3.68
Максимальная огибающих	0.17	1.42	0.98	1.43	0.34
Минимальная огибающих	0.01	0.07	0.06	0.14	0.08

**Литература:**

1. Дымников В.П., Лыкоsov В.Н., Володин Е.М. Математическое моделирование динамики земной системы // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2015. Т. 51. № 3. С. 260-275.
2. Graham R.J., Evans A.D., Mylne K., Harrison M.S., Robertson K.B. An assessment of seasonal predictability using general circulation models // Quarterly Journal of the Royal Meteorological. 2010. V. 126 (567). P. 2211-2240. doi: 10.1002/qj.49712656712
3. Тартаковский В.А. Синхронный анализ рядов чисел Вольфа и температуры с метеостанций Северного полушария Земли // Оптика атмосферы и океана. 2015. Т. 28. № 2. С.182-188.
4. Изменения климата, 2013 г.: Физическая научная основа. Вклад Рабочей группы I в Пятый оценочный доклад Межправительственной группы экспертов по изменению климата / Стокер Т.Ф., Цинь Д., Plattner и др. Кембридж юниверсити пресс, Кембридж, Соединенное Королевство и Нью-Йорк, США. 2013. 222 с.
5. архив Университета Восточной Англии [Электронный ресурс]. URL: <http://www.metoffice.gov.uk>, <http://www.cru.uea.ac.uk> (дата обращения 01.12.17).

6. Тартаковский В.А., Крутиков В.А., Волков Ю.В., Чередыко Н.Н. Классификация климата путем анализа фазы температурных рядов // *Оптика атмосферы и океана*. 2015. Т. 28. № 8. С. 711-718.
7. Чередыко Н.Н., Тартаковский В.А., Крутиков В.А., Волков Ю.В. Классификация климатов Северного полушария на основе оценки фазы температурного сигнала. // *Оптика атмосферы и океана*. 2016. Т. 29. №8. С. 625-632. DOI: 10.15372/AOO20160802.
8. Bauer P., Thorpe A. and Brunet G. The quiet revolution of numerical weather prediction // *Nature*. 2015. V. 525. P. 47-55.

## Climate change impacts on high-altitude geomorphological systems

**Borodavko P.S., Volkova E.S., Mel`nik M.A., Litvinov A.S.**

Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia  
E-mail: elevolko@yandex.ru, melnik-m-a@yandex.ru, lalex8@mail.ru

The Planetary climate experienced significant changes during the 20th century. Global changes consist in raising the main characteristic of the Earth's climate - global temperature. The average air temperature has increased by 0,74 °C, since the beginning of the 20th century, and about two-thirds of this growth has occurred since the 1980s. Each of the last three decades was warmer than the previous one. The air temperature was higher than in any previous decade, since 1850. Modern climatic changes are clearly demonstrated in all regions of the Earth. The analysis of medium-period observations showed that the average annual air temperature in Western Mongolia increased by 2,08 °C during the period from 1940 to 2017. Climatic changes have led to significant and irreversible changes in the spatial structure of the nival-glacial and cryogenic systems of the highlands of the Mongolian Altai, consisting in the steady reduction of glaciation and near-surface degradation of the Alpine permafrost.

The research revealed that the climatic changes of the last centuries entailed significant and irreversible changes in the spatial structure of the nival-glacial geosystems of the highlands of the Mongolian Altai. The area of deglaciation total increased by 37.5 sq. km, from the time of the maximum of the Small Ice Age (about 18 sq. km in the last 50 years) on the mountain ranges of Sutai and Tsambagarav. Landscape belts moved due to climatogenic uplifting to a height of 180-200 m in the mountain-glacial basins of the Mongolian Altai. Subglacial deposits became subaerial, under the influence of a changed climatic background, in the deglaciation zone of the ridges. The newest periglacial and limno-periglacial geosystems began to be formed on a young lithogenic basis.

The geothermal regime of the Alpine permafrost of the Mongolian Altai modifies due to a climatogenic transformation, which leads to an increase in the thickness of the seasonal thawing layer, which has increased by 24% over the past 25 years. Thermokarst processes intensified in the zone of discontinuous and continuous permafrost. The comparative analysis of polychronous spatial data shows the ubiquitous and steady increase in the number of lakes of thermokarst genesis and the increase in their area caused by intensive subsurface thawing of ice-bearing loose sediments, within the moraine complexes of the Small Ice Age. «Mature» thermokarst lakes are exposed to shallowing and shrinking of water areas, at lower hypsometric levels, in the belt of discontinuous permafrost zone.

## Влияние климатических изменений на высокогорные геоморфологические системы

**Бородавко П.С., Волкова Е.С., Мельник М.А., Литвинов А.С.**

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия  
E-mail: elevolko@yandex.ru, melnik-m-a@yandex.ru, lalex8@mail.ru

Планетарный климат на протяжении XX столетия испытывал значительные изменения, которые четко проявлялись в повышении его основной характеристики – средней температуры климатической системы Земли. Увеличение средней температуры воздуха с начала прошлого века по настоящее время составило 0,74 °C, при этом основной рост данного показателя наблюдается с 1980 г.

Анализ температурного режима по десятилетним периодам показал, что за последние тридцать лет каждое следующее десятилетие было теплее предыдущего, и в этот период температура воздуха была выше, чем в любое предшествующее десятилетие, начиная с 1850 года [1]. Отмечаемые в настоящее время климатические изменения масштабны, и отчетливо проявляются во всех регионах земного шара.

Важность и значимость изучения климатических особенностей территории Монголии объясняется, прежде всего, тем, что зимой здесь формируется область повышенного атмосферного давления, оказывающая значительное влияние на большую часть территории Сибири. С целью исследования климатических изменений на территории Западной Монголии были обработаны и проанализированы показатели международной базы метеоданных NOAA`s National Centers for Enviromental information (NCEL) [2] за период с 1958 по 2017 гг. по 14 метеостанциям, имеющим разные временные ряды наблюдений. Анализ среднегодовой температуры по исследуемым станциям показал ее устойчивый рост, за исследуемый период он составил 2,3 °С; наибольшие значения 3,1°С наблюдались на станции Novd, расположенной на средневысотных отметках в центральной части региона.

Другой важный аспект исследования – воздействие последствий происходящих изменений на геосистемы разного иерархического уровня. Так, климатические изменения повлекли за собой существенные и необратимые трансформации в пространственной структуре нивально-гляциальных и криогенных систем высокогорий Монгольского Алтая, выражающиеся в устойчивом сокращении оледенения и приповерхностной деградации альпийской мерзлоты [3, 4].

Широкое распространение мерзлых толщ в пределах горных сооружений Монгольского Алтая [5] в значительной мере обусловлено его географическим положением и господством резко континентального климата. Среднегодовые температуры воздуха понижаются в отдельных регионах до -10°С, а незначительное количество осадков распределяется по территории крайне неравномерно. Мозаичность климатических характеристик отражается на специфике свойств мерзлых грунтов – от сезонно- до многолетнемерзлых, имеющих сплошное, прерывистое и островное залегание. Пространственная неоднородность геотермических условий Монгольского Алтая обусловила широкое разнообразие процессов криоморфогенеза, развитию которых способствуют низкие температуры грунтов и разница в мощности деятельного слоя.

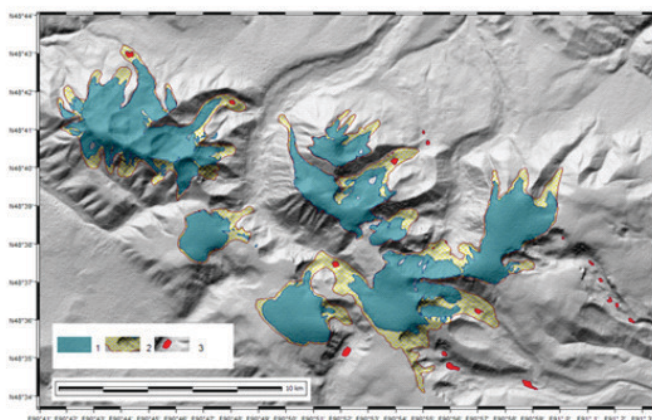
В пределах исследованных хребтов Сутай и Цамбагарав в распределении криогенных систем прослеживается ярко выраженная высотная дифференциация. Для относительно хорошо увлажненных участков склонов в зоне субнивального пояса, где температуры приземного слоя воздуха и верхних горизонтов грунтов часто переходят через нулевую отметку, характерны формы морозного выветривания: каменные россыпи, полосы, нагорные террасы. На аналогичных гипсометрических уровнях, в пределах выровненных или наклонных (до 4°) поверхностей, проявляется морозная сортировка каменного материала, при этом формируются каменные многоугольники и кольца до 2 м в диаметре, образуются пятна-медальоны. Каменные полигоны отмечены нами на водоразделах юго-восточного склона хребта Сутай, сложенных с поверхности рыхлыми щебнистыми отложениями с включениями грубообломочного материала.

Резкие колебания температур приземного слоя воздуха в течение года приводят к возникновению в поверхностном слое грунтов разрывных деформаций и морозному трещинообразованию, наиболее активно протекающему на поверхности речных террас, пологих участков склонов и днищах локальных депрессий. Возникающие при этом трещины имеют глубину до 2 м, при ширине в верхней части до 15 см. На аналогичных с растрескиванием геоморфологических уровнях протекают процессы пучения. Их развитию содействует выпадение большей части осадков к концу лета, что способствует значительному влагонасыщению поверхностного слоя грунта к началу сезона промерзания. Среди разнообразных форм пучения выделяются сезонные (высотой до 1 м), и многолетние бугры пучения высотой до 2-3 м.

В рельефе долин хребтов Сутай и Цамбагарав отчетливо сохранились следы активизации ледников в Малую ледниковую эпоху (XVII-XIX вв.) [6], морфологически выраженные в виде краевых моренных комплексов. Главным морфологическим признаком комплексов является наличие гряды фронтальной морены, надежно распознаваемой на материалах космосъемки, и использованный нами в качестве репера, для реконструкции пространственных характеристик нивально-гляциальной зоны на период МЛЭ. С учетом 3D топографии, в максимум трансгрессивной стадии МЛЭ ледниковые системы занимали 16,02 км<sup>2</sup> территории Сутая и были распространены на 99,104 км<sup>2</sup> в пределах хребта Цамбагарав. Инверсия нижней границы гляциального пояса, вызванная снижением региональных температур на 0,6-0,8, достигала 200 метров. Мощность долинных ледников, реконструированная по гипсометрии береговых морен, в ряде горно-ледниковых бассейнов Цамбагаравы и Сутая в два раза превосходила современную. Глобальная перестройка климата в постмаксимальную фазу МЛЭ повлекла за собой пространственную трансформацию нивально-гляциального пояса хребтов, выраженную в прогрессирующем сокращении размеров оледенения и аплифтинге его нижних вертикальных пределов. К августу 2015 г суммарная площадь оледенения Сутая сократилась до 11,21 км<sup>2</sup>, а хребта Цамбагарав – до 66,57 км<sup>2</sup>. В поясе дегляциации, под воздействием изменившегося климатического фона, субгляциальные отложения перешли в разряд субэаральных. На молодой литогенной основе стали формироваться новейшие перигляциальные системы. Основным свойством таких систем, сформированных и развивающихся



ся в пределах приледниковой зоны хребтов Сутай и Цамбагарав, является пространственно-временная динамика, строго подчиненная изменению внешних гидротермических условий. К числу наиболее значимых процессов, принимающих участие в их функционировании, относятся температурное выветривание, солифлюкция, криогенное оползание и термокарст. Исследования динамики термокарстовых процессов проведены с использованием материалов полихронной космосьемки и наземных наблюдений. Аналитическая обработка данных дистанционного зондирования за период с 1962 по 2016 гг., выполненная в среде ГИАС «ЭВКЛиД», показала повсеместное и устойчивое увеличение числа и площади озер термокарстового генезиса в пределах моренных комплексов Малой ледниковой эпохи (МЛЭ) массива Цамбагарав (рис. 1). На более низких гипсометрических уровнях, в поясе прерывистого залегания многолетнемерзлых пород, отмечена тенденция обмеления и сокращения акваторий «зрелых» термокарстовых водоемов, с одновременным появлением молодых, за счет интенсивного подповерхностного протаивания высокольдистых рыхлых отложений.



**Рис. 1.** Распределение озерных водоемов в пределах хребта Цамбагарав.

Условные обозначения:

- 1 – современные ледники,
- 2 – площадь дегляциации с максимума МЛЭ,
- 3 – озерные водоемы.

Солифлюкционные образования распространены достаточно широко на территории исследования, и приурочены к нижним частям склонов долин в высотном интервале от 2400 до 3000 м. Их генезис и динамика связаны с широким распространением многолетнемерзлых рыхлых пород, гидротермическим режимом региона и развитием растительного покрова. Как правило, солифлюкционные формы встречаются группами и занимают выпуклые участки бортов долин с углами наклона от  $10^\circ$  до  $30^\circ$ . В плане они имеют вид фестонов, более крупные формы представлены террасами. Размеры террас варьируют в широких пределах: длина - от 4 до 30 м, ширина от 0,5 до 6 м и высотой уступа от 0,5 до 1,5-2 м.

К более высоким гипсометрическим уровням склонов приурочены открытые, не задернованные формы солифлюкционных образований, зачастую с ярко выраженным уступом из грубых обломков. У основания склонов, более широкое распространение получили задернованные солифлюкционные террасы и лопасти с постгенетическим развитием микроформ пучения и морозной сортировки. Исследование внутреннего строения задернованных солифлюкционных форм выявило цикличность их развития. Установлено, что каждый цикл течения грунта завершался этапом почвоформирования. Мощность почвенного горизонта современного этапа свидетельствует о более длительном периоде его формирования, по сравнению с двумя более древними. В отличие от задернованных форм, открытые формы криогенного оползания образуются за счет первичных процессов вымораживания более крупных обломков на дневную поверхность из отложений с доминантой суглинистой фракции, с последующим смещением вниз. Открытые формы, в плане имеющие форму языка имеют невысокий уступ (20-40 см) и ограничивающий его бордюр. При движении вверх по склонам отмечается их закономерное омолаживание, выраженное в свежести морфологических элементов и отсутствии на обломках лишайникового покрытия. Современные образования многочисленны, но значительно уступают в размерах более древним. Специфика строения мерзлотных форм указывает на существование в недавнем прошлом условий, способствующих более интенсивному развитию криогенных процессов.

Отличительной особенностью перигляциальной зоны хребта Сутай является отсутствие озер, что объясняется топографическими особенностями территории, и обусловленной ими морфологией оледенения: преобладанием ледников всякого типа, не продуцирующих конечно-моренных комплексов, создающих благоприятные условия для формирования приледниковых водоемов. В отличие от массива Сутай, в поясе современной дегляциации хребта Цамбагарав, отмечено появление и увеличение площади акваторий 8 приледниковых озер. Установлено, что подавляющее большинство водоемов, образовавшихся за полувековой период, приурочены к предполям современных ледников (мореноподпрудные и озера межморенных понижений) и ледниково-аккумулятивным комплексам Малой ледниковой эпохи (термокарстовые). Посредством геоинформационного анализа полихронных пространственных данных выявлены периоды повышенной активности гляциального и термокарстового лимногенеза – 1992-1998, 2012-2016 гг.

**Литература:**

1. *America's Climate Choices*. — Washington, D. C.: The National Academies Press, 2011. — P. 15.
2. *National centers for environmental information. National oceanic and atmospheric administration*. [Электронный ресурс]. — Режим доступа: <ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/gso/>
3. Отгонбаяр Дэмбэрэл. Морфометрическая и ресурсная характеристика современного оледенения Монгольского Алтая (горный узел Цамбагарав, хребты Мунххайрхан и Сутай) / Дэмбэрэл Отгонбаяр – Изд-во: Вестник Томского государственного университета. – 2013. – № 369. – С. 183-185.
4. Kamp, U. and Pan, C.G., 2015. Inventory of glaciers in Mongolia, derived from Landsat imagery from 1989 to 2011. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, xx, 1–17. DOI: 10.1111/geoa.12105
5. Геокриологические условия Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974. — 200 с.
6. Ганюшкин, Д. А., Отгонбаяр, Д., Чистяков, К. В., Кунаева, Е. П., Волков, И. В. (2016). Современное оледенение хребта Цамбагарав (северо-западная Монголия) и его изменение с максимума малого ледникового периода. *Лед и Снег*, 56(4), С 437-452.

## The 1190-year-old reconstruction of atmospheric precipitation in the Muya River valley (Republic of Buryatia) on the basis of a tree-ring chronology using semi-fossil larch Gmelin wood

<sup>1</sup>Voronin V.I., <sup>1</sup>Oskolkov V.A., <sup>1</sup>Buyantuev V.A., <sup>1</sup>Moritz R.S., <sup>1,2</sup>Shvetsov S.G.

<sup>1</sup> Siberian Institute of Plant Physiology and Biochemistry SB RAS, Irkutsk, Russia

<sup>2</sup> Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

E-mail: [vosk@sifibr.irk.ru](mailto:vosk@sifibr.irk.ru)

The warming of the climate in the northern hemisphere in recent years makes forecasts relevant, requiring quite detailed information on the dynamics of the climate of the past, in particular, the dynamics of atmospheric precipitations. Instrumental meteorological observations cover an insignificant period of historical time, so there is a need to attract additional sources, for example, such as tree-rings data.

A continuous tree-ring chronology of more than 1100 years old was obtained from samples of live and semi-fossil Gmelin larch (the age of semi-fossils trees was determined by radiocarbon dating and the dendrochronological method). Seven floating tree-rings chronologies of the Holocene period were created, based on samples with a radioisotope dating, which would further extend the existing continuous chronology for the entire Holocene period (Voronin et al., 2016).

To identify the climatic signal in the studied tree-ring chronology, running 20-year correlations with 30-day moving average values of temperature and precipitation were analyzed.

Dendroclimatic analysis showed that the chronology contains a strong climatic signal. On the basis of the most stable and strong response, a linear model of the “increment-precipitation” dependence was obtained, which made it possible to reconstruct atmospheric moisture on the basis of the radial growth dynamics for the period from June last year to June this year, with a determination coefficient of 0.56. According to the calculated model, a dendroclimatic reconstruction of the area of the survey was carried out from 820 to the present.

# 1190-летняя реконструкция атмосферных осадков в долине реки Муя (Респ. Бурятия) на основании древесно-кольцевой хронологии с использованием полускопаемой древесины лиственницы Гмелина

<sup>1</sup>Воронин В.И., <sup>1</sup>Осколков В.А., <sup>1</sup>Буянтуев В.А. <sup>1</sup>Мориц Р.С., <sup>1,2</sup>Швецов С.Г.

<sup>1</sup> Сибирский институт физиологии и биохимии растений СО РАН, Иркутск, Россия

<sup>2</sup> Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

E-mail: vosk@sifibr.irk.ru

## ВВЕДЕНИЕ

При длительном потеплении климата закономерно изменение режима атмосферной циркуляции, что вероятно повлечет за собой увеличение частоты экстремальных явлений, в частности засух. Текущее потепление климата в северном полушарии делает актуальными различного рода прогнозы, которые требуют достаточно подробной информации о динамике климата прошлого. Инструментальные метеорологические наблюдения охватывают незначительный период времени, поэтому возникает необходимость привлечения косвенных источников, в частности дендрохронологических данных. На сегодняшний день существует достаточно представительный массив реконструкций температур последнего тысячелетия, выполненных для обширных территорий, тогда как реконструкции атмосферного увлажнения или индекса засухи встречаются не так часто. Более того, на значительных площадях тренды температур достаточно схожи, в то время как динамика атмосферного увлажнения имеет существенные локальные особенности.

Реальным инструментом для реконструкции климатических флуктуаций в масштабах столетий и тысячелетий являются древесно-кольцевые хронологии, отличающиеся в сравнении с иными косвенными источниками климатической информации рядом важных преимуществ: во-первых, в годичных кольцах деревьев четко зафиксирована климатическая информация (Шиятов, 1986; Ваганов и др., 1996; Briffa et al., 1998a; Naurzbaev, Vaganov, 2000); во-вторых, в северных широтах Евразии деревья могут достигать достаточно большого возраста, а сеть дендроклиматических станций, равномерно размещенная на обширной территории Сибири, позволяет проводить пространственно-временные климатические реконструкции; и, в третьих, сохранившиеся в толще мерзлоты, в торфяных залежах и аллювиальных отложениях остатки погибших деревьев позволяют получить сверхдлительные древесно-кольцевые хронологии для всего периода голоцена (Шиятов, 1986; Ваганов и др., 1996, 1999; Хантемиров, 1999, 2009; Наурзбаев, Сидорова, Ваганов, 2001; Schweingruber, Briffa, 1996; Briffa et al., 1998a,b; Hughes et al., 1999; Boettger, Kononov, Friedrich, 2005; Büentgen et al., 2011).

В байкальском регионе до настоящего времени не удавалось обнаружить места захоронения полускопаемой древесины. Это обстоятельство ограничивало исследования по созданию сверхдлинных древесно-кольцевых хронологий и климатических реконструкций. В последние годы нами были проведены дендрохронологические исследования в Муйско-Куандинской впадине, расположенной в Муйском районе республики Бурятия, который граничит с Северобайкальским районом республики, Бодайбинским районом Иркутской области и Каларским районом Читинской области. Здесь распространены лиственничные и сосновые леса, с доминированием из лиственницы. В береговых обрывах высоких пойменных террас р. Муи обнажаются аллювиальные песчаные отложения, содержащие стволы деревьев и пневые горизонты, относящиеся к различным периодам верхнего плейстоцена и голоцена (Кульчицкий, 1995; Кривоногов, 2001).

Стратиграфический анализ показал, что полускопаемая древесина обнаруживается, в основном, в слоях старичных отложений. Учитывая гидрологические характеристики реки (Рекомендации..., 1983) можно полагать, что их возраст составляет более 2000 лет (Швецов, Воронин, 2016) и даже 4000 лет (Швецов, Осколков, Буянтуев, 2017). Следы криогенеза (криотурбация и солифлюкция), отмеченные на границе старичной и пойменной фаций говорят о том, что старичный аллювий был заморожен после погребения в нем стволов деревьев (возможно, что отложение осадков и их замораживание происходили попеременно в течение довольно длительного периода времени). Становится понятно, что погребенные стволы деревьев перед обнажением находились в условиях, способствующих их длительной консервации (анаэробиз и замораживание) (Швецов, Воронин, 2016). Массовые депозиты полускопаемой древесины в аллювиальных отложениях реки Муя в районе Северного Байкала позволяют получить древесно-кольцевую хронологию практически на весь период голоцена.

Ранее в литературных источниках был показан ряд радиоуглеродных датировок по древесине этих стволов, а также по растительному детриту и костям животных, демонстрирующие возраст отложений Муйско-Куандинской впадины (Кульчицкий, 1984, 1997; Кривоногов, 2001). В то же время, проводимые



в этом районе исследования не имели целью построение древесно-кольцевых хронологий. Древесина использовалась только для радиоуглеродного датирования. Поэтому наши исследования для данного района являются уникальными.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

За четыре экспедиционных маршрута в данный район (с 2012 по 2015 гг.) было отобрано более 400 образцов полуископаемой древесины и более 100 кернов живых деревьев. Сбор и обработка материала производились по стандартной методике (Schweingruber, 1996; Шиятов и др. 2000). Измерение ширины годичных колец производили с помощью полуавтоматической установки LINTAB и программного пакета TSAP-Dos (Rinn, 1996).

Часть образцов, имеющих большой биологический возраст, была отдана для радиоизотопного датирования, которые проводились в геологическом институте РАН (Москва), Eidgenossische Technische Hochschule (Цюрих, Швейцария) и Институте мониторинга климатических и экологических систем СО РАН (Томск) были получены 23 радиоизотопные датировки, из которых 5 - приходится на современный период; 4 образца на период 400-600 лет назад, 3 - 900 - 1000 л.н.; 1 - 1500 - 1900 л.н.; 1 - около 3 тыс.л.н.; 2 - 5,5 тыс.л.н., 2 - 6,5 тыс.л.н.; 1 - около 8 тыс.л.н. и 2 - 9-9,5 тыс.л.н. На основании этих радиоизотопных датировок были построены плавающие хронологии.

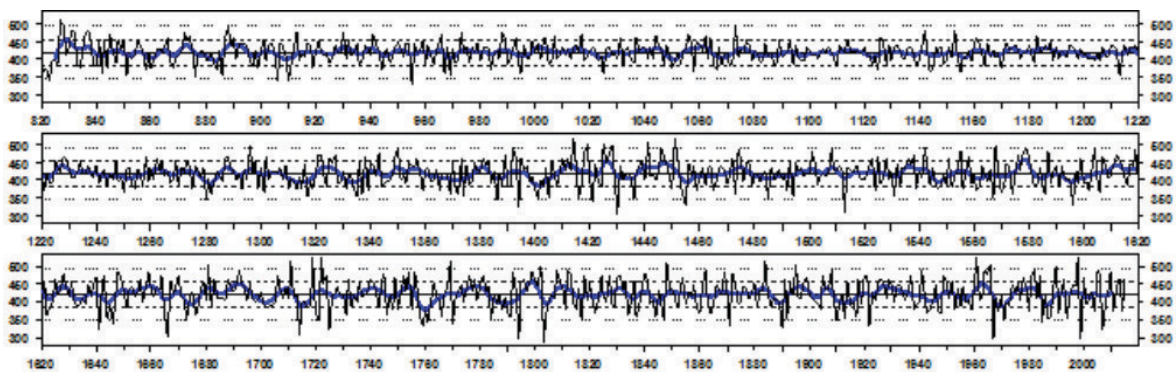
Индивидуальные древесно-кольцевые серии перекрестно датировались с последующим удалением тренда (30-летний сплайн) и автокорреляции в среде R с применением пакета dplR (Bunn, 2008).

Для выявления климатического сигнала в исследуемой древесно-кольцевой хронологии были проанализированы скользящие 20-и летние корреляции с 30-дневными скользящими средними значениями температуры и атмосферных осадков. Для этого использованы метеорологические данные ближайшей метеостанции "Таксимо" 30356 (N56°23', E114°50'), которая имеет непрерывный ряд инструментальных суточных наблюдений с 1966 года по настоящее время. Для каждого года суточные значения усреднялись скользящими окнами различной длины и шагом в 1 день. Далее получены 20-и летние скользящие корреляции ДКХ с усредненными метеорологическими данными. Изменяя размер окна усреднения, мы проанализировали стабильность и силу климатического отклика во времени. Далее на основании наиболее стабильного и сильного отклика получена линейная модель зависимости «прирост-осадки», позволившая произвести реконструкцию атмосферного увлажнения на основании динамики радиального прироста.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

На основании измерений ширины годичного кольца кернов живых деревьев и образцов полуископаемой древесины была получена непрерывная древесно-кольцевая хронология продолжительностью 1190 лет. Также были получены еще семь плавающих хронологий голоцена, созданных на основе образцов с радиоизотопной датировкой (Voronin et al., 2016).

Дендроклиматический анализ показал, что в хронологии содержится сильный климатический сигнал. Полученные высокие коэффициенты корреляции между приростом и климатическими переменными позволяют провести количественную реконструкцию атмосферных осадков за период с июня предшествующего года, по июнь текущего года (рис. 1). Контроль качества линейной модели осуществлялся посредством скользящего корреляционного анализа. Коэффициент детерминации составил 0.56, уравнение регрессии имеет вид  $P = I * 272.10 + 149.02$ , где  $I$  - индекс прироста,  $P$  - осадки с июня прошлого года по июнь текущего года. По рассчитанной модели была выполнена дендроклиматическая реконструкция увлажнения района исследований с 820 года по настоящее время.



**Рис. 1.** Дендроклиматическая реконструкция увлажнения Муйско-Куандинской котловины за период с июня предшествующего года, по июнь текущего года с 820 года по настоящее (черная линия), сглаженная 25-летним сплайном (синяя линия). По оси ординат обозначены суммы осадков (мм).

**Литература:**

1. Briffa R.R., Schweingruber F.H., Jones P.D., Osborn T.J., Shiyatov S.G., Vaganov E.A. Reduced decadal thermal response in recent northern tree growth// *Nature*, 1998a, 391: 678-682.
2. Boettger, T., Kononov, YU., Friedrich, M. 2004. New stable isotope and dendrochronological studies of the 1000 years pine (*Pinus sylvestris* L.) tree-ring chronology at the upper timberline in the Khibiny Low Mountains, Kola Peninsula, North-Western Russia. *Proceeding, Switzerland 2004, Vol. 53/3, 104-111*
3. Briffa R.R., Schweingruber F.H., Jones P.D., Osborn T.J., Shiyatov S.G., Vaganov E.A., Grudd H. Trees tell of past climates: but are they speaking less clearly today?// *Phil. Trans. R. Soc. London B*. 1998b, 353: 65-73.
4. Bunn A. G. A dendrochronology program library in R (dplR) // *Dendrochronologia*. – 2008. – Т. 26. – №. 2. – С. 115-124.
5. Büntgen U., Tegel W., Nicolussi K., McCormick M., Frank D., Trouet V., Kaplan J.O., Herzig F., Hessner K.-U., Wanner H., Luterbacher J., Esper J. 2500 Years of European Climate Variability and Human 2011. *SCIENCE*. V.331, P.578-582
6. Ваганов Е.А., Шиятов С.Г. Роль дендроклиматических и дендрогидрологических исследований в решении глобальных и региональных экологических проблем ( на примере Азиатской части России). // *Сиб. экол. ж.* 1999, 6(2): 3-17.
7. Hughes M.K., Vaganov E.A., Shiyatov S.G., Touchan R., Funkhouser G. Twentieth - century summer warmth in northern Yakutia in a 600-year context // *Holocene*, 1999, 9(5): 603-608.
8. *Methods of Dendrochronology: Applications in the Environmental Sciences/ Robinson W.J., Cook E., Pilcher J.R., Eckstein D. Dordrecht: Springer, 1990. — 394 p.*
9. Naurzbaev M.M., Vaganov E.A. Variation of early summer and annual temperature in east Taymir and Putoran (Siberia) over the last two millennia inferred from tree rings/ *Journal of Geophysical Research* 2000, 105(6) : 7317-7327.
10. Rinn F. TSAP version 3.5. Reference manual. Computer program for tree- ring analysis and presentation. Heidelberg, 1996. - 264 p.
11. Schweingruber F. H. *Tree-Rings and Environment. Dendroecology.* Paul Haupt Verlag, Vienna. 1996, 609 pp.
12. Schweingruber F.H., Briffa K.R. Tree-ring density networks for climate reconstruction./ *Climatic Variations and Forcing Mechanisms of the Last 2000 Years (Eds. P.D. Jones, R.S. Bradley and J. Jouzel), Vol. 141. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 1996, P.44-66.*
13. Voronin V.I., Oskolkov V.A., Buyantuev V.A., Shvetsov S.G., Moritz R.S. construction of a multi-century tree-ring chronology from the holocene deposits of the Muya river valley, north Baikal region, Russia/ *Paleolimnology of Northern Eurasia. Experience, Methodology, Current Status: Proceedings of the International Conference. Yakutsk, 22 -27 August, 2016 – Yakutsk : North-Eastern Federal University, 2016. P.39-40.*
14. Ваганов Е.А., Шиятов С.Г., Мазена В.С. Дендроклиматические исследования в Урало-Сибирской Субарктике. Новосибирск: Наука, 1996. - 246 с.
15. Кривоногов С. К. Пневые горизонты в позднелейстоценовых отложениях Сибири // *Новости палеонтологии и стратиграфии: Приложение к журналу.* – 2001. – №. 4. – С. 143-152.
16. Кульчицкий А. А. О высоких позднелейсоцен-голоценовых уровнях р. Муи// *Корреляция отложений, событий и процессов антропогена.* Кишинев, 1984. – С.19-23.
17. Кульчицкий А.А. Деформации кайнозойских отложений в Муйско-Куандинской впадине Байкальской рифтовой зоны // *РФФИ в Сибир. регионе.* Иркутск, 1995. С. 35-36.
18. Кульчицкий А.А., Сквитина Т.М., Уфимцев Г.Ф. Плотинные озера в днищах рифтов Восточной Сибири: свидетельства из прошлого и вероятность в будущем// *География и природные ресурсы.* – 1997. - №1. -С.61-65.
19. Наурзбаев М.М., Сидорова О.В., Ваганов Е.А. История климата позднего голоцена на востоке Таймыра по данным сверх-длительной древесно-кольцевой хронологии// *Археология, этнография и антропология Евразии*, 2001, 3(7): 17-25.
20. *Рекомендации по учету деформаций речных русел при проектировании инженерных сооружений на реках зоны Байкало-Амурской железнодорожной магистрали /Ленинград Гидрометеоиздат 1983.*
21. Хантемиров Р.М. Динамика древесной растительности и изменения климата на севере Западной Сибири в голоцене. - Автореф. дисс. ... д-ра. биол. наук. М, 2009, 42 с.
22. Хантемиров Р.М. Древесно-кольцевая реконструкция летних температур на севере Западной Сибири за последние 3248 лет / Р.М. Хантемиров // *Сибирский экологический журнал.* - 1999.-Т. 6, N 2. - С. 185-191.
23. Швецов С. Г., Воронин В.И. Аллювиальные отложения с погребенными стволами деревьев в пойме реки Муя // *Почва как связующее звено функционирования природных и антропогенно-*



преобразованных экосистем: *Материалы IV Международной научно-практической конференции, посвященной 85-летию кафедры почвоведения и оценки земельных ресурсов ИГУ. – Иркутск: Изд-во ИГУ, 2016. – С. 221-225.*

24. Швецов С.Г., Осколков В.А., Буянтуев В.А. Ископаемая древесина в пойменных отложениях реки Муя/ XII междуна. научно-практическая конф. "European Research". - Пенза: Наука и просвещение, 2017. С.297-290.
25. Шиятов С.Г., Ваганов Е.А., Кирдянов А.В., Круглов В.Б., Мазена В.С., Наурзбаев М.М., Хантемиров Р.М. Методы дендрохронологии. Часть 1. Основы дендрохронологии. Сбор и получение древесно-кольцевой информации: Учебно-метод. пособие. Красноярск: КрасГУ, 2000.- 80 с.
26. Шиятов С.Г. Дендрохронология верхней границы леса на Урале. - М: Наука, 1986. - 136 с.

## The subtropical jet stream features over the North Atlantic

Zolotov S.Yu., Ippolitov I.I., Loginov S.V.

Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems of SB RAS, Tomsk, Russia  
E-mail: sergey-zo@yandex.ru

In the analysis of the wind field maps usually are the two major streaks of the jet stream winds. Subtropical jet streams are located symmetrically relatively to the Equator in the latitude band 20-50 degrees latitude in both hemispheres of our planet. This fact makes it possible to conduct a separate analysis of the northern and southern subtropical jet streams. The wind direction in these streaks is predominantly western and the streak width is in the range of 10-20 degrees latitude and is directly dependent on the period of the year.

Subtropical jet stream in the Northern Hemisphere is formed on the northern periphery of the subtropical anticyclones. This jet is less mobile, but with the major transformations of its meridional position and intensity changes. This jet stream with small changes of intensity fringes globe. Subtropical jet stream is a natural stop near the tropopause between Hadley and Ferrel cells.

Subtropical jet stream is a narrow stream of strong wind at 150-300 hPa levels, characterized by large vertical and horizontal wind shift and one or more maxima speed. Conventionally, the lower limit speed of the jet stream is taken 30 m/s. The line of maximum winds within the jet streak is called the axis of the jet stream. All further calculations and estimates have been made on the status and values of wind speeds for the axis of the jet stream.

For the all jet stream parameter calculations were used NCEP/NCAR I (1958–2017), NCEP/DOE II (1979–2017), JRA-55 (1958–2017) and ERA-Interim (1979–2017) reanalysis data. The closed area groups of reanalysis grid cells are distinguished for wind speeds that exceed the value of the lower limit of the speed of the jet stream on the maps of wind fields at 150-500 hPa levels. These closed area groups of reanalysis grid cells in the projections onto the plane of geographic coordinates for a particular level are formed into the jet stream streaks of winds.

The direction of the wind along the axis of the jet stream determines the direction of the wind across the streak in the vicinity of the projection grid resolution wind fields at the current level. To analyze the parameters of the jet used by the level of 200 hPa, as it is observed maximum speed of westerly winds in the subtropics about 35°N.

The Northern subtropical jet stream is shifting poleward in the summer 1958-2017. The summer trend of the latitudinal location of the Northern subtropical jet stream is significant (at the 95% confidence level for all results in this article) and is equal  $0.16 \pm 0.04^\circ$  per decade and  $0.23 \pm 0.05^\circ$  per decade for the Atlantic sector. However, the Northern subtropical jet stream over the Atlantic sector is shifting to the Equator in the summer 2000-2017. There is the strong Azores High impact for subtropical jet stream over the Atlantic sector.

The all-season 1958-2017 trends of wind speed of the Northern subtropical jet stream are significant and is equal  $0.51 \pm 0.09$  m/s per decade for the winter and is equal  $0.18 \pm 0.04$  m/s per decade for the summer. There is the wind negative dynamics for Northern subtropical jet stream over the Atlantic sector and is equal  $-0.89 \pm 0.11$  m/s per decade for the summer 1958-1979.

## Особенности прохождения субтропического струйного течения над Северной Атлантикой

Золотов С.Ю., Ипполитов И.И., Логинов С.В.

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия  
E-mail: sergey-zo@yandex.ru

Субтропическое струйное течение (ССТ) связано с формированием в субтропической верхней тропосфере под действием радиационных и циркуляционных факторов зоны повышенных градиентов температуры и давления (зоны бароклинности). Положение этой зоны соответствует сходящимся верхнетропосферным ветвям ячеек меридиональной циркуляции: тропической (Хэдли) и среднеширотной (Ферреля). Под действием сил градиента давления и Кориолиса возникает квазигеострофический баланс, формирующий поток ветра западно-восточного направления со скоростью, определяемой уравнениями термического ветра.

Нарушение геострофичности в струйных течениях связано, главным образом, с тем, что они являются волноводами для распространяющихся в них волн Россби. Под струйными течениями, опускающийся сухой воздух формирует на поверхности субтропические зоны высокого давления, которым на материках соответствуют зоны пустынь.

При изучении струйных течений чаще всего исследуют такие характеристики, как широтное положение струи и скорость ветра на ее оси. Исследования этих характеристик проводились разными авторами как с помощью баз данных наблюдений и реанализов, так и климатических моделей [1-4].

Поэтому, изменчивость характеристик струйного течения, в частности, его широтного положения, в условиях изменяющегося климата имеет не только теоретический, но и практический интерес, поскольку сдвиг струи связан со сдвигом зоны осадков, влияющим на сельское хозяйство и водные ресурсы регионов.

В качестве исходных данных использовались поля температуры и скорости ветра в тропосфере из баз данных реанализов NCEP/NCAR I (1958–2017 гг., сетка 2,5° на 2,5°), NCEP/DOE II (1979–2017 гг., сетка 2,5° на 2,5°), JRA-55 (1958–2017 гг., сетка 1,25° на 1,25°) и ERA-Interim (1979–2017 гг., сетка 1° на 1°). Анализ широтного положения и скорости ветра струйного течения проводился на уровне 200 гПа, поскольку именно на нем наблюдаются максимальные скорости западных ветров в верхней тропосфере субтропиков. В последующих таблицах и рисунках приведены средние значения результатов этих реанализов.

Если выбрать нижнюю границу скорости ветра 30 м/с (в соответствии с определением струйного течения), то на картах полей ветра на уровне 200 гПа выделяются замкнутые области ячеек сетки реанализа со скоростями ветра, превышающими 30 м/с. Эти области в северных субтропиках образуют полосы струйных течений, ширина которых составляет 10°–20° широты, а широтное положение зависит от сезона года (рис. 1а).

Для расчета широтного положения и скорости ветра струи проблематично использовать всю зону, занимаемую струйным течением. В данной работе для этой цели используется понятие оси струйного течения. Для ее выявления для каждой долготы в пределах зоны струйного течения находится ячейка с максимальной скоростью горизонтального скалярного ветра и эта ячейка считается принадлежащей к оси струйного течения. Набор таких ячеек для всех долгот определяет ось струйного течения. Поскольку для каждой ячейки известны широтное положение и скорость ветра, через процедуры усреднения определяются характеристики струйного течения как для отдельного Атлантического сектора, так и для Северного полушария в целом (рис. 1б).

Полученные таким образом ряды среднегодовых и сезонных значений широтного положения оси струйного течения и скорости ветра анализировались как в целом для интервала 1958–2017 гг., так и в подынтервалах 1958–1979 гг., 1979–2000 гг. и 2000–2017 гг., отвечающих эпизодам похолодания, потепления и стабилизации глобальной поверхностной температуры. Температурный режим в верхней тропосфере определялся путем расчета среднегодовых и сезонных температур, усредненных по широтным зонам 0° - 30° с.ш., 30° - 60° с.ш. и по вертикальным уровням 400, 300, 250 и 200 гПа.

Дополнительно, для расчета локальных характеристик оси струйного течения нами был выделен 60-ти градусный меридиональный Атлантический сектор (60° з.д. - 0° з.д.), названный по его географическому расположению.

Количественные данные о трендах широтного положения оси струйного течения и скорости ветра помещены в таблице 1. Эта таблица показывает данные о трендах широты и скорости струйного течения, усредненных по кругу широты для всех меридианов, а также отдельно для Атлантического сектора. В таблице 1 положительные тренды широтного положения струи означают ее смещение к полюсу, а отрицательные - к экватору. Положительные и отрицательные тренды скорости ветра означают усиление и ослабление интенсивности струи.

Из таблицы 1 следует, что в летний сезон для всего временного интервала 1958-2017 гг. имеют место статистически значимые тренды смещения струйного течения к полюсу. В зимний сезон значимых изменений в широтном положении не выявлено, хотя в периоды потепления и стабилизации глобальной температуры отмечается незначимая тенденция смещения струи к полюсу.

Из таблицы 1 можно выделить особенность поведения струйного течения в Атлантическом секторе, которое в отдельные временные подынтервалы выражается в наличии рассогласованных тенденций по сравнению с тенденциями положения по всей струе. В частности, в летний сезон 2000-2017 гг. ось струйного течения значимо смещается к экватору в этом секторе.

Одной из причин такого поведения субтропического струйного течения в Северном полушарии в Атлантическом секторе является в проявлении влияния Азорского антициклона. Глубокий Азорский антициклон достигает тропопаузы, что приводит к случаям расщепления струйного течения с последующим обратным слиянием обеих ветвей. Рис. 2 показывает данное расщепление на примере одних суток, а на рисунке 1 можно наблюдать проявление данного эффекта за продолжительный промежуток времени.

Скорость ветра на оси струйного течения в зимний сезон статистически значимо возрастает для всего временного интервала. В летний сезон скорость ветра статистически значимо возрастает во всем временном интервале, причем особо эта тенденция выражена в подынтервале 1958-1979 гг. для всего струйного течения. Однако, именно в подынтервале 1958-1979 гг. скорость ветра значимо снижается в Атлантическом секторе.

Для исследования зависимости скорости струйного течения от температуры в верхней тропосфере применим следующий подход. В качестве меры меридионального градиента температуры в области формирования струйного течения мы выбираем разность температур, усредненных по уровням 400, 300, 250 и 200 гПа и по широтным кругам 0° с.ш. - 30° с.ш. и 30° с.ш. - 60° с.ш.

Коэффициенты линейной корреляции (по Пирсону) между временными рядами разности температур и скоростью ветра на оси струйного течения в летний и зимний сезоны приведены в таблице 2. Высокие положительные статистически значимые корреляции (особенно для зимнего сезона) позволяют утверждать, что увеличение интенсивности северной субтропической струи вызвано увеличением меридионального градиента температуры.

Из приведенных в работе результатов следует, что наиболее выраженными признаками изменчивости субтропического струйного течения Северного полушария являются смещение струи к полюсу и ее усиление. Однако, имеется влияние мощного Азорского антициклона на этот процесс в Атлантическом секторе.

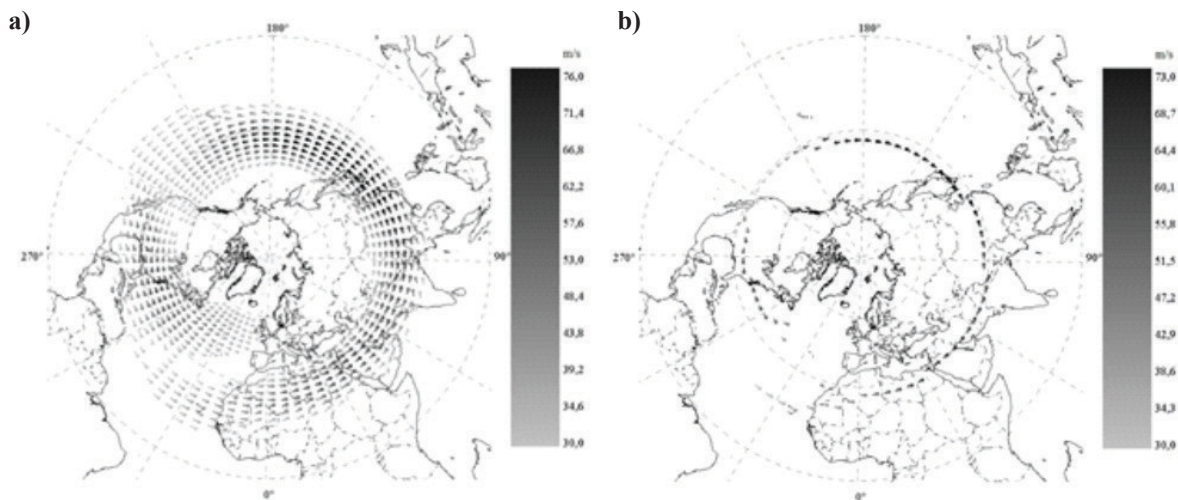
**Таблица 1.** Тренды рядов широтного положения и скорости ветра оси северного струйного течения (ССТ). Значимые на уровне 95% величины выделены жирным шрифтом.

Сезон	Временной период	Все меридианы		Атлантический сектор (60° з.д. – 0° з.д.)	
		Тренд положения ССТ, °с.ш. за 10 лет	Тренд скорости ССТ, м/с за 10 лет	Тренд положения ССТ, °с.ш. за 10 лет	Тренд скорости ССТ, м/с за 10 лет
Зима	1958-2017	0.09	<b>0.51</b>	-0.06	<b>0.51</b>
	1958-1979	0.20	0.34	-0.28	0.89
	1979-2000	0.45	0.22	0.22	0.24
	2000-2017	0.30	0.46	0.19	<b>1.48</b>
Лето	1958-2017	<b>0.16</b>	<b>0.18</b>	<b>0.23</b>	<b>0.35</b>
	1958-1979	0.14	<b>0.88</b>	<b>0.90</b>	<b>-0.89</b>
	1979-2000	0.52	-0.15	-0.03	0.72
	2000-2017	-0.28	0.35	<b>-1.33</b>	0.89

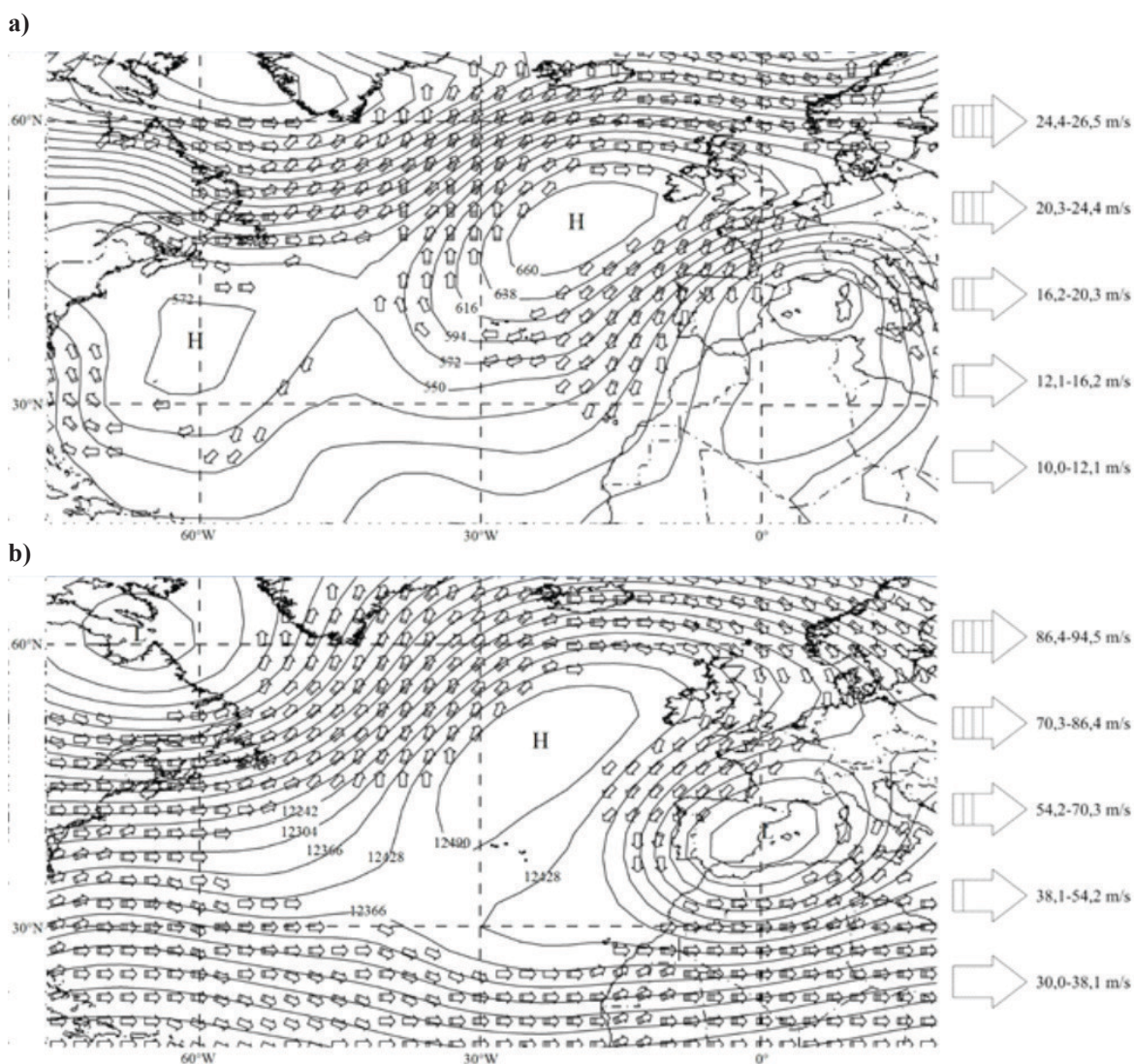
**Таблица 2.** Коэффициенты корреляции между рядами скорости северного струйного течения (ССТ) и разностью между температурными зонами 0°-30° и 30°-60° с.ш. Все значения на уровне 95% являются значимыми.

Сезон	1958-2017 гг.	1958-1979 гг.	1979-2000 гг.	2000-2017 гг.
Зима	0.72	0.66	0.77	0.72
Лето	0.38	0.30	0.53	0.51





**Рис. 1.** Зона (а) и ось (б) северного струйного течения в зимний сезон 2000-2017 гг. Скорость ветра выражена в м/с.



**Рис. 2.** Скорость ветра (в м/с) и высота геопотенциала (в гепотенциальных метрах) за 17 января 2012 г. На рис. 2а представлен уровень 1000 гПа, а на рис. 2б – уровень 200 гПа.

**Литература:**

1. bish B., Joseph P.V., Johannessen Ola. M. Climate change in the subtropical Jetstream during 1950-2009 // *Adv. Atmos. Sci.* 2015. Vol. 32(1). P. 140-148.
2. Arches C.L., Caldeira K. Historical trends in the jet streams // *Geophys. Res. Lett.* Vol. 35. P. L08803.

3. Hudson R.D. *Measurements of the movement of the jet streams at mid-latitudes, in Northern and Southern Hemispheres, 1979 to 2010* // *Atmos. Chem. Phys.* 2012. Vol. 12. P. 7797-7808.
4. Pena-Ortiz C., Gallego D., Ribera P., Anvarez-Castro M. *Observed trends in global jet stream characteristics during the second half of the 20th century* // *J. Geophys. Res. A.* 2013. Vol. 118. No. 7. P. 2702-2713.

## Interannual variations of the amplitude of narrowband signals of radio stations and radio frequencies of the VLF range registered in Yakutsk in 2009-2017

Korsakov A.A., Kozlov V.I., Tarabukina L.D.

Shafer Institute of Cosmophysical Research and Aeronomy SB RAS, Yakutsk, Russia

E-mail: korsakovaa@ikfia.ysn.ru

Radio signals of very low frequency range (VLF: 3-30 kHz) can propagate over long distances with a small attenuation of  $\sim 0.3$  dB / 1000 km in the Earth-ionosphere waveguide [1]. The main natural source of VLF radio emission are lightning discharges [2]. For investigation variations of the intensity of distant lightning sources from the VLF radio noise registration, it is necessary to take into account the propagation conditions of the signal.

In Yakutsk since 2009, amplitude-phase variations in the signals of the Alfa navigation system are recorded. The intensity of the radio noise in the band 372 Hz is recorded [3]. The function of VLF propagation in the Asian region obtained from the amplitudes of radio stations Novosibirsk and Khabarovsk. Interannual variations in the amplitude of radio stations 2009-2017 correspond to changes in the 11-year solar cycle activity [4, 5]. The main source of VLF radio noise in summer is local thunderstorm activity. The main source in the winter is thunderstorms of northern India and China [6]. Subtracting from the recorded variations in the intensity of the radio noise the values of the amplitude of the radio stations signals in dB we obtain variations in the intensity of the radio noise with allowance for the propagation function. It should be noted the increase in 2009-2017 the intensity of thunderstorm sources of radio noise especially in summer (local thunderstorm activity - Northern Asia). The intensity increase: 4 dB (3-7 UT) and 1.6 dB (16-17 UT). According to World Network of Lightning Localization (WWLLN) [7], there is also an increase in the total amount of lightning discharges both for North Asia (40-80 N, 60-180 E) in the summer by 5 dB, and for South Asia (northern India (17-36 N, 68-94 E) and Southern China (10-33 N, 94-126 E)) in winter by 2.3 dB.

### References:

1. Barr R, Jones D.L., Rodger C.J. *ELF and VLF radio waves*. *J Atmos Solar Terr Phys.* 2000. 62 (17-18):1689-1718.
2. Aleksandrov M.S., *Issledovanie atmosferykh radiopomekh ONCh- i NCh-diapazonov i ikh istochnikov (The study of atmospheric interference VLF and LF bands and their sources)*, *Uspekhi sovremennoi radioelektroniki*, 1998, No. 10, pp. 3-25. (in Russian).
3. Karimov R.R., Kozlov V.I., Korsakov A.A., Mullayarov V.A., Mel'chinov V.P., *Variatsii parametrov signalov radionavigatsionnykh stantsii, registriruemyykh v Yakutske v diapazone ochen' nizkikh chasot (Variations of very low frequency signal parameters of radio navigation stations, registered in Yakutsk)*, *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2012, Vol. 9, No. 4, pp. 57-62. (in Russian).
4. U.S. Dept. of Commerce, NOAA, Space Weather Prediction Center (SWPC). URL: <http://www.swpc.noaa.gov/products/solar-cycle-progression>.
5. Thomson N.R., Clilverd M.A. *Solar cycle changes in daytime VLF subionospheric attenuation* // *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics.* 2000. V. 62. Issue 7. P. 601-608.
6. Kozlov V.I., Mullayarov V.A., Vasil'ev A.E. *Uzkosekturnaya pelengatsiya istochnikov shumovogo ONCh izlucheniya* // *Izvestiya vuzov. Radiofizika.* 2000. T.43. №11. S. 954-957. (in Russian).
7. *Relative detection efficiency of the World Wide Lightning Location Network* / M.L. Hutchins, R.H. Holzworth, J.B. Brundell, C.J. Rodger // *Radio Sci.* – 2012. – Vol. 47. – P. RS6005. (9 p.). DOI: 10.1029/2012RS005049.



# Межгодовые вариации амплитуды узкополосных сигналов радиостанций и радиозумов ОНЧ диапазона регистрируемых в Якутске 2009-2017 гг.

Корсаков А.А., Козлов В.И., Тарабукина Л.Д.

Институт космических исследований и аэронавтики СО РАН, Якутск, Россия  
E-mail: korsakova@ikfia.ysn.ru

Радиосигналы диапазона очень низких частот (ОНЧ: 3-30 кГц) способны распространяться на большие расстояния с малым затуханием  $\sim 0,3$  дБ/1000 км в волноводе нижней границей которого являются водная или земная поверхности, а верхней границей служит нижняя ионосфера (днем - область D: высоты 65-80 км, ночью - область E: 90-110 км) [1]. Такая особенность распространения позволяет проводить дистанционный мониторинг грозовой активности, поскольку основным природным источником ОНЧ радиоизлучения являются грозные разряды. Выделяются импульсная (атмосферика) и флуктуационная (перекрывающиеся радиоимпульсы) составляющие радиозумов [2]. При исследовании вариаций интенсивности удаленных грозных источников по регистрируемым ОНЧ радиозумам, необходимо учитывать условия распространения, имеющие суточные, сезонные и межгодовые особенности. Неоднозначность можно устранить при одновременном приеме со схожих направлений ОНЧ сигналов навигационных радиостанций.

В г. Якутске с 2009 года практически в непрерывном режиме проводится регистрация амплитудно-фазовых вариаций сигналов Радиотехнической системы дальней навигации РСДН-20 («Альфа»). Станции излучают радиоимпульсы на частотах 11,9, 12,6 и 14,9 кГц в промежутках между радиоимпульсами РСДН-20 на тех же частотах регистрируется интенсивность радиозума в полосе 372 Гц [3].

Функцию распространения ОНЧ сигналов в азиатском регионе представим в виде среднегеометрического значений амплитуд станций Новосибирск и Хабаровск. Протяженность радиотрассы Новосибирск - Якутск составляет 2640 км, а Хабаровск - Якутск - 1400 км. Дневным условиям распространения ОНЧ сигнала на указанных радиотрассах соответствует интервал 3-7 UT, а ночным - 16-17 UT. Вариация амплитуды сигналов радиостанций на частоте 14,9 кГц, принимаемых в Якутске в летний и зимний периоды 2009-2017 гг представлена на рис. 1.

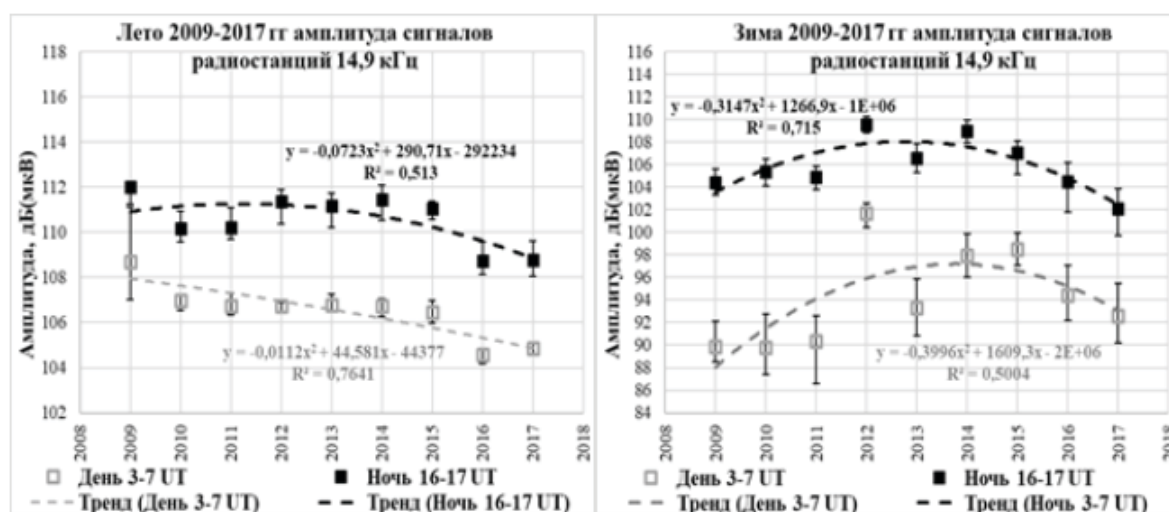
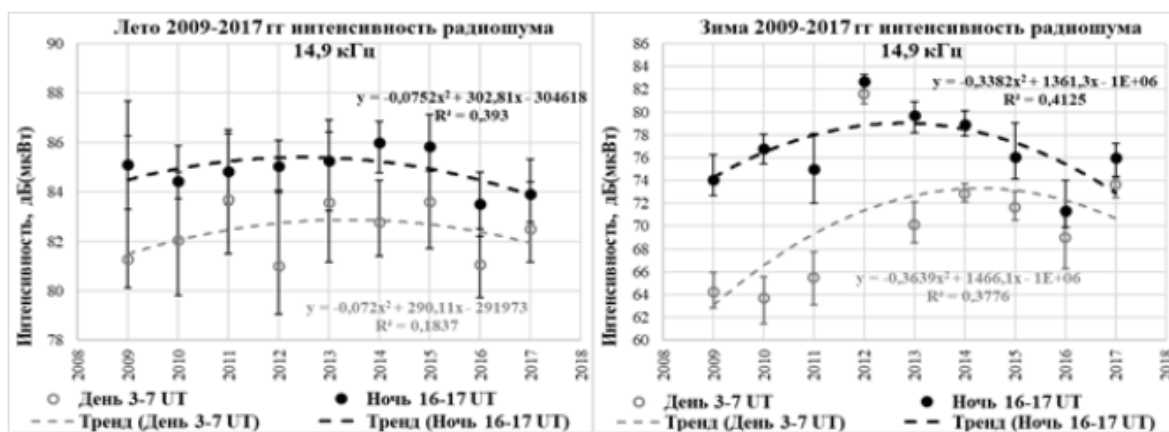


Рис. 1. Вариация амплитуды сигналов радиостанций на частоте 14,9 кГц, принимаемых в Якутске в летний и зимний периоды 2009-2017 гг

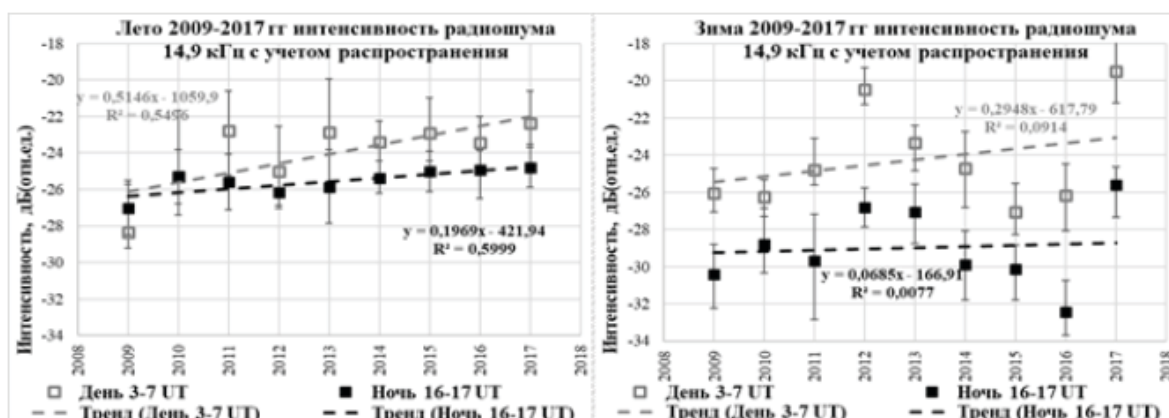
Следует отметить, что межгодовые вариации амплитуды радиостанций соответствуют изменению в 24-м цикле солнечной активности. В летний период:  $1,3 \pm 0,7$  дБ (день),  $1,5 \pm 0,7$  дБ (ночь); в зимний период:  $7 \pm 2$  дБ (день),  $6 \pm 1,5$  дБ (ночь). Максимум солнечной активности (индекс F10.7) соответствует 2014-2015 гг, также выделяется пик в 2012 году [4]. Полученные данные находятся в соответствии с работой [5] в которой указывается, что в максимуме солнечной активности уровень сигналов радиостанций, регистрируемых в полдень на низких и средних широтах для протяженных радиотрасс, пересекающих экватор, примерно на  $0,3 \pm 0,1$  дБ/1000 км больше, чем в минимуме.

Вариация интенсивности радиозума на частоте 14,9 кГц (в полосе 372 Гц), регистрируемого в Якутске в летний и зимний периоды 2009-2017 гг представлена на рис. 2.



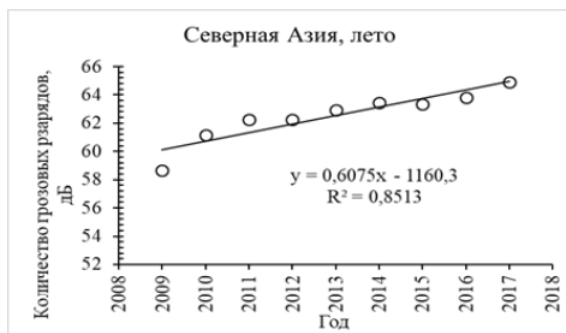
**Рис. 2.** Вариация интенсивности радишума в полосе 372 Гц на частоте 14,9 кГц, регистрируемого в Якутске в летний и зимний периоды 2009-2017 гг

Основным источником ОНЧ радишума в летний период является местная грозовая активность. Основной источник зимой – грозы северной Индии и Китая. 16-17 UT соответствует ночному уменьшению затухания ОНЧ при распространении в волноводе Земля – ионосфера. В дневной интервал 3 – 7 UT наблюдается минимум во все сезоны, связанный с пониженной грозовой активностью Азии и максимальным затуханием при распространении [6]. Следует отметить, что радиотрассу Новосибирск – Якутск можно считать частью трассы распространения грозовых радиосигналов от северной Индии до Якутска. Сигналы радиостанции Хабаровск принимаются в Якутске с близкого направления, что и радишумы гроз Южного Китая.

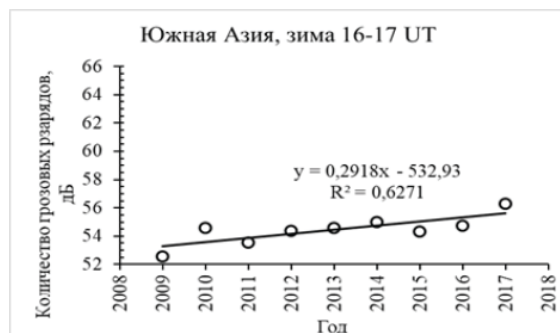


**Рис. 3.** Вариация интенсивности радишума на частоте 14,9 кГц (в полосе 372 Гц), регистрируемого в Якутске в летний и зимний периоды 2009-2017 гг с учетом функции распространения

Вычитая из регистрируемых вариаций интенсивности радишума значения амплитуды сигналов радиостанций, получим вариации интенсивности радишума с учетом функции распространения (рис. 3). Следует отметить нарастание в 2009-2017 гг. интенсивности грозовых источников радишума осо-



**Рис. 4.** Суммарное количество разрядов по территории Северной Азии (40-80 с.ш., 60-180 в.д.) за три летних месяца.



**Рис. 5.** Суммарное количество разрядов (16-17UT) по территории двух регионов Южной Азии: северная Индия (17-36 с.ш., 68-94 в.д.) и Южный Китай (10-33 с.ш., 94-126 в.д.) за три зимних месяца.

бенно в летний период (местная грозовая активность – Северная Азия). Нарастание интенсивности составило: 4 дБ (3-7 УТ) и 1,6 дБ (16-17 УТ).

Суммарное количество разрядов по территории Северной Азии (40-80 с.ш., 60-180 в.д.) за три летних месяца представлено на рис. 4 по данным Мировой сети локализации молний (WWLLN) [7], один из пунктов установлен в г. Якутске в ФТИ СВФУ. Суммарное количество разрядов (16-17УТ) по территории двух регионов Южной Азии: северная Индия (17-36 с.ш., 68-94 в.д.) и Южный Китай (10-33 с.ш., 94-126 в.д.) за три зимних месяца представлено на рис. 5.

По данным сети WWLLN также отмечается рост суммарного количества грозных разрядов как в Северной Азии (40-80 с.ш., 60-180 в.д.) летом на 5 дБ, так и в Южной Азии зимой на 2,3 дБ.

*Работа выполнена при частичной финансовой поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации бюджетной темы II.16.2.1. (Номер госрегистрации № АААА-А17-117021450059-3), Программы комплексных научных исследований в Республике Саха (Якутия) и РФФИ № 18-35-00215 мол\_а.*

#### **Литература:**

1. Barr R, Jones D.L., Rodger C.J. ELF and VLF radio waves. *J Atmos Solar Terr Phys.* 2000. 62 (17–18):1689–1718.
2. Александров М.С. Исследование атмосферных радиопомех ОНЧ- и НЧ-диапазонов и их источников. // *Успехи современной радиоэлектроники.* – 1998. – № 10. – С. 3-25.
3. Каримов Р.Р., Козлов В.И., Корсаков А.А., Муллаяров В.А., Мельчинов В.П. Вариации параметров сигналов радионавигационных станций, регистрируемых в Якутске в диапазоне очень низких частот // *Современные проблемы дистанционного зондирования земли из космоса*, 2012. Т. 9. №4. С. 57-62.
4. U.S. Dept. of Commerce, NOAA, Space Weather Prediction Center (SWPC) [Электронный ресурс]. URL: <http://www.swpc.noaa.gov/products/solar-cycle-progression> (дата обращения 28.03.2018).
5. Thomson N.R., Clilverd M.A. Solar cycle changes in daytime VLF subionospheric attenuation // *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics.* 2000. V. 62. Issue 7. P. 601–608.
6. Козлов В.И., Муллаяров В.А., Васильев А.Е. Узкосекторная пеленгация источников шумового ОНЧ излучения // *Известия вузов. Радиофизика.* 2000. Т. 43. № 11. С. 954-957.
7. Relative detection efficiency of the World Wide Lightning Location Network / M.L. Hutchins, R.H. Holzworth, J.B. Brundell, C.J. Rodger // *Radio Sci.* – 2012. – Vol. 47. – P. RS6005. (9 p.). DOI: 10.1029/2012RS005049.

## Regional features of the main climate-forming factors contribution to the variability of the temperature regime over the Asian territory of Russia in the beginning of the 21st century

**Loginov S.V., Kharyutkina E.V., Usova E.I.**

Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia  
E-mail: kh\_ev@mail2000.ru

The main feature of modern climate change is the change in the warming rate, observed from the beginning of XXI century in different regions of the globe. Along with the cooling in mid-latitudes there is a temperature increase over the arctic seaside of Eurasia [1-3]. Among the main factors, which can change heat flux, incoming to the region, heat content, greenhouse gases concentration and radiative balance at the top of atmosphere can be distinguished.

The investigation in variability of climate-forming factors was carried out for the Asian territory of Russia (ATR) and its separate regions using modern CFSR [4] and ERA-Interim [5] reanalyses databases.

Regional features of the main climate-forming factors contribution to temperature regime variability over the ATR for the period of 2003-2012 were revealed. It was established, that radiative forcing of greenhouse gases prevails in spring in West Siberia (up to 40%), in winter and in autumn - in East Siberia (up to 50%) and also in autumn – over Far East (up to 60%). The contribution of advective heat flux (up to 33%) exceeds that of radiative forcing of greenhouse gases in winter and in summer in West Siberia and in winter over Far East (33%).



The obtained results revealed regional and seasonal peculiarities of global warming mechanisms, which are necessary for monitoring and modeling of regional climate change.

*The work is partially supported by RFBR, according to the research project No.16-35-60088 mol\_a\_dk.*

#### References:

1. Cohen J. L., Furtado J. C., Barlow M. et al. Asymmetric seasonal temperature trends // *Geophys. Res. Lett.* 2012. Vol. 39. L04705. doi: 1029/2011GL050582.
2. Kharyutkina E. V., Loginov S. V., Ippolitov I. I. Influence of radiation and circulation factors on climate change in Western Siberia at the end of the 20th century and beginning of the 21st century. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics.* 56. N6. 579-586.
3. Report on climate features over the territory of Russian Federation for 2014. Federal service for hydrometeorology and environmental monitoring (Roshydromet). Moscow. 2015. 107p.
4. aha, Suranjana, and Coauthors, 2014: The NCEP Climate Forecast System Version 2. *J. Climate.* 27. 2185-2208.
5. Dee D. P. et al (2011), The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Q.J.R. Meteorol. Soc.* 137. 2011. 553–597.

## Региональные особенности вклада основных климатообразующих факторов в изменчивость температурного режима Азиатской территории России в начале XXI века

Логинов С.В., Харюткина Е.В., Усова Е.И.

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия  
E-mail: kh\_ev@mail2000.ru

Особенностью изменения современного климата является изменение темпов потепления, наблюдаемое с 2000 года в различных регионах земного шара. Примером того может служить замедление темпов потепления в средних широтах Евразии, а в ряде регионов, например, в Сибири наблюдается похолодание в зимний период [1,2]. Одновременно, отмечается рост температуры на арктическом побережье Евразии [3]. Понимание истинных причин глобального потепления требует проведения исследований региональных климатов с учетом воздействия различных климатообразующих факторов. В условиях происходящих изменений глобального климата большой интерес представляет собой исследование климатообразующих факторов, влияющих на изменения притока тепла, поступающего на территорию. Среди основных факторов можно выделить теплосодержание океана, концентрация парниковых газов и радиационный баланс на верхней границе атмосферы.

Исследования изменчивости климатообразующих факторов проводилось по данным современных реанализов CFSR [4] и ERA-Interim [5] за период 1979-2016 гг.

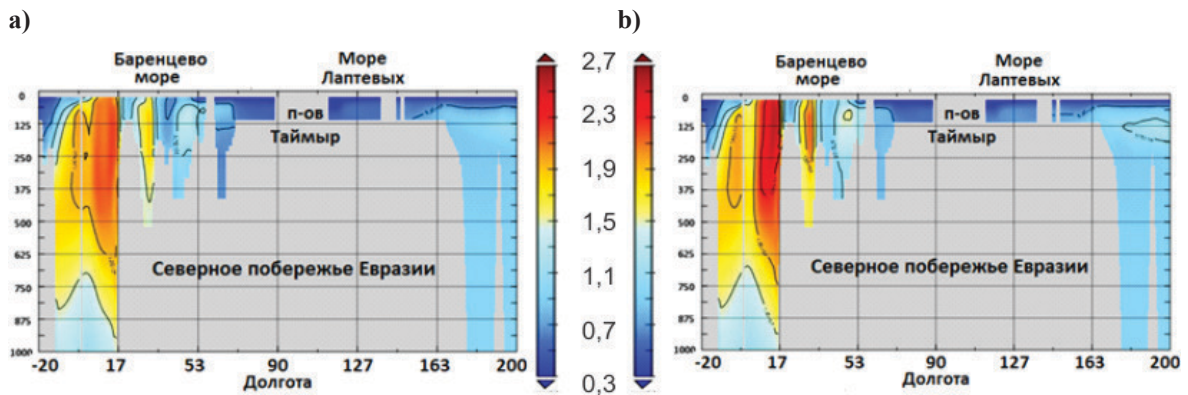
По результатам анализа изменчивости теплосодержания океана Q в Северном полушарии установлено, что в начале XXI века увеличение Q происходило преимущественно в высоких широтах в приповерхностном слое (таб. 1).

**Таблица 1.** Среднегодовой тренд температуры поверхности океана (SSTtr) и теплосодержания океана в слое 0 – 300 м (QTr) в районах Тихого и Атлантического океанов.

Район	SSTtr, °C/10 лет		QTr 108, Дж/м <sup>2</sup> /10 лет	
	1979 - 1998	1999 - 2014	1979 - 1998	1999 - 2014
<b>Северная Атлантика</b>				
Субполярный круговорот	-0,01	<b>0,37</b>	1,57	<b>3,61</b>
Субтропический круговорот	<b>0,05</b>	<b>0,13</b>	<b>1,80</b>	-0,68
Гольфстрим	<b>0,11</b>	<b>0,29</b>	<b>3,30</b>	-2,48
<b>Северная часть Тихого океана</b>				
Субполярный круговорот	<b>0,32</b>	<b>0,17</b>	<b>1,46</b>	<b>3,41</b>
Субтропический круговорот	<b>0,14</b>	0,01	-0,29	-0,41
Курисио	<b>0,15</b>	0,07	2,09	-0,85

Примечание. Жирным шрифтом выделены значимые величины ( $\alpha=0,05$ )

В Атлантическом океане изменения происходили на глубинах до 580 м, а в Тихом океане на глубинах до 350 м. Наибольшие изменения  $Q$  в Северном Ледовитом океане (СЛО) приходятся на Атлантический сектор. В российском секторе СЛО изменения  $Q$  с наибольшей скоростью происходили в Баренцевом море, где приток тепла наблюдался в слое от 0 до 250 м и за 10 лет составил  $2,1 \cdot 10^8$  Дж/м<sup>2</sup>. Изменения теплосодержания  $Q$  вдоль круга широты 75°с.ш. приведены на рис. 1.



**Рис. 1.** Глубинный разрез теплосодержания океана  $Q$  (107 Дж/м<sup>3</sup>) в слое 0 – 1000м в Северном Ледовитом океане вдоль широты 75°с.ш. а) 1979-1998 гг., б) 1999-2014 гг.

Изменение глобальной температуры в начале XXI века сопровождается увеличением теплосодержания приповерхностного слоя СЛО, приводящее к изменению тепловых потоков, поступающих в климатическую систему Азиатской территории России (АТР), и к увеличению эмиссии парниковых газов в шельфовых зонах СЛО. Дополнительными источниками эмиссии парниковых газов являются увеличение масштабов лесных пожаров и протаивания зоны многолетнемерзлых грунтов.

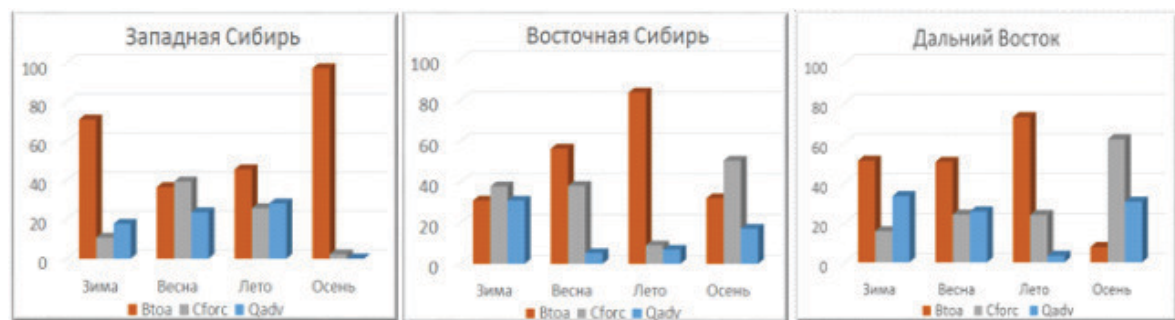
На рисунке 2 приведены значения вкладов (%) климатообразующих факторов в изменения температуры поверхности: радиационный баланс на верхней границе атмосферы ( $B_{toa}$ ), радиационный форсинг парниковых газов ( $C_{forc}$  - углекислый газ и метан), адвективный приток тепла ( $Q_{adv}$ ).

Величина адвективных и вихревых потоков тепла, рассчитывалась как

$$q = -\vec{V} \cdot \vec{\nabla} Q, q^* = -\vec{V}^* \cdot \vec{\nabla} Q^*, \quad (1)$$

где  $\vec{V}$  - скорость ветра,  $Q$  – теплосодержание слоя атмосферы, а символом «\*» обозначено отклонение от средней величины. Направлению на север соответствует условие  $v > 0$ .

Расчеты  $Q_{adv}$  выполнены в соответствии с (1) по данным реанализа ERA Interim (2003-2012 гг.) для отдельных регионов АТР: Западная Сибирь, Восточная Сибирь и Дальний Восток. Величина вклада определялась по частным коэффициентам корреляций изменчивости температуры с климатообразующими факторами. Адвективный суммарный приток тепла определялся как сумма притоков тепла через все «боковые грани» региона, ограниченные по высоте уровнем 700 гПа.



**Рис. 2.** Вклады (%) климатообразующих факторов в изменения приземной температуры (2003-2012 гг.) для отдельных регионов АТР.

Выявлены региональные особенности вклада основных климатообразующих факторов на температурный режим Азиатской территории России в период 2003-2012гг. Установлено, что радиационный форсинг парниковых газов преобладает весной в Западной Сибири (до 40%), зимой и осенью в Восточной Сибири (до 50%) и осенью на Дальнем Востоке (до 60%). Вклад адвективного теплопереноса (до 33%) превышает вклад радиационного форсинга парниковых газов зимой и летом в Западной Сибири и зимой на Дальнем Востоке (33%).

Впервые для каждого региона АТР выявлены преобладающие климатообразующие факторы и получены оценки их тенденций в XXI веке (таб. 2):

- непрерывный рост радиационного форсинга парниковых газов;
- разнонаправленные тренды радиационного баланса и притока тепла в зависимости от сезона года.

**Таблица 2.** Изменения климатообразующих факторов (2003–2012 гг.) для отдельных регионов АТР.

	Втоа, Вт/м <sup>2</sup> /10лет			Сфорс, Вт/м <sup>2</sup> /10лет			Qadv, Вт/10лет		
	Западная Сибирь	Восточная Сибирь	Дальний Восток	Западная Сибирь	Восточная Сибирь	Дальний Восток	Западная Сибирь	Восточная Сибирь	Дальний Восток
Зима	3,86	7,97	0,04	0,30	0,15	0,11	-2,7*1012	9,7*1011	-2,3*1012
Весна	1,98	-0,77	0,41	0,16	0,23	0,12	1,5*1012	2,3*1011	4,5*1012
Лето	-5,06	4,25	7,76	0,11	0,11	0,09	4,9*1011	9,2*1010	-1,8*1012
Осень	4,12	2,99	1,22	0,16	0,19	0,12	-2,4*1011	-2,2*1012	-1,7*1012

*Примечание.* *Втоа* – суммарное за месяц количество энергии на единицу поверхности, *Qadv* – среднемесячный адвективный суммарный (по всем граням) приток энергии в поверхностном слое (до уровня 700 гПа).

Полученные результаты выявляют региональные и сезонные особенности механизмов глобально-го потепления, учет которых необходим для мониторинга и моделирования региональных изменений климата.

*Исследование выполнено при частичной финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-35-60088 мол\_a\_дк*

#### **Литература:**

1. Cohen J. L., Furtado J. C., Barlow M. et al. Asymmetric seasonal temperature trends // *Geophys. Res. Lett.* - 2012. - Vol. 39. - L04705. - doi: 1029/2011GL050582.
2. Харюткина Е.В., Инполитов И.И., Логинов С.В. Роль радиационных и циркуляционных факторов в изменении климата Западной Сибири в конце XX и начале XXI веков // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана.* 2016. №6. С. 651-659.
3. Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2014 год. - Москва: Росгидромет, 2015. - 107 с.
4. aha, Suranjana, and Coauthors, 2014: The NCEP Climate Forecast System Version 2. *J. Climate*, 27, 2185-2208.
5. Dee, D. P., et al (2011), The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 137: 553–597.

## Influence of autumn snow cover variability on atmospheric conditions the following winter in Siberia

<sup>1,2</sup>Martynova Yu.V., <sup>1</sup>Kharyutkina E.V.

<sup>1</sup> Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia

<sup>2</sup> Siberian Regional Hydrometeorological Research Institute, Novosibirsk, Russia

E-mail: FoxyJ13@gmail.com, kh\_ev@mail2000.ru

Web: <http://imces.ru>, <http://sibnigmi.ru>

DOI: 10.5281/zenodo.1251643

Due to climatic features, the most extensive snow cover is formed in the Siberian part of the Eurasian continent. There are a number of studies showing that the magnitude of the snow cover formed in October can have a significant impact on the formation of processes that determine the state of the climate system in the following winter. However, this mechanism of influence is not fully understood. The purpose of this study is to assess the influence of the October snow cover variation on the temperature and circulation regimes in the following winter in Siberia.

The territory of Western Siberia between 50N - 70N and 60E-90E was considered. The studies were carried out on the basis of observational data (RIHMI-WDC and NOAA, GSL), reanalysis (NCEP/NCAR and ERA-Interim) and climate modeling data (INMCM4 and INMCM5). Simultaneous use of data of different types in the work allowed to obtain a more complete picture of the behavior of the investigated relationship. The behavior of the following parameters was considered: the area of the snow cover formed in October (Ssc);

averaged over the territory average for the winter air temperature at the surface (Tas); average for the winter AO index (AOI), the average over the territory of the geopotential height anomaly (HGT). The estimation of the influence of the autumn snow cover anomalies on the atmospheric conditions formed in the following winter was carried out using correlation analysis.

The big range of correlation coefficients between Ssc and AOI, and between Ssc and Tas was obtained. The common for all the data sets examined is an occurrence of statistical significance of linear relation between Ssc and AOI only in certain short (up to 20 years) time intervals. All significant correlation coefficients between Ssc and AOI are negative, which agrees with the possible tropospheric-stratospheric-tropospheric mechanism of the effect of the autumn snow cover on atmospheric conditions in the following winter. The occurrence of a statistically significant linear relationship between Ssc and AOI is not associated with the appearance of it between Ssc and Tas. However, for the majority of considered time periods, a strong positive statistically significant linear relationship between AOI and Tas is observed for all the data sets examined, which also indicate the manifestation of the mechanism under consideration. The comparison of the correlation coefficients that are obtained using the initial and detrended data series does not show the significant role of the low-frequency variability in the behavior of parameters under consideration.

The generalization of all the results of this study suggests that the tropospheric-stratospheric-tropospheric mechanism described above can be highly influenced by other atmospheric processes. The obtained results give grounds for assuming the nonstationarity of the considered relationship occurrence.

*This study is partially supported by the grant of the RF President MK-2018.2017.5.*

## Влияния изменчивости осеннего снежного покрова на атмосферные условия последующей зимой в Сибири

<sup>1,2</sup> Мартынова Ю.В., <sup>1</sup>Харюткина Е.В.

<sup>1</sup> Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

<sup>2</sup> Сибирский региональный научно-исследовательский гидрометеорологический институт, Новосибирск, Россия

E-mail: FoxyJ13@gmail.com, kh\_ev@mail2000.ru

Web: <http://imces.ru>, <http://sibnigmi.ru>

DOI: 10.5281/zenodo.1251643

### ВВЕДЕНИЕ

В зимний сезон целый ряд динамических аспектов атмосферы Северного полушария, таких как, например, расположение полярного струйного течения, шторм треки, температурный режим, определяется Арктическим колебанием (АК). В силу климатических особенностей наиболее обширный снежный покров формируется в сибирской части евразийского континента. Более того, по данным спутниковых наблюдений Национального управления океанических и атмосферных исследований (NOAA) основное формирование снежного покрова в Сибири происходит именно в октябре [1, 2], что сопряжено со сменой сезонов и соответствующим перестроением поведения климатической системы на этой территории. Очевидно, что величина сформировавшегося в октябре снежного покрова может оказывать значительное влияние на формирование процессов, определяющих состояние климатической системы в последующий зимний период. Существует ряд работ, описывающих наличие данной связи по различным данным моделирования [3-7]. Механизм этой взаимосвязи сложен и в значительной степени затрагивает стратосферные процессы [8]. На текущий момент механизм влияния аномалий осеннего снежного покрова на атмосферные условия последующей зимой в Северном полушарии до конца не изучен.

Цель работы заключается в оценке влияния вариации снежного покрова, сформировавшегося в октябре на территории Сибири, на температурный и циркуляционный режимы указанной территории в последующий зимний сезон. Исследования проводились на основе данных наблюдений, ретроспективного анализа и численного моделирования. Одновременное использование в работе данных разных типов позволило получить более полное представление о поведении исследуемой связи.

### ДААННЫЕ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

#### Территория

Для исследования была выбрана территория Западной Сибири между 50° – 70° с.ш. и 60° – 90° в.д. На этой территории происходит интенсивное формирование снежного покрова в течение осени, особенно в октябре [1, 2].



### Использованные данные

Анализ влияния вариаций осеннего снежного покрова на температурный режим последующего зимнего сезона для указанной территории осуществлялся с помощью данных наблюдений (ВНИИГ-МИ-МЦД и NOAA, GSL), реанализов (NCEP/NCAR и ERA-Interim) и данных климатического моделирования (INMCM4 и INMCM5).

### Методика исследования

В рамках данного исследования для всех типов данных анализ проводился для четырех интервалов времени: для всего имеющегося интервала, отдельно для первой и второй половины имеющегося интервала, а также для непрерывного подинтервала, располагающегося примерно в середине общего имеющегося интервала. Рассмотрение нескольких интервалов времени, выбранных указанным образом, позволяет оценить наличие зависимости получаемого результата от выбора периода для проведения исследования.

Для всех использованных данных были рассмотрены отдельно исходные ряды (ИР) и эти же ряды после процедуры исключения тренда (ИТР), что позволило оценить степень влияния низкочастотной составляющей изменчивости рассматриваемых параметров.

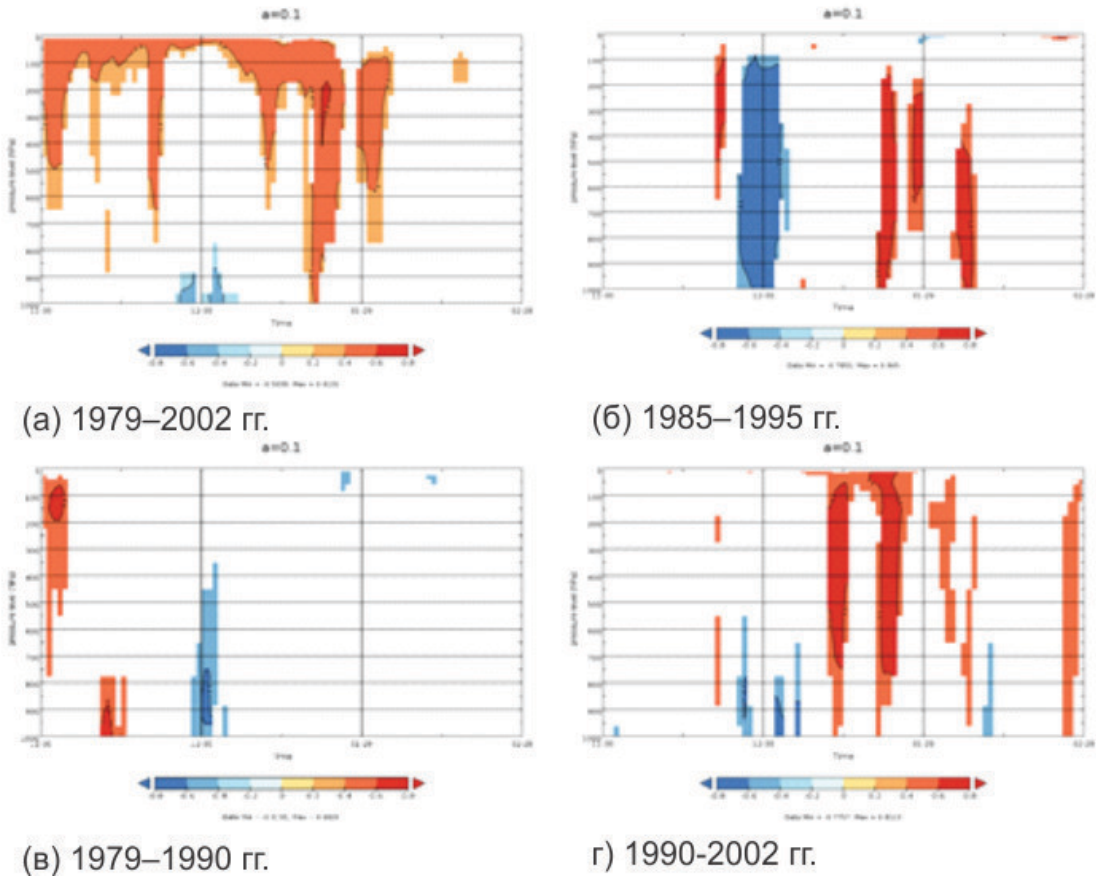
Было рассмотрено поведение следующих параметров: площадь снежного покрова, сформировавшегося в октябре (Scp); осредненная по территории средняя за зимний сезон температура воздуха у поверхности (Твп); средний за зимний сезон индекс АК (ИАК), средние по территории аномалии высоты геопотенциала (HGT). Был выполнен расчет коэффициентов корреляции с последующей оценкой их значимости для трех пар параметров: Scp и ИАК; Scp и Твп; ИАК и Твп. Первые два из указанных индекса корреляции позволяют судить о наличии линейной связи между рассматриваемыми параметрами, а последний, основываясь на том, что температура воздуха у поверхности в зимний сезон в существенной степени может определяться АК, выступает в качестве контрольной оценки взаимного поведения указанных параметров. Для проверки связи аномалий осеннего снежного покрова с аномалиями волновой активности, познिकाющими последующей зимой, были вычислены коэффициенты корреляции между указанными величинами и проверена их статистическая значимость. Предварительно для каждого взятого в рассмотрение периода были вычислены аномалии волновой активности на основе средних по рассматриваемой территории значений HGT, определенных для каждого дня зимнего периода.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

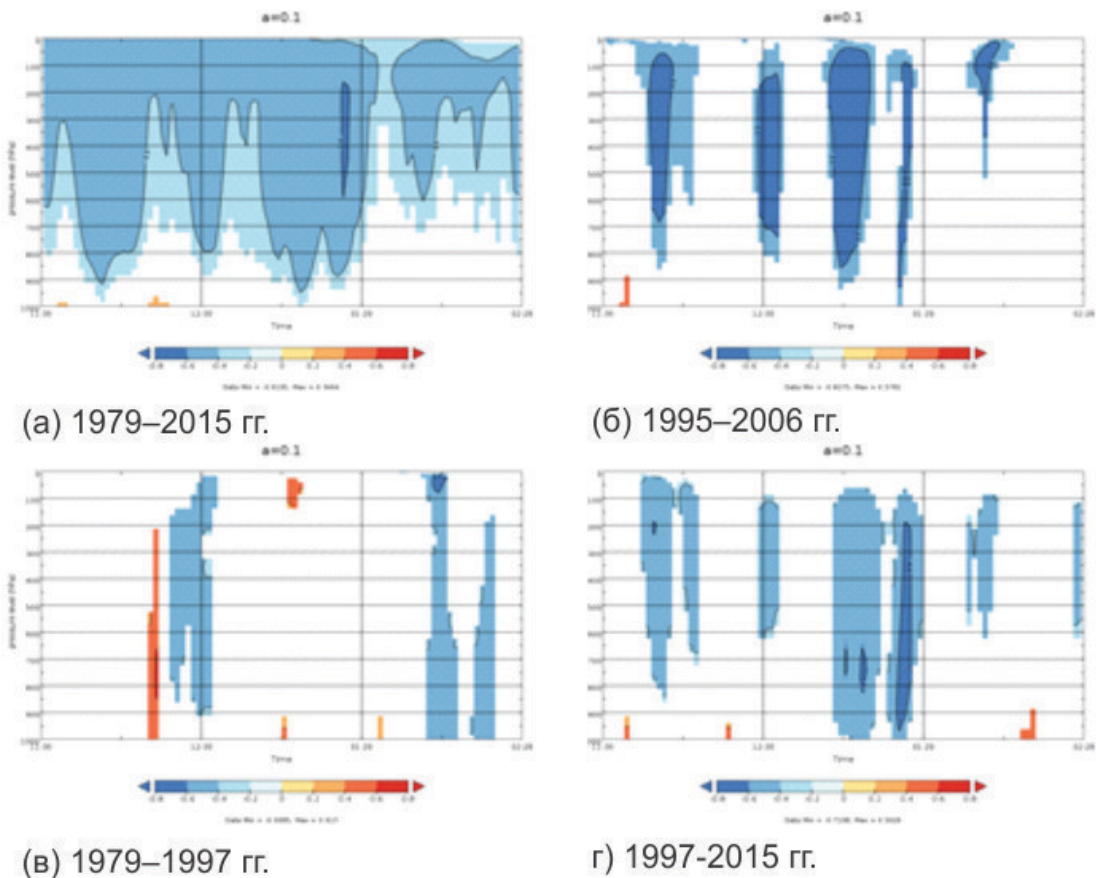
Полученные коэффициенты корреляции между Scp и ИАК, и между Scp и Твп демонстрируют существенный разброс значений, как при переходе от одного набора данных к другому, так и в рамках каждого отдельно взятого набора. При этом явно видны следующие особенности. Во-первых, общим для всех рассмотренных наборов данных является проявление статистически значимой линейной связи между Scp и ИАК только на отдельных коротких (до 20 лет) интервалах времени. Во-вторых, все значимые коэффициенты корреляции между Scp и ИАК отрицательные, что согласуется с возможным тропосферно-стратосферно-тропосферным механизмом влияния площади осеннего снежного покрова на атмосферные условия в последующую зиму [8]. В-третьих, наличие статистически значимой линейной связи между Scp и ИАК не сопряжено с проявлением значимой линейной связи между Scp и Твп. Однако, при этом для подавляющего большинства временных периодов для всех рассмотренных наборов данных прослеживается сильная положительная статистически значимая линейная связь между ИАК и Твп, что также говорит в пользу проявления исследуемого механизма. В-четвертых, результат сравнения полученных на основе ИР и ИТР значений коэффициентов корреляции говорит в пользу невыраженности влияния низкочастотной составляющей изменчивости рассматриваемых параметров.

Совместный анализ вычисленных средних значений и стандартных отклонений рассматриваемых характеристик для всех выделенных периодов всех взятых в рассмотрение наборов данных и сопоставление их сочетания для каждого периода со значениями полученных ранее индексов корреляций между указанными параметрами не выявило какой-либо закономерности сопутствующей проявлению или отсутствию значимой линейной связи. С одной стороны, может показаться, что такое отсутствие закономерности является следствием неудачного выбора временных периодов для исследования, и такое заключение было бы правомерным, если бы исследование не было построено на пяти наборах данных различного типа, полученных разным способом и из различных источников. Выявленная особенность говорит в пользу необходимости исследования рассматриваемого влияния Scp на атмосферные условия последующего зимнего сезона с точки зрения его стационарности.

Анализ линейной связи между Scp и HGT на изобарических уровнях, проведенный для трех наборов данных (реанализы NCEP/NCAR и ERA-Interim и данные модели INMCM5) для территории Сибири не выявил какой-либо явной характерной структуры в рассмотренных полях, сопровождающей проявление линейной связи между Scp и ИАК (рисунки 1-3). Получен также существенный разброс значений корреляций при переходе от одного набора данных к другому.



**Рис. 1.** Значимые ( $\alpha=0.1$ ) коэффициенты корреляции между Scp и аномалиями HGT, реанализ NCEP/NCAR и Scp из GSL; для (г) ранее была обнаружена значимая связь между Scp и ИАК.



**Рис. 2.** Тоже, что на рисунке 1, но для ERA-Interim; для (б) ранее была обнаружена значимая связь между Scp и ИАК.

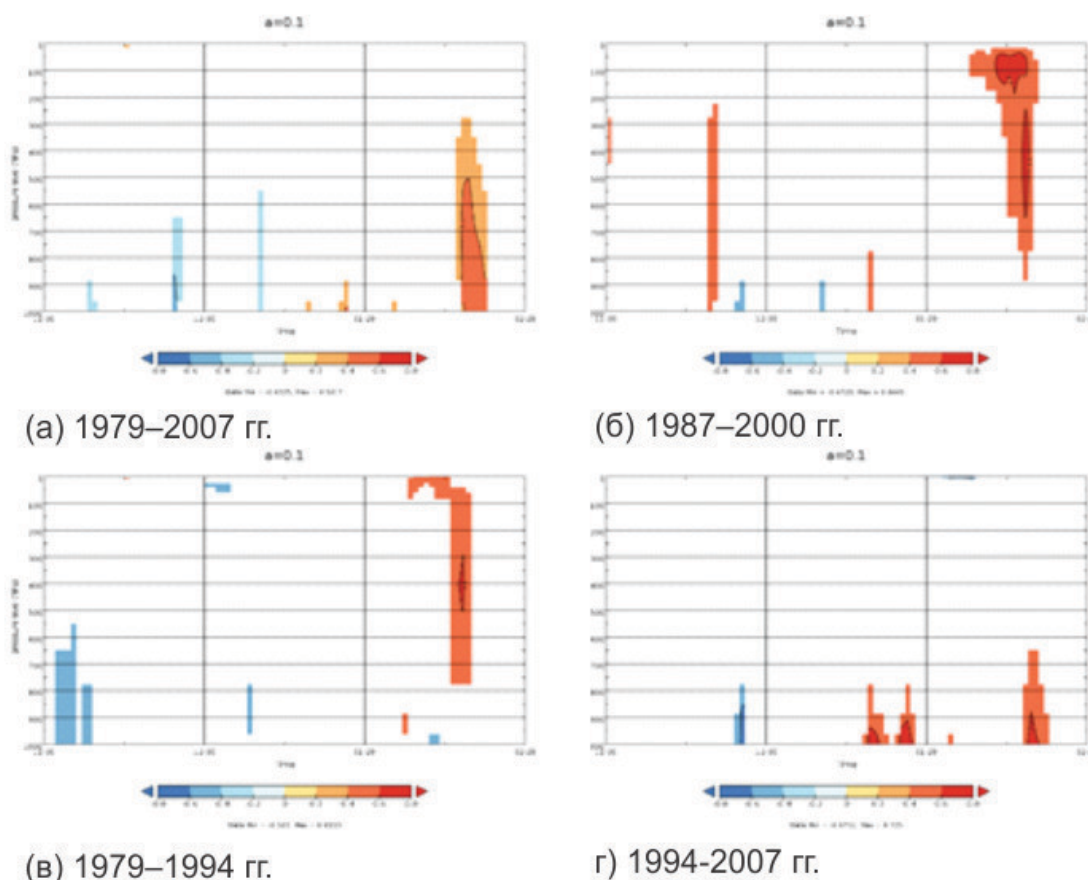


Рис. 3. Тоже, что на рисунке 1, но для INMCM5; для (б) ранее была обнаружена значимая связь между Ssp и ИАК.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обобщение всех полученных в рамках данного исследования результатов дает основания предположить, что рассматриваемый тропосферно-стратосферно-тропосферный механизм, описанный ранее, не является управляющим, и может быть сильно подвержен влиянию других атмосферных процессов. Полученные результаты дают основания предполагать нестационарность проявления рассматриваемой связи.

Кроме того, полученные результаты могут выступать в качестве потенциального объяснения причин, почему в своей работе Furtado J.C. с соавторами [9] не получили ожидаемого отклика зимних атмосферных условий на аномалии снежного покрова, сформировавшегося предшествующей осенью, в данных моделях участников СМIP5. В работе Furtado J.C. с соавторами использовали ансамблевый подход, который в условиях нестационарности проявления рассматриваемого влияния существенно сгладил, вплоть до исчезновения, возможные его проявления.

Работа выполнена при частичной поддержке гранта Президента РФ № МК-2018.2017.5.

### Литература:

1. Gong G., Entekhabi D., Cohen J. Modeled Northern Hemisphere winter climate response to realistic Siberian snow anomalies // *J. Climate.* – 2003. – V. 16. – P. 3917–3931.
2. Дымников В.П., Володин Е.М., Галин В.Я., Глазунов А.В., Грицун А.С., Дианский Н. А., Лыкосов В.Н. Климат и его изменения: математическая теория и численное моделирование // *Сибирский журнал вычислительной математики.* – 2003. – Т. 6. – С. 347–379.
3. Allen R.J., Zender C.S. Effects of continental-scale snow albedo anomalies on the wintertime Arctic oscillation // *J. Geophys. Res.* – 2010. – V. 115. – D23105, doi:10.1029/2010JD014490.
4. Barnett T.P., Dumenil L., Schlese U., Roeckner E., Latif M. The effect of Eurasian snow cover on regional and global climate variations // *J. Atmos. Sci.* – 1989. – V. 46. – P. 661–685.
5. Gong G., Entekhabi D., Cohen J. A large-ensemble model study of the wintertime AO–NAO and the role of interannual snow perturbations // *J. Climate.* – 2002. – V. 15. – P. 3488–3499.
6. Walland D.J., Sommonds I. Modelled atmospheric response to changes in Northern Hemisphere snow cover // *Climate Dynamics.* – 1997. – V. 13. – P. 25–34.
7. Watanabe M., Nitta T. Relative impacts of snow and sea surface temperature anomalies on an extreme phase in the winter atmospheric circulation // *J. Climate.* – 1998. – V. 11. – P. 2837–2857.

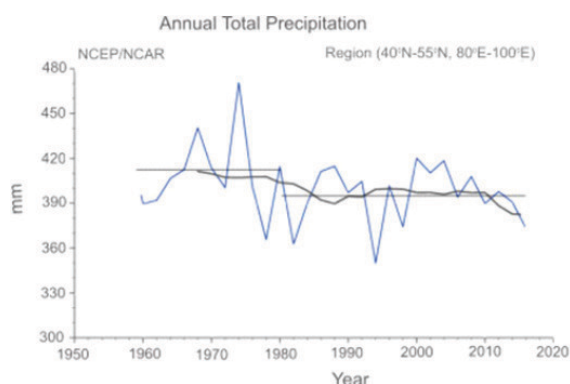
8. Cohen J., Barlow M., Kushner P.J., Saito K. Stratosphere-troposphere coupling and links with Eurasian land-surface variability // *J. Climate.* – 2007. – V. 20. – P. 5335–5343.
9. Furtado J.C., Cohen J.L., Butler A.H., Riddle E.E., Kumar A. Eurasian snow cover variability and links to winter climate in the CMIP5 models // *Climate Dynamics.* – 2015. – P. 1-15. – DOI 10.1007/s00382-015-2494-4

## Macrocirculation processes responsible for precipitation and their isotope composition in Altai

Malygina N.S., Eirikh A.N., Papina T.S.

Institute for Water and Environmental Problems SB RAS, Barnaul, Russia  
E-mail: natmgn@gmail.com, allnik608@gmail.com, tanya.papina@mail.ru

The estimation of precipitation changes in the Altai (1959-2016) was carried out using the Mann-Kendall-Sneyers test. It was found that the variation of precipitation has a step change point occurred in 1980. During the first interval (1959-1980), the trend was mostly positive, whereas during the second interval (1981-2016) it was constantly negative (fig 1).



**Fig. 1.** Total precipitation in Altai (NCEP/NCAR Reanalysis)

The step change point of precipitation in the Altai coincides with the beginning of the «Zonal epoch Elementary Circulation Mechanisms – ECM» for Siberian sector according to the Dzerdzeevskii classification. B.L. Dzerdzeevskii distinguished 41 subtypes of Elementary Circulation Mechanisms (ECM) based on the analysis of maps of baric topography at the 500 hPa level. To clarify the role of various ECM in the Altai precipitation, we calculated the contribution of the ECM, which correspond to Siberian sector,

into the changes of precipitation trends. It was found that the most significant contribution into the change of precipitation regime in the Altai was provided by the «West zonal» Circulation group.

To verify the results obtained for both time intervals, we calculated the averaged wind speeds and directions at the altitude of 850 mb (data of NCEP/NCAR Reanalysis). The analysis of the obtained results has shown that during the second time interval the intake of air masses from south-west, namely from Middle Asia, to the Altai occurred. These air masses are characterized by the lower moisture content, that, first, have led to the negative precipitation trends during 1981-2016.

## Макроциркуляционные процессы, определившие изменения режима и изотопного состава атмосферных осадков на Алтае

Малыгина Н.С., Эйрих А.Н., Папина Т.С.

Институт водных и экологических проблем СО РАН, Барнаул, Россия  
E-mail: natmgn@gmail.com, allnik608@gmail.com, tanya.papina@mail.ru

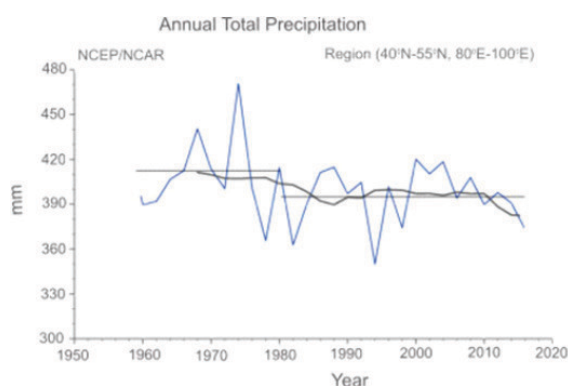
В пятом оценочном докладе Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК) [1] и Втором оценочном докладе Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории РФ [2] показано, что наблюдаемые климатические изменения характеризуются различной степенью интенсивности, порой имеющей противоположный знак в отдельных регионах Земли. Среди основных причин, обуславливающих изменения в ключевых компонентах климатической системы [1, 3], выделяют: изменения орбитальных параметров Земли и солнечной активности, интенсивность вулканической деятельности и увеличение эмиссии парниковых газов, а также изменения в атмосферной циркуляции.



В резюмирующих частях докладов об изменении климата [1, 2] однозначно показана необходимость четкого понимания возможного разнонаправленного влияния атмосферной циркуляции на текущие и прогнозируемые климатические изменения в каждом конкретном регионе. При этом отмечается, что полярные и приполярные районы, а также горные территории в этом отношении являются наиболее уязвимыми. В связи с этим необходимость изучения и оценки макроциркуляционных процессов, обеспечивающих атмосферные осадки в горных регионах, в частности, на Алтае, является весьма актуальной.

Выполненная нами с помощью Манн-Кендалл-Снейрс теста [4, 5] оценка данных по количеству атмосферных осадков, выпавших на Алтае в 1959-2016 гг., показала, что режим осадков характеризуется ступенчатым изменением в начале 1980-х гг (рис. 1.). Данные результаты хорошо согласуются с ранее оцененными изменениями режима осадков на северо-западе Китая, в том числе в районах, прилегающих к Алтаю [6, 7].

Стоит отметить, что временная граница смены знака тренда атмосферных осадков на Алтае совпадает с началом «Зональной эпохи ЭЦМ» для Сибирского сектора по классификации Б.Л. Дзердзеевского [8]. Классификация макроциркуляционных процессов Б.Л. Дзердзеевского основана на учете количества и направлений арктических вторжений (блокирующих процессов) и выходов южных циклонов, а также на изменениях характера циркуляции атмосферы в Арктике. Выделенные 41 подтип ЭЦМ (ЭЦМ – элементарный циркуляционный механизм, который является основной единицей типизации), систематизированы в 13 типов, которые, в свою очередь, делятся на четыре группы [8]. Ежедневные синоптические карты и карты барической топографии служат фактической основой для выделения ЭЦМ и содержат в себе косвенную информацию о потоках влаги в атмосфере, поэтому через смену структур ЭЦМ можно проследить и циркуляционные условия выпадения атмосферных осадков.



**Рис. 1.** Атмосферные осадки на Алтае по данным реанализа NCEP/NCAR.

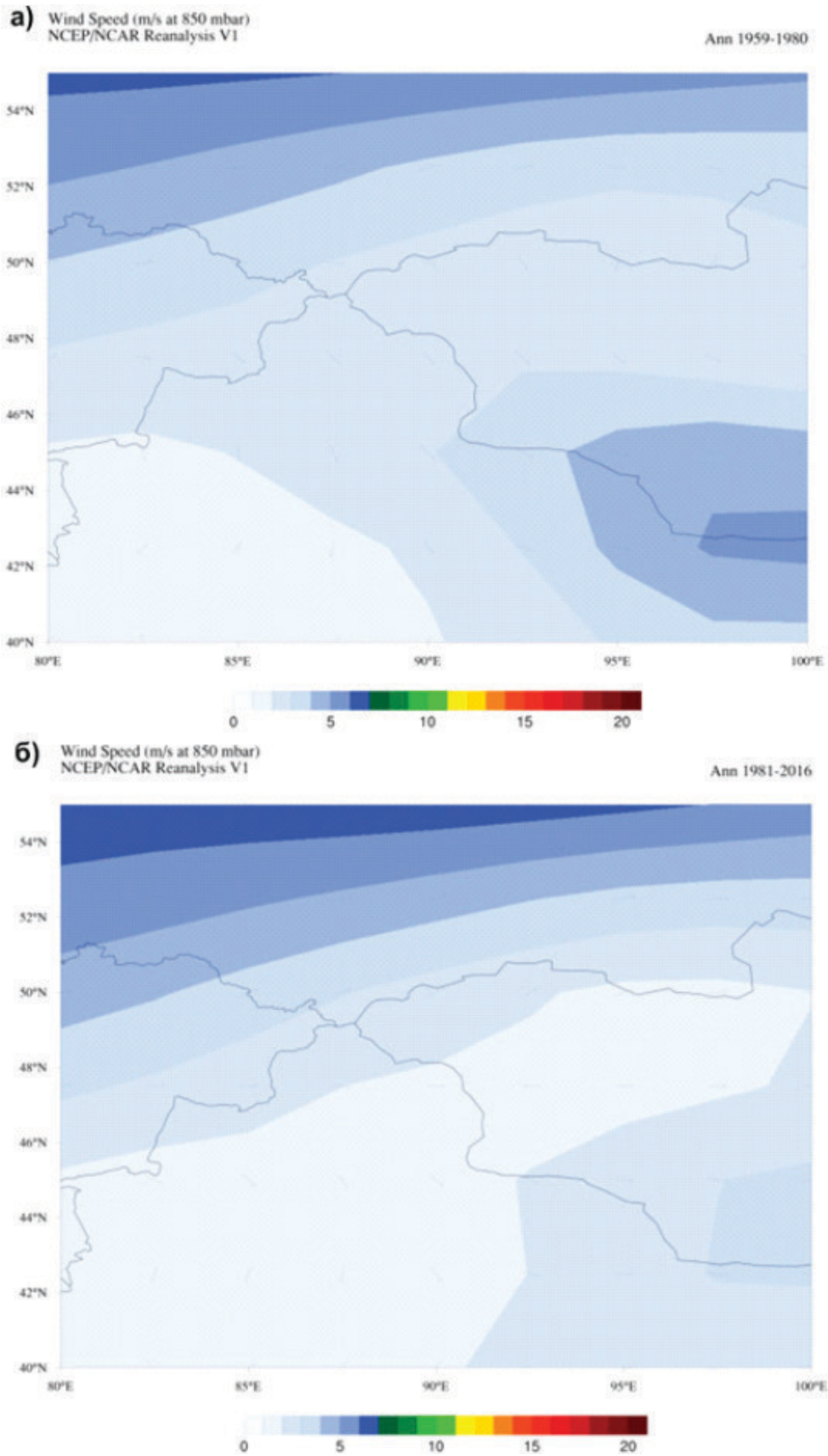
Основываясь на ранее предложенных подходах, позволяющих оценить влияние макроциркуляционных процессов на изменения режима атмосферных осадков Алтайского региона [9], мы провели расчеты вклада различных типов макроциркуляционных процессов в поступление осадков на территорию Алтая. Расчёт вкладов групп циркуляций ЭЦМ для Сибирского сектора в поступление осадков для выделенных периодов (I

период – 1959-1980 гг., II период – 1981-2016 гг.) показал, что максимальные вклады в поступление осадков как в первом, так и во втором периоде дала группа «широтная западная» (таблица 1). Вклад остальных групп циркуляции находится преимущественно в пределах 6-13%. При этом по данным всех анализируемых станций Алтая во втором периоде вклад лидирующей группы в поступление осадков существенно увеличился.

**Таблица 1.** Процентный вклад групп циркуляций, выделенных для Сибирского сектора в общее количество осадков, выпадавших на Алтае в 1959-2016 гг., 1959-1980 (I период) и 1981-2016 гг. (II период).

Группа циркуляций	ЭЦМ	1959-2016 гг.	I период	II период
Широтная западная	3, 8а, 9а, 13л	43	38	49
Долготная северная	12а	8	7	8
Широтная западная и долготная южная	2в, 4б, 6, 7бл	8	10	6
Широтная западная и стационарное положение	13з	11	11	11
Долготная северная и стационарное положение	5а, 8а, 8 в3, 8г3, 11а, 11г, 12б3,	10	12	7
Долготная северная и широтная восточная	5г, 12г	5	5	5
Долготная северная и широтная западная	8б3, 8бл, 8вл, 10б	5	6	4
Долготная северная и долготная южная	12 бл	10	11	10

С целью верификации полученных результатов для обоих периодов были рассчитаны средние скорости и направления ветра на высоте 850 мб по данным NCEP/NCAR Reanalysis (рис. 2.). Анализ полученных результатов показал увеличение во втором периоде повторяемости юго-западной составляющей, обеспечившей поступление на исследуемую территорию воздушных масс из районов Средней Азии с пониженным влагосодержанием, что, в свою очередь, отразилось в смене знака тренда атмосферных осадков.



**Рис.2.** Средние скорости (цветовая шкала, м/с) и средние направления ветра (стрелки) в 1959-1980 гг. (а) и в 1981-2016 гг. (б).

В 2016 г. в северной части изучаемой территории проводился отбор проб атмосферных осадков с их последующим изотопным анализом. Полученные результаты легли в основу расчетов как вкладов групп циркуляций ЭЦМ в поступление осадков на Алтай в 2016 г., так и обусловленного ими изотопного состава атмосферных осадков (таблица 2).

**Таблица 2.** Средневзвешенные значения изотопного состава атмосферных осадков и их процентный вклад в общее количество осадков, выпадавших на севере Алтая в 2016 г.

Группа циркуляций	$\delta^{18}O$ (‰)	$\delta D$ (‰)	$\delta_{ex}$ (‰)	вклад (в %)
Широтная западная	-9,85	-78,65	0,15	26,8
Долготная северная	-13,78	-104,16	6,12	19,7
Широтная западная и стационарное положение	-19,93	-153,05	6,37	20,2
Долготная северная и стационарное положение	-21,16	-160,26	9,01	15,3
Долготная северная и широтная восточная	-20,92	-159,40	7,97	5,9
Долготная северная и долготная южная	-11,85	-92,11	2,72	12,1

Результаты расчетов вкладов групп циркуляций ЭЦМ, выделенных для Сибирского сектора, в поступление атмосферных осадков в 2016 г. показали, что максимальный вклад внесла «Широтная западная» группа циркуляций (26,8%), обуславливающая значительный вклад в поступление атмосферных осадков в регион. Атмосферные осадки данной группы ЭЦМ характеризовались наиболее утяжеленным изотопным составом, что является закономерным. При ЭЦМ, входящих в данную группу циркуляций, атмосферные осадки обусловлены приходящими южными циклонами с территории Арало-Каспийского региона, воды которого имеют наиболее утяжеленный изотопный состав.

Таким образом, выполненная с помощью Манн-Кендалл-Снейрс теста оценка данных по количеству атмосферных осадков, выпавших на Алтае в 1959-2016 гг., показала, что режим осадков характеризуется ступенчатым изменением в начале 1980-х гг. При этом временная граница смены знака тренда атмосферных осадков на Алтае совпадает с началом «Зональной эпохи ЭЦМ» для Сибирского сектора по классификации Б.Л. Дзердзеевского. Наибольший вклад в изменение режима осадков в период 1980-2016 гг. на Алтае внесли атмосферные процессы «широтной-западной» группы циркуляций, которые также определили наиболее утяжеленный изотопный состав атмосферных осадков в 2016 г.

*Работа выполнена в рамках проекта «Климатические и экологические изменения и региональные особенности их проявления на территории Сибири по данным палеоархивов и атмосферных осадков» (№ 0383-2016-0005) и проекта «Climatogenic transformation of the alpine landscapes in Mongolian and Siberian Altai» (CRRP2016-FP09-Demberel)*

#### Литература:

1. Обобщающий доклад МГЭИК. Изменение климата 2014 г. [Электронный ресурс]. URL: [http://www.ipcc.ch/home\\_languages\\_main\\_russian.shtml](http://www.ipcc.ch/home_languages_main_russian.shtml) (дата обращения 09.03.2018).
2. Второй оценочной доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории РФ [Электронный ресурс]. URL: [http://downloads.igce.ru/publications/OD\\_2\\_2014/v2014/htm/1.htm](http://downloads.igce.ru/publications/OD_2_2014/v2014/htm/1.htm) (дата обращения 09.03.2018).
3. Wanner H., Beer J., Bütikofer J., Crowley T.J., Cubash U., Flückiger J., Goosse H., Grosjean M., Joos F., Kaplan J.O., Küttel M., Müller S.A., Prentice I.C., Solomina O., Stocker F.S., Tarasov P., Wagner M., Widmann M. Mid- to late Holocene climate change: an overview // *Quat Sci Rev.* 2008. V. 27. Issue 19. P. 1791-1828.
4. Kendall M.G. Rank correlation methods. London: Griffin, 1975. 272 p.
5. Sneyers R. Sur l'analyse statistique des séries d'observations. Geneve: WMO, 1975. 192 p.
6. Zhou L.T., Huang R.H. Research on the characteristics of interdecadal variability of summer climate in China and its possible cause // *Clim Environ Res.* 2003. № 8. P. 275-290.
7. Chen Y., Li B., Chen Z., Fan Y. Water resource researcher in northwest China. New York, London: Springer, 2014. 444 p.
8. Кононова Н.К. Классификация циркуляционных механизмов Северного полушария по Б.Л. Дзердзеевскому. М.: Воентехиздат, 2009. 372 с.
9. Malygina N., Papina T., Kononova N., Barlyaeva T. Influence of atmospheric circulation on precipitation in Altai Mountains // *Journal of Mountain Science.* 2017. Vol. 14 (46). – pp. 46 - 59. doi:10.1007/s11629-016-4162-5

## Atmospheric precipitation and its anomalies in West Siberia against the background of global climate change

<sup>1</sup>Kharyutkina E.V., <sup>1,2</sup>Martynova Yu.V., <sup>1</sup>Loginov S.V.

<sup>1</sup> Institute of monitoring of climatic and ecological systems SB RAS, Russia

<sup>2</sup> Siberian research hydrometeorological institute of Roshydromet, Novosibirsk, Russia

E-mail: kh\_ev@imces.ru

**A**nalysis of atmospheric precipitation characteristics, obtained by the authors, their linear trends and anomalies in cold and warm seasons was carried out for the north and the south of West Siberia (50°-70°N, 60°-90°E) over the period of 1976-2015.

In spite of the fact that statistically significant values of annual sum of precipitation over last decades were not derived, in general, the tendency of precipitation decrease in the period of 1979-1998 is replaced by the tendency to its increase in the period of 1999-2015. The most significant rise was observed in the northern part of West Siberia in warm season. At that time in the south the tendency to formation of negative anomalies in precipitation amount was appeared.

According to ERA-Interim reanalysis data, in the beginning of XXI century there was an increase in convective precipitation area up to 10% in warm season in the northern part of the region, whereas over the whole territory its statistically significant decrease was observed. As for large-scale precipitation, its characteristics were not changed from one period to another. Such tendencies could deal with the increased events of convective cloudiness development (cumulonimbus clouds).

Using numerical modelling the feedback of regional climatic system of West Siberia on global climate change was revealed; the tendency in anomalies of convective and large-scale precipitation was obtained.

*The work is supported by the grant of the RF President MK-2018.2017.5.*

## Атмосферные осадки и их аномалии в Западной Сибири на фоне глобальных климатических изменений

<sup>1</sup>Харюткина Е.В., <sup>1,2</sup>Мартынова Ю.В., <sup>1</sup>Логинов С.В.

<sup>1</sup> Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

<sup>2</sup> Сибирский региональный научно-исследовательский гидрометеорологический институт, Новосибирск, Россия

E-mail: kh\_ev@imces.ru

**С**огласно оценкам, представленным в Докладе об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2014 год (2015 г.), для всей территории России количества осадков растет, однако величина тренда статистически незначима. При этом в Западной Сибири выпало выше или около нормы осадков. При потеплении изменения влагосодержания атмосферы и некоторых параметров атмосферной устойчивости и характеристик циркуляции могут приводить к географически и сезонно неоднородным изменениям частоты сильных осадков, а, переходя в разряд экстремального события, оказывать катастрофическое воздействие на природные и техногенные системы [1]. С этой точки зрения, представляется актуальным исследование регионального отклика климатической системы Западной Сибири в условиях замедления роста глобальной температуры, выбрав в качестве индикатора изменений климата атмосферные осадки. Кроме того, является важным выявить тенденции в изменениях аномалий этой величины на фоне глобальных изменений климата.

Целью исследования является оценка пространственно-временной изменчивости характеристик режима атмосферных осадков на территории Западной Сибири в конце XX и начале XXI веков, а также выявление тенденций в изменении их аномалий с помощью методов математического моделирования.

В работе проводится анализ полученных авторами оценок характеристик режима атмосферных осадков, их линейных трендов и аномалий за холодный и теплый периоды года с детализацией для севера (арктическая зона) и юга территории Западной Сибири (50°-70° с.ш., 60°-90° в.д.) за период 1976-2015 гг.

При расчете среднемесячных значений атмосферных осадков (R) и их линейных трендов на территории используются суточные значения величин по данным инструментальных наблюдений из ресурса ВНИИГМИ-МЦД (<http://meteo.ru/data>). Для каждой станции по рассчитанным среднемесячным величинам вычисляются робастные оценки межгодовой изменчивости: их медианные значения и коэффициенты их линейных трендов (далее тренды). Для устранения влияния пространственной неоднородности



месторасположения метеорологических станций проводится пространственная интерполяция рассчитанных среднемесячных и среднегодовых значений величин и их трендов на сетку  $1^\circ \times 1^\circ$  по алгоритму крайгинга. Проводились вычисления выборочной плотности вероятности  $p(x)$  с последующим расчетом выборочной функции распределения  $F(x)$ . В качестве средней характеристики по территории используется медиана функции распределения  $F(x)$ . Погрешность пространственной интерполяции оценивается с помощью процедуры кроссвалидации (перекрестной проверки данных).

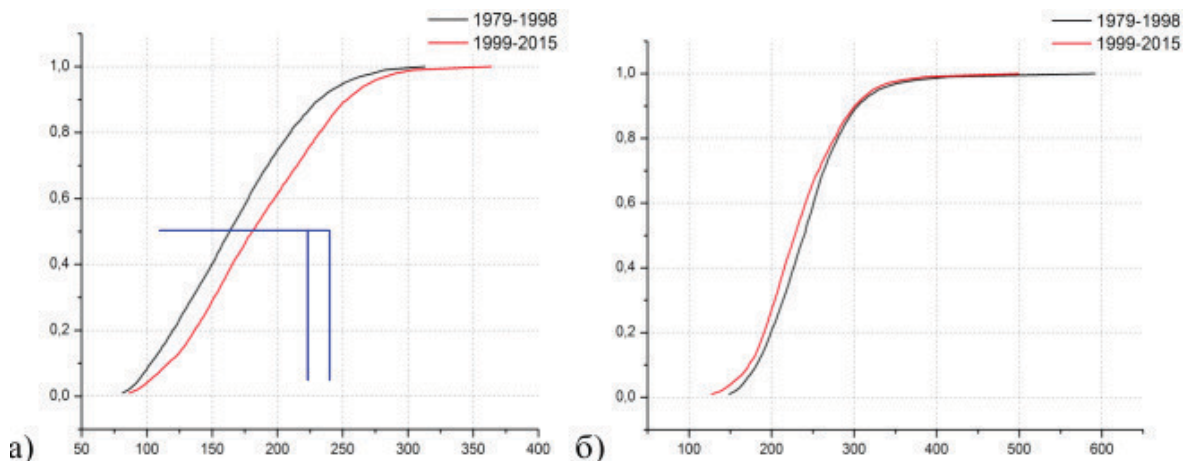
Средние поля исследуемой величины и поля трендов рассчитывались для двух временных интервалов: в период интенсивного глобального потепления 1976-1998 гг. и в период замедления роста температуры 1999-2015 гг.

Для оценки аномалий использовались функции распределения: за anomalно низкие значения принимались значения до 10-го перцентиля, за anomalно высокие значения – значения выше 90-го перцентиля. Выделение севера (арктической зоны Западной Сибири) и юга территории происходило по  $60^\circ$  с.ш. За холодный сезон года принимался интервал времени с ноября по март, а за теплый - с апреля по октябрь.

Пространственно-временное распределение характеристик атмосферных осадков подробно рассмотрено в [2]. В целом, получено, что в каждый из периодов поле осадков преимущественно имеет зональный характер, при этом происходит их уменьшение с севера на юг. Во втором временном интервале среднегодовая величина количества осадков становится выше на севере территории, по сравнению с величиной в первом временном интервале, причем основной вклад в это увеличение вносит теплый сезон. Среднее по территории годовое количество осадков составляет 536 мм и 579 мм, за холодный период – 148 мм и 165 мм, а за теплый период – 396 мм и 421 мм в первый и во второй временной интервал, соответственно. Что касается трендов этой величины, то во втором временном интервале наблюдается тенденции к увеличению осадков в теплый сезон на севере региона. В южной части территории явных изменений не происходит, при этом величины трендов меньше. Стоит отметить, что на юге региона в теплый сезон и на территории, в целом, в начале XXI века наблюдается увеличение тяжелых «хвостов» функции распределения в области экстремальных отрицательных значений (до 10-го перцентиля). Это означает, что в последнее десятилетие на всей территории Западной Сибири происходит значительное уменьшение атмосферных осадков в отдельных районах, что может быть связано с увеличением числа событий с anomalно низким количеством осадков, например, с засухами. Можно предположить, что такая тенденция обусловлена влиянием атмосферной циркуляции, в частности, развитием процессов атмосферного блокирования в регионе [3]. Во втором временном интервале 1999-2015 гг. процесс увеличения количества осадков развивается более интенсивно, и в области положительных среднегодовых значений находится уже около 80% территории. При этом области, в которых происходит увеличение осадков со скоростью более 30 мм/10 лет, располагаются по восточной границы региона, а области, в которых происходит уменьшение осадков (менее -30 мм/10 лет) – вдоль Уральских гор. Такие особенности в пространственном распределении формируются за счет влияния циркуляционных факторов и рельефа местности.

Для понимания характера происходящих атмосферных процессов по данным реанализа ERA-Interim получены среднемесячные и сезонные оценки как ливневых, так и обложных осадков.

При сравнении медианных оценок функции распределения, построенной за два временных интервала (1979-1998 гг. и 1999-2015 гг.), выявлено, что в начале XXI века в теплый сезон происходит увеличение площади выпадения ливневых осадков на  $\sim 10\%$  (рис. 1а). При этом для теплого и холодного сезонов характеристики обложных осадков практически не меняются при переходе от одного временного

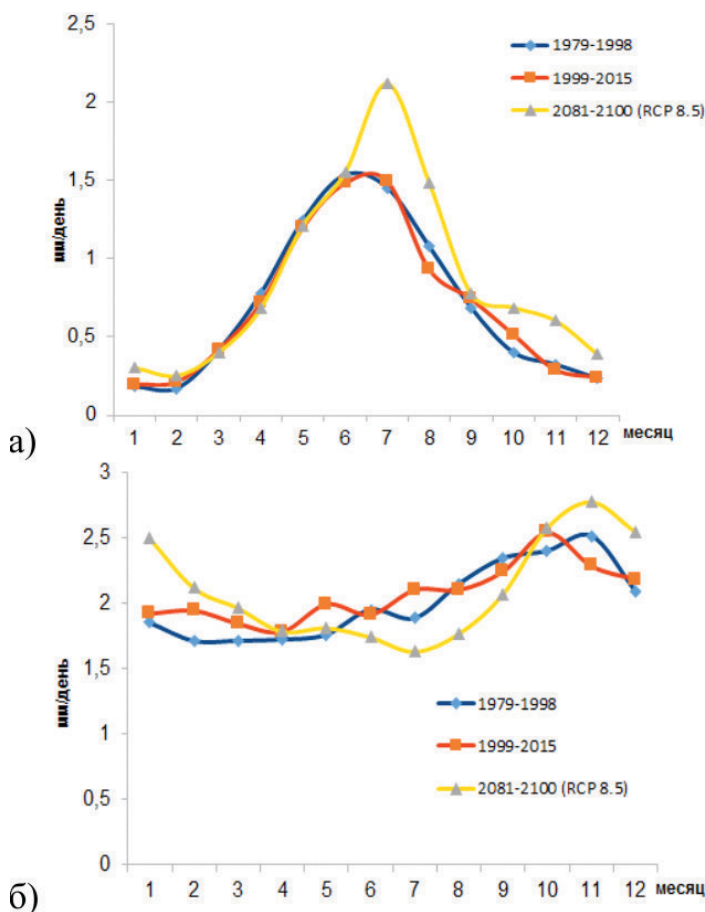


**Рис. 1.** Выборочная функция распределения в теплый сезон за период для северной части Западной Сибири: а) ливневые осадки; б) обложные осадки. Синяя линия – медианные оценки для каждого временного интервала.

интервала к другому (рис.1б). Были также рассчитаны оценки трендов для каждого вида осадков за два временных интервала (1979-1998 гг. и 1999-2015 гг.). Поскольку все полученные оценки трендов для обложных осадков статистически незначимы, можно лишь предположить, что во втором временном интервале наметилась тенденция к их росту в холодный сезон ( $-0,15 \pm 1,10$  мм/10 лет и  $0,90 \pm 1,61$  мм/10 лет за первый и второй интервал, соответственно). Для теплого сезона оценки трендов составляют  $-0,19 \pm 0,74$  мм/10 лет и  $-0,65 \pm 1,27$  мм/10 лет за первый и второй интервал, соответственно. Однако, можно сказать, что для всей территории Западной Сибири, в целом, наблюдается статистически значимое уменьшение количества ливневых осадков ( $-2,12 \pm 1,21$  мм/10 лет за 1999-2015 гг., в сравнении с  $0,31 \pm 0,90$  мм/10 лет за 1979-1998 гг.).

Что касается построенных карт пространственного распределения для двух рассматриваемых видов осадков за два интервала времени (не представлено), то стоит отметить, что выявленное увеличение характеристик ливневых осадков наблюдается лишь в теплый сезон на севере региона, тогда как их уменьшение происходит в его юго-западной части. Обложные осадки увеличиваются на востоке Западной Сибири, при этом обширная область с отрицательными трендами располагается вдоль западной границы территории.

Следует отметить, что при работе с короткими временными рядами для получения и описания причинно-следственных связей необходимо совмещение результатов статистического анализа и численного моделирования. В рамках исследования используется модель «Planet Simulator» [4]. Для возмущения климатической системы используется расширенный сценарий RCP8.5 (<http://climate.uvic.ca/EMICAR5/>). С помощью методов численного математического моделирования выявлена тенденция в изменении аномалий обложных и ливневых осадков. В конце XXI века наибольшие изменения происходят преимущественно на севере региона: здесь можно ожидать значительное увеличение количества ливневых осадков в летние месяцы, при этом обложные осадки будут уменьшаться. Стоит отметить, что осенью предполагается рост, хоть и слабый, количества как одного, так и другого вида осадков.



**Рис.2.** Внутригодовой ход величины количества атмосферных осадков для северной части Западной Сибири по данным моделирования: а) ливневые осадки; б) обложные осадки.

Таким образом, несмотря на то, что по данным инструментальных наблюдений значимых оценок изменчивости годовых сумм осадков в течение последних десятилетий не выявлено, можно сказать, что, в целом, тенденция к уменьшению количества осадков в период 1976-1998 гг. сменяется тенденцией к их увеличению за период 1999-2015 гг., причем наибольший статистически значимый рост наблюдается в северной части территории Западной Сибири в теплый сезон. При этом на юге территории появляется тенденция к формированию отрицательных аномалий количества осадков. В начале XXI века в теплый сезон на севере территории увеличивается площадь выпадения ливневых осадков на ~10%, при этом для всей Западной Сибири наблюдается статистически значимое уменьшение этой величины. Харак-

теристики обложных осадков практически не меняются при переходе от одного временного интервала к другому. Такие тенденции могут быть связаны с участвовавшими случаями развития конвективной (кучево-дождевой) облачности.

С помощью методов численного математического моделирования выявлен также отклик региональной климатической системы Западной Сибири на глобальные изменения климата, получена тенденция в изменении аномалий обложных и ливневых осадков.

*Исследование выполнено при поддержке гранта Президента РФ МК-2018.2017.5.*

**Литература:**

1. *Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Т. 1: Изменение климата. М.: Росгидромет, 2008. 277 с.*
2. *E.V. Kharyutkina, S.V. Loginov. Spatio-temporal variability of atmospheric precipitation in West Siberia over last decades using observational data. Proc. SPIE 10466, 23rd International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics, 104666P. 2017.*
3. *Харюткина Е.В., Логинов С.В., Мартынова Ю.В. Изменчивость атмосферной циркуляции в условиях происходящих климатических изменений в Западной Сибири в конце XX в. и начале XXI в. // Метеорология и гидрология. 2016. №6. С.82-86.*
4. *Fraedrich K., Jansen H., et al. The Planet Simulator: Towards a user friendly model // Meteorologische Zeitschrift. 2005. Vol. 14, N. 3. P. 299-304.*

## Исследование городского острова тепла над Красноярском по данным дистанционного зондирования LANDSAT

<sup>1</sup>Матузко А.К., <sup>1,2</sup>Якубайлик О.Э.

<sup>1</sup> Институт вычислительного моделирования СО РАН, ФИЦ КНЦ СО РАН, Красноярск, Россия

<sup>2</sup> Сибирский федеральный университет, Красноярск, Россия

E-mail: akmatuzko@icm.krasn.ru, oleg@icm.krasn.ru

Температура – один из ключевых показателей окружающей природной среды – может быть измерена наземными методами или на основе спутниковых данных. В условиях сильно разреженной и даже сокращающейся в последние годы сети наземных метеостанций спутниковое дистанционное зондирование – достойная альтернатива традиционным методам измерения температуры, которая обеспечивает получение долговременных однородных рядов данных на исследуемые территории.

Оценка температуры поверхности Земли методами дистанционного зондирования основана на данных теплового инфракрасного (ИК) диапазона. Существующие в настоящее время спутниковые системы обеспечивают получение данных ИК-диапазона с различной повторяемостью и уровнем детализации – от ежедневных с пространственным разрешением 1 км/пиксел до еженедельных с разрешением около 100 м/пиксел; точность измерения температуры составляет 1-2 градуса. В этом контексте наиболее привлекательными выглядят данные серии спутников Landsat, благодаря совокупности технических характеристик, доступности принимаемой информации, наличию многолетнего архива наблюдений. Начиная с 2013 г. на орбите работает спутник Landsat-8, на котором установлен сканер TIRS, выполняющий съемку в двух каналах ИК-диапазона. Регистрируемые данные ИК-каналов пересчитываются в радиояркостную температуру, которая, в свою очередь, в температуру поверхности. Составной частью заключительного этапа является расчет коэффициента излучательной способности (эмиссии).

Предметом анализа в настоящей работе являлись температурных аномалии в городе Красноярске и его окрестностях, которые оценивались по спутниковым данным Landsat-8. Задача состояла в выявлении характерных температурных неоднородностей в городе, их пространственном местоположении и количественной оценке. Распространенный в последние годы для описания подобных эффектов термин – «городской остров тепла» (в англоязычной литературе – UHI, urban heat island). Целесообразность таких исследований связана с тем, что они помогают понять причины неблагоприятной экологической ситуации в Красноярске, мезо- и микроклиматических условий городской среды, которые в свою очередь формируются под влиянием антропогенных факторов. Красноярск – город с населением более миллиона человек и крайне неблагоприятной экологической обстановкой, входящий в число самых загрязненных городов России. Анализ и моделирование загрязнения атмосферного воздуха осложняется рядом факторов – значительной неравномерностью рельефа в пределах города, температурным режимом разрезающей город пополам реки Енисей, который обусловлен расположенной в 40 км от города Красноярской ГЭС. Вода в Енисее не замерзает зимой даже при запредельно низких зимних температурах -40°C и в то же время очень холодная в жаркие летние месяцы. В этом контексте методы дистанционного зондирования на основе данных ИК-диапазона приобретают особый интерес.

Всего было рассмотрено 10 безоблачных сцен Landsat-8 на территорию Красноярска и окрестностей, в бесснежный период с 2013 по 2016 гг. По результатам исследования были сформированы сезонные тепловые аномалии городской территории. Было выделено несколько сезонных тепловых аномальных зон разного типа – природные возвышенности, территории около нескольких крупных торговых-развлекательных центров, промышленные зоны ряда предприятий, участки теплового загрязнения сточными водами.

Использование многовременных тепловых инфракрасных снимков позволяет выявить особенности территории, проявляющиеся в ее тепловой структуре, сформировать очертания основных тепловых аномалий, что является ценным материалом для природно-климатического зонирования, эколого-географических исследований.

## Study of the urban heat island over Krasnoyarsk using Landsat 8 remote sensing data

<sup>1</sup>Matuzko A.K., <sup>1,2</sup>Yakubailik O.E.

<sup>1</sup> Institute of Computational Modelling of SB RAS, Krasnoyarsk, Russia

<sup>2</sup> Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia

E-mail: akmatuzko@icm.krasn.ru, oleg@icm.krasn.ru

### INTRODUCTION

The temperature at the Earth's surface can be estimated by ground-based methods or satellite remote sensing data. Satellite remote sensing is the only means of obtaining long-term homogeneous series of land surface temperature (LST) data. The network of ground-based observations usually is quite rare, so it is important to obtain information by remote methods. From the values of the thermal infrared spectral bands, it is possible to determine the radio brightness temperature of the underlying surface. The compilation of temporal temperature series of the land surface is useful for solving a large number of scientific problems. The information obtained during the survey of the Earth in the thermal range can be used in geographic science in two main directions. In the first case, thermal radiation is an indicator of objects, phenomena and processes that are hidden from direct observation, and in the second case, thermal radiation itself, whose importance is important in climate change matters, is of interest.

The paper presents the results of investigations the LST anomalies in the Krasnoyarsk city (Russia) and its suburban area. The urgency of the task is due to the peculiarities of city with a population of more than a million people, which is situated 40km below the hydroelectric power station (HPS) on the Yenisei river. Due to HPS the Yenisei river running through the city does not freeze even in severe winters, when the ambient temperature may fall below  $-30^{\circ}\text{C}$ , thus acting as a strong heat and evaporation island. Conversely, in summer the river is unusually cold.

We used information from Landsat 8 satellite, namely Thermal InfraRed Sensor (TIRS) and Operational Land Imager (OLI) data, which have 100m and 30m resolution respectively. Ground-based temperature data from the environment protection state regional system for observing the state of the atmosphere in the Earth's surface layer were also used.

### URBAN HEAT ISLAND OVER KRASNOYARSK

In recent years, the relationship between the use of urban land and environmental quality has received increased attention in both research and planning [1]. In this regard, the urban climate looms large as one of the most important parameters, and cities play an important role in increasing the impact of the urban climate. Built-up areas look like uneven artificial landscapes with building materials, partially different from natural surfaces. In addition, anthropogenic processes release excess heat and pollution to the surrounding air. Together they lead to a higher urban temperature compared to a relatively natural environment.

Recently, special attention was paid to the urban heat islands (UHI). The effect of increasing the temperature of the environment is observed in large cities, where the air temperature throughout the year is several degrees higher than in the adjacent areas.

The problem of temperature anomalies is typical for all major cities in the world. Space thermal images are a powerful source of information for analyzing and forming temperature anomalies within a single territory. Determination of the nature and boundaries of temperature anomalies will help to understand the causes of the unfavorable ecological situation in Krasnoyarsk: where, in addition to high industrial emissions, atmospheric processes influence which cause impurities to linger and concentrate over the city.

Krasnoyarsk is a large industrial center with unique natural and climatic features, caused by terrain conditions and thermal heterogeneity of the terrain. Krasnoyarsk is classified as having a high potential for atmospheric pollution. The valley-like relief of the terrain, high frequency of fogs and vapor over the Yenisei lead to accumulation of harmful impurities above the main territory of the city.

Krasnoyarsk is located at the junction of three geomorphological countries: the West Siberian Plain, the Central Siberian Plateau and the Altai-Sayan Mountainous Country. Krasnoyarsk is located on the two banks of the Yenisei River. Construction of hydroelectric power station on the Yenisei River, led to no freezing during



the cold season. The air temperature in winter reaches values below -30°C. The formation of temperature anomalies in the city is affected by the large temperature difference between the nonfreezing Yenisei and the surrounding area. Thus, the interaction of the two effects of temperature anomalies adversely affects the ecological situation in the city. Therefore, it is important to observe temperature anomalies at different times of the year using remote sensing data, there are ample opportunities for research in this field.

**THERMAL INFRARED REMOTE SENSING DATA**

The acquisition of space imagery materials in the thermal infrared range has been accumulating since the 1960s. The American program Landsat began its existence in 1972, since that seven satellites were launched. The collected archive of images allows analyzing the changes that have occurred on Earth for more than 40 years.

Currently existing satellite systems provide data in IR spectrum range with various frequency and level of detail – from the daily with 1 km/pixel spatial resolution to weekly with spatial resolution of about 100 m/pixel; temperature measurement accuracy is 1-2 degrees. In this context, Landsat satellite series data appear to be the most attractive due to the combination of technical characteristics, availability of received information, and the availability of a multi-year archive of observations.

Landsat 8 satellite works on orbit since 2013; it acquires data using two different sensors – Operational Land Imager (OLI) and Thermal Infrared Sensor (TIRS). In general, Landsat-8 images consist of 11 spectral bands, where the 10th and 11th are in the TIR spectrum range with a spatial resolution of 100 m, which allows them to analyze the energy of the Earth’s surface rather than the reflection of sunlight [2]. The recorded data of the TIR channels are converted into brightness temperature, which, in turn, into the land surface temperature. The calculation of the emissivity is an integral part of the final stage.

At present, there are two main methods for determining the emissivity from the satellite data. The first method uses the classification of objects in the image, where each class is assigned a specific value of the radiation coefficient (Table 1), and in the second one it is determined on the base of the NDVI index. The first method is easier to use, but its accuracy is limited and depends on the effectiveness of the classification results of the image. The second method has a higher accuracy and allows you to calculate the surface emissivity for each pixel in the image.

From the values of the thermal channels, it is possible to determine the radio brightness temperature of the underlying surface. Instead of measuring air temperature, as weather stations do, satellite systems measure the land surface temperature, which is often higher. Theoretically, the accuracy of the temperature estimation is about 0.5°C, however, the haze in the atmosphere understates the values by several degrees. The initial data for determining the temperature are the values of the intensity of the radiation coming to the sensor of the satellite and registered by the corresponding thermal channel. Based on the values of these thermal channels, we calculate the value of land surface temperature using the formula [3]:

$$T = \frac{T_B}{1 + (\lambda \frac{T_B}{c_2}) \ln(e)} \tag{1}$$

where  $\lambda$  – wavelength of emitted radiance,  $c_2 = h \cdot c/s = 1.4388 \cdot 10^{-2} \text{ m K} = 14388 \text{ } \mu\text{m K}$ ,  $h$  – Planck’s constant =  $6.626 \cdot 10^{-34} \text{ J s}$ ,  $s$  – Boltzmann constant =  $1.38 \cdot 10^{-23} \text{ J/K}$ ,  $c$  – velocity of light =  $2.998 \cdot 10^8 \text{ m/s}$ ,  $e$  – surface emission coefficient,  $T_B$  – the At-Satellite Brightness Temperature (K);

**Table 1.** Correspondence of the land cover classification and the emissivity values.

Land surface	Bare soil	Vegetation	Built-up	Water
Emissivity	0.928	0.982	0.942	0.98

The correct determination of land surface temperature is limited to an accurate knowledge of the surface emission coefficient. The emissivity of the surface is controlled by factors such as water content, chemical composition, structure and soil roughness. The relationship between the land surface temperature and NDVI takes into account that vegetation and soils are the main surface coverage for the terrestrial component [4].

$$\varepsilon = a + b \cdot \ln(\text{NDVI}) \tag{2}$$

where  $a = 1.0094$  and  $b = 0.047$  are obtained by a regression analysis based on a large dataset [7].

To determine NDVI, the red spectral regions and near infrared regions of the spectrum are used:

$$\text{NDVI} = \frac{\rho_{\text{NIR}} - \rho_{\text{RED}}}{\rho_{\text{NIR}} + \rho_{\text{RED}}} \tag{3}$$

where  $\rho_{\text{NIR}}$  is the reflection in the near infrared and  $\rho_{\text{RED}}$  is the reflection in the red spectrum range.

As to input satellite data, 10 cloudless scenes from Landsat 8 are used as the materials for investigating the thermal features of the territory of Krasnoyarsk city. These scenes are acquired during the snowless period from 2013 to 2016.

We use the first mentioned method (i.e. image supervised classification) for calculating the emissivity to obtain land surface temperature in our study. Several GIS operations are required to implement it, but much less computations than for the implementation of the second method. The land surface temperature is calculated using the values of the 10th Landsat channel, which underwent the radiometric and atmospheric correction stage. Software: QGIS 2.18.1 with Semi-Automatic Classification Plugin plug-in [5].

## RESULTS AND DISCUSSION

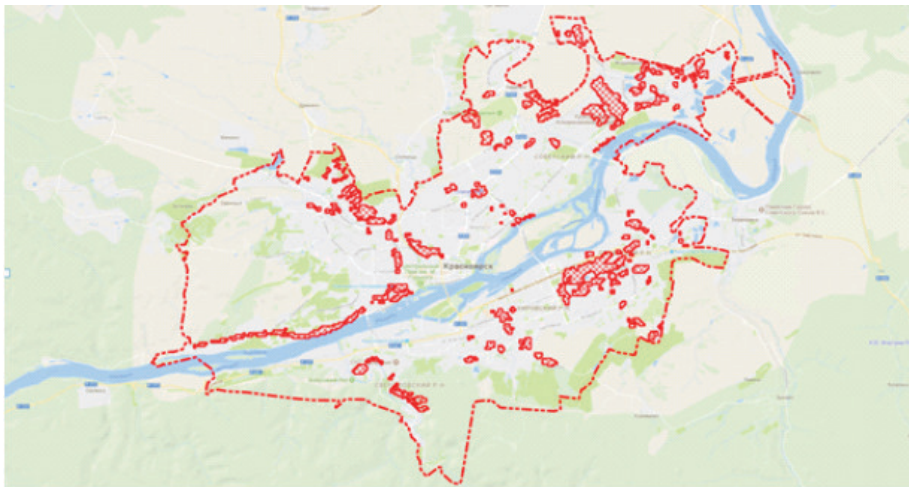
The land surface temperature is calculated by formula (1). We convert the obtained temperature values into degrees Celsius and on the basis of the values obtained, we compile a land surface temperature map in the vicinity of the city of Krasnoyarsk. The construction of a hydroelectric power station on the Yenisei River, in about 40 km from Krasnoyarsk, near the city of Divnogorsk, had a great influence on the distribution of seasonal temperatures in the city and its suburbs.

Changes in the thermal regime of the river as a result of the construction of hydraulic structures in comparison with natural conditions affect the work of not only the hydropower plant itself, but also water management facilities, water transport, and water and climate quality. Thus, regardless of the period of the annual cycle, downstream of the hydroelectric power plants the characteristic changes in water temperature occur. Specifically, the water temperature in the Yenisei in the city area in the summer is 8-10°C lower than before the regulation of the river, and, conversely, it is increased by 4-5°C in the autumn months, which created certain difficulties in the development of the adjacent territory and had a significant influence on the climate of Krasnoyarsk [6].

To cut off artifacts on the surface of the earth, which can locally affect the results of calculations, averaging of the obtained temperature values to 100×100 meters resolution has been carried out. As a result, urban thermal anomalies were obtained from the ten original satellite images. To find the maximum temperature values within the city, all the images were divided into three seasons: summer, spring and autumn. To determine the maximum temperature values, six summer images were considered (Fig. 1).

The temperature in the places of temperature anomalies is 5-8 degrees higher than the average surface temperature of the city. Based on the results of the analysis of summer thermal multi-temporal space images, several thermal zones of different nature were outlined on the territory of the city of Krasnoyarsk. So on summer images the maximum surface temperature has such zones as natural elevations, shopping centers, industrial quarters.

In the Zheleznodorozhny district of Krasnoyarsk, Pokrovskaya Mountain has the highest surface temperature. Also in summer, the maximum temperature of the surface and a significant excess of surface temperature is at the railway station. Figure 1 shows that the highest temperatures observed in summer images are on the right bank of Krasnoyarsk, where the industrial zone of the city prevails.



**Fig. 1.** Summer distribution of maximum temperature values.

In the Soviet district of the city, located on the left bank, the maximum temperatures prevail in the industrial zones of the city, but also in the places of the concentration of shopping and entertainment centers. The form of thermal spots corresponds to the form of shopping centers: Planeta, Lenta, June, Aviator, Komandor and various car dealerships.

## CONCLUSIONS

The method for monitoring land surface temperature based on Landsat 8 TIR data is presented. Daily series of heat images are characterized by high informativity, however, the Landsat 8 satellite which we are considering does not obtain such images. Our paper is aimed at research of seasonal changes, characteristic different features of natural and anthropogenic objects's seasonal heat emission intensity dynamics could be noted.

Summer heat images are the most informative, industrial objects, residential quarters, forest tracts, water objects, open soil are detected based on them. Use of multitemporal heat infrared images allows detection of territory's features that are manifested in its heat structure, outlining the contours of main heat anomalies, which is a valuable material for further eco-geographic research.

#### References:

1. Stone Jr., Rodgers M.O, "Urban Form and Thermal Efficiency: How the Design of Cities Influences the Urban Heat Island Effect", *APA Journal*, Vol.67, No.2, 186-198, Spring 2001.
2. Weng, Q.; Lu, D. & Schubring, J. Estimation of land surface temperature-vegetation abundance relationship for urban heat island studies. *Remote Sensing of Environment*, Elsevier Science Inc., Box 882 New York NY 10159 USA, 2004 - 89, 467-483.
3. Stathopoulou M., Cartalis C. Downscaling AVHRR land surface temperatures for improved surface urban heat island intensity estimation // *Remote Sensing of Environment*, 2009, Vol. 113, p. 2592–2605.
4. Giannini M. B., Belfiore O. R., Parente C., Santamaria R Land Surface Temperature from Landsat 5 TM images: comparison of different methods using airborne thermal data, *Journal of Engineering Science and Technology* 2015, p. 83-90
5. Congedo Luca (2016). *Semi-Automatic Classification Plugin Documentation*. DOI: <http://dx.doi.org/10.13140/RG.2.2.29474.02242/1>
6. Hrebtov M., Hanjalić K. Numerical study of winter diurnal convection over the city of Krasnoyarsk: Effects of non-freezing river, undulating fog and steam devils // *Boundary Layer Meteorology*. – 2017 – 469–495 pp.

## High-precision baseline IRKM (Irkutsk) – ULAZ (Ulan-Ude) according to permanent GPS measurements

<sup>1</sup>Dembelov M.G., <sup>1</sup>Bashkuev Yu.B., <sup>2</sup>Loukhnev A.V.

<sup>1</sup> Institute of physical materials science of SB of RAS, Ulan-Ude, Russia

<sup>2</sup> Institute of the Earth's crust of SB of RAS, Irkutsk, Russia

E-mail: mdembelov@yandex.ru, loukhnev@crust.irk.ru

GPS geodesy is actively used in the study of modern geodynamic processes of the Baikal rift system. At present, a network of permanent and seasonal GPS observation points has been created within the Baikal geodynamic ground. Processing of primary data obtained during measurement at GPS measurement points is carried out using a special software package GAMIT [1]. Baikal geodynamic GPS ground consisting of temporary and 8 permanent observation points covers the central and southern part of the Baikal basin, the Tunkin depression and part of Transbaikalia. Errors that occur when performing GPS measurements have a significant effect on the accuracy of the determination of coordinates. The upper and middle parts of the atmosphere (ionosphere) make the most significant impact on the process of propagation of navigation signals. The GPS receiver system can calculate tropospheric delay without taking into account even the indirect contribution of the ionosphere. Total tropospheric zenith delay (ZTD) is one of the most significant corrections that are taken into account in high-precision geodetic calculations based on GPS data. The total ZTD delay is the sum of "dry" or hydrostatic (ZHD) and "wet" (ZWD) components. Component ZWD determines the amount of total water vapor (IWV) and the amount of water deposited (PW) above the measuring point. Thus, GPS measurements make it possible to obtain initial data for creating new numerical models of tropospheric zenith delay and total precipitated water vapor for meteorological problems [3].

Beginning from 1999 to the nowadays, high-precision GPS measurements of crustal deformations are performed within the Baikal geodynamic ground [6, 7]. The observation points IRKM (Irkutsk), ULAZ (Ulan-Ude) and BADG (Badary) are reference stations of the test site. The base line IRKM-ULAZ is considered. Since the baseline crosses the seismically active Baikal rift zone, an extension of the baseline over a 19-year period is observed by about 3.3 cm. A clear seasonal trend is observed in the behavior of baseline variation, which is mainly due to a change in surface atmospheric pressure. In the summertime, there are minima and an increased dispersion of values due to the increased amount of water vapor in the troposphere. In the warm season, an increased level of moisture content causes a stronger refraction of signals in the troposphere than in the cold season. Also, the variability of water vapor affects the sharp changes in the degree of refraction, and therefore, on general geodetic parameters.

# Высокоточная базовая линия IRKM (Иркутск) – ULAZ (Улан-Удэ) по данным постоянных GPS измерений

<sup>1</sup>Дембелов М.Г., <sup>1</sup>Башкуев Ю.Б., <sup>2</sup>Лухнев А.В.

<sup>1</sup> Институт физического материаловедения СО РАН, Улан-Удэ, Россия

<sup>2</sup> Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

E-mail: mdembelov@yandex.ru, loukhnev@crust.irk.ru

GPS геодезия активно применяется в изучении современных геодинамических процессов Байкальской рифтовой системы. В настоящее время в рамках Байкальского геодинамического полигона создана сеть постоянно действующих и сезонных пунктов GPS наблюдений. Обработка первичных данных, полученных в процессе измерений на пунктах GPS измерений, выполняется посредством специального программного пакета GAMIT, разработанного в Массачусетском технологическом институте [1]. Сформированный Байкальский геодинамический GPS полигон, состоящий из временных и 8 постоянных пунктов наблюдения, охватывает центральную и южную часть Байкальской впадины, Тункинскую впадину и часть Забайкалья.

Погрешности, возникающие при выполнении GPS измерений, оказывают существенное влияние на точность определения координат. Наиболее существенное влияние на процесс распространения навигационных сигналов вносит верхняя и средняя части атмосферы (ионосфера). Ионосфера представляет собой ионизированный атмосферный слой в диапазоне высот примерно от 50 до 500 км. Наличие свободных электронов в этом слое вызывает задержку распространения сигнала от спутника, которая прямо пропорциональна концентрации электронов и обратно пропорциональна квадрату частоты радиосигнала. Для компенсации ошибки определения псевдодлины, возникающей при этом, используется метод двухчастотных измерений на частотах  $L_1=1575,42$  МГц и  $L_2=1227,6$  МГц [2]. Приемники определяют фазовые задержки GPS сигналов на обеих частотах. Приемная система GPS сигналов имеет возможность рассчитывать тропосферную задержку без учета даже косвенного вклада ионосферы.

Полная тропосферная зенитная задержка (ZTD) является одной из наиболее существенных поправок, которые учитываются при высокоточных геодезических расчетах по GPS данным. Полная задержка ZTD является суммой «сухой» или гидростатической (ZHD) и «влажной» (ZWD) компонент. Компонента ZWD определяет количество суммарного водяного пара (IWV) и количество осаждаемой воды (PW) над пунктом измерений. Таким образом, GPS измерения дают возможность получения исходных данных для создания новых численных моделей тропосферной зенитной задержки и суммарного осаждаемого водяного пара для задач метеорологии [3].

Постоянные GPS измерения дают текущие данные о влагосодержании тропосферы над пунктами наблюдения [4, 5]. Водяной пар играет важную роль в атмосферных процессах, это наиболее переменный из всех параметров тропосферы. Изменения значений ZWD практически пропорциональны вариациям количества влагосодержания в тропосфере над GPS пунктом, возникает возможность использовать сеть GPS измерений для постоянного дистанционного зондирования атмосферы. Количество водяного пара в атмосфере над данной точкой земной поверхности определяется в виде вертикально интегрированной массы водяного пара в расчете на единицу площади (IWV). Соответствующая параметру IWV осаждаемая вода определяется в виде колонки жидкой воды (PW).

Начиная с 1999 года по настоящее время в пределах Байкальского геодинамического полигона выполняются высокоточные GPS измерения коровых деформаций [6, 7]. Пункты наблюдения IRKM (Иркутск), ULAZ (Улан-Удэ) и BADG (Бадары) являются опорными станциями полигона. На рис. 1 показаны рассчитанные изменения базового расстояния между пунктами измерения IRKM и ULAZ. Так как базовая линия пересекает сейсмоактивную Байкальскую рифтовую зону, наблюдается удлинение базовой линии за 19 летний период примерно на 3,3 см. В поведении изменения базовой линии наблюдается четкий сезонный ход, который главным образом связан с изменением приземного атмосферного давления. В летнее время наблюдаются минимумы и увеличенный разброс значений из-за повышенного количества водяного пара в тропосфере. В теплое время года повышенный уровень влагосодержания вызывает более сильную рефракцию сигналов в тропосфере, чем в холодное время. Также переменность водяного пара влияет на резкие изменения степени рефракции, а следовательно и на общие геодезические параметры.

На рис. 2 приведены сравнительные графики данных по высокоточной геодезии между пунктами наблюдения IRKM и ULAZ (длина базовой линии) и изменения приземного атмосферного давления в г. Улан-Удэ (ULAZ) за 2015-2017 гг. Наблюдается довольно высокая взаимная корреляция ( $K=0,83$ ). То есть, атмосферное давление вносит существенное влияние на высокоточную GPS геодезию. В то же время на рис. 2 можно наблюдать повышенную вариацию данных по длине базовой линии в теплое время года из-за увеличенного уровня водяного пара в тропосфере. На рис. 3 показаны графики изменений значений ZTD и ZHD в пункте измерения ULAZ за 2015-2017 гг. «Влажная» составляющая ZWD



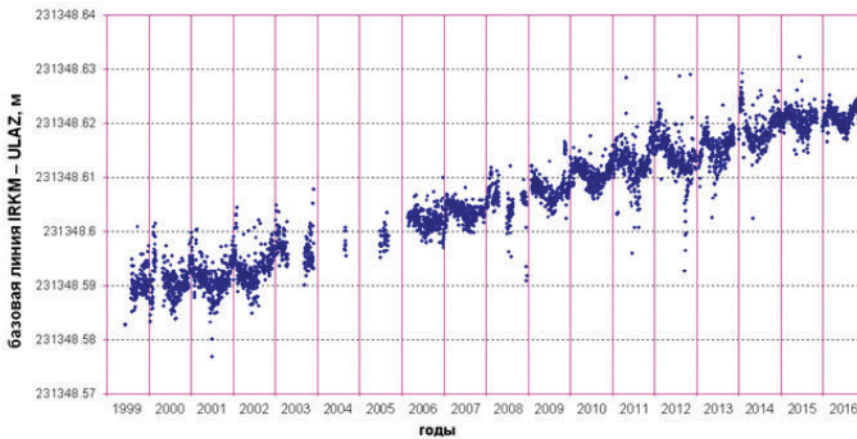


Рис. 1. Изменение длины базовой линии IRKM – ULAZ за период 1999 по 2016 гг.

равна разности ZTD-ZHD. «Сухая» компонента ZHD составляет определяющую часть в значении ZTD. А величина ZWD вносит значительно меньший вклад в значение полной тропосферной зенитной задержки, особенно в холодное время года. Рис. 3 также показывает, что данные по ZHD и данные по изменению длины базовой линии в целом также имеют довольно высокую степень взаимной корреляции. Здесь же можно наблюдать, что периоды повышенных значений ZWD (выше 2,3 м) в теплое время года, когда наблюдается высокий уровень влагосодержания в тропосфере, соответствуют периодам больших разбросов данных по длине базовой линии IRKM-ULAZ. Влагосодержание IWV над пунктом GPS наблюдения определяется по данным ZWD посредством соотношения:  $ZWD=0,583 \cdot T_m \cdot IWV$  [4]. Здесь  $T_m$  – это «средневзвешенная» по упругости водяного пара в вертикальном «столбе» температура, которая выражается в виде отношения интегралов [3]:

$$T_m = \int_0^{\infty} \frac{e}{T} dh / \int_0^{\infty} \frac{e}{T^2} dh ,$$

где  $e$  – упругость водяного пара, мбар,  $T$  – температура, К, которые изменяются в вертикальном «столбе» с высотой  $h$ .

## ВЫВОДЫ

Выполнены высокоточные GPS измерения на опорных пунктах Байкальского геодинимического полигона IRKM и ULAZ, в результате обработки первичных данных получена динамика изменения длины базовой линии IRKM-ULAZ за период 1999-2017 гг. Удлинение линии, пересекающей Байкальскую рифтовую зону, за 19 летний период наблюдения составило примерно 3,3 см. Изменение длины базовой линии имеет четкий сезонный характер. Показана довольно высокая степень взаимосвязи данных по изменению длины базовой линии и атмосферному давлению ( $K=0,83$ ). Отмечено соответствие периодов повышенных значений «влажной» компоненты полной тропосферной зенитной задержки GPS сигналов (ZWD) в теплое время года периодам больших разбросов данных по длине базовой линии IRKM-ULAZ.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ и Министерства образования и науки РБ в рамках научного проекта № 18-45-030043-р\_а.

### Литература:

1. King R. W., Bock Y. Documentation for the GAMIT GPS software analysis version 9.9 // Mass. Inst. of Technol., Cambridge, 1999.

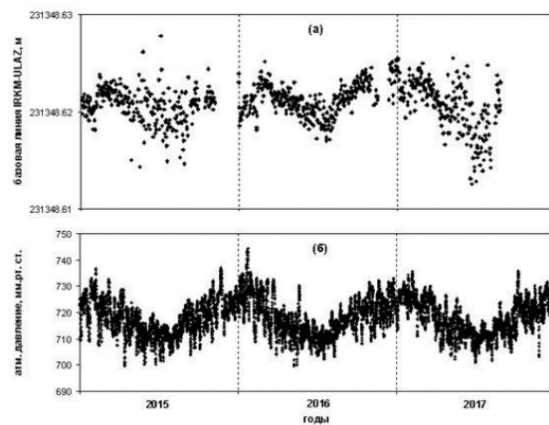


Рис.2. Сравнительные графики изменений базовой линии IRKM-ULAZ (а) и атмосферного давления в г. Улан-Удэ за 2015-2017 гг.

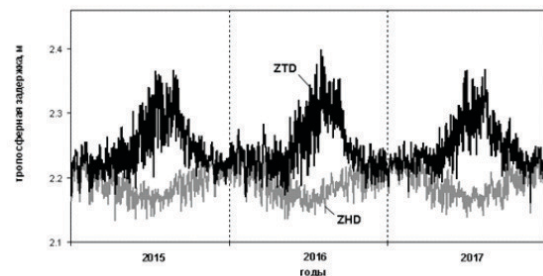


Рис.3. Графики изменения полной тропосферной зенитной задержки ZTD и ее «сухой» компоненты ZHD для пункта измерений ULAZ за 2015-2017 гг.

2. Афраймович Э.Л., Башкуев Ю.Б., Бернгардт О.И., Гацуцев А.В., Дембелов М.Г., Шпынев Б.Г., Кобзарь В.А., Кушнарев Д.С., Мусин В.Ю., Пушкин П.Ю., Первалова Н.П. Детектирование перемежающихся ионосферных возмущений по данным одновременных измерений электронной концентрации, полного электронного содержания и доплеровского смещения частоты на радиофизическом комплексе ИСЗФ // *Геомагнетизм и аэронавигация*. 2004. Т. 44, № 4. С. 463-475.
3. Bevis M., Businger S., Herring T., Rocken C., Anthes R.A. Ware R.H. GPS meteorology: remote sensing of atmospheric water vapor using the global positioning system // *Journ. of Geoph. Res.* 1992. V. 97, N d14. P. 15787-15801.
4. Дембелов М.Г., Башкуев Ю.Б., Лухнев А.В., Лухнева О.Ф., Саньков В.А. Диагностика содержания атмосферного водяного пара по данным GPS-измерений // *Оптика атмосферы и океана*. 2015. Т. 28. № 2. с. 172-177.
5. Дембелов М.Г., Башкуев Ю.Б., Лухнев А.В., Лухнева О.Ф., Саньков В.А. Влажностное содержание тропосферы в Байкальском регионе по данным GPS измерений // *Журнал радиоэлектроники. Электронный журнал*. 2016. №3. URL: <http://jre.cplire.ru/jre/mar16/10/text.pdf>.
6. Лухнев А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В., Вызов Л.М., Саньков А.В., Башкуев Ю.Б., Дембелов М.Г., Кале Э. Современные деформации земной коры в области сочленения сегментов рифтов центральной части Байкальской рифтовой системы по данным GPS геодезии // *Геология и геофизика*. 2013. Т. 54. № 11. С. 1814-1825.
7. Саньков В.А., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Добрынина А.А., Ашурков С.В., Вызов Л.М., Дембелов М.Г., Кале Э., Девершер Ж. Современные горизонтальные движения и сейсмичность южной части Байкальской впадины (Байкальская рифтовая система) // *Физика Земли*. 2014. № 6. С. 70-79.

## Modern changes in the amount of total and lower clouds over the Siberian region territory

Il'in S.N. , Lomakina N.Ya. , Lavrinenko A.V.

V.E. Zuev Institute of Atmospheric Optics SB RAS, Tomsk, Russia

E-mail: gfm@iao.ru, lnya@iao.ru

An important problem of modern climatology is the problem of global and regional climate change, where clouds play a significant role. Like the climate, the cloud cover conditions are subject to a long-term change.

The first results of our studies of long-term changes in the amount of lower cloudiness over the territory of Siberia were considered in [1]. However, ones were obtained from the observations of a limited number (25) of the meteorological stations, so it is impossible to describe in detail

and reliably the features of the spatial distribution of linear trends of such changing over the territory of Siberia. This paper presents new and more complete information on long-term changes in the amount of total and lower cloudiness calculated from the data of long-term (from 1969 to 2017) 8-term synoptic observations of 60 meteorological stations in the Siberian region (<http://www.ncdc.noaa.gov/>).

The annual curves were used for the statistical analysis of the features of long-term changes in the amount of total and lower clouds over the territory of Siberia in the period from 1969 to 2017, as well as the linear trends of the long-term change in the mean annual values and the magnitudes of their intensity (ball/decade).

Analysis of long-term changes in the average annual amount of total cloudiness showed the following. There is a visible tendency to reduce the average annual amount of total cloudiness in the polar areas of the entire Siberian region (north of 70°N) during the period under review (from 1969 to 2017), and the intensity of this decrease markedly decreased from west to east (from 0.91 ball/decade in Western Siberia to 0.69 ball/decade – in Eastern Siberia). The negative trends (0.49 ball/decade) dominate in the subpolar latitudes (north of 63°N) in Western Siberia, and there are positive trends (1.63 ball/decade) in the south of Western Siberia (south of 55–59 °N). At the same time, the trend towards a significant increase in the average annual amount of total cloudiness prevailed over the most part of Eastern Siberia: there is the intensity trend of 1.74 ball/decade in the subpolar zone (north of 63°N), and one decreased to 1.09 ball/decade in the south of Eastern Siberia (to the south from 55–59 °N).

Analysis of long-term changes in the average annual amount of lower clouds showed that the spatial distribution of the intensities of their linear trends over the Siberian region almost completely repeats the distribution in the linear trends of the total cloudiness, but with the lower values.

Since the reviewed results are based on data from the 49-year observation series (from 1969 to 2017) (which is comparable to the scale of climate change) of a large number (60) of the meteorological stations, ones certainly have high reliability and will be useful in solving various problems of climatology including in the study of global and regional climate change.

**Reference:**

V.S. Komarov, S.N. Il'in, A.V. Lavrinenko, N.Ya. Lomakina, E.V. Gorev, D.P. Nakhtigalova. *Climate conditions of low clouds over the territory of Siberia and its modern change. Part 2. Changes of low clouds conditions / Atmos. Ocean. Opt.* 2013. V.26. №7. 584–589.

## Современные изменения количества общей и нижней облачности над территорией Сибирского региона

Ильин С.Н., Ломакина Н.Я., Лавриненко А.В.

Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, Томск, Россия  
E-mail: gfm@iao.ru, lnya@iao.ru

Важной проблемой современной климатологии является проблема глобального и регионального изменения климата, где значительную роль играет облачность. Как и климат, режим облачного покрова подвержен долговременному изменению. В последние годы данному вопросу уделялось большое внимание [1–5]. Проведенные к настоящему времени исследования по данному вопросу не позволяют выработать единого мнения о характере современного долговременного изменения количества общей и нижней облачности над таким регионом, как Сибирь. Действительно, согласно [1–2] во второй половине XX в. – начале XXI в. над территорией Сибирского региона наблюдалось уменьшение количества облаков нижнего яруса, однако, по другим данным (см., например, [3–5]), для того же периода характерно, наоборот, увеличение количества нижней облачности.

На наш взгляд, причиной такого разногласия в значительной степени является использование в разных публикациях несопоставимых временных интервалов, различного количества взятых метеорологических станций, разных по объему статистических выборок, объединение в одну совокупность данных, взятых за различные сроки синоптических наблюдений (от двухсрочных до восьмисрочных) и т.п.

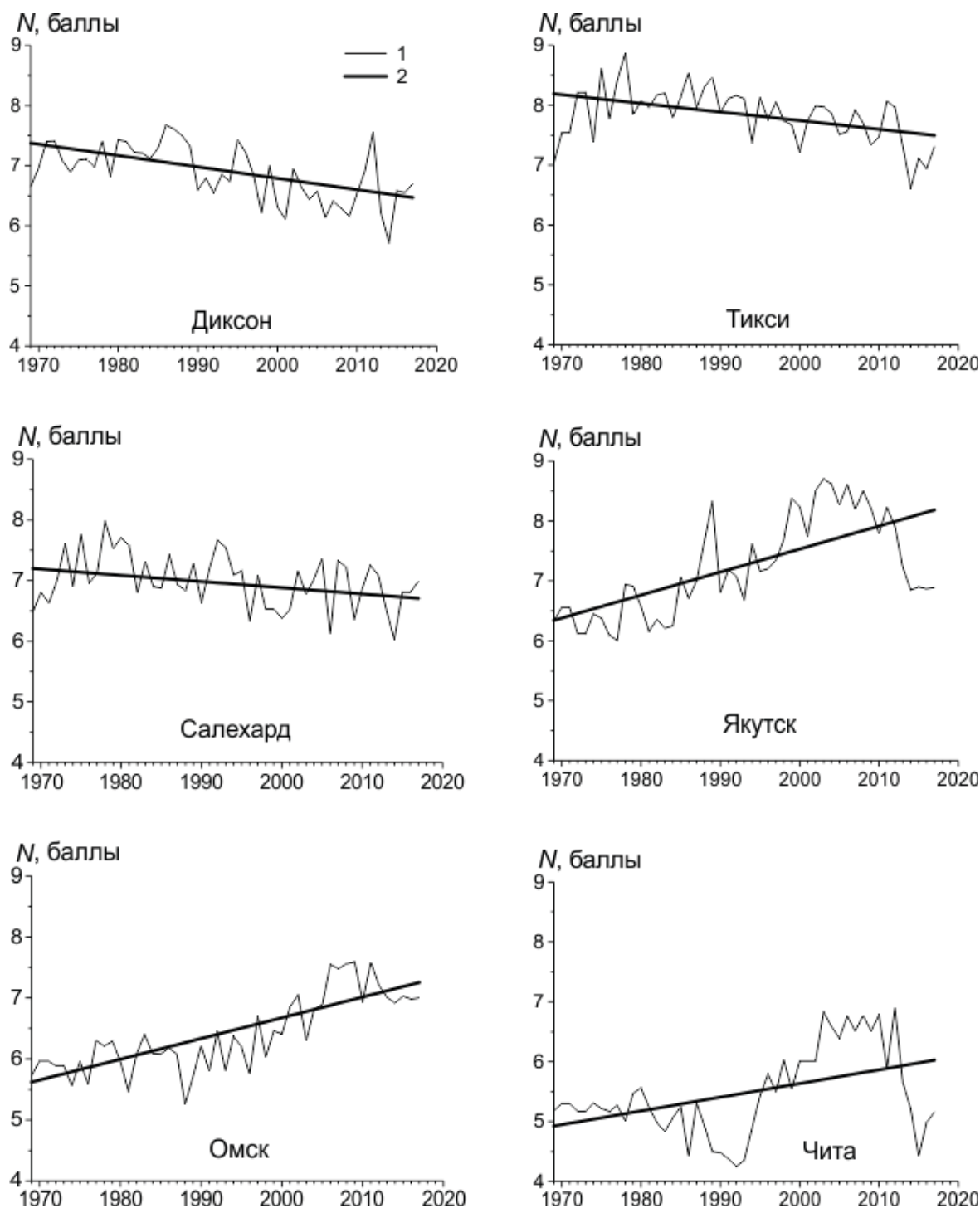
Учитывая все вышесказанное, для оценки современных тенденций долговременного изменения количества общей и нижней облачности над территорией Сибирского региона были взяты максимально возможные (по длительности) и однородные статистические ряды, полученные по данным 49-летних 8-срочных синоптических наблюдений 60-ти метеорологических станций. Это позволило исключить при статистическом анализе трендов указанные выше недостатки в исходных данных и определить со значительно большей достоверностью и детализацией пространственное распределение линейных трендов долговременного изменения количества общей и нижней облачности по территории Сибирского региона.

Первые результаты наших исследований долговременных изменений количества нижней облачности над территорией Сибири рассмотрены в [6]. Однако, они получены по данным наблюдений ограниченного числа (25) метеорологических станций, что не позволило детально и достоверно описать особенности пространственного распределения линейных трендов такого изменения по территории Сибири. В настоящей работе приводятся новые и наиболее полные сведения о долговременных изменениях количества общей и нижней облачности, рассчитанных по данным многолетних (1969–2017 гг.) 8-срочных синоптических наблюдений 60-ти метеорологических станций Сибирского региона (<http://www/ncdc/noaa.gov/>).

Для статистического анализа особенностей долговременных изменений количества общей и нижней облачности над территорией Сибири в период с 1969 по 2017 год были использованы кривые межгодового хода, а также линейные тренды долговременного изменения среднегодовых значений и величины их интенсивности (баллы/10 лет).

Рассмотрим результаты статистической оценки современных тенденций долговременного изменения количества общей и нижней облачности, наблюдаемых в различных физико-географических районах Сибирского региона. При этом остановимся на анализе изменения среднегодового количества общей и нижней облачности.

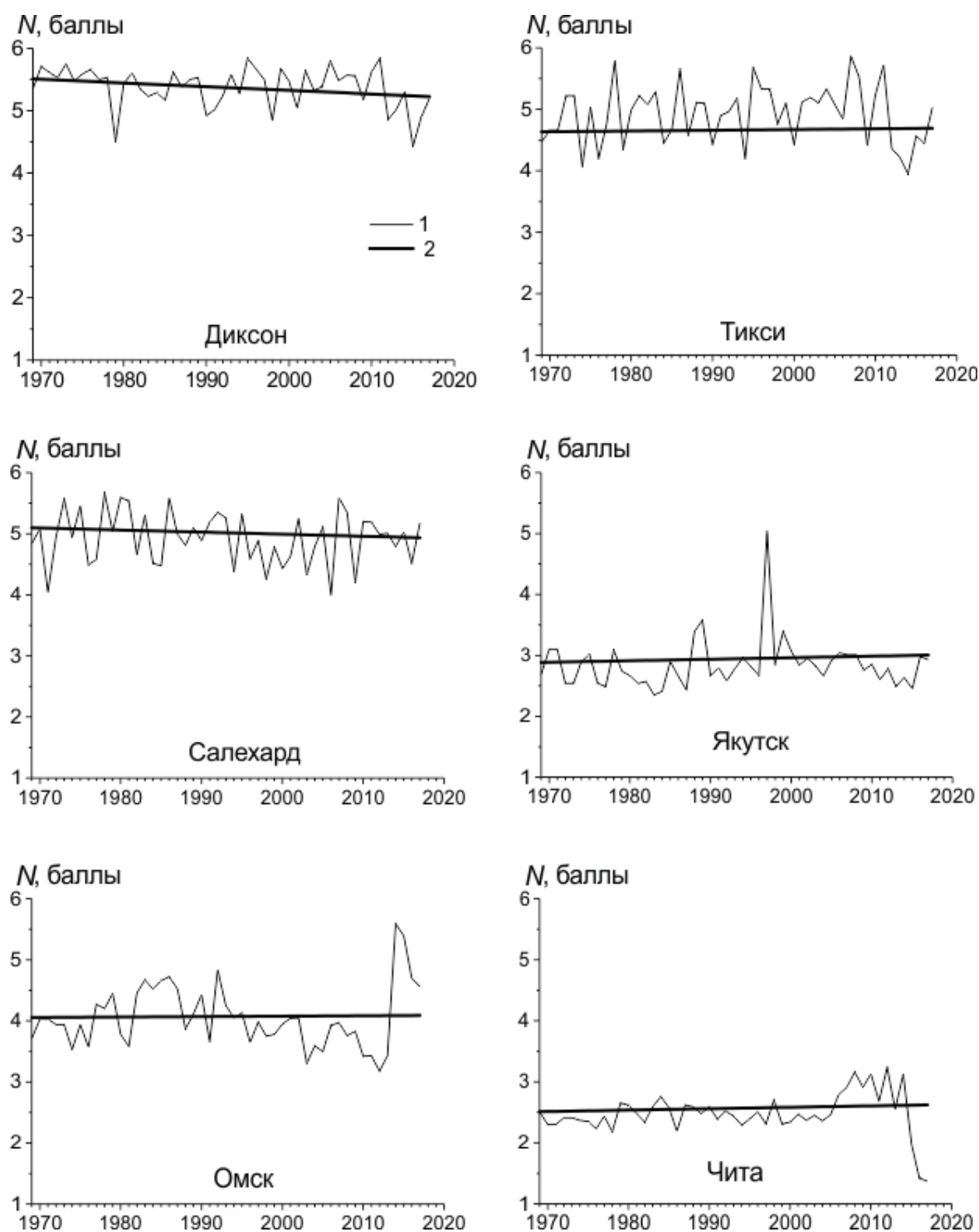
О характере этих трендов можно судить по рис.1, где в качестве примера приведены кривые межгодового изменения среднегодового количества общей облачности за период 1969–2017 гг. и соответствующие им линейные тренды, полученные для некоторых характерных метеорологических станций Сибирского региона, а также по рис.2, на котором показаны долговременные изменения среднегодового количества нижней облачности и их линейные тренды для тех же станций.



**Рис. 1.** Долговременные изменения среднегодового количества общей облачности (1) и соответствующие им линейные тренды (2) за период 1969–2017 гг., полученные для некоторых характерных метеорологических станций Сибирского региона.

Анализ долговременных изменений среднегодового количества общей облачности (рис.1) показал следующее. В полярных районах всего Сибирского региона (к северу от  $70^{\circ}$  с.ш.) в рассматриваемый период (1969–2017 гг.) преобладает явная тенденция к повсеместному уменьшению среднегодового количества общей облачности, причем интенсивность этого уменьшения заметно убывала с запада на восток (над Западной Сибирью она была 0,91 балла/10 лет, а над Восточной – ее значения уже снижались до 0,69 балла/10 лет). Более сложная картина в распределении интенсивности долговременного изменения количества нижней облачности характерна для остальной территории Сибирского региона. В субполярных широтах (к северу от  $63^{\circ}$  с.ш.) Западной Сибири преобладают отрицательные (с интенсивностью 0,49 балла/10 лет) тренды, а на юге Западной Сибири (южнее  $55^{\circ}$ – $59^{\circ}$  с.ш.) наблюдаются положительные тренды (с интенсивностью 1,63 балла/10 лет). В то же время над большей частью Восточной Сибири преобладала тенденция к значительному росту среднегодового количества общей облачно-





**Рис. 2.** Долговременные изменения среднегодового количества нижней облачности (а) и соответствующие им линейные тренды (б) за период 1969–2017 гг., полученные для некоторых характерных метеорологических станций Сибирского региона.

сти, в субполярной зоне (к северу от  $63^{\circ}$  с.ш.) она имела интенсивность 1,74 балла/10 лет, а на юге Восточной Сибири (южнее  $55\text{--}59^{\circ}$  с.ш.) ее интенсивность снизилась до 1,09 балла/10 лет.

Анализ долговременных изменений среднегодового количества нижней облачности (рис.2) показал, что пространственное распределение интенсивностей их линейных трендов по территории Сибирского региона практически полностью повторяет распределение интенсивностей изменения линейных трендов общей облачности, но при более низких значениях. Действительно, в полярных районах Сибирского региона в период с 1969 по 2017 гг. также повсеместно преобладала тенденция к уменьшению среднегодового количества нижней облачности, интенсивность которого уменьшалась с запада на восток (от 0,28 балла/10 лет в полярных районах Западной Сибири до 0,06 балла/10 лет – в Восточной Сибири). В субполярных широтах ( $60\text{--}70^{\circ}$  с.ш.) Западной Сибири преобладали отрицательные тренды,

однако их интенсивность составляла 0,16 балла/10 лет, над умеренными (50–60° с.ш.) широтами тренды наблюдались слабые положительные (с интенсивностью 0,05 балла/10 лет). В то же время в Восточной Сибири наблюдалось незначительное увеличение среднегодового количества нижней облачности с интенсивностью порядка 0,1–0,12 балла/10 лет.

Поскольку рассмотренные результаты получены по данным 49-ти летнего ряда наблюдений (1969–2017 гг.) (он сопоставим с масштабами климатических изменений) и большому числу (порядка 60-ти) синоптических станций, то они, безусловно, имеют высокую достоверность и будут полезны при решении различных задач климатологии, в том числе при исследовании глобальных и региональных климатических изменений.

**Литература:**

1. Жеребцов Г.А., Коваленко В.А., Молодых С.И. Радиационный баланс атмосферы и климатические проявления солнечной переменности // *Оптика атмосферы и океана*, 2004. Т.17. №12. С.1003–1012.
2. Хлебникова Е.И., Салль К.А. Особенности климатических изменений облачного покрова над территорией России // *Метеорология и гидрология*. 2009. №7. С.5–13.
3. Ефимова Н.А., Строкина Л.А., Байкова И.М., Малкова И.М. Изменение температуры воздуха и облачности в 1967–1990 гг. на территории бывшего СССР // *Метеорология и гидрология*. 1994. №69. С.66–69.
4. Байкова И.М., Ефимова Н.А., Строкина Л.А. Современное изменение облачного покрова над территорией России // *Метеорология и гидрология*. 2002. №9. С.52–61.
5. Журавлева Т.Б., Рассказчикова Т.М., Скляднева Т.К., Смирнов С.А. Статистика облачности над г. Томском: данные наземных наблюдений 1993–2004 гг. // *Оптика атмосферы и океана*. 2006. Т.19. №10. С.880–886.
6. Комаров В.С., Ильин С.Н., Лавриненко А.В., Ломакина Н.Я., Горев Е.В., Нахтигалова Д.П. Климатический режим нижней облачности над территорией Сибири и его современные изменения. Часть 2. Изменения режима нижней облачности // *Оптика атмосферы и океана*. 2013. Т.26. №7. С.584–589.

## Synoptic regime of Tomsk in 1993–2016 – as an indicator of climate change

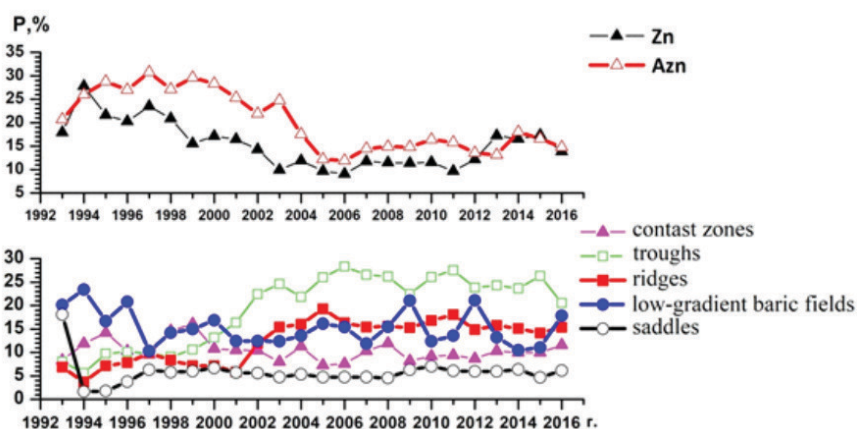
Sklyadneva T.K., Rasskazchikova T.M., Arshinova V.

V.E. Zuev Institute of Atmospheric Optics SB RAS, Tomsk, Russia

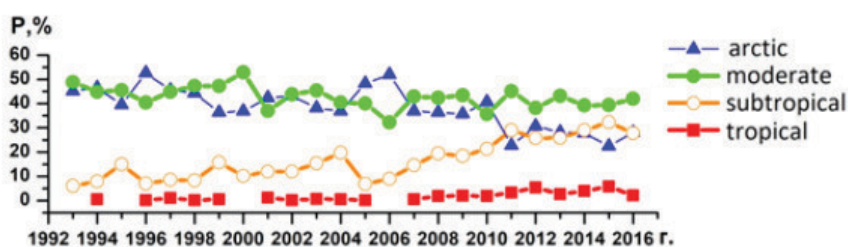
E-mail: tatyana@iao.ru, rtm@iao.ru, arvi@ioa.ru

At present, one of the most important problems facing humanity is the global warming of the climate, which affects various aspects of our life. The variability of the climate in individual regions is affected by the repeatability of large-scale atmospheric vortices: cyclones (Zn) carrying precipitation, and anti-cyclones (AzN), which provide long periods of stable and cloudy weather, as well as the air mass change, which leads to a significant change in the concentration of atmospheric trace gases and aerosols.

Here, we present results of the analysis of interannual variability and frequency of atmospheric pressure systems (APS) and air masses of different types observed in Tomsk region over the period from 1993 to 2016.



**Figure 1.** The interannual variability and the frequency of atmospheric pressure systems.



**Figure 2.** The interannual variability and frequency of air masses of different types in Tomsk.

The following types of APS were analyzed: cyclones, anticyclones, troughs, ridges, low- gradient baric fields, and contrast zones (areas of high-gradient baric filed between Zn and Azn).

It is shown that the average frequency of cyclones and anticyclones was 15.3 and 20.1%, respectively, contrast zones – 10.4%, troughs and ridges – 19.6 and 12.6%, respectively, low-gradient baric fields – 14.4, and saddles – 5.6% over the period from 1993 to 2016 (Fig. 1).

A temperature regime of the region significantly depends on incoming air masses. There is a tendency to decrease in the frequency of Arctic air mass occurrence and increase in subtropical air one. During the past decade, tropical air masses have become to be observed more often in our region, especially in spring (Fig. 2).

*This work was supported by RSF, grant No 17-17-01095.*

## Синоптический режим Томска в 1993–2016 гг. как индикатор изменения климата

Скляднева Т.К., Рассказчикова Т.М., Аршинова В.

Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, Томск, Россия  
E-mail: tatyana@iao.ru, rtm@iao.ru, arvi@ioa.ru

**В** настоящее время одной из важнейших проблем, стоящих перед человечеством, является глобальное потепление климата, которое затрагивает различные аспекты нашей жизни. Изменения климата международным сообществом обсуждаются на уровне ООН из-за возможных катастрофических последствий для окружающей среды. Заметное потепление климата, происходящее в последние десятилетия в Северном полушарии, обусловлено многими причинами, в том числе и изменением крупномасштабной атмосферной циркуляции.

На изменчивость климата отдельных регионов оказывает влияние повторяемость крупномасштабных атмосферных вихрей: циклонов (Zn), несущих осадки, и антициклонов (Azn), обеспечивающих длительные периоды устойчивой и малооблачной погоды, а также сменой воздушных масс, приводящей к существенному изменению концентрации малых газовых составляющих атмосферы. На территории Западной Сибири в 2008-2011 гг. циклоны стали более глубокими, а антициклоны – менее выраженными. Если в 1976–2006 гг. средняя многолетняя продолжительность влияния единичного циклона составляла 2,9 суток ( $\sigma = 1,4$ ), антициклона - 2,4 ( $\sigma = 2,5$ ) [1], то в 1976–2011 гг. средняя продолжительность пребывания циклонов на территории Сибири составила 7 суток, антициклонов - 11 суток [2].

В данной работе исследуется межгодовая изменчивость типов барических образований и типов воздушных масс в районе Томска за 1993-2016 гг.

Для анализа использована синоптическая база данных за 1993-2016 гг. [3], содержащая ежечасную информацию о количестве общей и нижней облачности, форме облаков, погодных условиях (наличие осадков и атмосферных явлений), а также синоптических ситуациях, в которые включаются тип воздушной массы и характерные термобарические элементы в Томске. База данных пополняется по результатам ежедневного анализа приземных синоптических карт и карт барической топографии, с использованием типизации синоптических ситуаций. В типизацию входят: различные части циклонов и антициклонов, гребни, ложбины, седловины, малоградиентные поля, контрастные зоны (зоны с большими градиентами давления между циклонами и антициклонами) [4].

Повторяемость определенной ситуации (P,%) рассчитывалась как отношение количества часов с конкретными условиями к числу случаев за весь период.

Анализ синоптической обстановки в Томске показал, что за период с 1993 по 2016 г. средняя повторяемость циклонов и антициклонов составляла 15,3 и 20,1% соответственно, контрастной зоны – 10,4%, ложбины и гребня – 19,6 и 12,6%, малоградиентного поля – 14,4 и седловины – 5,6%.

На рисунке 1 показана межгодовая изменчивость повторяемости основных синоптических образований в Томске.

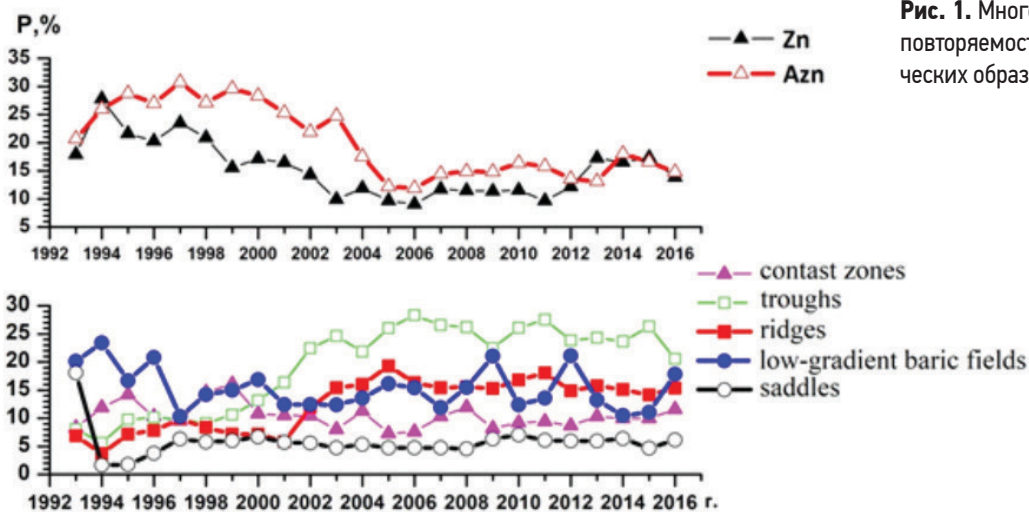


Рис. 1. Многолетний ход повторяемости синоптических образований.

Из рисунка 1 видно, что циклонические условия чаще всего наблюдались в период 1993-2002 гг. ( $P=14,3\div 27,7\%$ ). В 2003-2011 гг. повторяемость циклонов была минимальной ( $9\div 11,7\%$ ), а в 2012-2016 гг. - увеличилась и колебалась от 12,1 до 17,4%. Аналогичные тенденции прослеживаются и для антициклона. Высокая повторяемость Azn в 1993-2004 гг. ( $17,6\div 30,9\%$ ), минимальная – в 2005, 2006 годах (12,2 и 11,9 % соответственно) и рост до 17,4% в период 2007-2016 гг. Следует также отметить, что в 1993-2003 гг. антициклонические условия наблюдались значительно чаще, чем циклонические. В последующие годы это различие существенно сократилось, а в 2015, 2016 гг. повторяемость Zn и Azn была практически одинаковой. Из рисунка 1 также следует, что в период 2003-2016 на 10% возросла повторяемость гребня и на 20% чаще стала наблюдаться ложбина по сравнению с 1993-2002 гг. Повторяемость седловины сохраняется на уровне 5% практически в течение всего исследуемого периода. Малоградиентное поле встречается чаще и колеблется в пределах 10-20%, а контрастная зона – от 9 до 15% в 1993-2002 гг. и в пределах 10% в последующие годы.

Отметим, что годовой ход повторяемости циклонов слабо выражен, а антициклонов имеет более выраженный характер с максимумом в апреле (26,8%) и минимумом, как и у циклона, в июле. С наступлением тепла в мае повторяемость Azn заметно падает и достигает своего минимума в июле с последующим ростом в сентябре до 22,3%.

Повторяемость контрастной зоны в районе Томска достигает максимальных значений в холодное полугодие, а минимальных – в июне (5,8%). Ложбины реже всего наблюдаются в летнее время, в июле - 13,2% случаев и частота их появления достигает максимальных значений в январе 27%. Повторяемость гребня в среднем составляет 12,5%. Малоградиентные поля как повышенного, так и пониженного давления имеют максимальную повторяемость в летний период.

Определенное влияние на температурный режим региона оказывают поступающие воздушные массы. На рисунке 2 представлено изменение средней годовой повторяемости типов воздушных масс в течение всего исследуемого периода. Наблюдается тенденция снижения поступления в наш регион арктической воздушной массы и роста повторяемости вторжений субтропического воздуха. За последние 10 лет повторяемость субтропической воздушной массы увеличилась в среднем на 12,5% по сравнению с предыдущим десятилетием. Следует отметить, что в 2011-2016 гг. частота вторжения субтропического и арктического воздуха в район Томска была практически одинаковой, в пределах 22-30%. Повторяемость умеренной воздушной массы колебалась в пределах 32-53%. В последнее десятилетие в нашем регионе чаще стали наблюдаться тропические воздушные массы.

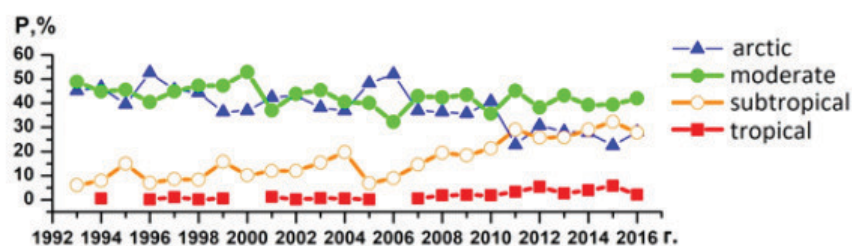
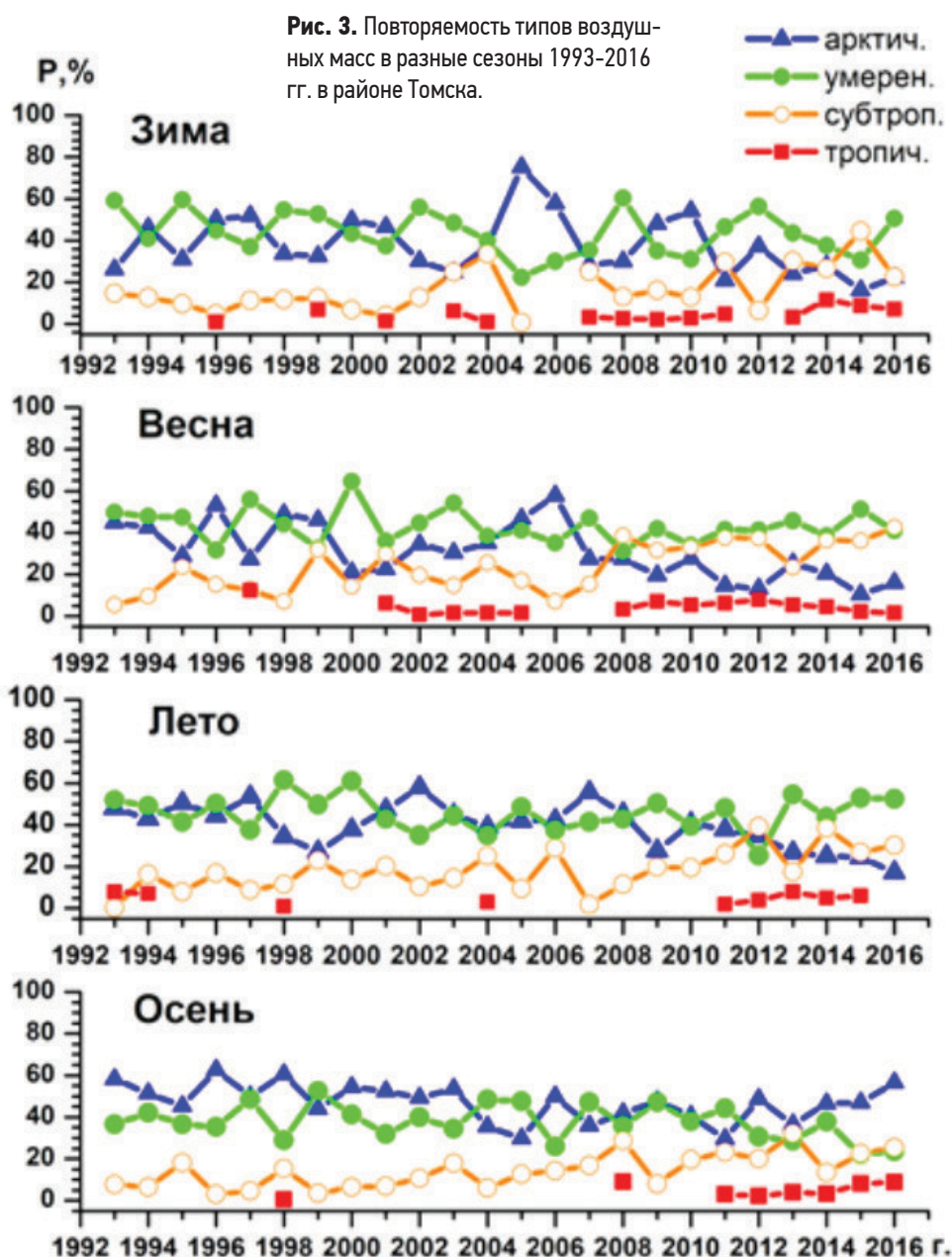


Рис. 2. Многолетний ход повторяемости типов воздушных масс в районе Томска.

На рисунке 3 показано изменение повторяемости вторжения различных типов воздушных масс в район Томска в разные сезоны за исследуемый период. Видно, что до 2008 года во все сезоны фиксировались единичные случаи вторжения тропического воздуха, а с 2008 г. вероятность поступления тропического воздуха возросла.





Так в зимний период повторяемость вторжения тропического воздуха менялась от 2,2% (2009 г.) до 11,5% (2014 г.). В весенний период частота вторжений тропического воздуха составила в среднем 5%, а в отдельные годы возросла до 8% в марте, до 18% в апреле и до 12% в мае. В летний период отмечены единичные случаи тропической воздушной массы. В осенний период поступление тропической массы стало наблюдаться с 2011 г.: с 2011 по 2014 г. 3,5%, а в 2015-2016 гг. 8,5%.

Работа выполнена при поддержке РФФ, грант 17-17-01095.

#### Литература:

1. Горбаренко В.П., Ипполитов И.И., Логинов С.В., Поднебесных Н.В. Исследование циклонической и антициклонической активности на территории Западной Сибири по данным реанализа NCEP/DOE AMIP-II и синоптических карт // *Оптика атмосф. и океана*. 2009. Т.22, №1. С.38-41.
2. Поднебесных Н.В., Ипполитов И.И. Характеристики циклонов и антициклонов над Сибирью в конце XX в. – начале XXI в. // *Метеорол. и гидрология*. 2017. №4. С.27-37.
3. Складнева Т.К., Рассказчикова Т.М., Аршинова В.Г. Синоптическая база Томска // *Свидетельство о государственной регистрации базы данных №2013620769 от 1 июля 2013 г.* Правообладатель: ИОА СО РАН (RU).
4. *Прогноз и контроль оптико-метеорологического состояния атмосферы* / Под ред. Г.О. Заде. Томск: ТФ СО АН СССР, 1982. 153 с.

# Energy of atmospheric processes in days of cyclogenesis in the Ob-Irtysh interfluve

<sup>1,2</sup>Tunaev E.L., <sup>1</sup>Gorbatenko V.P., <sup>1</sup>Kuzhevskaya I.V., <sup>1</sup>Barashkova N.K.

<sup>1</sup> National Research Tomsk State University, 634050, Tomsk, Russia

<sup>2</sup> Western Siberian Administration for Hydrometeorology and Environmental Monitoring, Novosibirsk, Russia

E-mail: meteo@ggf.tsu.ru, sinoptik@meteo-nso.ru

Mid-latitude cyclones (MLC) are the most important elements of the general circulation of the atmosphere; herewith smaller scale cyclones can form over different regions on their background, so-called polar low or local cyclone (LC). Such cyclones often cause forecast errors, because of the location of local cyclone centers is difficult to predict. The research of cyclone formation and further development is conducted in various fields, but the study of cyclone energy has a significant meaning. It is also worth noting that the study of local cyclone energy is relevant for enhancement of weather forecasts using by regional numerical models.

The calculated parameters of the energy of two local cyclones formed over the territory of Western Siberia on April 24-26, 2016 and December 23-24, 2016 are presented.

To study the energy of cyclones the observation of upper-air sounding at 00:00 and 12:00 UTC were used. Archive of weather maps was provided by West-Siberian Bureau of Meteorology.

### The most important types of energy for synoptic-scale atmospheric processes were calculated:

- 1) Kinetic energy of horizontal motions;
- 2) Potential energy;
- 3) Internal energy;
- 4) Total potential energy.

The obtained results have shown that the cyclonic formations in question have substantial energy reserves (Table 1). The values of energy of the mid-latitude cyclones have taken from the literature.

**Table 1.** Mean values of energy for two types of cyclones.

Period of cyclone formation	Energy types					
	Kinetic energy, 106 J/m <sup>2</sup>		Potential energy, 108 J/m <sup>2</sup>		Internal energy, 109 J/m <sup>2</sup>	
	MLC	LC	MLC	LC	MLC	LC
April	1.21	0.34	3.62	0.99	1.47	0.25
December	2.53	2.59	3.53	1.68	1.46	0.42

The following is a brief summary of the main results:

In the case of the cyclone observed on December there is a decrease of all types of energy under the influence of external factors, which corresponds to the process of its transmission to the general circulation of the atmosphere.

Regarding a less intense cyclone observed on April its kinetic energy was maintained due to the general circulation of the atmosphere, while the remaining types of energy did not undergo considerable changes.

The value of the potential energy of the local cyclone in December exceeds twice the energy values in April, and three times higher than the average values of the mid-latitude cyclone energy mentioned in the literature.

The internal energy of the local cyclones formed over the southeast of Western Siberia (in the Ob-Irtysh interfluve) is about 3-5 times less than the energy of mid-latitude cyclones.

# Энергетика атмосферных процессов в дни циклогенеза в междуречье Обь-Иртыш

<sup>1,2</sup>Тунаев Е.Л., <sup>1</sup>Горбатенко В.П., <sup>1</sup>Кужевская И.В., <sup>1</sup>Барашкова Н.К.

<sup>1</sup>Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

<sup>2</sup>Западно-Сибирское управление по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды, Новосибирск, Россия  
E-mail: meteo@ggf.tsu.ru, sinoptik@meteo-nso.ru

Циклоны умеренных широт (ЦУШ) [7] являются важнейшими элементами общей циркуляции атмосферы, на их фоне над различными районами могут формироваться циклоны меньшего масштаба, так называемые мезовихри [5] или местные циклоны (МЦ). С такими циклонами часто связаны ошибки в прогнозах метеорологических полей [11–12], так как локализацию центра такого циклона трудно спрогнозировать. Исследование процессов зарождения и развития циклонов ведется в различных направлениях, среди которых одним из наиболее важных является изучение их энергетики. С помощью такого подхода обеспечивается единая шкала при оценке вклада различных атмосферных процессов в развитие циклонов, что позволяет описать физические механизмы этого развития. Кроме того, наличие значительных запасов какого-либо вида энергии в атмосфере может использоваться в качестве прогностического критерия процесса. Поэтому изучение энергетики местных циклонов актуально для улучшения прогнозов погоды с помощью мезомасштабных моделей.

В работе представлены расчеты параметров энергетики местных циклонов (МЦ) умеренных широт, формирующихся над территорией Западной Сибири на примере двух циклонических образований, наблюдавшихся 24-26 апреля и 23-24 декабря 2016 г.

Апрельское барическое образование, относящееся по синоптическому происхождению к типу циклонов [13–14], которые составляют почти четверть от всего количества местных циклонов, было частью серии поочередно формирующихся и заполняющихся волновых циклонов. Данные вихри образовались в южной части вытянутой ложбины основного циклона с центром, располагавшимся в нижнем течении р. Обь с координатами 65 с.ш., 64 в.д. Первый из анализируемой серии циклон впервые был замечен на синоптической карте над западными районами Томской области [15] в 12 ВСВ 24 апреля (минимальное давление в центре составило 1012,4 гПа) и, быстро смещаясь на северо-запад, влился в общую ложбину основного циклона. Два следующих за ним атмосферных вихря поочередно образовались в течение суток 25 апреля в районе г. Новосибирск (55 с.ш., 83 в.д.), то есть в центре исследуемой территории. Минимальное давление в центрах составило 1014,5 гПа и 1014,2 гПа соответственно. Данные циклонические вихри сформировались на фронте окклюзии при выносе порций тепла с Казахстана. Эти циклоны медленно смещались в северном направлении с дальнейшим заполнением, и к 00 ВСВ 26 апреля влились в общую ложбину циклона, центр которого опустился к югу в районы г. Ханты-Мансийск (61 с.ш., 69 в.д.). Тем не менее, еще прослеживалась некоторая завихренность в районе г. Александровское (60 с.ш., 78 в.д.). Полное заполнение произошло к концу дня 26 апреля (12 ВСВ). При этом все циклоны из серии представляли собой вихри диаметром около 250-300 км.

Зимним барическим образованием был волновой циклон, образовавшийся в вытянутой ложбине основного циклона, центр которого располагался над северо-западными районами Казахстана. Такие циклоны определяют погоду юга Западной Сибири более чем в 20 % случаев циклогенеза. Кроме того замечено, что число таких циклонов в последнее десятилетие увеличивается [15]. Циклон заполнялся, быстро смещаясь под юго-западными потоками на восток, северо-восток и к 12 ВСВ 23 декабря произошло окклюдование южной системы фронтов над районами между городами Горно-Алтайск (52 с.ш., 86 в.д.) и Абакан (54 с.ш., 92 в.д.). В стадии максимального развития данный циклон представлял собой вихрь диаметром около 600 км.

Для изучения энергетики, описанных выше циклонов, использовались результаты сетевого температурно-ветрового зондирования за 00 и 12 ч всемирного скоординированного времени (ВСВ), а также синоптические и кольцевые карты погоды из архива фонда данных ФГБУ «Западно-Сибирское УГМС».

Рассчитывались наиболее важные для атмосферных процессов синоптического масштаба виды энергии:

- 1) кинетическая энергия горизонтальных движений  $K = (u^2 + v^2)/2$ ;
- 2) потенциальная энергия  $\pi = gz$ ;
- 3) внутренняя энергия  $I = cvT$ ;
- 4) полная потенциальная энергия  $L = \pi + I$ .

В представленных выражениях все виды энергии отнесены к единице массы. Уравнениями, описывающими балансы энергий в квазистатическом приближении (для единицы массы), являются [2, 3, 8, 16]:

$$K = \frac{1}{2g} \int_p V^2 dV, \quad (1)$$

$$\pi = \frac{R}{g} \int_p^{p_0} T dp - zp, \tag{2}$$

$$I = \frac{C_v}{g} \int_p^{p_0} T dp, \tag{3}$$

$$L = \frac{C_p}{g} \int_0^{p_0} T dp - zp = \frac{1}{\gamma_a} \int_p^{p_0} T dp - zp \tag{4},$$

где  $V$  – вектор скорости для элемента массы  $dm$  (м/с),  $z$  – высота (м),  $g = 9,8 \text{ м/с}^2$  – ускорение свободного падения,  $C_v$  – удельная теплоемкость воздуха при постоянном объеме (Дж/кг °К),  $\gamma_a$  – сухоадиабатический градиент (°К/км),  $T$  и  $P$  – температура (°К) и давление воздуха (гПа).

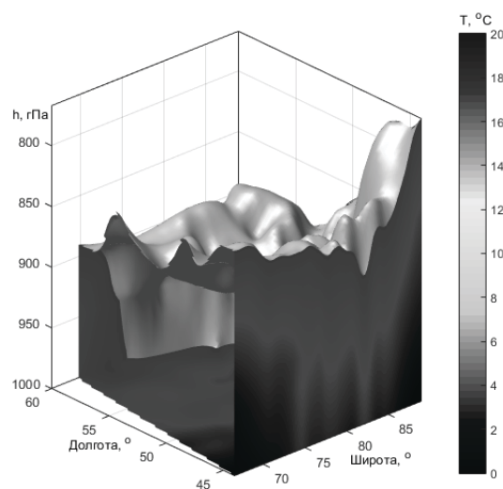
Все элементы уравнений (1)–(4) рассчитывались в каждой точке (станции), находящейся в области циклона, для слоев, находящихся между основными изобарическими поверхностями в толще атмосферы от поверхности Земли и до 200 гПа и были отнесены к единице площади. Далее производилась линейная интерполяция [1, 4, 9] метеорологических полей в центр барического образования (местного циклона). Аналогичные расчеты энергетических характеристик ранее проводились только для циклонов больших масштабов (диаметром порядка 2000 км) и для умеренных широт северного полушария [7].

Настоящие исследования показали, что рассматриваемые циклонические образования обладают значительными запасами энергии: кинетическая энергия в столбе атмосферы от поверхности земли до 200 гПа в декабрьском циклоне в среднем составляет  $2,59 \cdot 10^6 \text{ Дж/м}^2$ , что превышает аналогичные значения [3, 8] для единичного столба всей атмосферы ( $1,5 \cdot 10^6 \text{ Дж/м}^2$ ). В апрельском циклоне запасы кинетической энергии были меньше ( $0,34 \cdot 10^6 \text{ Дж/м}^2$ ). Причем замечено, что в ночные часы отмечались более высокие значения, чем в дневные. Это может быть обусловлено наличием больших температурных контрастов в ночное время, поскольку в холодное полугодие циклоны формировались под влиянием воздушных масс, вышедших с запада и юго-запада на более холодную подстилающую поверхность.

Сравнивая полученные результаты расчета энергетических характеристик местных циклонов (МЦ) с аналогичными показателями циклонов большего масштаба [7], можно заметить (табл. 1) что в декабре оба вихря обладали значительными запасами кинетической энергии и имели значения одного порядка ( $2,59$  и  $2,53 \cdot 10^6 \text{ Дж/м}^2$  соответственно). Это можно объяснить тем, что в декабре 2016 [10] года была значительная положительная аномалия температур (превышение на  $1-2^\circ\text{C}$ ) и осадков на всей территории юго-востока Западной Сибири, когда выпадало до 9 мм осадков за 12 часов. В эти дни осуществлялся активный вынос воздушных масс из районов Средней Азии, в то время как север Урала и Сибири находились под влиянием адвекции арктического воздуха. Поэтому в ложбине основного циклона сложились условия для образования значительных температурных контрастов и запасов энергии, благодаря чему генерация циклона прошла более интенсивно.

**Таблица 1.** Средние значения различных видов энергии в разных видах циклонов.

Период образования циклона	Виды энергии					
	Кинетическая, $10^6 \text{ Дж/м}^2$		Потенциальная, $10^8 \text{ Дж/м}^2$		Внутренняя, $10^9 \text{ Дж/м}^2$	
	ЦУШ [7]	МЦ	ЦУШ [7]	МЦ	ЦУШ [7]	МЦ
Апрель	1.21	0.34	3.62	0.99	1.47	0.25
Декабрь	2.53	2.59	3.53	1.68	1.46	0.42



В апреле также сложились аномальные погодные условия [6], когда весь пограничный слой атмосферы характеризовался положительным фоном температуры воздуха (рис. 3) и значительными запасами влаги. В данный период значительно большие запасы кинетической энергии отмечались в районе крупномасштабного циклона (ЦУШ), по сравнению с местным ( $1,21$  и  $0,34 \cdot 10^6 \text{ Дж/м}^2$  соответственно).

**Рис. 3.** 3D-изоповерхность порогового значения температуры воздуха –  $T$ , построенная по оперативным данным зондирования вертикальных профилей различных метеозлементов (ATOVS) за 21:50 ВСВ 22.04.16 г.



Рассматривая более детально оба случая образования местных циклонов (МЦ) можно заметить, что в процессе их жизни наиболее существенные изменения претерпевала кинетическая энергия.

Анализируя распределение различных видов энергии по слоям между основными изобарическими поверхностями, было замечено, что рассмотренные местные циклоны обладали значительными ее запасами в слое до высот 12,5 км.

В результате исследований получено:

Под действием внешних факторов в декабрьском циклоне происходило уменьшение всех видов энергии, что соответствует процессу ее передачи ОЦА.

В апрельском, менее интенсивном циклоне, кинетическая энергия поддерживалась за счет ОЦА, при этом остальные виды энергии не претерпевали существенных изменений.

Запасы кинетической энергии декабрьского циклона были сопоставимы с рассмотренными в работе [7], а апрельского в четыре раза меньше.

Потенциальная энергия исследованных местных циклонов различалась в два раза, а по сравнению со средними значениями других циклонов умеренных широт даже в три раза.

Внутренняя энергия циклонов, образовавшихся над юго-востоком Западной Сибири в 3-5 раз меньше энергии других циклонов умеренных широт.

#### **Литература:**

1. Белов П.Н., Переведенцев Ю.П., Гурьянов В.В. Численные методы анализа и прогноза погоды. Казань: Изд-во Каз. Ун-та, 1991. – 84 с.
2. Борисенков Е.П. Вопросы энергетики атмосферных процессов. – Л.: Гидрометеиздат, 1960. – 167 с.
3. Ван-Мигем Ж. Энергетика атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1977. – 327 с.
4. Гандин Л.С., Каган Р.Л. Статистические методы интерпретации метеорологических данных. – Л.: Гидрометеиздат, 1976. – 360 с.
5. Горбатенко В.П. Термодинамические условия формирования мезомасштабной конвекции в атмосфере Западной Сибири / В.П. Горбатенко, Д.А. Константинова, О.И. Золотухина, Е.Л. Тунаев // Известия вузов. Физика. – 2011. – Том 54. – № 11/3. – С.148–156.
6. Захаренкова В.И. Погода на территории Российской Федерации в апреле 2016 г. // Метеорология и гидрология. – 2016. – № 7 – С. 111–118.
7. Калинин Н.А. Мониторинг, моделирование и прогноз состояния атмосферы в умеренных широтах: монография / Н.А. Калинин; Перм. гос. нац. исслед. ун-т. – Пермь, 2015. – 308 с.
8. Матвеев Л.Т. Теория общей циркуляции атмосферы и климата Земли. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – С. 158–186.
9. Практикум по численным методам прогноза погоды. / Под ред. проф. Л.С. Гандина. – Л.: ГМИ, 1978. – 216 с.
10. Сатина Н. В. Погода на территории Российской Федерации в декабре 2016 г. // Метеорология и гидрология. – 2017. – № 3 – С. 128–133.
11. Тунаев Е.Л. Оправдываемость методов прогноза осадков, применяемых в оперативной практике ФГБУ «Западно-Сибирское Управление по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды» / Е.Л. Тунаев, Г.П. Торубарова // Международная конференция и школа молодых ученых по изменению, моделированию и информационным системам для изучения окружающей среды Enviromis 2016: Избранные труды – Томск, 2016. – С. 132–136.
12. Тунаев Е.Л. Оправдываемость прогнозов осадков в Алтайском ЦГМС // Всероссийская молодежная конференция с международным участием: Труды конференции. – Барнаул: Изд-во ООО "Пять плюс", 2016. – С. 295–299.
13. Тунаев Е.Л. Особенности циклогенеза над территорией Западной Сибири за период 1976-2015 гг. / Е.Л. Тунаев, В.П. Горбатенко, Н.В. Поднебесных // Груды ГМЦ России. 2017. – Вып. 364. – С. 81–92.
14. Тунаев Е.Л. Сезонные особенности характеристик циклонов, образующихся над Западной Сибирью // XII Сибирское совещание и школа молодых ученых по климатологическому мониторингу: Тезисы докладов – Томск, 2017. – С. 97–98.
15. Тунаев Е.Л. Характеристики циклонов, образующихся над Западной Сибирью, в зависимости от района их формирования // IV Всероссийская научно-практическая конференция с международным участием «Современные проблемы географии и геологии»: Материалы конференции – Томск, 2017. – Том 2. – С. 95–98.
16. Юргенсон А.П. Математическое моделирование атмосферных процессов. – Л.: Изд-во ЛТИ, 1979. – С. 66–79.

## Current observation of lightning activity in Yakutia by four lightning detectors of different radius

Tarabukina L.D., Innokentiev D.E., Kozlov V.I.

Shafer Institute of Cosmophysical Research and Aeronomy SB RAS, Yakutsk, Russia,  
E-mail: tarabukina@ikfia.ysn.ru, sku089@gmail.com, vkozlov@ikfia.ysn.ru

The thundercloud and lightning forming process remains the subject of discussion. The long-term observations make a significant contribution to this problem solution. The technology development let the instrumental observations to be more effective in lightning location and lightning stroke number. The detection of very low frequency pulses radiated by lightning stroke has being conducted in Yakutia since 1990s by means of lightning direction finder constructed by ShICRA SB RAS. The direction finder is in free of technic noise place distanced from Yakutsk at 27 km. The radius of detection was evaluated being from ~200 to 1200 km. The instrumental base was updated by short distance lightning detectors of Boltek Co. The Stormtracker device was installed in Yakutsk in 2009. The effective radius is up to 480 km (300 miles). The LD-250 detector was installed in Oktemcy locality at ~50 km from Yakutsk in 2014. In 2009, another detector in Yakutsk was included in the World wide lightning location network (WWLLN). The detection efficiency (DE) of lightning strokes was 11-15% in average in 2012. All detectors have same design – the whip antenna is connected through amplifier and analog-to-digital converter to the laptop.

The lightning activity season lasts from the end of May to the beginning of September in maximum duration. The lightning activity depends significantly on latitude: the most active region is in South Yakutia. The lightning activity season begins earlier and ends later than on other regions. The ShICRA detector and WWLLN show the two most active areas on the west and south of Yakutia and not much active area on the northeast. The distance from Yakutsk to thunderstorm center was determined rather well by ShICRA detector: for example, the small active areas were distinguished on the northwest. Such errors in lightning location are typical for any one-point lightning direction finder. The same wide distribution in distance values was in measurements by Stormtracker and LD-250 by which the lightning activity of Central Yakutia was observed. The observation by LD-250 resulted the lowest number of lightning strokes. The LD-250 measurements showed that the lightning activity was high for areas along big rivers.

The seasonal variation of daily lightning number has 1-3 periods of high lightning activity. The periods variate from summer beginning to middle of summer from year to year. There is some periodicity in days number between two lightning activity peaks: every third year the number is larger than proceeding values. All devices demonstrate the daily presence of thunderstorm well. The lightning number detected by WWLLN is about 10 times smaller than lightning number detector by means of ShICRA direction finder. The seasonal variations of daily lightning number detected by Stormtracker and LD-250 have the correlation coefficient around 0,76. However, the lightning number detected by Stormtracker is 3 times higher than number detected by LD-250.

*The study is partially supported by the Ministry of Education and Science of the Russian Federation and by Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences (Project II.16.2.1, registration number AAAA-A17-117021450059-3), the Program of complex scientific research in the Republic of Sakha (Yakutia) aimed at the development of its productive forces and social sphere in 2016-2020 and RFBR according to the research project № 18-35-00215 mol\_a.*

## Современные наблюдения грозовой активности в Якутии четырьмя детекторами разной дальности

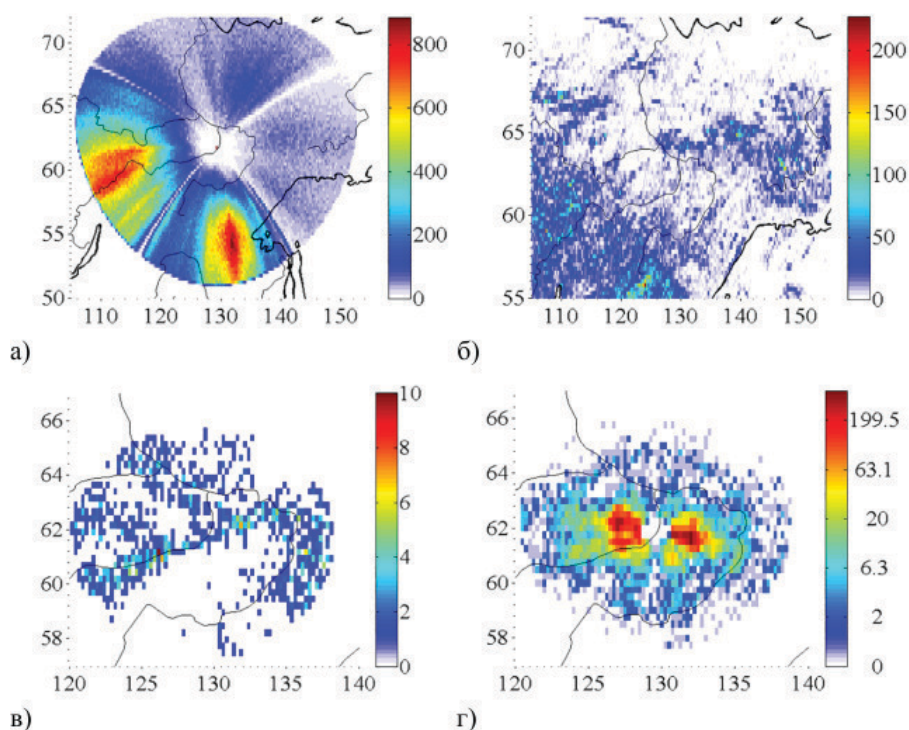
Тарабукина Л.Д., Иннокентьев Д.Е., Козлов В.И.

Институт космофизических исследований и аэронауки СО РАН, Якутск, Россия  
E-mail: tarabukina@ikfia.ysn.ru, sku089@gmail.com, vkozlov@ikfia.ysn.ru

Механизм формирования грозовых облаков и молниевой активности остается предметом дискуссий. Немаловажную роль в этом вопросе играют долгосрочные наблюдения. С появлением и развитием доступных технологий инструментального наблюдения, с определением количества и локализации грозовых разрядов, исследования гроз приобрели актуальность во многих регионах мира: от тропиков (Бразилия, Корея, Индия, Малайзия) до северных широт (Аляска, Канада, Швеция, Кольский полуостров). Наиболее доступным и точным методом локализации грозовых разрядов является детектирование радиоизлучения молний в очень низкочастотном (ОНЧ) диапазоне.

Наблюдения очень низкочастотных радишумов грозового происхождения в Якутии ведутся с 90-х годов с помощью грозопеленгатора-дальномера разработки ИКФИА СО РАН [1]. Грозопеленгатор установлен в месте свободном от техногенных радишумов на удалении от г. Якутска примерно на 27 км. Радиус детектирования летом оценивается в 1200 км, однако в силу недостатков выбранного технологического метода регистрация не производится для грозовых разрядов, происходящих до ~200 км от прибора. Грозопеленгатор используется для решения различных задач зимой и летом, из-за чего происходит переключение режимов регистрации, влияющее на амплитудный порог принимаемых импульсов. Вследствие неравномерного по дате переключения два раза в год, а также технических сбоев, репрезентативность непрерывного ряда данных снижается в начале и конце летнего сезона. С 2009 г. инструментальная база пополнилась несколькими более коротко действующими детекторами фирмы Boltek с заводской поверкой. Один из приборов серии Stromtracker был установлен в г. Якутске в 2009 г. [2] Заявленный производителем эффективный радиус детектирования грозовых разрядов равен 480 км (300 миль). Программное обеспечение обновлялось один раз в 2012 г. Другой прибор серии LD-250 [3] установлен в местности недалеко от с. Октемцы в 2014 г., изменений не претерпевал. Также в 2009 г. приемный пункт, установленный в г. Якутске, был выключен в многопунктовую сеть локализации молний World wide lightning location network (WWLLN) [4]. Эффективность детектирования молний типов «облако-земля» (ОЗ) и «облако-облако» (ОО) системы грозолокации по оценкам на 2012 г. в среднем составляет около 11-15%, и для молний с током более 40 кА – около 25% [5]. Все детекторы имеют схему регистрации, аналогичную следующей – штыревая антенна подключена через предварительный усилитель и аналогово-цифровой преобразователь к ноутбуку, синхронизация по времени налажена по GPS часам с точностью до сотен наносекунд [6]. Все приборы регистрируют или имеют режим регистрации сигналов отдельных грозовых разрядов без объединения разрядов в многокомпонентные молнии первичной обработкой. Однако преимущественно регистрируются мощные разряды, которые чаще являются первыми компонентами молний с несколькими разрядами [7]. Тип молний, в основном, кроме Stromtracker, не определяется: считается, что ОНЧ диапазон обеспечивает регистрацию молний типа «облако-земля» (ОЗ) и «облако-облако» (ОО), с некоторым количественным перевесом в сторону типа «облако-земля». В ОНЧ диапазоне возвратный удар ОЗ разряда – доминирующий по амплитуде источник принимаемых атмосфериков, поэтому количество ОЗ доминирует в «пороговых» ОНЧ радиотехнических наблюдениях грозовых разрядов, даже если число ОО разрядов в 3,5 раза больше числа ОЗ [8]. На 10 кГц излучение от ОО молний составляет примерно 10% от излучения ОЗ молний [9]. Поэтому считается, что система регистрирует примерно равное соотношение как ОЗ молний, так и ОО молний.

Максимальная продолжительность грозовой деятельности в Якутии составляет от конца мая до начала сентября. Наблюдается сильная широтная зависимость гроз, где самой активной областью является южная часть Якутии (рис. 1а,б). Грозовой сезон начинается в этой части раньше и заканчивается позже. В результате наблюдений с помощью грозопеленгатора ИКФИА хорошо определяются два интенсивных грозовых очага к западу и югу Якутии, а также на северо-востоке (рис. 1а), что подтверждается WWLLN данными (рис. 1б).



**Рис. 1.** Пример карт распределения суммарного за 2016 г. числа грозовых разрядов с разрешением 0,25х0,25 градусов долготы и широты по данным а) грозопеленгатора ИКФИА, б) WWLLN, в) LD-250, г) Stormtracker.

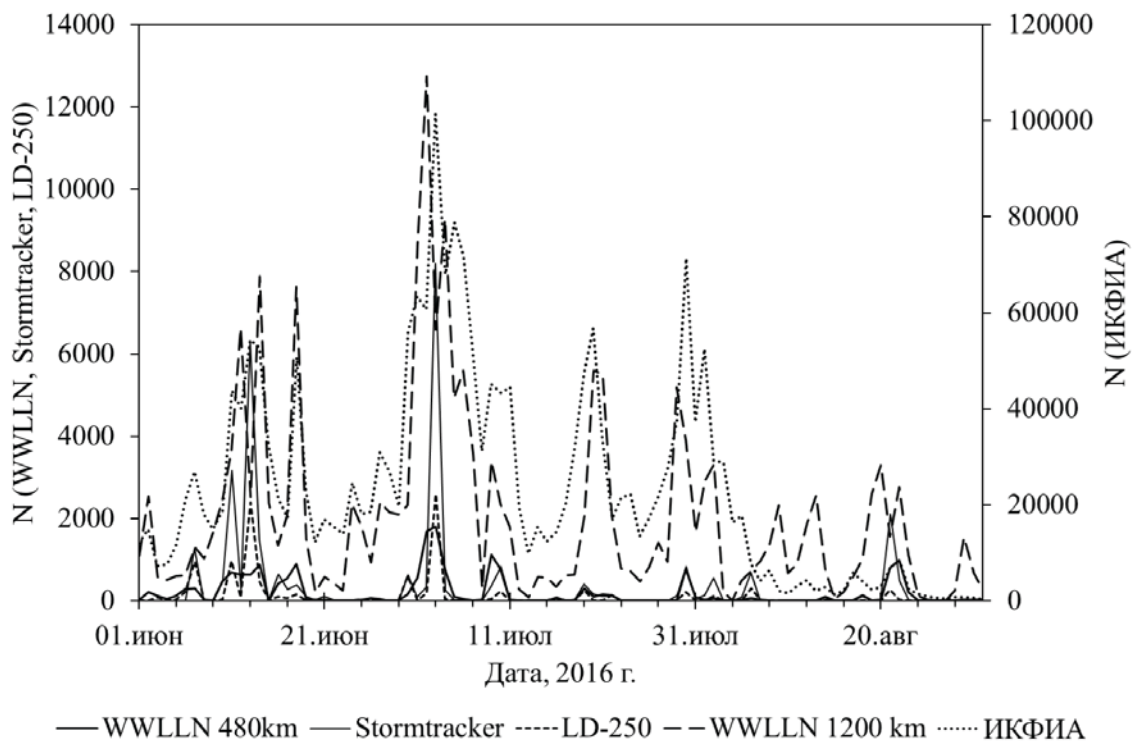


Расстояние до центра грозового очага достаточно хорошо определяется грозопеленгатором ИК-ФИА, так например, по азимуту выделяются более мелкие очаги северо-западного направления. Однако происходит сильный разброс дальности, что например заметно в северо-восточном и северо-западном направлениях. Подобные ошибки локации грозовых разрядов характерны для любого однопунктового грозопеленгатора. Таким же образом высокий разброс по расстоянию происходит в показаниях приборов StormTracker и LD-250, с помощью которых оценивается грозовая обстановка в Центральной Якутии. Грозопеленгатор LD-250 имеет количественную оценку числа молний (рис. 1в) гораздо ниже относительно показаний Stormtracker (у которого более низкий порог и который предназначен для регистрации ОЗ и ОО разрядов с оценкой их количественного соотношения) (рис. 1г), а также ниже, по сравнению с WWLLN. Однако пространственное распределение в 2016 г. хорошо отобразило особенность молний ударять чаще в пойменную часть территории. StormTracker явно завышает количество грозовых разрядов (даже с учетом повторных разрядов в многокомпонентных молниях) на ближних к установке расстояниях (почти до 150 км).

Сезонный ход суточного количества грозовых разрядов показывает наличие нескольких периодов повышенной грозовой активности (рис. 2). Такие периоды смещаются в начало и середину летнего сезона из года в год. В целом наблюдается от 1 до 3 периодов повышенной активности. Они проявляются в широком пределе дат: первый пик наблюдается чаще во второй декаде июня, второй пик – в начале июля, третий – в конце июля или начале августа.

Устойчивость такого сезонного хода подтверждается многолетними наблюдениями (1979-2006) флукуационной составляющей радиозумов на частоте 8,7 кГц [10]. Отмечается наличие периодичности в вариациях продолжительности интервала между пиками: каждый третий год происходит увеличение длительности слабой активности между пиками. Считается, что наиболее сильные грозы обусловлены прохождением циклонического фронта. Можно предположить, что возникновение пиков грозовой активности определяется циклонической деятельностью, а ослабление активности между пиками заточком холодных воздушных масс с северного ледовитого океана и блокированием циклонов.

Все приборы качественно отображают наличие грозовой активности за сутки. По данным WWLLN количество грозовых разрядов имеет значительно заниженные значения по сравнению с однопунктовыми грозопеленгаторами Stormtracker (почти в 2 раза) и дальномером ИКФИА (в более чем 10 раз) (рис. 2). Вариации по данным Stormtracker и LD-250, которые смещены друг относительно друга по широте примерно на 50 км, показывают относительно стабильную положительную корреляцию: коэффициент варьирует около  $0,76 \pm 0,23$ , однако в среднем количество разрядов, регистрируемое с помощью Stormtracker почти в 3 раза выше.



**Рис. 2.** Пример сезонного хода суточного числа грозовых разрядов в 2016 г. по показаниям WWLLN (суммарно на территории радиусом 480 км и 1200 км вокруг г. Якутска), Stormtracker, LD-250 и грозопеленгатора-дальнера ИК-ФИА.



Суточный ход общего количества грозových разрядов имеет вид полуволны с максимумом около 15-20 ЛТ. Наблюдается смещение максимума полуволны в сторону вечерних часов в июле и еще больше в августе.

*Работа выполнена частично при финансовой поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации бюджетной темы И.16.2.1. (номер госрегистрации № АААА-А17-117021450059-3), Программы комплексных научных исследований в Республике Саха (Якутия), направленных на развитие её производительных сил и социальной сферы на 2016-2020 годы и РФФИ в рамках проекта № 18-35-00215 мол\_а.*

#### Литература:

1. Козлов В.И., Муллярров В.А. Грозовая активность Якутии. Изд-во ЯНЦ. 2004.
2. <http://www.boltek.com/downloads/stormtracker-pci> 27.03.2018
3. <http://www.boltek.com/product/ld250-long-range-detection-kit> 27.03.2018
4. [wwlln.net/new](http://wwlln.net/new)
5. Abarca S. F., Corbosiero K. L., Galarneau T. J. An evaluation of the worldwide lightning location network (WWLLN) using the national lightning detection network (NLDN) as ground truth // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. – 2010. – Vol. 115. – №. D18.
6. Козлов В.И., Муллярров В.А., Каримов Р.Р. Пространственное распределение плотности грозových разрядов на Востоке России по данным дистанционных наблюдений // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. – 2011. – Т. 8. – №. 3. – С. 257-262.
7. Тарабукина Л.Д., Козлов В.И. Параметры радиоимпульсов многокомпонентных молний «облако–земля» в северо-восточной Азии // *Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана*. – 2016. – Т. 52. – №. 3. – С. 309-309.
8. Rodger C.J., Brundell J.B., Dowden R.L., Thomson N.R. Location accuracy of long distance VLF lightning location network / *Annales Geophysicae*. – Copernicus Publications, 2004. – Vol. 22. – pp. 747-758.
9. Brook M., Ogawa T. *The cloud discharge / Lightning: Physics of Lightning, Volume 1 & 2*. – Academic Press, 1977. – P. 191.
10. Mullayarov V. A., Kozlov V. I., Karimov R. R. Effect of variations in the solar-wind parameters on thunderstorm activity // *Geomagnetism and aeronomy*. – 2009. – V. 49, N. 8. – P. 1299-1301.

## Non-stationarity of relationship between Siberian autumn snow cover and Arctic Oscillation in the following winter

<sup>1</sup>Khudyakova T.A., <sup>2,3</sup>Martynova Yu.V.

<sup>1</sup> Tomsk State University, Tomsk, Russia

<sup>2</sup> Siberian Regional Hydrometeorological Research Institute, Novosibirsk, Russia

<sup>3</sup> Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia

E-mail: tat.khudyakova@yandex.ru, FoxyJ13@gmail.com

DOI: 10.5281/zenodo.1251645

The purpose of this research is to identify periods where an influence of a Siberian snow cover variation in October on a Arctic Oscillation (AO) behavior in the following winter is appeared.

A territory of Western Siberia (between 55 – 74° N and 60 – 90° E) was considered in the research. Analysis was provided on the base of NOAA snow cover data with a weekly time resolution and AO index data with a monthly time resolution for a time period 1979-2016.

A maximum area of the October snow cover (Smax) and a difference between the maximum and minimum area (Sint) were calculated for each year. The AO indexes were considered for each winter month separately and on average for the winter season. Correlation coefficients between October Smax, Sint and the following winter AO indexes were calculated for the whole time period (1979-2016) and for the all sub-series in the period.

The greatest statistically significant values of correlation between Smax, Sint in October and the AO index in the following winter season (December-February) were observed just in small time series with the length 13-14 years with the beginning of the periods in 1988, 1989. However, significant relationships, in the case of dependencies between Smax and the AO index, were also noted for periods of 16-23 years, but only for  $\alpha=0,1$ . For  $\alpha=0,05$  statistically significant correlations were noted only for the series of 10-13 years. The periods with

the length of 10-13 years with the largest correlations correspond to the positive values of the AO index (at the end of the 20th century – 1988-2000).

The most strong relationships between  $S_{max}$ ,  $S_{int}$  and the AO index were appeared in December. The greatest significant correlations were obtained for the periods of 14-18 and 20-25 years. In January, the relationships between only  $S_{int}$  and AO index were identified for the periods of 11-17 years. For February, the significant relationships were identified between  $S_{max}$  and the AO index for  $\alpha=0.1$  for both small time series and for the periods up to 23 years. For  $\alpha=0,05$  significant relationships were appeared only for three time periods. Correlations between  $S_{int}$  and the AO index were shown only for  $\alpha=0,1$  for two time periods with the length of 18 and 19 years.

*This work is partially supported by RAS Presidium Program № 51.*

## Нестационарность связи между вариацией площади осеннего снежного покрова в Сибири и Арктическим колебанием последующей зимой

<sup>1</sup>Худякова Т.А., <sup>2,3</sup>Мартынова Ю.В.

<sup>1</sup> Томский государственный университет, Томск, Россия

<sup>2</sup> Сибирский региональный научно-исследовательский гидрометеорологический институт, Новосибирск, Россия

<sup>3</sup> Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

E-mail: tat.khudyakova@yandex.ru, FoxyJ13@gmail.com

DOI: 10.5281/zenodo.1251645

### ВВЕДЕНИЕ

Исследованиям различных аспектов влияния снежного покрова, формирующегося осенью на обширных территориях суши, на крупномасштабную циркуляцию Северного полушария, посвящено множество работ, однако до сих пор нет исчерпывающего объяснения всех особенностей механизма этого влияния. В своих работах J. Cohen с соавторами представили возможный механизм влияния аномалий площади снежного покрова в октябре на атмосферную динамику в последующую зиму [1]. Утверждается, что положительная тенденция снежного покрова за последние два десятилетия способствовала значительному вкладу в охлаждение восточных территорий Северной Америки и севера Евразии. Большая часть наблюдаемого охлаждения является ответом на увеличение снежного покрова, а также на увеличение взаимосвязей между стратосферой и тропосферой [2]. Однако, в работе В.В. Поповой с соавторами на примере одного набора данных показано, что не во все периоды однозначно можно говорить о значимости связей между площадью снега и поведением АК [3].

Целью данного исследования является выявление периодов проявления влияния вариации площади снежного покрова, сформировавшегося в Сибири в октябре, на поведение Арктического колебания в последующие зимние месяцы.

### ДААННЫЕ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Для исследования была выбрана территория Западной Сибири между  $55^{\circ}$  –  $74^{\circ}$  с.ш. и  $60^{\circ}$ –  $90^{\circ}$  в.д. На этой территории происходит интенсивное формирование снежного покрова в течение осени, особенно в октябре [4, 5].

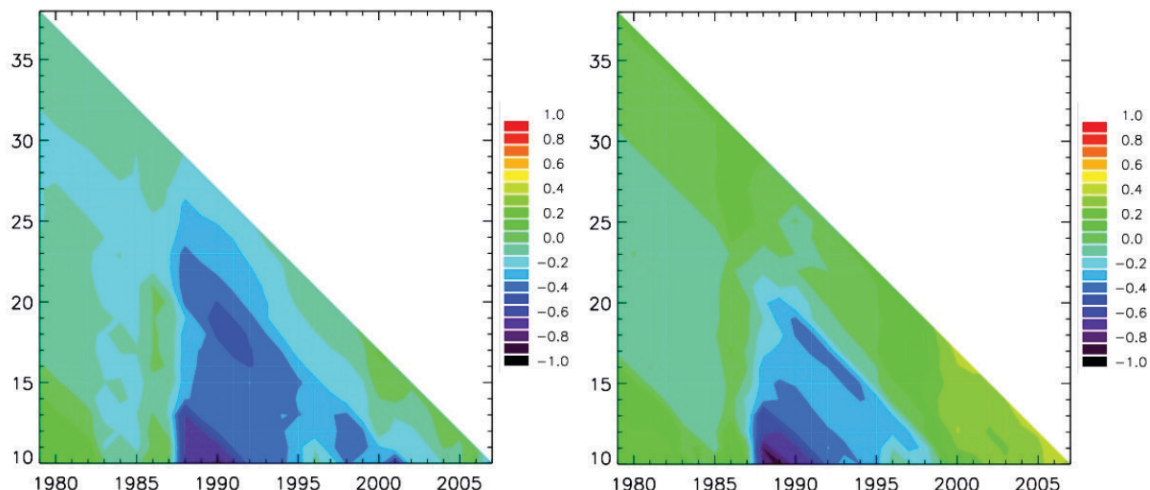
В рамках исследования был рассмотрен период с 1979 по 2016 годы. Использовались спутниковые данные NOAA по площади снежного покрова с недельным разрешением по времени (<https://climate.rutgers.edu/snowcover/>). Для каждого года были рассчитаны максимальное значение площади снега в октябре ( $S_{max}$ ), которое характеризует снежный покров, сформировавшийся к концу месяца, и разница между максимальным и минимальным значением площади ( $S_{int}$ ), которая демонстрирует интенсивность увеличения площади снежного покрова в рассматриваемом месяце. Также для исследования были использованы индексы АК, предоставляемые NOAA (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/>), вычисляемые на основе данных реанализа NCEP/NCAR. Индексы АК рассматривались для каждого зимнего месяца отдельно и в среднем за сезон.

Были вычислены значения коэффициентов корреляции между  $S_{max}$  и индексом АК, а также между  $S_{int}$  и индексом АК среднего за зимний сезон, а также для каждого зимнего месяца в отдельности. Коэффициенты рассчитывались по всему ряду 1979-2016, а также по всем вложенным рядам (подпериодам). Имея период в 38 лет, сначала считалась корреляция для всего периода. Затем период уменьшался на 1

год, и считалась корреляция для подпериодов 1979-2015 и 1980-2016. По аналогии расчеты осуществлялись до уменьшения длины периода вплоть до 10 лет.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

В результате расчетов были построены поля значений полученных коэффициентов корреляции, где по горизонтальной оси графиков отложены годы, которые являются началом периода, по которому рассчитывались коэффициенты корреляции, а по вертикальной оси – длина периода (рисунок 1).



**Таблица 1.** Значимые коэффициенты корреляции между  $S_{\max}$  в октябре и индексом АК при уровне значимости  $\alpha=0,1$ . Жирным шрифтом выделены значимые корреляции при  $\alpha=0,05$ .

№	Длина периода	Период	Корреляции
1	10	1988-1997	<b>-0,639</b>
2	11	1988-1998	<b>-0,626</b>
3	12	1988-1999	<b>-0,619</b>
4	13	1988-2000	<b>-0,616</b>
5	21	1988-2008	-0,370
6	22	1988-2009	-0,366
7	23	1988-2010	-0,347
8	10	1989-1998	<b>-0,648</b>
9	11	1989-1999	<b>-0,633</b>
10	12	1989-2000	<b>-0,623</b>
11	20	1989-2008	-0,389
12	21	1989-2009	-0,373
13	10	1990-1999	-0,716
14	11	1990-2000	-0,679
15	18	1990-2007	-0,435
16	19	1990-2008	<b>-0,443</b>
17	20	1990-2009	-0,402
18	21	1990-2010	-0,362
19	10	1991-2000	<b>-0,674</b>
20	17	1991-2007	-0,449
21	18	1991-2008	<b>-0,454</b>
22	19	1991-2009	-0,398
23	17	1992-2008	-0,408
24	10	2001-2010	-0,545

**Рис. 1.** Значения коэффициентов корреляции между  $S_{\max}$  (а),  $S_{\text{инт}}$  (б) в октябре и индексом Арктического колебания в зимний сезон

Наибольшие значения корреляций между  $S_{\max}$ ,  $S_{\text{инт}}$  в октябре и индексом АК за зимний сезон (декабрь-февраль) наблюдаются на небольших временных рядах, длиной в 13-14 лет с началом периода в 1988, 1989 годах (таблицы 1 и 2).

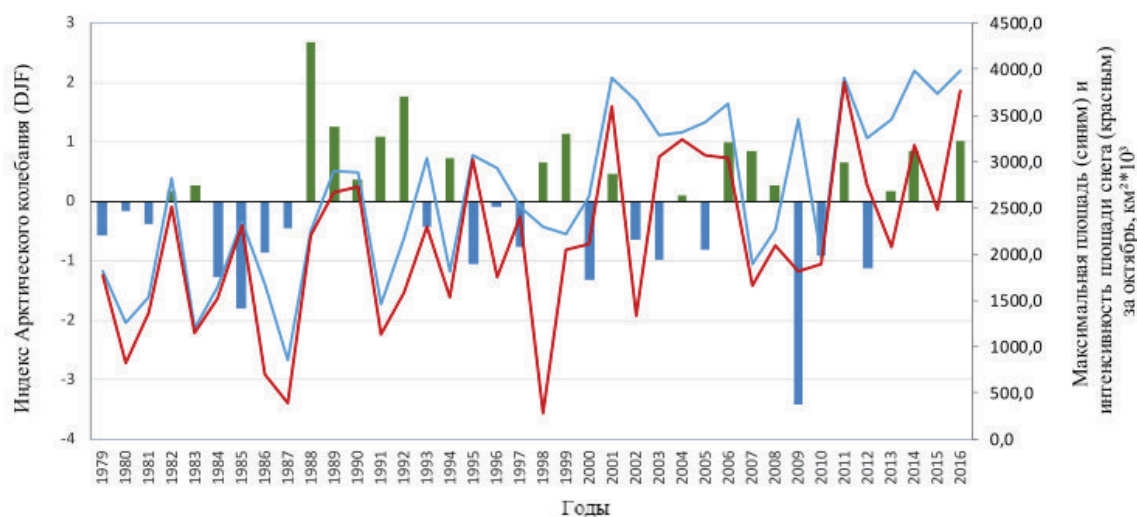
**Таблица 2.** Значимые коэффициенты корреляции между  $S_{\text{инт}}$  в октябре и индексом АК при уровне значимости  $\alpha=0,1$ . Жирным шрифтом выделены значимые корреляции при  $\alpha=0,05$ .

№	Длина периода	Период	Корреляции
1	10	1988-1997	<b>-0,705</b>
2	11	1988-1998	<b>-0,808</b>
3	12	1988-1999	<b>-0,557</b>
4	13	1988-2000	<b>-0,578</b>
5	10	1989-1998	<b>-0,857</b>
6	11	1989-1999	<b>-0,600</b>
7	12	1989-2000	<b>-0,621</b>
8	10	1990-1999	<b>-0,651</b>
9	11	1990-2000	<b>-0,659</b>
10	10	1991-2000	<b>-0,648</b>
11	17	2000-2016	0,432
12	16	2001-2016	0,420

Проверка на значимость с помощью  $t$ -теста показала, что значимые корреляции наблюдаются в периоды, длиной примерно 13 лет. Однако, значимые связи, в случае зависимостей между  $S_{\max}$  и индекса АК, также отмечаются и для периодов,

длиной 16-23 лет, но лишь при уровне значимости  $\alpha=0,1$ . При  $\alpha=0,05$  статистически значимые корреляции отмечаются лишь для рядов в 10-13 лет.

За весь период в 38 лет (1979 – 2016 гг.), начиная с 1988 и до 2000 годов для периодов, длиной 10-13 лет, Арктическое колебание в зимний сезон было преимущественно в положительной фазе (рисунок 2) с максимальным значением индекса в зиму 1988 года равным 2,688. Для этих периодов и соответствуют наибольшие и статистически значимые коэффициенты корреляции.



**Рис. 2.** Временная изменчивость величины индекса АК в зимний сезон,  $S_{\text{инт}}$  (красным) и  $S_{\text{макс}}$  (синим) за период 1979-2016 гг.

В настоящее время можно сказать, что для ряда лет  $S_{\text{инт}}$  в течении октября находится в некоей противофазе с индексом АК, средним за последующий зимний сезон (рисунок 2). Так, в годы наименьшей интенсивности прироста площади снега (1987, 1991, 1998), как правило, наблюдаются высокие положительные значения индексов АК. Временная изменчивость  $S_{\text{макс}}$  в октябре имеет схожий вид. Так, в годы с меньшими значениями  $S_{\text{макс}}$  (1988, 1991, 1994, 2007) наблюдаются преимущественно положительные индексы АК. В целом, наблюдается тенденция увеличения как  $S_{\text{макс}}$  в октябре, так и  $S_{\text{инт}}$  в течении осеннего месяца.

Рассмотрим связи между снежным покровом и индексом АК для каждого зимнего месяца. Наиболее ярко связи проявляются в декабре как для  $S_{\text{макс}}$ , так и для  $S_{\text{инт}}$  в октябре. Наибольшие значимые корреляции наблюдаются для периодов с началом в 1988 году и длительностью 14-18 лет. Однако при  $\alpha=0,1$  значимые корреляции (между  $S_{\text{макс}}$  и АК) прослеживаются и для периодов, длиной 20-25 лет. При  $\alpha=0,05$  также наблюдаются значимые корреляции в периоды, длиной 20-22 года.

Для января значимых корреляций между  $S_{\text{макс}}$  и индексом АК выявлено не было. Однако, значимые корреляции получены между индексом АК и  $S_{\text{инт}}$ , но лишь для небольших периодов, длиной 11-17 лет.

Для февраля наибольшие значимые линейные связи при  $\alpha=0,1$  наблюдаются между  $S_{\text{макс}}$  и индексом АК, где значимые корреляции прослеживаются и для небольших периодов (10-15 лет), и для периодов, длиной до 23 лет. При  $\alpha=0,05$  значимые корреляции выявлены для трех периодов: 1990-2010 (-0,435), 2001-2010 (-0,700), и 2007-2016 (-0,655). Взаимосвязи между индексом АК и  $S_{\text{инт}}$  при  $\alpha=0,1$  выделены лишь для двух периодов, 1990-2007 и 1990-2008, длительностью 18 и 19 лет, соответственно.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В октябре на территории всей Западной Сибири начинает формироваться и устанавливаться снежный покров, наблюдается его постепенный прирост от начала месяца к концу. Для зимнего сезона корреляции при уровне значимости  $\alpha=0,05$  показали, что связь между  $S_{\text{макс}}$ ,  $S_{\text{инт}}$  в октябре и индексом АК наибольшая и она статистически значима для небольших временных рядов, длиной 10-13 лет, начиная с 1988 года. При  $\alpha=0,1$  значимые связи также наблюдаются и для подпериодов с длиной 18-19 лет, начиная с 1990 года. Периоды, длиной 10-13 лет, характеризующиеся наибольшими корреляциями в межгодовом ходе соответствуют положительным значениям индекса АК, которые наблюдались в конце XX века (1988 – 2000 гг.). В течение октября  $S_{\text{инт}}$  и  $S_{\text{макс}}$  для ряда лет находятся в противофазе с индексом АК. В годы с меньшими значениями  $S_{\text{инт}}$  и  $S_{\text{макс}}$  наблюдаются положительные значения индекса АК в зимний сезон.

Наиболее ярко связи между  $S_{\text{макс}}$ ,  $S_{\text{инт}}$  и индексом АК проявляются в декабре. Наибольшие корреляции наблюдаются для периодов, длиной 14-18 лет. Также, при обоих уровнях значимости выявлены значимые связи для периодов, длиной 20-25 лет.



В январе были выявлены связи с индексом АК лишь для  $S_{\text{инт}}$  и только для периодов, длиной 11-17 лет.

Для февраля выявлены значимые связи между  $S_{\text{макс}}$  и индексом АК при  $\alpha=0,1$  как для небольших временных рядов, так и для периодов до 23 лет. При  $\alpha=0,05$  значимые связи проявляются лишь для трех периодов. Корреляции между  $S_{\text{инт}}$  и индексом АК были выявлены лишь при  $\alpha=0,1$  для двух периодов, длиной 18 и 19 лет.

*Работа подготовлена при поддержке программы президиума РАН № 51 «Изменение климата: причины, риски, последствия, проблемы адаптации и регулирования»*

#### Литература:

1. Cohen J., Barlow M., Kushner P.J., Saito K. Stratosphere-troposphere coupling and links with Eurasian land-surface variability. // *J. Climate*. 2007 V. 20 P. 5335–5343.
2. Cohen J. Eurasian snow cover variability and links with stratosphere-troposphere coupling and their potential use in seasonal to decadal climate predictions. *Climate Test Bed Joint Seminar Series*. NCEP, Camp Springs, Maryland, 2011 [Electronic resource]. – URL: [http://www.nws.noaa.gov/ost/climate/STIP/FY11CTBSeminars/jcohen\\_062211.pdf](http://www.nws.noaa.gov/ost/climate/STIP/FY11CTBSeminars/jcohen_062211.pdf)
3. Попова В.В., Ширяева А.В., Морозова П.А. Сроки установления снежного покрова на севере Евразии: прямые и обратные связи с крупномасштабной атмосферной циркуляцией. *Лёд и Снег*. 2014; 54 (3): с. 39-49.
4. Gong G., Entekhabi D., Cohen J. 2003. Modeled Northern Hemisphere winter climate response to realistic Siberian snow anomalies. *J. Climate*. v. 16. pp. 3917-3931;
5. Дымников В.П., Володин Е.М., Галин В.Я., Глазунов А.В., Грицун А.С., Дианский Н. А., Лыкозов В.Н. 2003. Климат и его изменения: математическая теория и численное моделирование. *Сибирский журнал вычислительной математики*. т. 6, с. 347-379.

## Annual dynamics of hydrothermal conditions of natural and anthropogenically transformed soils

<sup>1</sup>Kiselev M.V., <sup>1,2</sup>Voropay N.N., <sup>2</sup>Cherkashina A.A.

<sup>1</sup> Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia

<sup>2</sup> V.B. Sochava Institute of Geography SB RAS, Irkutsk, Russia

E-mail: xplutox@yandex.ru, voropay\_nn@mail.ru, anna\_cher.87@mail.ru

DOI: 10.5281/zenodo.1248031

Soil temperature is a key factor controlling many biotic and abiotic processes in soils. It is important to perform temperature monitoring of peat and mineral soils.

The autonomous atmospheric and soil temperature complex was used to study hydrothermal regime of soil at two sites (ledge and fir wood) with different vegetation cover, top soil structure and moisture. The observations were carried out from 1 July 2013 to 30 June 2017 in soil profile from surface to 320 cm.

In the beginning of XX century, the present ledge site was occupied by a fir wood, but later it was used like a cropland. Tree cover was cut and the top soil was plugged and used for croplands. Now the croplands are abandoned and covered by steppe grasses.

Differences in vegetation cover leads to differences in soil thermal regime. Soil at ledge site is better warm up, then soil at fir wood. Zero isotherm at fir wood site reach a depth of 120-130 cm, as on ledge site zero isotherm is observed deeper than 320 cm. Negative soil temperature exists at fir wood at depths from 130 to 320 and deeper. This layer is a permafrost mass. Permafrost was not observed at the ledge.

Maximum soil temperature at ledge from surface to 320 cm vary in 2016 from 30.9 °C to 4.9 C. At the same time at fir wood soil temperature vary from 20.4 °C to -0.2 °C. Duration of warm period at fir wood is shorter than at ledge by one month on average. Seasonally frozen layer at ledge start thaw earlier by one month.

Our research show how temperature regime transforms after changes in vegetation cover. Analysis of our data shows that vegetation cover have big influence on incoming solar radiation. Trees are absorbed a part of solar radiation and decreased the surface heat influx, but vegetation cover reduces heat loss at night hours due to radiation cooling.

# Внутригодовая динамика гидротермических условий естественных и антропогенно трансформированных почв

<sup>1</sup>Киселев М.В., <sup>1,2</sup>Воропай Н.Н., <sup>2</sup>Черкашина А.А.

<sup>1</sup> Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

<sup>2</sup> Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия

E-mail: xplutox@yandex.ru, voropay\_nn@mail.ru, anna\_cher.87@mail.ru

DOI: 10.5281/zenodo.1248031

В существующих многочисленных определениях климата почва рассматривается как деятельная поверхность, под воздействием которой формируется климат атмосферы. Тем самым почва понимается как составная часть физико-географической среды, находящаяся во взаимодействии с климатом, но отнюдь не как особая среда его проявления. Климат почвы представляет собой совокупность внутрипочвенных физических явлений годовой и суточной цикличности, влияющих на жизнь и продуктивность почвы и находящихся в зависимости от внешнего климата, почвенных физико-химических свойств и воздействия на почву и ее покров [Шульгин, 1967]. В то время как атмосферный климат представляет собой физические явления, протекающие в воздушной оболочке земли, т.е. в смеси газов. Почвенный климат формируется в почве, которая, в отличие от атмосферы, является био-органоминеральной системой, имеющей свои законы развития.

Атмосфера в целом более или менее однородна на больших пространствах земли. Почва же неоднородна по своему составу и свойствам даже на сравнительно небольших территориях. Вследствие этого и физические явления, протекающие непосредственно в почве, менее однородны, чем в атмосфере.

Теплофизическое состояние почв определяется растительным и снежным покровом, атмосферными климатическими характеристиками, физико-химическими свойствами почв, а также хозяйственной деятельностью человека. Рубки леса, распашка воздействуют не только на водно-воздушный, пищевой и биологический режимы почв, но и на их теплофизическое состояние. Изучение теплофизического состояния почв во взаимосвязи с их генетическими особенностями, характером и степенью естественного увлажнения, уплотнения и аэрации почвенного профиля необходимо как в целях генетической характеристики почв, так и для расчета, оценки и прогноза изменений в гидротермических режимах почвенных горизонтов под влиянием антропогенных воздействий.

Формирование температурных полей в почве определяется ее теплофизическими свойствами: теплоемкостью, тепло- и теплопроводностью, которые в свою очередь являются функциями целого ряда почвенно-физических факторов, таких как влажность, гранулометрический состав, плотность, порозность, содержание органического вещества, температура. Все это обуславливает неоднородность почв по теплофизическим параметрам.

Исследования проводились на базе Тункинского котловинного стационара Института географии им.В.Б Сочавы СО РАН на территории Тункинской котловины (юго-западное Прибайкалье, Республика Бурятия). Объект исследования – перегнойно-грубогумусовые почвы на песчаных озерно-аллювиальных отложениях. Было выбрано 2 ключевых участка. Первый участок представлен 20-летней залежью на перегнойно-грубогумусовой почве (залежь), второй – еловым лесом на перегнойно-грубогумусовой почве (ельник). Согласно картографическим данным в конце XIX в. оба эти участка находились под лесом. С начала XX в. первый участок стали использовать под пашню. Кризис агропроизводственного комплекса в конце XX в. привел к тому, что большая часть пахотных угодий на территории Тункинской котловины была заброшена и в данный момент находится на различных постагрогенных стадиях восстановления почвенно-растительного покрова.

Изучение внутригодовой динамики температуры перегнойно-грубогумусовых почв под еловым лесом и на залежи проводилось на основе данных измерения за 2013-2017 гг., полученных при помощи атмосферно-почвенных измерительных комплексов (АПИК) [Кураков, 2012]. Датчики температуры располагались на поверхности почвы и на следующих глубинах: 2, 5, 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 45, 50, 55, 60, 80, 120, 160, 240 и 320 см, датчик влажности почвы (TRIME-PICO32) установлен на глубине 15 см. Периодичность измерений 1 час. Физико-химические свойства почв и подстилающих грунтов изучены общепринятыми в почвоведении методами.

Были рассчитаны средние суточные, средние месячные и годовые значения температуры почвы в профиле 0-320 см и влажности почвы на глубине 15 см. Объемная влажность за период с температурой выше 0°C для залежи составила в среднем 18%, для ельника – 37 %.

Распределение температуры почвы по профилю на изучаемых участках существенно отличается. На залежи можно выделить два четко выраженных периода: холодный, когда температура почвы по всему профилю ниже 0°C, и теплый, когда температура почвы выше 0°C. При этом зимой 2013/2014 и 2014/2015 гг. нижняя граница сезонно-мерзлого слоя находится ниже 320 см, в то время как зимой 2016/2017 гг. нижняя граница сезонно-мерзлого слоя отмечалась на глубине около 300 см. В то же вре-

мя, участок, на котором расположен ельник, является сезоннопротаивающим. Максимальная глубина нулевой изотермы в теплый период составляет 120-130 см (рис. 1), ниже этой отметки наблюдается многолетняя мерзлота с температурой от 0 до -2°C. В холодный период глубина изотермы -2°C находится также около 120-130 см в течение всех лет наблюдения.

Такие большие различия в особенностях температурного режима проявились на фоне изменения ландшафтной структуры одного из участков. При этом факторы формирования климата почвы на данных площадках одинаковые: атмосферный климат, форма рельефа, близость рек, водоемов, оросительных или дренажных систем, высота над уровнем моря. Таким образом, сведение растительности (леса) и распашка верхних горизонтов почвы на залежи привели не только к уменьшению влажности грунта, но и к изменению режима прогрева почвы в теплый период и промерзания в холодный. Также на участке залежь по сравнению с ельником изменился характер увлажнения почвы. В летний период участки, закрытые кронами деревьев, получают меньше увлажнения в виде осадков, чем открытые. При этом почва в ельнике более влажная, чем на залежи.

Ельник имеет сравнительно менее однородное распределение фракций гранулометрического состава по профилю: от поверхности до 130 см почва состоит из крупного песка (размер фракций 0,5-1,0 мм) и его количество составляет от 10 до 35 %, с максимумом 30-35 % в слое 50-110 см. Остальная часть почвы состоит преимущественно из среднего песка (размер фракций 0,25-0,5 мм). Тогда как на залежи доля крупного песка во всем почвенном профиле изменяется от 8-10 до 20 %, остальная часть почвы также преимущественно состоит из среднего песка.

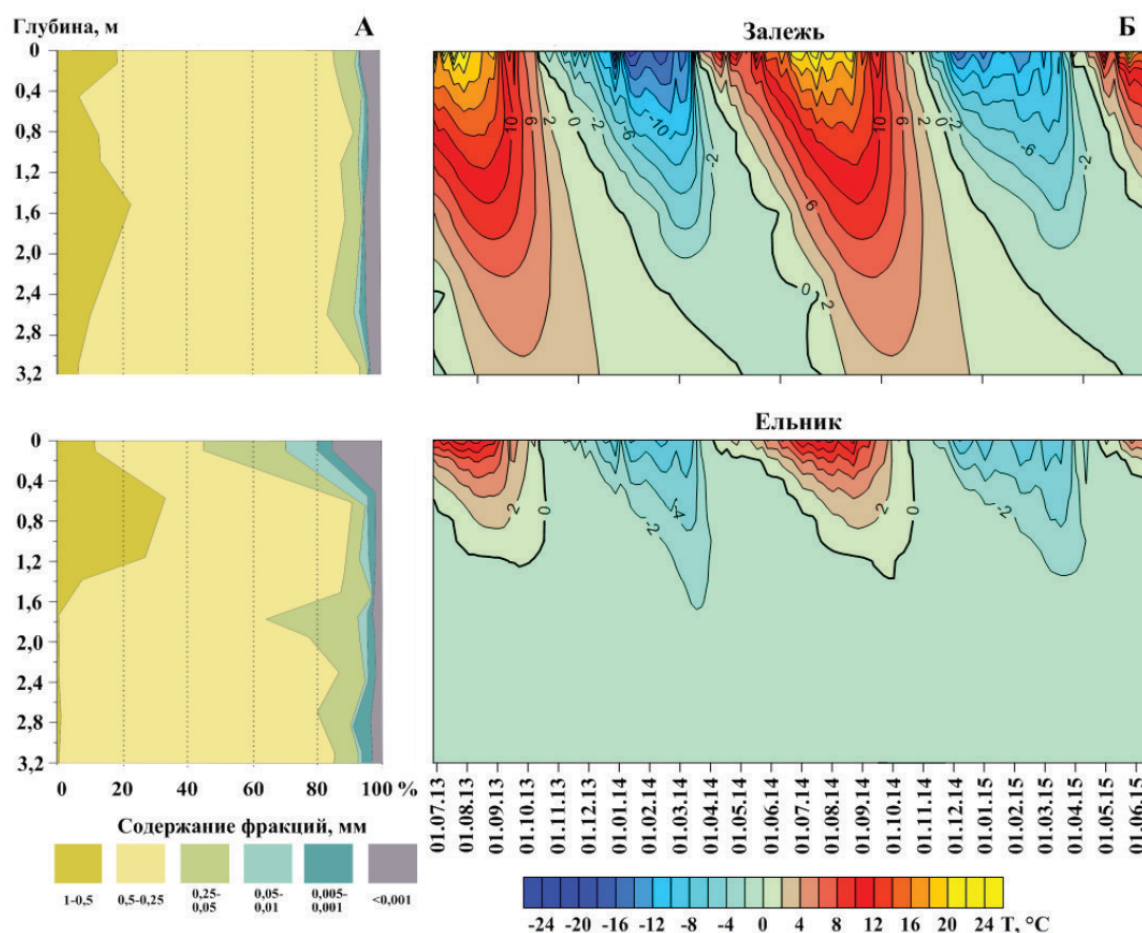


Рис. 1. Гранулометрический состав (А) и температурный профиль (Б).

Выше перечисленные факторы поодиночке вносят относительно небольшие изменения в температурный режим, но при комплексном воздействии всех факторов температурный режим значительно меняется. В первую очередь это отражается на скорости прогрева и промерзания почвы.

Самым теплым за период исследования было лето 2016 г., на залежи максимальная в годовом ходе температура в профиле от поверхности до 320 см изменялась от 30,9°C до 4,9°C. В этом году в ельнике максимальная температура почвы изменялась от 20,4°C на поверхности до -0,2°C глубине 320 см. Наиболее холодной за период исследования была зима 2016/2017 гг. На залежи минимальная в годовом ходе температура в профиле изменялась от 4,1°C на поверхности до -0,1°C на глубине 320 см. Зимой этого же года в ельнике минимальная температура почвы изменялась от -11,3°C на поверхности до -1,2°C на глубине 320 см.

Переход температуры почвы через 0°C, который соответствует началу устойчивого промерзания почвы, на поверхности почвы на обоих участках происходит в ноябре. Однако в ельнике он в большинстве случаев наблюдается раньше, так осенью 2014 г. разница составила 14 дней, 2015 г. – 10 дней, 2016 г. – 3 дня. Исключением стал 2013 год, когда переход температуры почвы через 0°C в ельнике зафиксирован позже на 2 дня, чем на залежи. Оттаивание почвы, а следовательно и устойчивый переход температуры через 0°C в сторону положительных температур, наблюдается на залежи в марте, в ельнике – в апреле. Таким образом, во время наступления метеорологической весны залежь начинает оттаивать значительно раньше: в 2014 г. эта разница составила 15 дней, в 2015 г. – 25 дней, в 2016 г. – 22 дня, в 2017 г. – 6 дней. Такая разница в датах начала промерзания и оттаивания поверхности почвы возникает в основном из-за различий в растительном покрове. При промерзании суточная амплитуда температуры на поверхности почвы в ельнике меньше, чем на залежи, а прогрев поверхности не такой интенсивный, что способствует активному промерзанию почвы. Весной в ельнике растительность также поглощает часть приходящей солнечной радиации, тем самым уменьшает скорость таяния снега, и это приводит к увеличению продолжительности существования мерзлого слоя.

С увеличением глубины увеличиваются различия температуры почвы между площадками. Так на залежи на глубине 120 см переход температуры через 0°C в сторону отрицательных температур наблюдается в декабре. Тогда как в ельнике он происходит преимущественно в ноябре. Переход через 0°C в сторону положительных температур на глубине 120 см на залежи фиксируется в мае, а в ельнике в сентябре.

На залежи продолжительность периода с положительными температурами почвы на поверхности больше, она изменяется в пределах от 198 до 215 дней, тогда как в ельнике от 176 до 193 дней. На залежи с увеличением глубины продолжительность периода с температурой выше 0°C почти не изменяется и на 120 см в разные годы составляет от 204 до 219 дней. В то время как в ельнике этот период сильно уменьшается и изменяется от 22 до 80 дней, в зависимости от условий конкретного года, а глубже 130 см наблюдается многолетняя мерзлота.

В результате сведения лесного массива на участках, выбранных под пашню в начале XX века, перегнойно-грубогумусовая почва претерпела гомогенизацию гумусового горизонта и облегчение его гранулометрического состава за счет частичного припахивания нижележащего песчаного горизонта. Агротехническое использование привело к изменению химических (частичной минерализации органического вещества, обеднению органическим веществом и азотом) и физических (гранулометрический состав, плотность) характеристик гумусового горизонта почвы, что привело к изменению таких характеристик как теплопроводность и влагоемкость. Кроме того, полученные данные показывают, что на оттаивание грунтов большое влияние оказывает растительность, которая мешает поступлению солнечной радиации на поверхность, а следовательно и прогреву почвенной толщи. С другой стороны, растительность препятствует радиационному выхолаживанию поверхности.

*Исследование выполнено в рамках проекта 0347-2016-003 и при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта №18-05-00306.*

#### **Литература:**

1. Шульгин А.М., *Климат почвы и его регулирование.* – Ленинград: Гидрометеиздат, 1967. – 300 с.
2. Кураков С.А. Система автономного мониторинга состояния окружающей среды // Датчики и системы. – 2012. – № 4. – С. 29-32.

## Variation of Siberian vegetation cover in the XXI in JSBACH model output

<sup>1,2</sup>Martynova Yu.V., <sup>1,2</sup>Krupchatnikov V.N.

<sup>1</sup> Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia

<sup>2</sup> Siberian Regional Hydrometeorological Research Institute, Novosibirsk, Russia

E-mail: FoxyJ13@gmail.com, vkrupchatnikov@yandex.ru

DOI: 10.5281/zenodo.1251651

Siberia is a “hot spot”, that is, local changes in a given territory can cause global climatic and ecosystem changes. The territory of Siberia is covered by extensive forest cover, which can have a significant effect on the concentration of carbon dioxide in the atmosphere. This influence can be significant not only within the region under consideration, but also can have a global response. In the context of global climate change, we need to know what kind of land surface changes are possible for the territory. It is important to un-



derstand, for example, how greenhouse gas fluxes or land cover types can be changed. This knowledge will provide an opportunity to assess for different regions the risks associated with such kind of changes and will allow to develop the most effective ways of adapting the population, industry and agriculture to this changes.

Estimation of the response of the Siberian vegetation cover to climatic changes was carried out using the JSBACH land-surface model developed at the Max-Planck Institute for Meteorology (MPI-M). This model simulates the behavior of various surface characteristics (such as greenhouse gas fluxes from the surface to atmosphere, the distribution of various types of vegetation, etc.) depending on the external atmospheric conditions.

To specify the atmospheric conditions required for the JSBACH surface model to work, the fields preliminarily taught by the global large-scale model of intermediate complexity PLASIM and the model of the climatic system INMCM4 were used. Variation of the climatic conditions was carried out through the climate scenario RCP 8.5, according to which the concentration of carbon dioxide in the atmosphere increases with the simulation from 296 ppm to 936 ppm.

A comprehensive analysis of carbon stocks and fluxes in managed Siberian forests is needed to quantify their role in the production of biomass and mitigate the effects of climate change. The next aim is to quantify, using modeling framework for Siberia, the main C fluxes as affected by land-use changes, natural disturbances and forest management and to assess the impact of specific harvest and afforestation scenarios on the mitigation potential of the Siberia forest sector.

*This work is partially supported by RSF #16-19-10257.*

## Вариация растительного покрова Сибири в XXI веке по данным модели JSBACH

<sup>1,2</sup>Мартынова Ю.В., <sup>1,2</sup>Крупчатников В.Н.

<sup>1</sup> Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

<sup>2</sup> Сибирский региональный научно-исследовательский гидрометеорологический институт, Новосибирск, Россия

E-mail: FoxyJ13@gmail.com, vkрупчатnikov@yandex.ru

DOI: 10.5281/zenodo.1251651

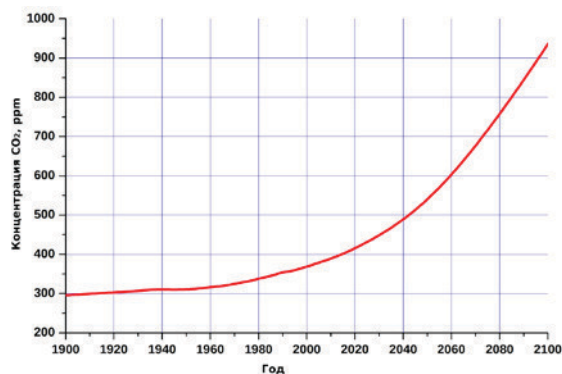
Выявлено, что территория Сибири является т. н. «горячим пятном» [1], т. е. локальные изменения на данной территории могут вызвать глобальные климатические и экосистемные изменения. Кроме того, на территории Сибири сосредоточено большое количество лесной растительности, которая может оказывать существенное влияние на концентрацию углекислого газа в атмосфере. Это влияние может быть существенно не только в рамках рассматриваемого региона, но и может иметь глобальный отклик. В условиях глобальных климатических изменений важно понимать, какие изменения возможны для данной территории: как могут измениться потоки энергии и парниковых газов, границы распространения растительности и типов поверхности. Знания такого рода обеспечат возможность оценки рисков, связанных с изменением климатических особенностей данного региона, и позволят разработать наиболее эффективные способы адаптации населения, промышленности и сельского хозяйства к прогнозируемым изменениям.

Исследования отклика растительного покрова Сибири на климатические изменения проводились с помощью модели поверхности JSBACH, разработанной в Институте Макса-Планка по метеорологии (MPI-M) [2, 3]. Эта модель позволяет рассчитать поведение различных характеристик поверхности (таких как потоки парниковых газов с поверхности, распределение различных типов растительности и т. д.) в зависимости от задаваемых извне атмосферных условий.

Для задания атмосферных условий, необходимых для работы модели поверхности JSBACH, были использованы поля, предварительно полученные с помощью глобальной крупномасштабной модели промежуточной сложности PLASIM [4]. Задание изменения климатических условий осуществлялось посредством климатического сценария RCP 8.5 [5], согласно которому концентрация углекислого газа в атмосфере растет с ходе моделирования от 296 ppm до 936 ppm (Рисунок 1).

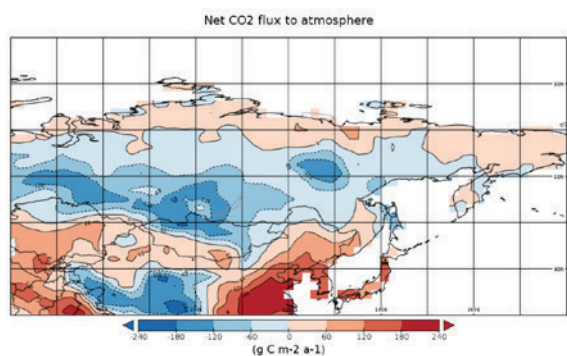
При заданном росте концентрации углекислого газа с 296 ppm до 936 ppm (относительное увеличение в ~2.36 раза) результаты моделирования глобальной крупномасштабной модели промежуточной сложности PLASIM демонстрируют рост средней за период минимальной и максимальной суточной температуры. По северу рассматриваемой территории разница достигает 8°C. Получено небольшое увеличение средней за период интенсивности выпадения осадков на большей части территории Сибири, и небольшое уменьшение - вдоль южной границы региона. Удельная влажность на поверхности при увеличении антропогенной нагрузки увеличивается по всей территории. Скорость ветра на севере Восточной

Сибири и Дальнем Востоке увеличивается на 0.3-0.6 м/с и уменьшается и уменьшается на остальной части территории на 0.3-1.2 м/с. Радиационные параметры в результате роста глобальной концентрации углекислого газа в атмосфере изменились следующим образом: произошло увеличение нисходящей длинноволновой радиации на поверхности и уменьшение баланса солнечной радиации на поверхности при безоблачном небе всюду по рассматриваемой территории, а нисходящая коротковолновая радиация на поверхности увеличилась на юго-западе Сибири, и уменьшилась на остальной территории.

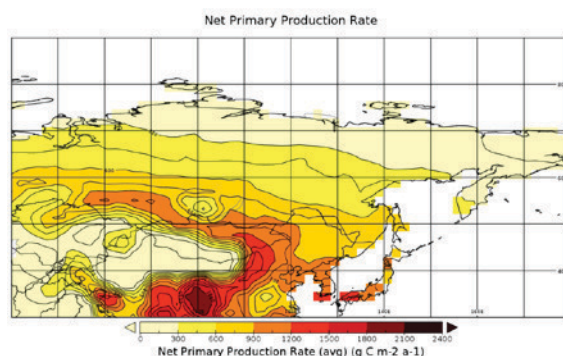


**Рис. 1.** Концентрация углекислого газа в атмосфере, RCP 8.5, 1901-2100 гг.

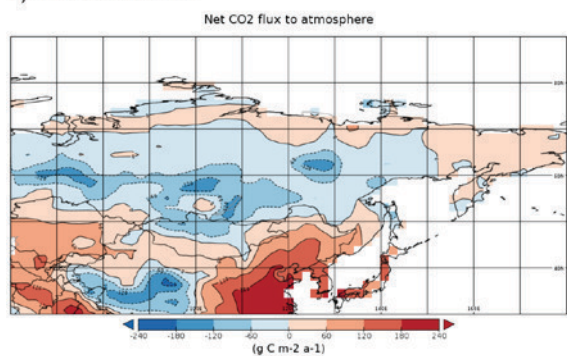
Сравнение исторического периода (1971–2000 гг.) и сценарного периода (2071–2100 гг.) показало, что при росте антропогенной нагрузки основные изменения потоков углекислого газа в атмосферу следует ожидать вдоль южной границы России (рисунок 2). Кроме того, изменения потоков CO<sub>2</sub>, демонстрируемые приведенными на рисунках 2 и 3 картами, указывают на смещение



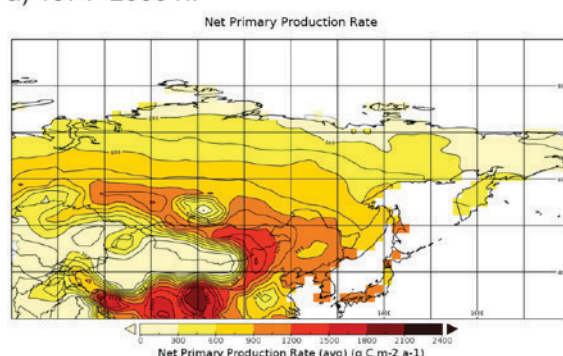
а) 1971–2000 гг.



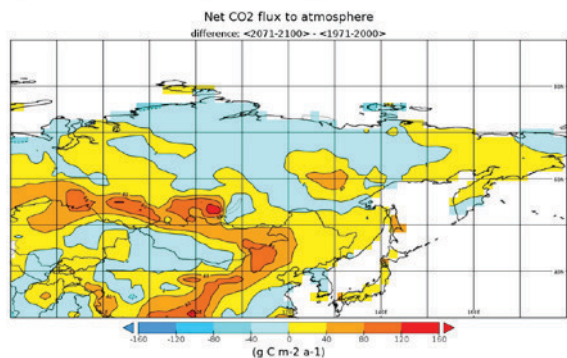
а) 1971–2000 гг.



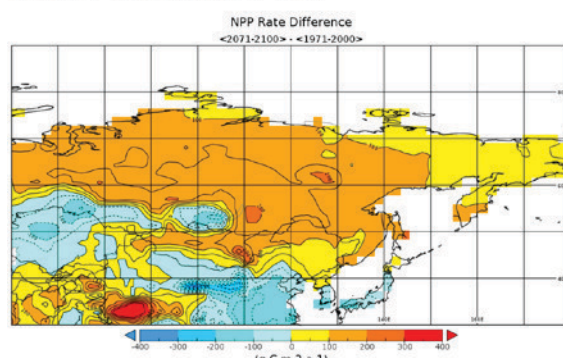
б) 2071–2100 гг. (RCP 8.5)



б) 2071–2100 гг. (RCP 8.5)



в) разница между периодами 2071–2100 гг. и 1971–2000 гг.



в) разница между периодами 2071–2100 гг. и 1971–2000 гг.

**Рис. 2.** Общий поток CO<sub>2</sub> в атмосферу по результатам моделирования JSBACH на основе атмосферных полей, полученных с помощью PLASIM.

**Рис. 3.** NPP по результатам моделирования JSBACH на основе атмосферных полей, полученных с помощью PLASIM.

растительных зон на север территории России. На рисунке 3 приведено пространственное распределение общей первичной продукции (NPP) для двух рассматриваемых периодов и их разница. Показано увеличение NPP на большей части территории России за исключением ее южной границы. При рассмотрении изменения NPP отдельно для разных типов растительности было выявлено, что основной вклад вносит лесная растительность внетропических широт.

В данном исследовании для задания атмосферных условий для расчета были использованы результаты моделирования INMCM4 [6]. Было проведено сопоставление интенсивности вносимых атмосферных возмущений и отклика характеристик поверхности, в частности растительного покрова и потоков углекислого газа, полученных на основе разных наборов атмосферных данных. В результате сопоставления были получены схожие результаты.

*Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 16-19-10257.*

#### **Литература:**

1. Allen M.R., Barros V.R., Broome J., Cramer W., Christ R., Church J.A., Clarke L., Dahe Q., Dasgupta P., Dubash N.K., Edenhofer O. 2014. *IPCC fifth assessment synthesis report-climate change 2014 synthesis report.*
2. Raddatz T. J. et al.: *Will the tropical land biosphere dominate the climate - carbon cycle feedback during the twenty-first century?* // *Climate Dynamics*, 2007, V. 29, P. 565-574. doi: 10.1007/s00382-007-0247-8.
3. Reick, C., Raddatz, T., Brovkin, V. & Gayler, V. *Representation of natural and anthropogenic land cover change in MPI-ESM.* // *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 2013, V. 5, P. 459-482, doi:10.1002/jame.20022.
4. Fraedrich K., Jansen H., Kirk E., Luksch U., and Lunkeit F. *The Planet Simulator: Towards a user friendly model* // *Meteorol. Zeitschrift*, 2005, V. 14, P. 299-304.
5. Moss R. et al. *The next generation of scenarios for climate change research and assessment.* // *Nature*, 2010, V. 463(7282), P. 747-756. doi: 10.1038/nature08823.
6. Володин Е.М., Дианский Н.А., Гусев А.В. 2010. *Воспроизведение современного климата с помощью совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана INMCM 4.0. Известия РАН. Физика атмосферы и океана, т. 46. №4, с. 448-466.*

## Spatial and temporal variability of sunshine duration in the forest zone of Western Siberia

**Mishenina Yu.A., Sevastyanov V.V.**

National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia  
E-mail: jaselezneva29@gmail.com, vvs187@mail.ru

The radiation regime of the West Siberian Plain has been little studied, owing to a sparse network of actinometric stations. Because of that we instead used sunshine duration – the most important index of solar radiation. Sunshine duration is observed at many stations. The Western Siberia Plain has clear divisions based on geography into zones, subzones and provinces (see Fig. 1).

The relationships between different parameters of sunshine duration were analyzed using correlation and regression. In order to assess the significance of observed correlations a t-test was calculated.

In this research, spatial and temporal variability of sunshine duration indices in a forest zone of the West Siberian Plain were considered. The forest zone is situated between 56 and 66 °N. The territory is intensively developed. For the research, we used long-term observations of sunshine duration from 36 meteorological stations in the different parts of the forest zone. In the southern part of the forest zone 2000 sunshine hours per year is observed. In the northern part, the value is only 1600 hours. The number of misty days and the ratio of actual to expected sunshine duration significantly varies with latitude. A significant close correlation in monthly and annual sunshine duration values with geographic latitude is registered. These data show that an increase of latitude of 1 degree corresponds to a decrease in the annual sunshine duration by 40 hours. Also, the ratio of actual sunshine duration to expected sunshine duration is decreased by 1%, and the number of misty days is increased by 7 days per 1 degree change in latitude. These observations are associated with changes in the length of daylight at different latitudes and an increase of cloud cover to the north.

In general, a small increase in the sunshine duration is observed over the territory of the forest zone spanning a 60-year period. But as a result of the peculiarities of atmospheric circulation there is a tendency for the



decrease in the sunshine duration in the eastern part. Apparently, this is due to a weakening of the intensity and a decrease in the frequency of the anticyclonal types of weather during the 60-year period.

Additionally, long-term trends were calculated for two periods. The first is a “dimming period” from 1958 to 1985 with negative trend and the second is “brightness period” from 1985 to 2013 with positive trend. These tendencies are observed in the forest zone of Western Siberia.

*This research can be used to assess the potential for solar energy resources and the radiation balance in the forest zone of the West Siberian Plain.*

## Пространственно-временная изменчивость продолжительности солнечного сияния в лесной зоне Западной Сибири

Мишенина Ю.А., Севастьянов В.В.

Томский государственный университет, Томск, Россия  
E-mail: jaselezneva29@gmail.com, vvs187@mail.ru

### ВВЕДЕНИЕ

Изучение составляющих радиационного баланса на мало изученных территориях лесной зоны Западной Сибири является перспективным направлением. Это обусловлено проблемами современного изменения климата, необходимостью внедрения энергосберегающих технологий и ускоренного развития альтернативной энергетики. Подобные исследования интенсивно проводятся в различных регионах Германии, Швеции, Испании, Дании, Финляндии и других странах [1-4].

Радиационный режим Западно-Сибирской равнины мало изучен из-за крайне редкой сети актинометрических станций [5-9]. В связи с этим большое внимание уделяется одному из важнейших показателей радиационного режима – продолжительности солнечного сияния (ПСС), наблюдения за которым проводятся инструментально на большом количестве станций. Помимо широты местности и сезона года, ПСС в значительной степени зависит от режима облачности, которая, в свою очередь, тесно связана с особенностями циркуляционных процессов.

В работе рассмотрены характеристики режима ПСС в лесной зоне Западной Сибири, расположенной между 56–66,5° с.ш.

### МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДИКИ ИССЛЕДОВАНИЯ

Схема природного районирования Западной Сибири, приведенная в работе [8] позволяет выделить внутризональные различия природы, связанные как с условиями рельефа, так и с климатом. Внутри зон и подзон выделяются более мелкие единицы – географические провинции. Провинции достаточно однородны как с точки зрения природных условий, так и комплекса климатических ресурсов.

В качестве исходного материала были использованы данные о ПСС по 33 метеорологическим станциям, входящим в лесную зону Западно-Сибирской равнины и соседних прилегающих территорий. Были использованы данные Справочников по климату СССР [10], научно-прикладных справочников по климату СССР [11], а также информация о ПСС из архивов ВНИИГМИ-МЦД [12] с начала наблюдений по 2014 г. Период наблюдений на большинстве станций составляет более 80 лет.

Комплексный анализ всех исходных материалов позволил достаточно подробно исследовать пространственно-временное распределение ПСС, отношение фактического числа часов ПСС к возможной ПСС, число пасмурных дней и другие характеристики по территории лесной зоны Западной Сибири.

При анализе данных использованы методы статистической обработки результатов наблюдений. Методы корреляционного и регрессионного анализа использованы для оценки взаимных связей характеристик ПСС. Оценка значимости коэффициентов корреляции, определение статистической значимости различий средних значений ПСС за различные периоды наблюдений была проведена с помощью t-критерия Стьюдента при уровне значимости  $\alpha=0,05$ .

### РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ОБСУЖДЕНИЯ

В разных информационных источниках данные о ПСС приводятся за разные периоды. Кроме того, важно отметить, что в используемых источниках данные приводятся не по всем станциям, что существенно уменьшает и так скудную информационную базу по территории Западной Сибири. Сравнение средних значений ПСС, приведенных в [10-12], за разные периоды наблюдений, показало, что:



– на всех метеорологических станциях, по данным справочников [10,11], различия в средних месячных и годовых значениях ПСС за разные периоды (от начала наблюдений по 1960- е и по 1980 г. соответственно) статистически незначимы. Статистически значимо различаются только годовые суммы ПСС при сравнении их значений из справочников со средними, рассчитанными по длинным рядам (до 2014 г.). Данные о ПСС за длинный период получены из архивов ВНИИГМИ-МЦД [12]. Отмечается тенденция увеличения годовых сумм часов солнечного сияния на 5–6% за последние 35 лет;

– с увеличением длины рядов ПСС средние квадратические отклонения и погрешности средних значений ПСС уменьшаются.

Это говорит о том, что допускается проводить пространственно-временной анализ распределения ПСС, используя ряды наблюдений разной продолжительности.

Географическая широта места оказывает наиболее сильное влияние на ПСС, так как именно от широты зависит продолжительность светового дня в течение года. По данным о ПСС на станциях, приведенным в [11], установлено наличие тесных, статистически значимых корреляционных связей между ПСС за год и широтой места. Особенно заметно эта связь проявляется в зимние месяцы (в декабре  $r = 0,91$ ). Между географической долготой и ПСС отсутствуют значимые корреляционные связи. Это означает, что в западных и восточных районах Западной Сибири формы циркуляции атмосферы и режим облачности существенно не различаются.

На рис. 1 видно, что за год уменьшение ПСС происходит с увеличением широты к северу. Такая закономерность отмечается во все месяцы за исключением июля (рост ПСС с широтой места). Отметим, что в летние месяцы теснота корреляционной связи между ПСС и широтой ослабевает.

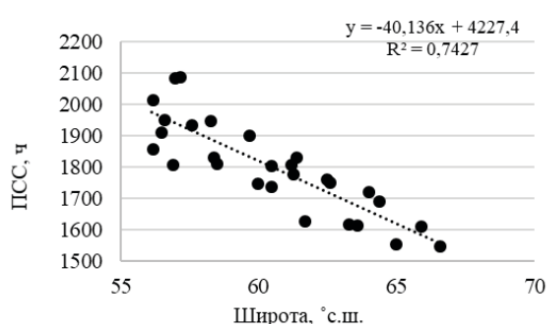


Рис. 1 Зависимость ПСС (ч) за год от широты местности

Зависимость среднеекватического отклонения средних сумм ПСС и широты за год показала, что изменчивость на разных широтах в лесной зоне в Западной Сибири существенно не меняется. В холодный период и в переходные сезоны наблюдается уменьшение изменчивости ПСС с увеличением широты. В летние месяцы изменчивость ПСС увеличивается с широтой. Обнаружена тесная корреляционная связь между отноше-

нием наблюдавшейся ПСС за год к возможной ПСС от широты. За год происходит уменьшение отношения наблюдавшейся ПСС за год к возможной ПСС от юга к северу примерно на 12%. Отчетливо прослеживается увеличение числа дней без Солнца к северу. Полученные закономерности пространственно-временного распределения показателей ПСС от географической широты позволили дать обоснованные дифференциальные характеристики прихода лучистой энергии Солнца по подзонам лесной зоны.

Благодаря природной и климатической зональности на исследуемой территории возможно охарактеризовать показатели ПСС по природным зонам. В таблице 1 приведены средние месячные значения числа часов ПСС в интервальной форме для диапазона широт, в которых располагаются различные подзоны лесной зоны. Отмечается увеличение годовых сумм ПСС от севера к югу. Летом (июль) наблюдается небольшое уменьшение ПСС с уменьшением широты. Это обусловлено увеличением светового дня с широтой в этот период года, поэтому различия в ПСС между севером и югом территории не очень велики. Максимальные различия в ПСС между северной и южной частями в зимние месяцы могут достигать 40-50 ч.

Таблица 1. Средняя продолжительность солнечного сияния (ч) в лесной зоне Западной Сибири.

Подзона	Широта, °с. ш.	Месяц				Год
		IV	VII	X	XII	
северотаежных лесов	66,5–62	208–215	301–296	53–66	0–15	1560–1740
среднетаежных лесов	62–60	215–218	296–294	66–72	15–25	1740–1820
южнотаежных лесов	60–57	218–223	294–291	72–81	25–39	1820–1940
осиново-березовых лесов	57–56	223–224	291–290	81–84	39–44	1940–1980

Отношение фактической ПСС к возможной ПСС характеризует влияние облачности на ПСС. В весенний и летний периоды отмечается значительное увеличение к югу отношения фактической ПСС к возможной из-за уменьшения облачности. В осенне-зимний период над Западной Сибирью количество облачности значительно больше, чем летом. В декабре в подзоне северотаежных лесов фактическая ПСС и возможная ПСС приближаются к нулю.

Исследование динамики годовых сумм ПСС в пределах лесной зоны показало следующие результаты. В целом на исследуемой территории за 60-летний период наблюдается небольшой рост ПСС.

В северо-таежной подзоне в западной ее части (станции Салехард, Березово) наблюдается тенденция к увеличению ПСС на 20 часов/10 лет. Однако в восточной части этой территории отмечается отрицательная тенденция изменения ПСС. Величины трендов в этой подзоне статистически незначимы по критерию Стьюдента (уровень значимости  $\alpha=0,05$ ).

В среднетаежной подзоне на западе и в центральной части наблюдается статистически значимая тенденция увеличения ПСС за тот же период (станция Александровское – 67 ч/10 лет). Статистически значимые тенденции роста ПСС отмечаются в теплое время года с июня по сентябрь. В восточной части этой подзоны (Ванжиль-Кынак) отмечается уменьшение числа часов ПСС, более интенсивное чем в северо-таежной подзоне.

Южно-таежная область характеризуется относительно небольшой статистически значимой величиной роста ПСС. На станции Колпашево средний рост годовых сумм ПСС составляет 35 ч/10 лет.

В западной части подзоны осиново-березовых лесов отмечается незначительный рост числа часов ПСС за год (станции Тюмень, Тара). На востоке – станция Томск наблюдается статистически значимый рост числа часов ПСС (40 ч/10 лет).

В восточной части Западно-Сибирской равнины отмечается статистически значимая тенденция уменьшения ПСС. Это может быть связано с увеличением облачности (циклоничности климата) и, соответственно, уменьшением повторяемости антициклонов за рассматриваемый период. Полученные результаты согласуются с выводами полученными для Томска [13].

Проводились исследования изменений ПСС на территории Западной Сибири за менее продолжительные периоды. Были выбраны два периода 1958–1985 гг. и 1986–2013 гг. для того, чтобы сравнить полученные результаты с исследованиями [14], проведенными в Польше. Период с 1958 по 1985 гг. известен как «dimming period», а с 1986 по 2013 – «brightness period». Первый период на всем протяжении характеризуется наличием отрицательного тренда ПСС, в то время как второй – наличием положительного [14]. Сходные тенденции отмечаются и в лесной зоне Западной Сибири.

Полученные результаты будут полезны при разработке косвенных методов расчета солнечной радиации, планировании сельскохозяйственных работ, исследовании гелиоэнергетического потенциала территории, при комплексном климатическом изучении территории Западной Сибири.

#### Литература:

1. Kearney A.T. 2010 Solar Thermal Electricity 2025-Clean Electricity On Demand: Attractive STE Cost Stabilize Energy Production. GmbH Duesseldorf Germany 52 pp
2. Pinker R.T., Zhang B. and Dutton E.G. 2005 Do satellite detect trends in surface solar radiation? *J Sci.* vol 308 pp 850–54.
3. Zerefos C.S., Eleftheratos K, Meleti C, Kazadzis S and Romanou A 2009 Solar dimming and brightening over Thessaloniki, Greece, and Beijing, China *Tellus.* 61B, 4 pp 657–65
4. Liang F., Xia X.A. 2005 Long-term trends in solar radiation and the associated climatic factors over China for 1961–2000 *J Ann. Geophys.* vol 23 7 pp 2425–32
5. Севастьянов В.В. Севастьянова Л.М. Современные изменения климата на юге Сибири // Шестое Сибирское совещание по климато-экологическому мониторингу, Томск, 14–16 сентября 2005 г. Томск, 2005. С. 65–69
6. Орлова В.В. Западная Сибирь. Л.: Гидрометеиздат, 1962. 360 с.
7. Бахтияров В.Г. Распределение солнечного сияния на территории Западной Сибири / Доклады томского отдела. Л.: Б и. 1970. С. 130–134.
8. Рихтер Г.Д. Западная Сибирь. М.: Изд-во Академии наук СССР, 1963. 488 с.
9. Трофимова И.Е. Роль климата в современной структурно-функциональной организации болот Западной Сибири // Болота и заболоченные леса в свете задач устойчивого природопользования. М.: ГЕОС, 1999. С. 142–151.
10. Справочник по климату СССР: В 34 вып., ч. 1. Л.: Гидрометеиздат, 1965–1970. Вып. 17, 20, 21.
11. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Серия 3: Многолетние данные. В 34 вып., ч. 1–6. С.-Пб.: Гидрометеиздат, 1990–1998. Вып. 17, 20, 21.
12. Российский гидрометеорологический портал [Электронный ресурс] / «ВНИИГМИ-МЦД» 1998–2014. URL: <http://www.meteo.ru> (дата обращения 12.02.2016).
13. Складнева Т.К., Белан Б.Д. Радиационный режим в районе г. Томска в 1995–2005 гг. // Оптика атмосф. И океана. 2007. Т. 20, No1. С. 62–67.
14. Norris JR, Wild M. 2007. Trends in aerosol radiative effects over Europe inferred from observed cloud cover solar “dimming” and solar “brightening”. *J. Geophys. Res.* 112(D08214): 1–13, doi: 10.1029/2006JD007794.

# The effect of cloudiness on the variation of the components of the radiation balance in the short-wave part of the spectrum at the weather station Tunka

<sup>1</sup>Parezheva T.V., <sup>2,3</sup>Voropay N.N.

<sup>1</sup> Tomsk State University, Tomsk, Russia

<sup>2</sup> V.B. Sochava Institute of Geography SB RAS, Irkutsk, Russia

<sup>3</sup> Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia

E-mail: t.parezhewa@mail.ru, voropay\_nn@mail.ru

DOI: 10.5281/zenodo.1248070

Cloudiness has a significant influence on the distribution of solar radiation. The main goal of the work is to characterize components of the radiation balance in the shortwave part of the spectrum for the Tunka weather station taking into account the cloudiness. Two atmospheric soil measuring systems were used to obtain information on the characteristics of the atmosphere. The monthly sums of total, reflected radiation, albedo, and the radiation balance in the short-wave part of the spectrum were calculated to analyze the solar radiation characteristics. The analysis of obtained data has shown that cloudiness weakens solar radiation by 65% in winter, and 81% in summer.

## Влияние облачности на изменение составляющих радиационного баланса в коротковолновой части спектра на метеостанции Тунка

<sup>1</sup>Парежева Т.В., <sup>2,3</sup>Воропай Н.Н.

<sup>1</sup> Томский государственный университет, Томск, Россия

<sup>2</sup> Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

<sup>3</sup> Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия

E-mail: t.parezhewa@mail.ru, voropay\_nn@mail.ru

DOI: 10.5281/zenodo.1248070

При изучении климатических особенностей той или иной территории особое внимание обращено на взаимосвязи составляющих теплового, радиационного баланса и облачности. Количество метеорологических и актинометрических станций в Сибири ограничено, в связи с чем, возникают проблемы при характеристике радиационных условий в горных районах. В последние годы появляется возможность использования нового автоматического оборудования для климатического мониторинга. Существует множество работ связанных с использованием новых методов и технологий в изучении и исследовании солнечной радиации [Розенталь, 1999; Шильков и др, 1996 и т.д.].

Территория исследования расположена на юго-западе Прибайкалья. Основная цель работы – характеристика составляющих радиационного баланса в коротковолновой части спектра на метеостанции Тунка (Республика Бурятия) с учетом влияние облачности. Для получения информации о характеристиках атмосферы, в том числе и о коротковолновой радиации, на территории метеостанции сотрудниками Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН (Иркутск) были установлены два экспериментальных прибора – АПИК-33 и АПИК-23 [Парежева, Воропай, 2017]. Оба прибора работают в автоматическом режиме, накапливают информацию, имеют одинаковую конструкцию системного блока, но разные приемные поверхности. С помощью этих приборов и были получены данные за период с 16 июля 2015 г. по 8 сентября 2016 г. с 15-минутным шагом по времени. Данные облачности были взяты с интернет ресурса, где представлены данные срочных наблюдений метеостанции Тунка [Бульгина и др.].

Для анализа изменений солнечной радиации в течение года на метеостанции Тунка были рассчитаны месячные суммы суммарной ( $Q$ ), отраженной радиации ( $R_k$ ), средние месячные значения альbedo ( $A_k$ ) и радиационный баланс в коротковолновой части спектра ( $B_k$ ). Согласно результатам расчета, радиационный баланс в коротковолновой области спектра ( $B_k$ ), суммарная ( $Q$ ) и отраженная ( $R_k$ ) радиация принимали наибольшие значения в теплые месяцы, а наименьшие значения – в холодные месяцы. Небольшое уменьшение  $B_k$  в июне можно объяснить тем, что происходит уменьшение суммарной радиации, а она в свою очередь связана с наличием переменной облачности и пожаров вблизи данной территории. Годовой ход  $R_k$  имеет два максимума – в марте и в мае, которые связаны с изменением подстилающей поверхности. Альbedo же зависит от характера подстилающей поверхности (цвет, влажность,

шероховатость и т.д.). В годовом ходе максимальные значения альбеда наблюдаются зимой, когда вся подстилающая поверхность застелена свежим выпавшим снегом, а по мере его загрязнения и таяния значения альбеда начинают уменьшаться, и летом принимает наименьшие значения. Наибольшие изменения альбеда в течение суток наблюдаются в ясные дни и в дни с переменной облачностью.

В дальнейшем было проанализировано влияние облачности на изменение составляющих радиационного баланса в коротковолновой части спектра на метеостанции Тунка. Расчет количества ясных, пасмурных дней и дней с переменной облачностью показал, что в декабре количество пасмурных дней наибольшее (11), следовательно, в этот месяц облачность должна оказывать максимальное влияние на суммы приходящей солнечной радиации. Средняя за месяц продолжительность дня в январе и в декабре примерно одинаковая, но в январе наблюдается увеличение радиационного баланса из-за уменьшения количества пасмурных и увеличения ясных дней. Наибольшее количество ясных дней наблюдается в августе (7), но из-за значительного количества пасмурных дней (6), месячная сумма суммарной солнечной радиации ниже, чем в мае, когда количество ясных и пасмурных дней минимально, т.е. весь приток суммарной солнечной радиации определяется днями с переменной облачностью.

Значения суточных сумм суммарной и отраженной солнечной радиации за летние месяцы характеризуются большей межсуточной изменчивостью и имеет более высокие значения, чем в зимние. Основными причинами изменений сумм солнечной радиации является увеличение продолжительности светового дня, режим облачности, состояние подстилающей поверхности.

Для более подробного анализа были выбраны два месяца-представителя года – январь и июль. В каждом из двух выбранных месяцев проанализированы пара дней, а именно, самый пасмурный (09.07.2016 и 22.01.2016) и самый ясный (01.07.2016 и 29.01.2016), для того, чтобы проследить влияние облачности на изменение солнечной радиации в течение суток при разной продолжительности солнечного сияния. В зимний и в летний месяц изменения сумм суммарной радиации прямо пропорциональны изменению высоты Солнца. Наибольшие значения наблюдаются в полуденное время. Так в январе в пасмурный день значения сумм суммарной солнечной радиации не превышают  $1,61 \text{ МДж/м}^2$ , а в ясный день –  $4,88 \text{ МДж/м}^2$ . Наибольшие значения  $Q_{\text{сум}}$  наблюдаются в полуденное время. Так наибольшее значение  $Q_{\text{сум}}$  22 января составила  $0,09 \text{ МДж/м}^2$  в 14:00, а 29 января –  $0,25 \text{ МДж/м}^2$  в 14:00. В эти дни хорошо выражен суточный ход.

В летний месяц в пасмурный день значения сумм суммарной солнечной радиации не превышают  $3,43 \text{ МДж/м}^2$ , а в самый ясный день –  $19,2 \text{ МДж/м}^2$ . Значения сумм суммарной солнечной радиации существенно отличаются. Наибольшие значения  $Q_{\text{сум}}$  наблюдаются в полуденное время. Так наибольшее значение  $Q_{\text{сум}}$  9 июля составило  $0,15 \text{ МДж/м}^2$  в 13:30, а 1 июля –  $0,55 \text{ МДж/м}^2$  в 14:00. При этом в ясный день четко выражен суточный ход в отличие от пасмурного.

В результате комплексного исследования изменения годового хода составляющих радиационного баланса на метеостанции Тунка за рассматриваемый период можно сделать вывод, что на радиационный баланс в коротковолновой части спектра, суммарную и отраженную радиация активно влияет облачный покров. Зимой облачность почти на 65% ослабляет солнечную радиацию, а летом на 81%. В те дни, когда наблюдается большое количество облачности, основные составляющие радиационного баланса уменьшаются, по сравнению с ясными днями. Суммы приходящей, отраженной радиации и радиационный баланс принимают наибольшие значения в теплые месяцы, а наименьшие значения в холодные месяцы. Альбеда же наоборот принимает максимальные значения в холодное время, а наименьшие значения в теплое время, что связано с изменением подстилающей поверхности в течение года.

#### Литература:

1. Булыгина О.Н., Разуваев В.Н., Александрова Т.М. Описание массива данных суточной температуры воздуха и количества осадков на метеорологических станциях России и бывшего СССР (TTTR). Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2014620942 URL: <http://meteo.ru/data/162-temperature-precipitation#описание-массива-данных>.
2. Парезева Т.В., Воронай Н.Н. Мониторинг коротковолновой радиации в Тункинской котловине // 2017. – С. 76-77.
3. Розенталь В. А. Мониторинг радиационных потоков аппаратно-программным комплексом SUN / В. А. Розенталь [и др.]. // Оптика атмосферы и океана. - 1999. - 12, 1. - С. 82-86.
4. Шильков А. В. Система „ATRAD“ для расчетов атмосферной радиации: реконструкция микросечений поглощения и рассеяния / А. В. Шильков, И. Л. Цветкова, С. В. Шилькова // Мат. моделир. - 1996. - 8, 8. - С. 104—127.



## СЕКЦИЯ 2

# Климатическое и метеорологическое моделирование

## SESSION 2

# Climate and Weather Modeling

## Reproduction of large-scale atmospheric circulation anomalies at time scales from month to years – current state

<sup>1,2</sup>Tolstykh M.A., <sup>1</sup>Volodin E.M.,  
<sup>1</sup>Fadeev R.Yu., <sup>1,2</sup>Shashkin V.V.

<sup>1</sup> Institute of Numerical Mathematics RAS, Moscow, Russia

<sup>2</sup> Hydrometcentre of Russia, Moscow, Russia

E-mail: tolstykh@m.inm.ras.ru, volodin@m.inm.ras.ru, rost.fadeev@gmail.com, vvshashkin@gmail.com

Long-range forecasts (monthly and seasonal) are required in many fields of human activity. The forecast of climate anomalies at interannual time scales becomes a new problem. The World meteorological organization recently declared this problem as a ‘grand challenge’.

Potential sources of atmospheric circulation predictability at subseasonal and seasonal time scales are boundary conditions and some internal oscillations of the atmosphere, such as sea surface temperature (including El Nino phenomenon), land surface conditions (including snow and vegetation), Madden-Julian oscillation, North Atlantic oscillation, stratospheric variability (including sudden stratosphere warmings), sea ice (Vitart et al, 2012).

The climate anomalies forecast at the interannual time scales is based on predictability of internal atmosphere oscillations and phenomena in the coupled atmosphere-ocean-sea ice system. Examples are quasi-biennial oscillation in the stratosphere, North-Atlantic oscillation, El-Nino-Southern oscillation. The World ocean circulation plays an important role in the anomalies of the atmospheric circulation at interannual time scales.

The experience of the world leading centers shows that the combination of improvements in the description of subgrid-scale processes and high resolution of the models allowing to describe synoptic-scale process with sufficient accuracy leads to improvements of long-range forecasts quality.

The system for long-range forecasts based on the atmosphere general circulation model SL-AV is being developed in Russia. Unlike the existing operational system based on the previous generation of this model, the new system includes also the global ocean model INMIO (Ibrayev et al, 2012) and sea-ice model CICE. Earlier, preliminary experiments with the new coupled model were carried out. These experiments have confirmed its computational characteristics; also, the surface heat balance was tuned. Recently, new version of the SL-AV atmospheric model has been developed. This version is for long-range forecasting and climate change simulation. Having the same horizontal resolution 0.9 x 0.72 degrees in

longitude and latitude, this version has essentially higher vertical resolution – 85 levels instead of 28. The version of the SL-AV model reproduces main phenomena of the stratosphere dynamics – quasi-biennial and semi-annual oscillations in equatorial stratosphere zonal wind, formation of circumpolar vortices and sudden stratosphere warmings in the Northern hemisphere. These and other results obtained with the version of the SL-AV model will be shown at the conference.

*This study has been carried out at the Institute of Numerical Mathematics RAS and funded by the Russian Science Foundation grant No. 14-27-00126P.*

## Воспроизведение крупномасштабных аномалий атмосферной циркуляции на месяцы и годы – современное состояние

<sup>1,2</sup>Толстых М.А., <sup>1</sup>Володин Е.М., <sup>1</sup>Фадеев Р.Ю., <sup>1,2</sup>Шашкин В.В.

<sup>1</sup> Институт вычислительной математики РАН, Москва, Россия

<sup>2</sup> Гидрометцентр России, Москва, Россия

E-mail: [tolstkykh@m.inm.ras.ru](mailto:tolstkykh@m.inm.ras.ru), [volodin@m.inm.ras.ru](mailto:volodin@m.inm.ras.ru), [rost.fadeev@gmail.com](mailto:rost.fadeev@gmail.com), [vvshashkin@gmail.com](mailto:vvshashkin@gmail.com)

### ВВЕДЕНИЕ

Долгосрочный прогноз (месячный и сезонный) востребован во многих отраслях народного хозяйства. Такой прогноз необходим для правильного расчета сроков созревания сельскохозяйственных культур и оценки урожайности. Наличие надежного прогноза среднесезонной приземной температуры позволило бы планировать запасы энергоресурсов в энергетике. Поэтому проблема повышения качества долгосрочного прогноза признана актуальной во всем мире. В то же время в силу сложности этой задачи лишь 14 ведущих центров выпускают оперативные долгосрочные прогнозы. Следует отметить, что под прогнозом здесь понимается вероятностный прогноз осредненной за период атмосферной циркуляции. Новой задачей становится прогнозирование аномалий климата на межгодовых масштабах. Недавно эта задача была объявлена «большим вызовом» Всемирной метеорологической организацией.

По состоянию на сегодняшний день, модельные прогнозы состояния атмосферы на сезон (и в меньшей степени на месяц), рассчитываемые во всех прогностических центрах, не могут характеризоваться как надежные практически для всего земного шара. В то же время надежность прогноза различных метеорологических величин варьируется в зависимости от региона. Так, например, прогноз осадков является надежным (коэффициент корреляции = 0.8-0.9) только для восточной части экваториальной зоны Тихого океана. Ареал надежных прогнозов ветра и температуры в нижней тропосфере охватывает практически весь тропический пояс и эпизодически заметно вторгается в средние и даже полярные широты. Однако карты оправдываемости прогнозов приземных метеорологических величин имеют весьма мозаичную структуру.

К числу наиболее успешных характеристик месячного и сезонного прогнозирования относятся макромасштабные параметры циркуляции, что обусловлено внедрением совместных моделей атмосферы-океана-суши и с включением в атмосферные модели подробного описания процессов в стратосфере. К сожалению, прогноз макромасштабных характеристик циркуляции в настоящее время не отвечает требованиям практического применения для высоких и средних широт.

### ИСТОЧНИКИ ПРЕДСКАЗУЕМОСТИ ОСРЕДНЕННЫХ АНОМАЛИЙ АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ

Потенциальными источниками предсказуемости осредненной атмосферной циркуляции на внутрисезонных и сезонных временных масштабах являются граничные условия и некоторые внутренние колебания атмосферы (см., например, [1]):

- температура поверхности океана (в т.ч. явление Эль-Ниньо-Ла Нинья),
- условия на поверхности суши (в т.ч. растительности и снега),
- колебание Мэддена-Джулиана (КМД),
- Северо-Атлантическое колебание – Арктическая осцилляция (САК-АО)
- стратосферная изменчивость (в том числе, внезапные стратосферные потепления),
- морской лед и его толщина.

В мире ведутся активные исследования, направленные на повышение предсказуемости атмосферной циркуляции на внутрисезонных и более крупных масштабах. Основное внимание при этом уделя-

ется увеличению предсказуемости эффектов взаимодействия атмосферы и океана (Эль-Ниньо, колебание Маддена-Джулиана) и связанной с ними предсказуемости атмосферной циркуляции в тропиках. Ряд работ также посвящен предсказуемости Северо-Атлантического колебания - Арктического колебания (САК-АО), оказывающего значительное влияние на атмосферную изменчивость в средних и высоких широтах северного полушария. В начале 2000-х годов появились работы, которые рассматривают динамику стратосферы как важный фактор, определяющий внутрисезонную циркуляцию во внетропической части северного полушария (в том числе, посредством взаимодействия с САК-АО). Был опубликован ряд работ ([2, 3] и другие), в которых, на основе анализа данных наблюдений и модельных экспериментов, делается вывод о ключевом значении динамического взаимодействия тропосферы и стратосферы в формировании изменчивости макромасштабной циркуляции. Наиболее ярко влияние стратосферной динамики выражено в зимний период (в Северном полушарии) [4]. Было показано, что улучшение описания стратосферы в моделях общей циркуляции атмосферы позволяет увеличить предсказуемость атмосферной циркуляции на сезонных временных масштабах [5]. Основным в механизме взаимодействия тропосферы и атмосферы является распространение планетарных волн в стратосфере, которое зависит от режима циркуляции стратосферы, в особенности от интенсивности полярного вихря [6]. Полярный вихрь возникает благодаря наличию градиента температуры, связанного с неравномерностью распределения озона по широте (и, следовательно, неравномерностью поглощения ультрафиолетового излучения в стратосфере).

Колебание Мэддена-Джулиана (КМД) взаимодействует с главными модами атмосферной изменчивости, такими как Эль-Ниньо - Южное колебание (ЭНЮК) и Северо-Атлантическое колебание, оказывая глобальное влияние на атмосферу [7]. Качество воспроизведения колебания Мэддена-Джулиана в моделях атмосферы последние годы существенно улучшилось. В настоящее время практическая предсказуемость этого явления в некоторых моделях превышает 20 дней.

Для средних широт России влияние состояния океана на режим атмосферы на внутрисезонном масштабе существенным образом модулируется влиянием почвенной влаги. «Память» почвенной влаги летом может составлять порядка 1-2 месяцев [8] и зависит от продолжительности теплого периода и дисперсии осадков [9].

В работе [10] показана эволюция успешности долгосрочных прогнозов в ЕЦСПП. Отмечено, что основную роль в повышении предсказуемости отдельных атмосферных явлений внутрисезонного и сезонного масштаба сыграло усовершенствование описания физических процессов подсеточного масштаба. При этом в работе [11] для расчетов атмосферной циркуляции на сезон отмечено заметное положительное влияние повышения горизонтального разрешения модели на уменьшение ошибок воспроизведения тропической циркуляции и циклогенеза во внетропической части Северного полушария, статистики блокирующих антициклонов в евроатлантическом секторе, вплоть до разрешения 0,35 градуса. Аналогичные результаты получены и в метеослужбе Великобритании [12].

Таким образом, мировой опыт показывает, что сочетание усовершенствования в описании процессов подсеточного масштаба и высокого разрешения моделей, позволяющего достаточно точно описывать процессы синоптического масштаба, приводит к повышению оправдываемости долгосрочного прогноза.

Прогноз аномалий климата на межгодовом масштабе основывается на предсказуемости внутренних колебаний атмосферы и совместной системы атмосфера-океан-морской лед (квазидвухлетнее колебание в стратосфере, Северо-Атлантическое колебание, Эль-Ниньо-Южная осцилляция). Важную роль в аномалиях атмосферной циркуляции на межгодовых масштабах играет циркуляция Мирового океана. В метеослужбе Великобритании для прогноза с заблаговременностью полтора года достигнут коэффициент корреляции зимнего индекса Северо-Атлантического колебания, превышающий 0.3 [13].

## РАЗВИТИЕ ОТЕЧЕСТВЕННОЙ СИСТЕМЫ ДОЛГОСРОЧНОГО ПРОГНОЗА НА БАЗЕ МОДЕЛИ АТМОСФЕРЫ ПЛАВ

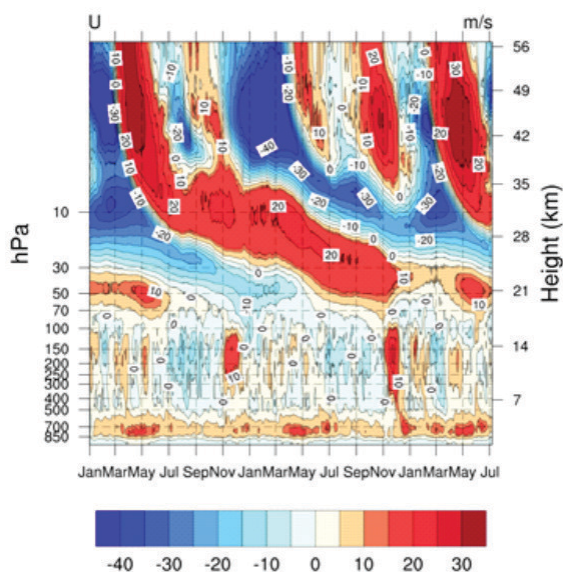
В России развивается система долгосрочного прогноза на основе модели общей циркуляции атмосферы ПЛАВ [14]. В отличие существующей оперативной системы, основанной на версии этой модели предыдущего поколения, новая система будет включать также модели Мирового океана [15] и морского льда [16]. С новой совместной моделью ранее были выполнены тестовые расчеты, подтверждающие ее вычислительные характеристики, а также была выполнена настройка баланса тепла на поверхности океана [17]. Недавно разработана новая версия модели атмосферы ПЛАВ, ориентированная на долгосрочный прогноз и моделирование изменений климата, которая при том же горизонтальном разрешении 0,9x0,72 градуса по долготе и широте имеет существенно более высокое вертикальное разрешение – 85 вместо 28 уровней. Такое разрешение, вместе с параметризациями стратосферных процессов подсеточного масштаба, позволяет надеяться на адекватное воспроизведение в модели явлений, описанных в предыдущем разделе.

Высота верхнего уровня модели 0,3 гПа (около 62 км). Вертикальное разрешение в тропосфере меняется от 60 м в пограничном слое до 700 метров в районе тропопаузы. Выше уровня 150 гПа (15 км) нахо-

дятся 50 уровней, расстояние между ними плавно увеличивается с высотой от 700 м до 1 км. Около верхней границы модели (выше 1 гПа) расстояние между уровнями резко растет от 1 до 3 км. Увеличение шага сетки по вертикали наряду с демпфированием дивергентных движений выше 1 гПа позволяет избежать ложного отражения инерционно-гравитационных волн от верхней границы модельной атмосферы.

Динамика стратосферы во многом определяется гравитационными волнами орографической или конвективной природы, распространяющимися из тропосферы. Гравитационные волны отдают свой импульс среднему течению, обрушаясь при достижении критических уровней, и являются основным фактором, формирующим бюджет момента импульса в стратосфере. Характерный горизонтальный масштаб наиболее значимых волн – от 500 м до 10 км, что значительно меньше шага сетки модели. Таким образом, распространение гравитационных волн должно быть описано параметрически. Помимо параметризации распространения и обрушения орографических гравитационных волн [18], новая версия модели ПЛАВ включает параметризацию распространения и обрушения гравитационных волн, порожденных процессом глубокой конвекции [19]. В параметризации [19] описывается вертикальное распространение, взаимное влияние и обрушение волн с разными направлениями фазовой скорости по горизонтали (всего учитывается 12 азимутов). Интенсивность источника гравитационных волн задается постоянным по времени распределением с двумя пиками на 5° северной и южной широты и третьим пиком в районе средних широт южного полушария.

Новая версия модели ПЛАВ воспроизводит основные явления динамики стратосферы – квазидвухлетние и полугодовые колебания зонального ветра в экваториальной стратосфере (рис. 1), формирование циркумполярных вихрей и внезапные стратосферные потепления (ВСП) в северном полушарии. Скорость ветра в циркумполярных вихрях несколько ниже, чем по данным наблюдений (максимальная зонально-осредненная скорость ветра 40-50 м/с в северном циркумполярном вихре против 70 м/с данным реанализа ERA-Interim [20]). По итогам предварительного эксперимента по моделированию циркуляции атмосферы на 4 года зафиксировано две зимы, когда ВСП в северном полушарии произошло и две зимы, без ВСП.



**Рис. 1.** Полугодовые и квази-двухлетние колебания ветра в экваториальной стратосфере, воспроизводимые моделью ПЛАВ.

На конференции также будут представлены и другие результаты, полученные с помощью новой версии модели атмосферы ПЛАВ.

*Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 14-27-00126П) в Институте вычислительной математики РАН.*

#### Литература:

1. Vitart F., Robertson A.W., Anderson D.L.T. Subseasonal to seasonal prediction project: Bridging the gap between weather and climate. *WMO Bull.* 61. 2012. P. 23–28.
2. Baldwin M.P., Stephenson D.B., Thompson D.W.J., Dunkerton T.J., Charlton A.J., O'Neill A. Stratospheric Memory and Skill of Extended-Range Weather Forecasts // *Science*. 2003. V. 301, p. 636-640.
3. Manzini E., Karpechko A., Anstey J., Baldwin M. P., Black R., Cagnazzo C., Calvo N., Charlton-Peretz A., Christiansen B., Davini P., Gerber E., Giorgetta M., Gray L., Hardiman S., Lee Y.-Y., Marsh D., McDaniel B., Purich A., Scaife A., Shindell D., Son S.-W., Watanabe S., Zappa G.. Northern winter climate change: Assessment of uncertainty in CMIP5 projections related to stratosphere-troposphere coupling // *J. Geoph. Res. Atmos.* 2014. V. 119, P. 7979–7998.
4. Scaife A., Knight J., Vallis G. Folland C. A stratospheric influence on the winter NAO and North Atlantic surface climate // *Geophys. Res. Lett.* 2005. V.32 L18715.
5. Sigmund M., Scinocca J. F., Kharin V. V., Shepherd T. G. Enhanced seasonal forecast skill following stratospheric sudden warmings // *Nature Geoscience*. 2013. V.6. P.98-102.
6. Perlwitz, J., Harnik N. Downward coupling between the stratosphere and troposphere: The relative roles of wave and zonal mean processes // *J. Climate*. 2004. V.17, P. 4902-4909.



7. Lin H, Brunet G, Derome J. An observed connection between the North Atlantic Oscillation and the Madden-Julian Oscillation // *J. Climate*. 2004, V. 22. P. 364–380.
8. Koster R.D., Mahanama S.P.P., Yamada T.J., Balsamo G., Berg A.A., Boissarie M., Dirmeyer P.A., Doblus-Reyes F.J., Drewitt G., Gordon C.T., Guo Z., Jeong J.-H., Lawrence D.M., Lee W-S, Li Z., Luo L., Malyshev S., Merryfield W.J., Seneviratne S., Stanelle T., van den Hurk B.J.J.M., Vitart F. 2011. The contribution of land surface initialization to subseasonal forecast skill: First results from a multi-model experiment // *Geophys. Res. Lett.* 2011. V. 37. P. L02402
9. Демченко П.Ф., Кислов А.В. Стохастическая динамика природных объектов. Броуновское движение и геофизические примеры – М.: ГЕОС, 2010. – 190 с.
10. Vitart F. Evolution of ECMWF sub-seasonal forecast skill scores // *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 2014. V. 140 P.1889-1899.
11. Jung, T., Miller M.J., Palmer T.N., Towers P., Wedi N., Achuthavarier D., Adams J.M., Altshuler E.L., Cash B.A., Kinter J.L., Marx L., Stan C., and Hodges K.I. High-Resolution Global Climate Simulations with the ECMWF Model in Project Athena: Experimental Design, Model Climate, and Seasonal Forecast Skill // *J. Climate*, 2012. V. 25, P. 3155–3172
12. Scaife A., Arribas A., Blockley E., Brookshaw A., Clark R. T., Dunstone N., Eade R., Fereday D., Foland C. K., Gordon M., Hermanson L., Knight J. R., Lea D. J., MacLachlan C., Maidens A., Martin M., Peterson A. K., Smith D., Vellinga M., Wallace E., Waters J., and Williams A. Skillful long-range prediction of European and North American winters // *Geophys. Res. Lett.* 2014. V.41. P.2514-2519.
13. Dunstone N., Smith D., Scaife A., Hermanson L., Eade R., Robinson N., Andrews M., Knight J. Skillful predictions of the winter North Atlantic Oscillation one year ahead // *Nature Geoscience* 2016, V 9, P. 809–814.
14. Tolstykh M.A., Volodin E.M., Kostykin S.V., Fadeev R.Y., Shashkin V.V., Bogoslovskii N.N., Vilfand R.M., Kiktev D.B., Krasjuk T.V., Mizyak V.G., Shlyayeva A.V., Geleyn J.-F., Ezau I.N., Yurova A.Y. Development of the multiscale version of the SL-AV global atmosphere model // *Russian Meteorology and Hydrology*. 2015. V 40 P. 374-382.
15. Ibrayev R. A., Ushakov K. V., and Khabeev R. N. Eddy-resolving 1/10° model of the World Ocean // *Izvestia, Atmos. Ocean. Phys.* 2012 V 48, No. 1, P. 37–46.
16. <http://oceans11.lanl.gov/trac/CICE/attachment/wiki/WikiStart/cicedoc.pdf?format=raw>
17. Fadeev R. Yu., Ushakov K. V., Kalmykov V. V., Tolstykh M. A. , and Ibrayev R. A. Coupled atmosphere–ocean model SLAV–INMIO: implementation and first results // *Russian J. Num. An. and Math. Mod.* 2016. V.31 P. 329-337.
18. ALADIN operational physics documentation (2005). Part 4 Subgrid dynamical processes // <http://www.umr-cnrm.fr/gmapdoc/spip.php?article12>
19. Hines C.O. Doppler-spread parameterization of gravity-wave momentum deposition in the middle atmosphere // *J. Atm. Solar-Terr. Physics*, 1997. V. 59, P. 371-386.
20. Dee D. P., Uppala S. M., Simmons A. J., Berrisford P., Poli P., Kobayashi S., Andrae U., Balmaseda M. A., Balsamo G., Bauer P., Bechtold P., Beljaars A. C., van de Berg L., Bidlot J., Bormann N., Delsol C., Dragani R., Fuentes M., Geer A. J., Haimberger L. , Healy S. B., Hersbach, H. , Hólm E. V., Isaksen L., Kållberg P., Köhler M., Matricardi M., McNally A. P., Monge-Sanz B. M., Morcrette J., Park B., Peubey C., de Rosnay P. , Tavolato C., Thépaut J. and Vitart F. The ERA - Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system // *Q.J.R. Meteorol. Soc.* 2011, V.137. P. 553-597.

## Changes of thermodynamic characteristics in the troposphere and stratosphere in 1979–2016

Y.P. Perevedentsev, K.M. Shantalinsky, V.V. Guryanov, A.V. Eliseev

Kazan Federal University, Kazan, Russia  
E-mail: ypereved@kpfu.ru

In this paper, a number of thermodynamic characteristics in the Northern middle latitudes (30–65°N) are estimated based on the ERA-Interim reanalysis for 1979–2016 with an emphasis on three sectors: Atlantic-European (I), Asian-Pacific (II), and American (III).

For all seasons, coefficients of linear trends for temperature strongly depend on season. Such coefficients are positive in the troposphere (warming in 1979–2016). In the summer stratosphere in and in the lower mesosphere, these coefficients are negative with the magnitudes much exceeding those in the troposphere (e.g., the trend slope is equal to -0.9 °C/decade).

Temperature changes in the vertical depend on longitudinal sector. In winter, in the troposphere in sector I, temperature is larger than the zonal mean temperature (ZMT) by 3°C, in the layer 10-35 km in the same sector, it is smaller by 4.5 °C, and in the layer 35-64 km is again larger than ZMT by 3.5 °C. This is in contrast with sector II, where in the troposphere temperature is by 4 oC smaller in comparison to ZMT, in the layer 10-40 km the temperature is warmer relative to ZMT, and in the upper stratosphere and in the mesosphere is colder than ZMT at the same altitudes. In sector III the signs of the temperature differences from ZMT are similar to those in sector I, but with smaller magnitudes. In summer, such layering is not so pronounced.

Maximum values (up to  $13 \cdot 10^{-6}$ ) of the ozone mass maxing ratio (OMMR) in the Northern middle latitudes are found at latitudes from 31 to 34 km in summer. The largest annual cycle-related OMMR anomalies (up to  $0.4 \cdot 10^{-6}$ ) are found from November to January in sector II in the layer with altitudes from 15 to 35 km. In sector I, in contrast, OMMR is negative in the same months and at the same latitudes.

We calculated characteristics of the waves in geopotential heights. We found that energy of the wave of all types (E: eastward travelling, W: westward travelling, S: stationary) is correlated in the extratropical middle atmosphere with the quasi-biennial oscillation in the equatorial zonal wind speed at the 50 hPa level. Wave energy for E-waves is positively correlated with the Arctic Oscillation (AO) index in the extratropical troposphere and stratosphere. W-waves energy is positively correlated with the AO index in the troposphere to the south of 60°N and negatively correlated with this index to the south of 60°N.

*The work was supported by the Russian Foundation for Basic Research (project 18-05-00721).*

## Изменения термодинамических характеристик в тропо- стратосфере в период 1979–2016 гг.

Переведенцев Ю.П., Шанталинский К.М., Гурьянов В.В., Елисеев А.В.

Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия  
E-mail: ypereved@kpfu.ru

В работах [6,7] дано описание пространственно-временной изменчивости полей атмосферного давления, температуры воздуха и скорости ветра в период 1900–2014 гг., что позволило выявить долгопериодные тенденции метеорологических величин на различных изобарических поверхностях в тропосфере. В последние годы в связи с развитием измерительных и информационных технологий стало возможным более детально изучать процессы происходящие в более высоких слоях атмосферы. К числу наиболее актуальных проблем следует отнести изучение динамического взаимодействия тропосферы и стратосферы, возникновения внезапных стратосферных потеплений, волновой активности, трендов температуры в стратосфере и др. [1].

**Таблица 1.** Характеристики низкочастотной изменчивости средних температур умеренной зоны Северного полушария на 26 изобарических поверхностях.

Уровень, гПа	Январь			Июль		
	Ав. °С	σ. °С	А, °С/год	Ав. °С	σ. °С	А, °С/год
1000	-0,60	0,64	0,026	19,54	0,40	0,028
925	-3,77	0,56	0,026	16,38	0,45	0,031
850	-5,87	0,51	0,024	12,97	0,44	0,028
700	-12,33	0,45	0,021	4,19	0,39	0,022
600	-18,98	0,42	0,018	-2,97	0,40	0,023
500	-27,59	0,39	0,017	-11,63	0,42	0,023
400	-38,53	0,36	0,016	-23,00	0,44	0,022
300	-50,60	0,37	0,018	-37,97	0,50	0,027
250	-54,98	0,46	0,018	-45,90	0,49	0,024
200	-56,16	0,55	0,014	-51,28	0,49	0,013
150	-56,34	0,50	0,013	-55,05	0,45	0,005
100	-59,22	0,50	0,005	-58,29	0,53	-0,013
70	-60,19	0,71	-0,005	-56,86	0,62	-0,026
50	-59,88	1,01	-0,009	-53,95	0,59	-0,032

Уровень, гПа	Январь			Июль		
	Av, °C	$\sigma$ , °C	A, °C/год	Av, °C	$\sigma$ , °C	A, °C/год
30	-58,49	1,38	-0,009	-49,62	0,55	-0,030
20	-56,51	1,46	-0,002	-45,31	0,48	-0,025
10	-50,89	1,68	0,016	-37,14	0,44	-0,021
7	-45,01	1,78	-0,030	-32,02	0,45	0,016
5	-38,69	1,96	-0,073	-26,24	0,59	0,029
3	-31,21	2,16	-0,054	-14,51	1,02	-0,063
2	-27,35	2,88	-0,046	-7,38	1,37	-0,090
1	-22,50	3,04	-0,023	-3,98	1,65	0,046
0,8	-21,14	3,09	-0,010	-4,60	1,92	0,085
0,51	-19,47	3,36	0,023	-10,39	2,13	0,113
0,29	-22,82	3,27	0,041	-24,30	1,89	0,078
0,1	-34,44	2,52	-0,001	-51,25	1,66	-0,032

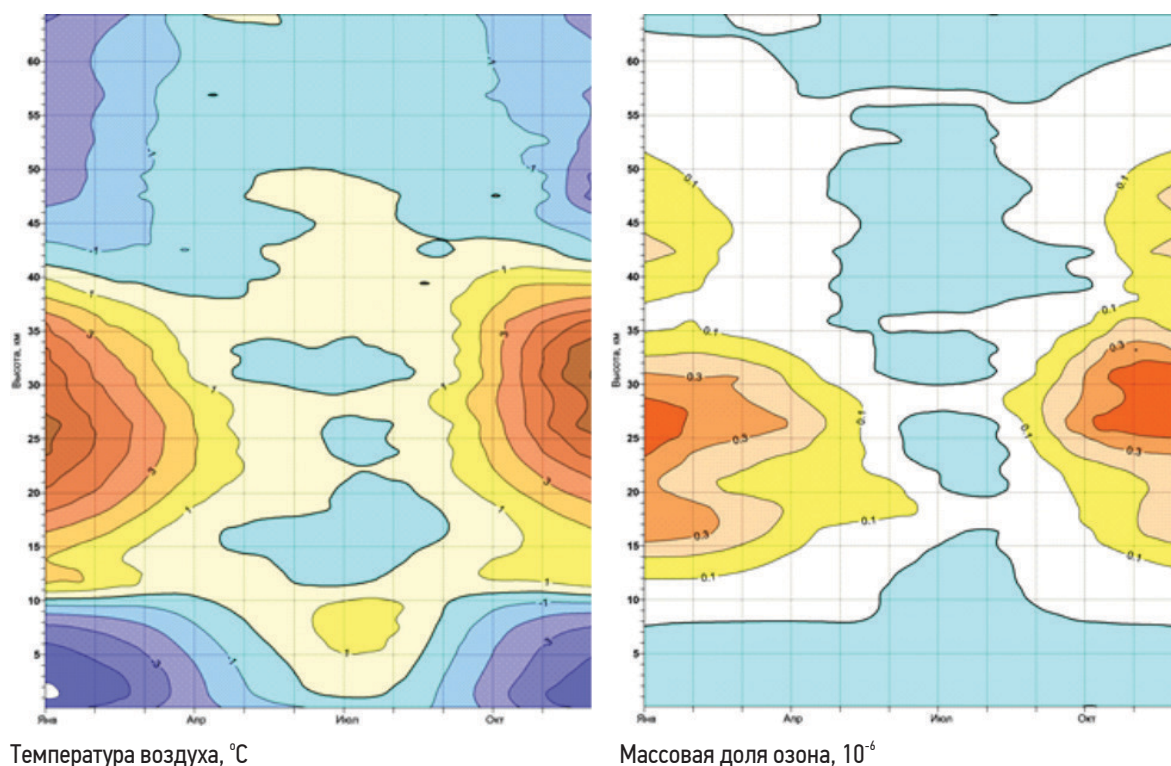
В докладе с использованием данных реанализа ERA-Interim [4] рассчитывался ряд термодинамических характеристик для умеренной зоны (65-30° с.ш.) Северного полушария (СП) и его 3-х секторов: Атлантико-Европейского (I), Азиатско-Тихоокеанского (II) и Американского (III). В табл. 1 представлено распределение по вертикали средних многолетних значений температуры воздуха AV (°C) и величины наклона линейных трендов A (°C/год) на 26 изобарических поверхностях для всей умеренной зоны. Осредненные данные по умеренной зоне как для января, так и июля показывают понижение температуры с высотой в тропосфере, ее рост в стратосфере и вновь понижение в мезосфере. Отмечается ее значительный годовой ход, включая и верхние слои атмосферы. Коэффициенты наклона линейного тренда (КНЛТ) свидетельствуют о неоднородном характере изменения температуры во времени на различных уровнях. В тропосфере КНЛТ положительны, что свидетельствует о ее потеплении в период 1979-2016 гг., в летней стратосфере и нижней мезосфере понижение температуры происходило более интенсивно, чем в зимней. Так, на уровне 2 гПа в июле КНЛТ=-0,9°C/10 лет. Таким образом, происходит расслоение атмосферы по ее отклику на глобальное потепление климата.

Анализ высотно-временных разрезов первых разностей низкочастотных компонент (НЧК) с периодом более 10 лет температуры (°C/год) в январе и июле показал следующее. Процессы наиболее активно в январе происходят в слое 40-64 км, что проявляется в последующем чередовании отрицательных и положительных очагов НЧК с периодом 6-8 лет. При этом с 1996 по 2008 г. на уровне 42 км перепад температуры составил 7°C. В нижней мезосфере знак очагов меняется на противоположный. В июле практически ярких перепадов температуры не отмечается. Межгодовые изменения происходят незаметно. Периоды с незначительными повышениями температуры сменяются на противоположные.

При рассмотрении НЧК озона наблюдается достаточно активная динамика в январе и особенно июле в слое 15-45 км, где происходит последовательная смена знака очагов НЧК с положительной и отрицательной тенденцией на протяжении 38 рассматриваемых лет.

С целью оценки влияния физико-географических факторов, состояния подстилающей поверхности и циркуляционных процессов на термический режим 3-х естественно-синоптических секторов умеренной зоны Северного полушария рассчитывались разности осредненных температур этих секторов и всей умеренной зоны СП. Расчеты велись в слое атмосферы от уровня Земли до 64 км высоты для каждого месяца. Анализ полученных высотно-временных разрезов показал, что в I секторе в тропосфере, температура на 3°C выше, чем всей умеренной зоны, в слое 10-35 км зимой, наоборот, происходит ее заметное понижение (на 4,5°C), в более высоких слоях атмосферы происходит повышение температуры (~ на 3,5°C) относительно зоны. Во втором секторе наблюдается противоположная картина: зимой в тропосфере температура воздуха на 4°C ниже, чем в зоне, в слое 10-40 км наблюдается интенсивная аномалия температуры (+6,5°C), с высоты 40 км в верхней стратосфере и нижней мезосфере вновь температура понижается. В третьем секторе аномалии температуры менее интенсивны: зимой в слое Земля-20 км теплее, чем в зоне, в слое 25-55 км температура значительной ниже (на 4°C) и в нижней мезосфере, как и в тропосфере, она вновь повышается относительно всей умеренной зоны. В летний период процессы не столь выражены. Таким образом, выявляется чередование положительных и отрицательных отклонений температуры воздуха по вертикали, особенно ярко выраженных в Азиатско-Тихоокеанском секторе (рис. 1).

Максимальные значения МДО в умеренной зоне отмечаются в слое 31-34 км в июле-августе, где эта величина достигает  $13 \cdot 10^{-6}$ , в зимний период (декабрь-февраль) порядка  $12 \cdot 10^{-6}$ . Результаты анализа показывают, что во втором секторе в слое 15-35 км в холодный период наблюдаются наибольшие положительные отклонения  $0,4 \cdot 10^{-6}$  в содержании озона относительно всей зоны. Контрасты наиболее вели-



Температура воздуха, °С

Массовая доля озона,  $10^{-6}$ 

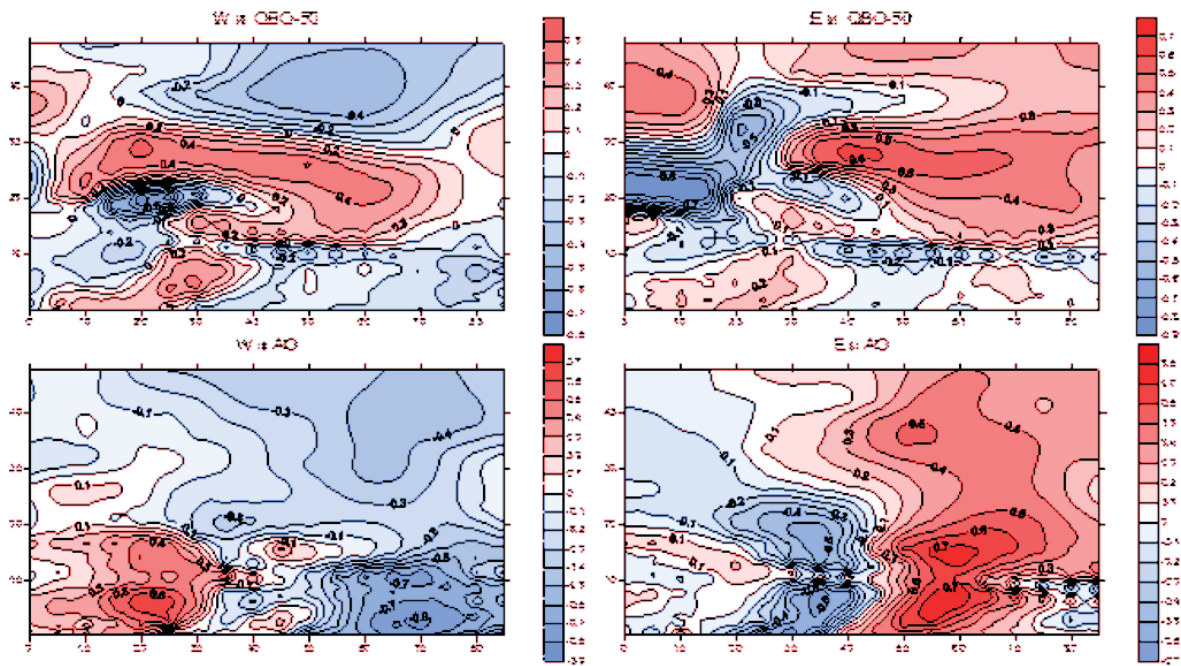
**Рис. 1.** Разности температуры воздуха и массовой доли озона осредненных по территории Азиатско-Тихоокеанского сектора умеренной зоны СП и по всей умеренной зоне.

ки в ноябре-январе, в июле-августе аномалия МДО отрицательная. В I секторе, наоборот, на этих высотах отмечается отрицательная аномалия массовой доли озона. По-видимому, существует физический механизм, способствующий созданию потепления и повышения концентрации озона в Азиатском секторе.

Для оценки степени взаимосвязанности соседних изобарических поверхностей в умеренной зоне рассчитывались коэффициенты корреляции между температурами воздуха для года в целом, января и июля. В тропосфере связи между уровнями тесные, они заметно ослабевают при переходе через тропопазу особенно в летний период (в июле между уровнями 200 и 150 гПа  $r = 0,615$ ). И если в январе в стратосфере и мезосфере межуровневые корреляционные связи также тесные, то в июле в верхней стратосфере и нижней мезосфере отмечается ряд случаев, когда коэффициенты корреляции невелики. Так, коэффициент корреляции температуры между уровнями 7 и 5 гПа составляет 0,097, т.е. незначим. В зимний период благодаря активному динамическому взаимодействию атмосфера более однородная, чем летом, когда на передний план выступают радиационные и фотохимические факторы.

Рассчитанные коэффициенты вертикальной автокорреляции температуры для января и июля показывают следующее: в январе значения коэффициента корреляции ( $r$ ) быстро уменьшаются в тропосфере, при переходе через тропопазу происходит смена знака  $r$ , но в целом связи между тропосферными и стратосферными уровнями достаточно слабые. Величина  $r$  меняется от -0,2 до 0,2. Ситуация в корне меняется летом. В тропосфере между уровнями связи высокие. Коэффициент  $r$  уменьшается к тропопазу от 1 до 0,8, затем с высотой при переходе через тропопазу величина резко уменьшается и меняет знак. Корреляционная связь тропосферы и стратосферы имеет волновой характер в зависимости от высоты. Выделяется уровень 20 км, где  $r = -0,6$ , уровень 33 км, где  $r = 0,4$ , уровень 37 км ( $r = -0,5$ ), уровень 50 км ( $r = 0,6$ ). Если рассматривать связи в стратосфере (нижней и верхней), то здесь в январе коэффициенты корреляции плавно уменьшаются и на уровне 40 км меняют знак на отрицательный. В июле связи с высотой ослабевают, но в основном  $r > 0$ . Согласно данным рис. 1. происходит смена теплых и холодных слоев атмосферы. Коэффициенты корреляции, рассчитанные для января, подтверждают это. Так, смена знака  $r$  на уровне 40 км свидетельствует о том, что процессы, способствующие нагреванию стратосферы, могут приводить к выхолаживанию мезосферы. Волнообразный характер величины  $r$  связан с волнообразным характером некоторых процессов передачи возмущений из нижних слоев в верхние. Так, в работе [3] отмечен волнообразный характер вертикальных отклонений температуры от среднего состояния. В работе [2] рассмотрена волновая активность в тропо-стратосфере Северного полушария зимой в 1979 – 2016 гг. Здесь представлены результаты выявленных статистических взаимосвязей компонент спектра Хаяши [5] выделенных волн, распространяющихся на восток (E), на запад (W) и стационарных (S) с индексами изменчивости климата.





**Рис. 2.** Высотно-широтное распределение корреляций интегральных спектров W и E с индексами QBO-50 и AO за 1979-2016 гг.

На рис. 2 представлены высотно-широтные распределения корреляций W и E компонент с индексами АО (арктическая осцилляция) и QBO-50 (индекс зонального ветра на 50 гПа). Для корреляции с квазидвухлетней цикличностью, представленной индексом QBO-50, выделяется очаг высоких значимых положительных связей в средней атмосфере внетропических широт для всех типов волн. Связи выше для волн типа E. Выделяется обширная область значимых отрицательных связей в верхней стратосфере внетропических широт для волн W. Отрицательный характер связи согласуется с известным фактом [3] о том, что сильные стратосферные потепления (возмущения поля температуры) чаще происходят при восточной фазе квазидвухлетнего цикла.

Высотно-широтные распределения корреляций волновых компонент с индексом АО существенно различаются для волн W и E. Наиболее тесные положительные связи отмечаются для волн E с индексом АО в тропосфере умеренных широт и большей части стратосферы внетропических широт с максимальными значениями (0,7-0,8) на 55-60° с.ш. в нижней стратосфере. Распределения корреляций для волн W имеют, в известной степени, обратный характер: отрицательные корреляции (-0,7-0,8) в тропосфере к северу от 60° с.ш. и положительные (0,7-0,8) в тропосфере низких широт.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 18-05-00721).*

**Литература:**

1. Варгин П.Н., Володин Е.М., Карпечко А.Ю., Погорельцев А.И. О стратосферно-тропосферных взаимодействиях / Вестник РАН. – 2015. – Т. 85. - № 1. – С. 39-46.
2. Гурьянов В. В., Елисеев А. В., Мохов И. И., Переведенцев Ю. П. Волновая активность и ее изменения в тропосфере и стратосфере Северного полушария зимой в 1979-2016 гг. // Известия РАН. Физика Атмосферы и Океана, 2018, том 54, № 2, с. 133–146.
3. Метеорология верхней атмосферы Земли / Под ред. Г.А. Кокина, С.С. Гайгерова. Л., Гидрометеиздат, 1981, 270 с.
4. Dee D.P., Uppala S.M., Simmons A.J. et al. The ERAInterim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system // Q.J. Roy. Meteorol. Soc. 2011. V. 137. № 656. P. 553–597.
5. Hayashi Y. A generalized method of resolving disturbances into progressive and retrogressive waves by space Fourier and time cross-spectral Analyses // J. Meteorol. Soc. Japan. 1971. V. 49. № 2. P. 125–128.
6. Perevedentsev Y.P., Shantalinskii K.M. Estimation of contemporary observed variations of air temperature and wind speed in the troposphere of the Northern Hemisphere / Russian Meteorology and Hydrology. – 2014. – Vol. 39. – Iss. 10. – pp. 650-659.
7. Perevedentsev Y.P., Vasilev A.A., Shantalinskii K.M., Guryanov V.V. Long-term variations in surface air pressure and surface air temperature in the northern hemisphere mid-latitudes / Russian Meteorology and Hidrology. – 2017. – Vol. 42. – Iss. 7. – pp. 461-470.

## Эмпирико-статистическая модель климатических изменений в Приволжском федеральном округе

Переведенцев Ю.П., Шанталинский К.М., Николаев А.А., Аухадеев Т.Р.

Казанский (Приволжский) федеральный университет, Россия  
E-mail: ypereved@kpfu.ru

При изучении климатических процессов на территории ПФО нами используются данные метеонаблюдений (из фонда ВНИИГМИ-МЦД) на 183 станциях, а также реанализы NCEP/NCAR, ERA-Interim. Была выполнена работа по сравнению данных реанализа ERA-Interim по температуре воздуха с данными метеосети. Коэффициенты корреляции  $r$  оказались очень высокими ( $r > 0,9$ ), что позволяет использовать данные реанализа в климатических исследованиях. Сопоставление реанализов ERA-Interim и NCEP/NCAR за 1979-2017 гг. (рассчитывались коэффициенты корреляции и разности среднемесячных температур) также привело к хорошим результатам. Поэтому с использованием данных NCEP/NCAR за 1979-2016 гг. с пространственным разрешением  $1,8 \times 1,8^\circ$  были построены распределения средней температуры воздуха и коэффициентов наклона линейного тренда (КНЛТ) на территории ПФО для центральных месяцев сезонов для стандартных уровней 1000, 925, 700, 500, 300, 100, 50, 10 гПа. Отметим, что на уровне 1000 гПа в январе значения КНЛТ в ПФО были отрицательными ( $-0,1 \div -0,2^\circ\text{C}/10$  лет), а в июле положительными  $0,15 \div 0,65^\circ\text{C}/10$  лет. В целом в тропосфере до уровня 300 гПа на всей территории ПФО значения КНЛТ больше нуля, что свидетельствует о потеплении, а начиная с уровня 200 гПа, КНЛТ отрицательны и эта тенденция сохраняется и в нижней стратосфере (до 10 гПа). Так, в январе на уровне 10 гПа КНЛТ меняются в пределах  $-0,15 \div -0,75^\circ\text{C}/10$  лет.

Было проведено исследование по оценке качества моделирования реальных изменения температуры в округе с 1861 по 2005 гг. с помощью 7 отобранных климатических моделей из проекта CMIP5 (всего рассматривалось 39 моделей). Анализ результатов показал, что в теплое время года модели лучше воспроизводят ход температуры, чем в холодный. Выявлены статистические погрешности в результате тестирования ансамбля климатических моделей. С использованием 7 моделей CMIP5 (BNU-ESM, CMCC-CM, MPI-ESM-LR, MPI-ESM-MR, GISS-E2-H, EC-EARTH, FIO-ESM) получены достаточно реалистические тренды температуры воздуха для 4-х периодов 1896-2005 гг. и оценены значения КНЛТ ( $^\circ\text{C}/10$  лет) для каждого месяца года при различных сценариях RCP 2,6; RCP 4,5 и RCP 8,5. Представлен расчет распределения среднемесячных значений температуры воздуха в январе и июле в период 2005-2098 гг. при различных сценариях. В январе по «жесткому» сценарию RCP 8,5 среднемесячная температура может повыситься на  $8^\circ\text{C}$ , а в июле на  $6^\circ\text{C}$ .

Рассчитывались средние значения на каждом уровне по сезонам и в целом за год, средние квадратические отклонения (СКО), линейные тренды, коэффициенты корреляции между уровнями и по горизонтали со значениями температуры умеренной зоны и первого естественно-синоптического района. Дана оценка связей между изменениями температуры воздуха и индексами Арктической осцилляции (АО), с целью выделения колебаний с периодом более 10 лет временные ряды на различных уровнях подвергались низкочастотной фильтрации фильтром Поттера, вычислялись коэффициенты детерминации линейного тренда и низкочастотной компоненты (НЧК).

## Empirical-statistical model of climatic changes in the Volga Federal District

Perevedentsev Y.P., Shantalinskiy K.M., Nikolaev A.A., Aukhadееv T.R.

Kazan federal university, Russia  
E-mail: ypereved@kpfu.ru

The study of the climate of the Middle Volga region has a long 200-year history, the main stages of which are presented in [2]. In recent decades, due to the active phase of global warming, interest in regional climate change has increased. This circumstance is promoted by development of modern information and computing technologies, free access to reanalysis, results of ensemble calculations in the CMIP5 program, etc. [3-6].

The present report focuses on the analysis of the distribution of air temperature characteristics to the level of 0.1 hPa (64 km) that is done for the territory of the Volga region for the first time.

As source material, ERA-Interim reanalysis data on the air temperature of the Northern Hemisphere for the period 1979-2016 were used. In the territory of the Volga Federal District (VFD) average monthly air temperatures at 26 levels in 24 knots of the geographical grid with a step of  $2.5^\circ$  reanalysis were used, that made it

possible to receive temporary ranks as a result of averaging. In order to isolate the oscillations with a period of more than 10 years, time series at various levels were subjected to low-frequency filtering by Potter's filter, the coefficients of determination of the linear trend and the low-frequency component (LFC) were calculated. Some of the materials are presented in the report.

Table 1 presents vertical distribution of long-term means for air temperature  $A_v$  ( $^{\circ}\text{C}$ ), SD and linear trend slope  $A^{\circ}\text{C} / \text{year}$  on 26 isobaric surfaces. The averaged data for Volga Federal District for both winter (XII-II) and summer (VI-VIII) periods show a decrease of temperature  $A_v$  with altitude in the troposphere and the lower stratosphere (50-30 hPa), an increase in the middle and upper stratosphere and its decrease in the mesosphere. There is a significant annual temperature variation. In winter, it takes negative values throughout the thickness of the atmosphere, in the summer period is above the level of 700 hPa. In winter SD takes the greatest value at the earth's surface (2.26  $^{\circ}\text{C}$ ), then the values of the interannual variability characteristic decrease and again increase from the level of 30 hPa, reaching 6.41  $^{\circ}\text{C}$  at the level of 3 hPa. In the summer period, the SD in terms of magnitude is significantly inferior to winter ones at all levels.

The process of changing the air temperature with time takes place non-uniformly along the vertical. In the troposphere, in winter and summer, the values of the CILT are positive, which indicates the tendency of its warming, which occurs in 1979-2016 more intensively in summer than in winter. In the stratosphere, cooling ( $A < 0$ ) is particularly noticeable in the layer 150-20 hPa, in the 1-0.29 hPa layer warming occurs again, at the highest level (0.1 hPa) a decrease in temperature.

Fig. 1 shows the long-term course of average temperatures in the territory of the Volga Federal District, which reflects the nature of temperature changes at selected levels over the past 38 years. As can be clearly seen, trends based on seasonal values indicate a warming in the troposphere, a cooling in the lower and middle stratosphere, an increase in temperature in the upper stratosphere and its fall in the lower mesosphere. The low-frequency component isolates levels of 5, 1 and 0.5 hPa in the upper stratosphere, where the most intense temperature fluctuations occur.

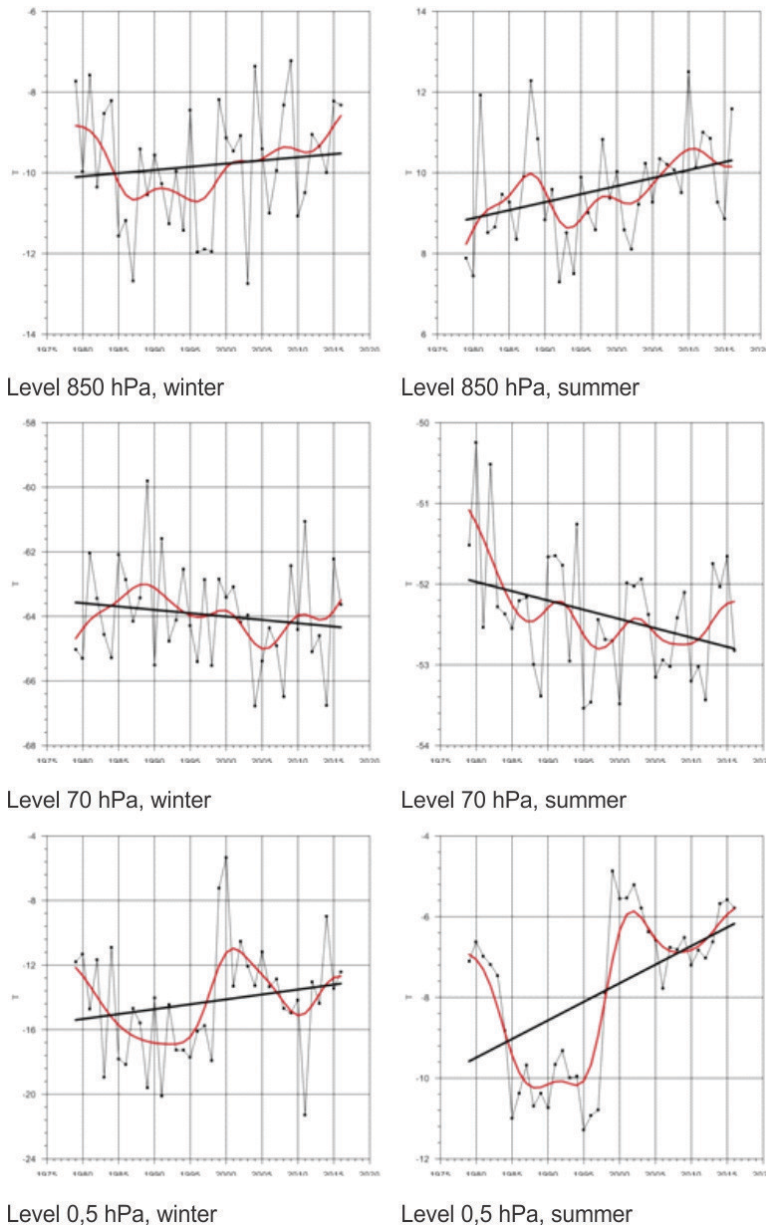
**Table 1.** Characteristics of low-frequency variability of mean air temperature.

P, hPa	H, km	Winter					Summer				
		$A_v$ $^{\circ}\text{C}$	Rms $^{\circ}\text{C}$	$A^{\circ}\text{C}/\text{year}$	$R^2L$ %	$R^2F$ %	$A_v$ $^{\circ}\text{C}$	Rms $^{\circ}\text{C}$	$A^{\circ}\text{C}/\text{year}$	$R^2L$ %	$R^2F$ %
Earth	0.0	-10.84	2.26	0.009	-5	40	17.73	1.28	0.045	11	34
1000	0.1	-9.12	2.12	0.004	-6	37	19.21	1.38	0.054	14	38
925	0.8	-9.42	1.67	0.008	-5	24	14.71	1.38	0.050	11	37
850	1.5	-9.81	1.49	0.016	-4	27	9.57	1.28	0.040	7	37
700	3.0	-15.90	1.32	0.021	-2	33	0.06	1.00	0.035	10	41
600	4.3	-22.47	1.17	0.011	-4	34	-6.78	0.91	0.031	9	40
500	5.7	-31.03	1.01	0.000	-6	31	-15.45	0.95	0.030	7	41
400	7.3	-42.15	0.81	-0.013	-3	30	-27.30	0.96	0.026	4	41
300	9.4	-54.99	0.59	-0.011	-1	52	-42.87	0.82	0.028	9	43
250	10.6	-59.97	1.02	0.003	-5	57	-50.17	0.63	0.021	8	28
200	12.0	-60.85	1.49	0.004	-5	46	-51.50	1.42	-0.020	-3	23
150	13.9	-59.75	1.31	-0.008	-5	38	-50.01	0.92	-0.009	-4	22
100	16.3	-61.73	1.37	-0.018	-3	27	-51.95	0.83	-0.020	2	23
70	18.5	-63.95	1.55	-0.021	-3	21	-52.38	0.77	-0.023	6	36
50	20.5	-65.55	1.75	-0.026	-3	23	-51.40	0.68	-0.029	18	53
30	23.7	-66.29	2.10	-0.018	-5	27	-48.96	0.57	-0.026	21	46
20	26.3	-64.55	2.58	-0.005	-5	32	-45.06	0.45	-0.019	18	42
10	30.9	-56.57	3.92	0.011	-5	33	-36.48	0.41	-0.027	49	69
7	33.3	-48.84	4.90	-0.037	-5	35	-31.13	0.37	0.018	23	60
5	35.6	-40.88	5.75	-0.085	-3	36	-25.38	0.72	0.037	28	83
3	39.3	-31.21	6.41	-0.053	-5	25	-13.11	1.06	-0.074	57	89
2	42.3	-25.96	6.37	-0.005	-6	21	-5.51	1.24	-0.071	36	86
1	47.5	-18.37	4.34	0.045	-4	30	-1.36	2.02	0.079	14	84
0.8	49.3	-16.30	3.82	0.057	-3	37	-1.97	2.22	0.104	22	86
0.51	52.7	-14.27	3.41	0.061	-2	46	-7.88	1.97	0.092	22	88
0.29	56.9	-18.17	3.55	0.037	-4	37	-22.53	1.48	0.033	1	79
0.1	64.4	-30.21	3.79	-0.041	-4	29	-51.50	2.01	-0.099	25	66

Note:  $R^2L$  is the corrected coefficient of determination of a linear trend showing the percent of dispersion of an initial row explained with a trend.  $R^2F$  is the coefficient of determination of the low-frequency component (LFC), which shows the percentage of variance of the initial series explained by the LFC.

The extent to which the processes occurring in different layers of the atmosphere are related to each other can be judged from the behavior of the correlation coefficient calculated between the levels in the air temperature field. The analysis of the obtained results shows that in the winter and summer in the troposphere in the 1000-400 hPa layer, the bonds are high ( $r \sim 1.0$ ), then in the 400-250 hPa layer in winter and 300-200 hPa in summer the ties are sharply weakened, the influence of the tropopause is affected. In the winter stratosphere, the links are closer, in summer in the upper stratosphere and in the 0.29-0.1 hPa layer they sharply weaken, indicating a stratification of the atmosphere. The levels of 10 and 7 hPa ( $r = -0.04$ ), 5 and 3 hPa ( $r = -0.07$ ) are weakly related. At this time, the ozone layer plays an important role in the thermal regime, and dynamic mixing is not so pronounced (weakening of the vertical wave interaction) [1].

To establish a link between air temperature fluctuations in the PFD and Arctic oscillations (AO), correlation coefficients for 26 levels for winter and summer were calculated. In the winter period, in the lower troposphere, the correlation coefficients between the temperature and the AO are rather high ( $r = 0.60$  at 1000 hPa), which indicates a warming in the PFD due to the circulating factor. There is also an increase in the connection in the upper troposphere (in the 300-200 hPa layer) and in the middle and upper stratosphere (7-3 hPa). In the stratosphere, the connection has a negative sign, in contrast to the troposphere ( $r = -0.43$  at 7 hPa). This may be due to the spread of the Rossby planetary waves from the troposphere to the stratosphere, the occurrence of winter stratospheric warming, leading to the destruction of the circumpolar cyclone. In this case, the zonal flow weakens, and the temperature will rise, which leads to a negative connection between them. The correlation coefficients for the summer period turned out to be insignificant.



**Fig. 1.** The long-term course of average air temperatures in the territory of the Volga Federal District. Winter (December-February) and summer (June-August). The initial row, the linear trend and the low-frequency component with a period of more than 10 years, 1979 - 2016.



The estimation of the horizontal links between temperature changes in the PFD and in the temperate zone in the NH indicated that in winter the links are less tight than in the summer period in the atmosphere. If in the summer, with the exception of the layer 200-150 hPa, the correlation coefficients are significant and have a large numerical value (in the troposphere  $r > 0.6$ , and in the stratosphere  $r > 0.7$ ), then in the winter period everything becomes more complicated. In the troposphere, only in the lower layer  $r > 0.6$ . Then the tightness of the links increases in the upper stratosphere ( $r > 0.6$ ). The analysis of altitude-time sections of the first differences of low-frequency components with a period of more than 10 years of air temperature ( $^{\circ}\text{C} / \text{year}$ ) indicated the following: in winter, in the troposphere, since 1988, positive differences prevail, i.e. the temperature increases with time. In the stratosphere up to a height of 30 km, the tendency of falling (cooling) is more expressed.

Much more contrast events take place in a layer of 30-64 km where sources occur with large temperature differences. There is a warming in the period 1996-2004 and a strong cooling in 1986-1990 and 2004-2010. In the summer period, the picture is calm. There are no big contrasts. In the troposphere there is a tendency to warming, in the stratosphere to cooling.

## CONCLUSIONS

1. There is a significant difference between winter and summer in the vertical distribution of air temperature: so at the level of 12-13 km in winter, the greatest warming is observed, and in summer, on the contrary, there is a noticeable cooling. In the stratosphere, the greatest cooling of air takes place in the 35-40 km layer in winter and in the 35-45 km layer in summer.
2. The character of vertical correlation links in the temperature field is revealed: the links between the layers sharply weaken in the tropopause area both in winter and in summer. In the summer period, negative links are established between the troposphere and the lower stratosphere, indicating an anti-phase nature of the temperature change.
3. According to the correlation analysis, the influence of the Arctic oscillation in the winter has the greatest effect on the surface layer of the troposphere (temperature increase) and the 7-3 hPa layer in the stratosphere, where the temperature decreases.
4. In the upper stratosphere and the lower mesosphere, according to the results of the analysis of the first differences of LFC with a period of more than 10 years, sources of growth or decrease in temperature with cyclicity of 8-10 years are noted in winter.

*This work was supported by the grant from the Russian Foundation for Basic Research (grant 18-05-00721).*

### References:

1. Fahrutdinova A.N., Perevedentsev Y.P., Guryanov V.V., Kulikov V.V. Dynamical processes and correlations at midlatitudes in the power and middle atmosphere / *Adv. Space Res.* – 2001. – Vol. 27. – No. 10. – pp. 1667-1672.
2. Переведенцев Ю.П., Соколов В.В., Наумов Э.П. Климат и окружающая среда Приволжского федерального округа // Казань: Казанский университет, 2013. – 274 с.
3. Perevedentsev Y.P., Shantalinskii K.M. Estimation of contemporary observed variations of air temperature and wind speed in the troposphere of the Northern Hemisphere / *Russian Meteorology and Hydrology.* – 2014. – Vol. 39. – Iss. 10. – pp. 650-659.
4. Perevedentsev Y.P., Vasilev A.A., Shantalinskii K.M., Guryanov V.V. Long-term variations in surface air pressure and surface air temperature in the northern hemisphere mid-latitudes / *Russian Meteorology and Hidrology.* – 2017. – Vol. 42. – Iss. 7. – pp. 461-470.
5. Perevedentsev Y.P. Climatic changes in the troposphere, stratosphere and lower mesosphere in 1979-2016 / Y.P. Perevedentsev, K.M. Shantalinskiy, V.V. Guryanov // *IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science* 107 (2017) 012040 doi :10.1088/1755-1315/107/1/012040.
6. Vereshyagin M.A., Perevedentsev Y.P., Shantalinskii K.M., Tudriy V.D. Factor analyses of perennial dynamic of the global thermal regime of the near-surface air layer / Vereshyagin M.A., Perevedentsev Y.P., Shantalinskii K.M., Tudriy V.D // *Izvestiya Akademii Nauk, Seriya Geograficheskaya*(5), с. 34-41. – 2004.

# Operative Scheme of the Short-Range Complex Weather Forecasting and Its Applications

<sup>1,2</sup>Gordin V.A., <sup>2</sup>Bagrov A.N., <sup>2</sup>Bykov Ph.L.

<sup>1</sup> National Research University - Higher School of Economics, Moscow, Russia

<sup>2</sup> Hydrometeorological Research Centre of Russian Federation, Moscow, Russia

E-mail: bagrov@mecom.ru, bphilipp@inbox.ru, vagordin@mail.ru

Dynamics of Earth atmosphere can be described by sophisticated non-linear systems of partial differential equations and boundary conditions. The computational technology for weather forecasting includes a finite-difference approximation as well as a parameterization of some physical processes (e.g. phase transformations of water, interaction with soil and ocean, and chemical reactions). Errors of such computational technologies increase with lead-time. We develop a computational technology, which uses results of several (up to 6) hydrodynamic forecasting schemes and forms a new weather forecast. Our new weather forecast include forecast air temperature, mean wind speed and direction, maximal wind speed, quantity of precipitation, dew point temperature and atmospheric pressure with better (respect to original schemes) accuracy.

There are various kinds of human activity, which are connected with weather, and if we want to optimize our logistics, we should take into account weather forecasting with maximal precision. For instance, we use our weather forecast to predict hourly power consumption in regions of Russian Federation. Prediction of consumption may influence tactics of both - consumers and producers of electricity and the strategy of the electricity power market regulator. We evaluate parameters of our algorithm according to information from archives, which describes power consumption and actual and forecast air temperature. Average MAPE error obtained in our forecast (if lead-time = 1 day) for the regions is 3.2% while for prediction without using weather it is equal to 3.7%. The impact of our weather forecast into the error decreasing is equivalent to the reduction of the forecast lead-time of 1 day.

The load on the work of the service "Ambulance" in a megapolis also depends on the weather. And accurate meteorological forecast for a few days makes it possible to significantly clarify the forecast of this load.

We will deliver the estimations of our forecasts' errors.

*Ph.L. Bykov and V.A. Gordin were supported within the framework of the Academic Fund Program at the National Research University Higher School of Economics (HSE) in 2018- 2019 (grant № 18-05-0011) and by the Russian Academic Excellence Project "5-100".*

## References:

1. A.N. Bagrov, Ph.L. Bykov, V.A. Gordin (2014) Complex forecast of surface meteorological parameters. *Meteorology and Hydrology №5*, pp.5-16 (Russian), 283-291 (English).
2. A.N. Bagrov, Ph.L. Bykov, V.A. Gordin. (2018 – to appear, Russian, English, №7). Operative Scheme for Wind Short-Range Complex Forecasting. *Meteorology and Hydrology*.
3. A.N. Bagrov, Ph.L. Bykov, V.A. Gordin. (2018 – to appear, Russian, English, №8) Operative Scheme for Surface Air Temperature and Humidity Short-Range Complex Forecasting. *Meteorology and Hydrology*.
4. Ph.L. Bykov, V.A. Gordin. Forecasting Moscow Ambulance Trips. Preprint NRU - HSE, WP BRP 36/STI/2015, 2015. <http://www.hse.ru/data/2015/04/01/1096702808/36STI2015.pdf>
5. V.A. Gordin, E.A. Sakharova. A Long-Term Effect of the Summer Heat on the Population Health in 2010 in Moscow (in Russian). 2 (59) 2016, pp.10-19.
6. Ph.L. Bykov, V.A. Gordin. Meteorological forecasting is useful for short-term forecast of hourly electricity consumption for the subjects of the Russian Federation. *Proceedings of Russian Academy of Sciences, ser. Power Engineering. № 5, 2017 pp.47-56 (in Russian)*.
7. Ph.L. Bykov, V.A. Gordin. Calls Forecast for the Moscow Ambulance Service. *The Impact of Weather Forecast. Numerical Algebra with Applications. - Proceedings of Fourth China-Russia Conference. Rostov-on-Don: Southern Federal University Publishing, 2015, pp. 17 -20.*

# Оперативная схема краткосрочного комплексного прогноза погоды и ее приложения

<sup>1,2</sup>Гордин В.А., <sup>2</sup>Багров А.Н., <sup>2</sup>Быков Ф.Л.

<sup>1</sup>Национальный исследовательский университет «Высшая школа экономики»

<sup>2</sup>Гидрометцентр России, Москва, Россия

E-mail: bagrov@mecon.ru, bphilipp@inbox.ru, vagordin@mail.ru

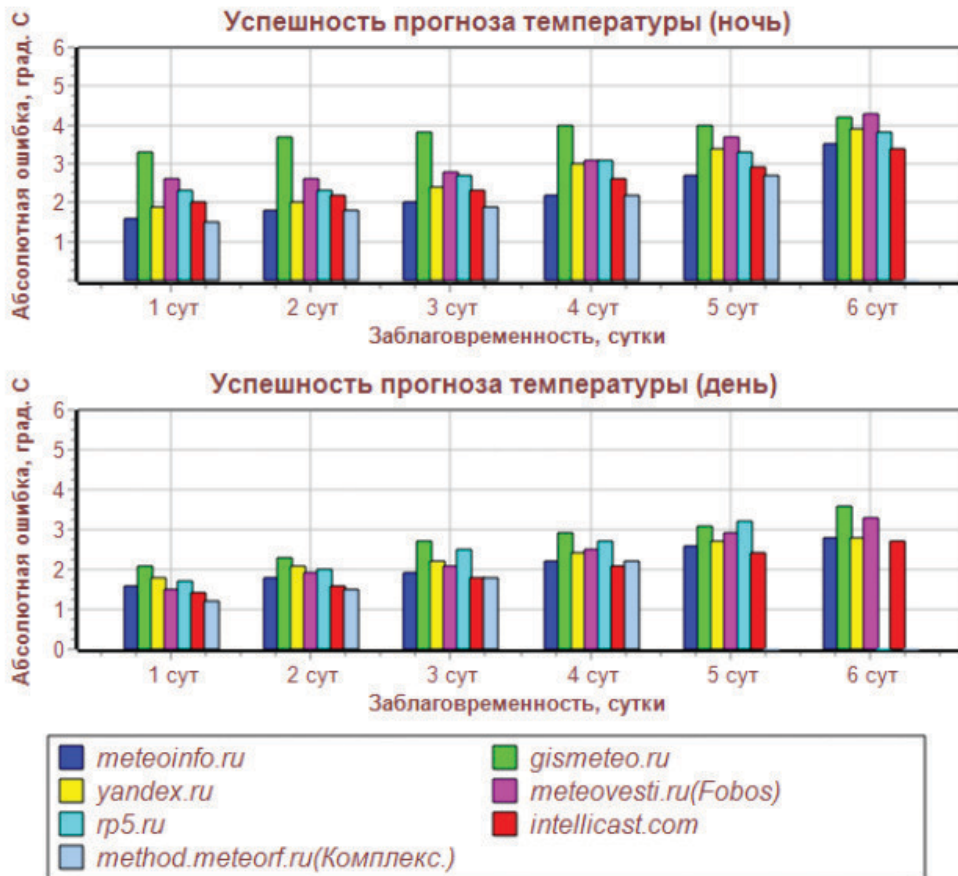
Динамика атмосферы Земли описывается сложными нелинейными системами уравнений в частных производных и граничных условий. Вычислительная технология прогноза погоды включает конечно-разностную аппроксимацию, а также параметризацию ряда физических процессов (например, фазовых переходов влаги, турбулентности, взаимодействия атмосферы и океана и химических реакций). Ошибки таких расчетов возрастают с заблаговременностью прогнозов. Мы разработали вычислительную технологию, которая принимает на входе результаты нескольких (до 6) гидродинамических прогностических схем и формирует на выходе новый прогноз погоды. Наш новый прогноз погоды включает прогноз приземной температуры воздуха (в том числе, экстремальной), скорость и направление среднего ветра, скорость порывов ветра (это явление редкое, но относится к опасным и особо опасным явлениям), количество осадков, температуру точки росы. Применение статистических вычислительных приемов позволяет заметно повысить точность по сравнению с исходными прогностическими схемами.

Результаты выкладываются на сайт Гидрометцентра России:

<http://method.meteorf.ru/ansambl/ansambl.html> дважды в сутки (в 8.30 и 20.30 мск). На этой же странице проводится сравнение успешности наших прогнозов с наиболее популярными метеорологическими сайтами.

Пример такого сравнения по экстремальной температуре воздуха за март месяц показан ниже.

**Сравнительная оценка прогнозов температуры воздуха, опубликованных на различных ИНТЕРНЕТ-сайтах по Европейской территории России (11 городов): Архангельск, Волгоград, Калининград, Москва, Мурманск, Н.Новгород, Ростов-на-Дону, Самара, Санкт-Петербург, Симферополь\*, Ставрополь\*.**  
Период осреднения: 01.03.2018 - 31.03.2018



С погодой связаны самые разные виды человеческой активности, и если оптимизировать их логику, полезно учитывать максимально точный метеорологический прогноз. Например, можно использовать наш прогноз погоды, чтобы предсказывать почасовое потребление электроэнергии по различным субъектам Российской Федерации. Интенсивность потребления влияет на цену энергии. Оперативное предвидение потребления может оказывать влияние и на потребителей энергии, и на производителей. Мы оценивали качество нашего алгоритма по архивам почасового потребления в 63 субъектах. Пока использовалась только температура воздуха. Средняя ошибка «МАРЕ» получается 3.2% при нашем прогнозе с заблаговременностью 1 сутки, в то время как без учета погодного фактора она составляет 3.7%. Вклад нашего прогноза погоды в уменьшение ошибки «МАРЕ» примерно эквивалентен уменьшению заблаговременности на 1 сутки.

Рабочая нагрузка службы «Скорая помощь» в мегаполисе также зависит от погоды. И точный метеорологический прогноз позволяет значительно улучшить прогноз такой нагрузки.

Мы представим оценки ошибок наших различных прогнозов.

*Ф.Л. Быков и В.А. Гордин были поддержаны в ходе проведения исследования (№ 18-05-0011) в рамках Программы «Научный фонд Национального исследовательского университета „Высшая школа экономики“ (НИУ ВШЭ)» в 2018 — 2019 гг. и в рамках государственной поддержки ведущих университетов Российской Федерации «5-100».*

#### **Литература:**

1. А.Н. Багров, Ф.Л. Быков, В.А. Гордин. Комплексный прогноз приземных метеорологических величин. *Метеорология и гидрология*. 2014, №5, стр. 5-16.
2. А.Н. Багров, Ф.Л. Быков, В.А. Гордин. Схема оперативного краткосрочного комплексного прогноза ветра. В печати. *Метеорология и гидрология*. 2018, №7
3. А.Н. Багров, Ф.Л. Быков, В.А. Гордин. Схема оперативного краткосрочного комплексного прогноза приземной температуры и влажности воздуха. В печати. *Метеорология и гидрология*. 2018, № 8.
4. Ph.L. Bykov, V.A. Gordin. Forecasting Moscow Ambulance Trips. Preprint NRU - HSE, WP BRP 36/STI/2015, 2015. <http://www.hse.ru/data/2015/04/01/1096702808/36STI2015.pdf>
5. В.А. Гордин, Е.А. Сахарова (2016). Долговременное влияние летней жары 2010 года в Москве на здоровье населения. *Профилактическая и клиническая медицина*, № 2 (59), стр. 14-20.
6. Быков Ф. Л., Гордин В. А. Краткосрочный прогноз часового потребления электроэнергии с учетом погоды для субъектов РФ. *Известия РАН. Энергетика*. №5, стр.47-56, 2017.
7. Ph.L. Bykov, V.A. Gordin. Calls Forecast for the Moscow Ambulance Service. *The Impact of Weather Forecast. Numerical Algebra with Applications*. - Proceedings of Fourth China-Russia Conference. Rostov-on-Don: Southern Federal University Publishing, 2015, pp. 17 -20.

## Estimation of the possible climate change impact on the methane hydrate state in the Arctic Ocean

<sup>1</sup>Malakhova V.V., <sup>1,2</sup>Golubeva E.N., <sup>3,4</sup>Eliseev A.V., <sup>1,2</sup>Platov G.A.

<sup>1</sup> Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics of SB RAS, Novosibirsk, Russia

<sup>2</sup> Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia

<sup>3</sup> Lomonosov Moscow State University, Russia

<sup>4</sup> A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics RAS, Moscow, Russia

E-mail: malax@sscc.ru

**M**ethane hydrates are crystalline compounds of methane and water in which methane is trapped in a cage of water molecules. Methane hydrates are stable under sufficiently high pressures and low temperature conditions. The shallow deposits of the Arctic Regions can rapidly dissociate and release large quantities of methane. Warming of the ocean bottom water can lead to destabilization of marine hydrate deposits and release methane stored in them. Methane that migrates to the seafloor after dissociation may be released into the water and efficiently oxidized to CO<sub>2</sub> within the ocean thus resulting in the increased ocean acidification. At shallow water depths methane can be released into the atmosphere.

The objective of the present study is to analyze the interactions between the methane hydrates stability zone and the ocean temperature variations and to define the hydrate sensitivity to the possible warming in the Arctic Ocean in the 21-st century. To obtain the spatial-temporary variability of the ocean bottom temperature we employ the ICMMG regional Arctic-North Atlantic Ocean model that has been developed in the Institute of



Computational Mathematics and Mathematical Geophysics. This study is based on the combination of the joint ocean-ice model; a one-dimensional thermal diffusion sediment model and the methane hydrate stability zone simulation. For the atmosphere forcing, the CMIP5 climate models output, simulated under the scenario RCP8.5 (from 2006-2100), was used. The scenario RCP8.5 was used since it predicted the strongest warming by the end of the 21-st century.

Using the ice-ocean model results we analyzed the Arctic bottom water temperatures. One of the reasons of an increase of the bottom temperature is the atmosphere warming and spreading of the heat from the sea surface to the bottom. This process is most pronounced for the Laptev and the East Siberian seas. The next and very important heat source is the Atlantic Water inflow, which enters the Arctic Basin as a series of warm impulses through the Fram Strait and the Barents Sea. The simulation results show the essential warming of the bottom water of the Barents Sea. The resulting warming ocean bottom water is spatially inhomogeneous, with a strong impact by the Atlantic inflow on shallow regions of 250-500 m depth.

Results of the mathematical modeling of the dynamics of methane hydrate stability zone in the Arctic Ocean sediment are reported. We found that the reduction of the methane hydrate stability zone occurs in the Arctic Ocean between 250 and 500 m water depths within the upper 100 m of sediment in the Atlantic inflow area. We have identified the areas of the Arctic Ocean where an increase in methane release is probable to occur. Our study suggests that even under strong global warming (RCP 8.5) projections, Arctic Ocean gas hydrate dissociation may have a negligible impact on the global climate within 21-st century.

## Оценка влияния возможных изменений климата на состояние субаквальных газовых гидратов в Арктике

<sup>1</sup>Малахова В.В., <sup>1,2</sup>Голубева Е.Н., <sup>3,4</sup>Елисеев А.В., <sup>1,2</sup>Платов Г.А.

<sup>1</sup> Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия

<sup>2</sup> Новосибирский национальный исследовательский университет, Новосибирск, Россия

<sup>3</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

<sup>4</sup> Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва, Россия

E-mail: malax@sscc.ru

Последние десятилетия характеризуются значительными изменениями климата, наиболее выраженными в полярных широтах Северного полушария. Среди них - статистически значимый положительный линейный тренд среднегодовой температуры воздуха в 1936–2007 гг., значительное повышение температуры поступающих в Северный Ледовитый океан (СЛО) глубинных атлантических водных масс, деградация подводной мерзлоты и разрушение берегов арктических морей. Происходящее потепление климата может привести к нарушению термобарической устойчивости газогидратов метана в донных отложениях СЛО и дальнейшему их разрушению с дополнительной эмиссией метана в придонный слой океана и в атмосферу. Данные измерений показывают усиление эмиссии метана в атмосферу Арктики [1, 2], что может происходить в результате высвобождения газа из субаквальных газовых гидратов [3]. Возрастающий интерес к изучению этого компонента атмосферы объясняется более высокой радиационной активностью метана по сравнению с углекислым газом.

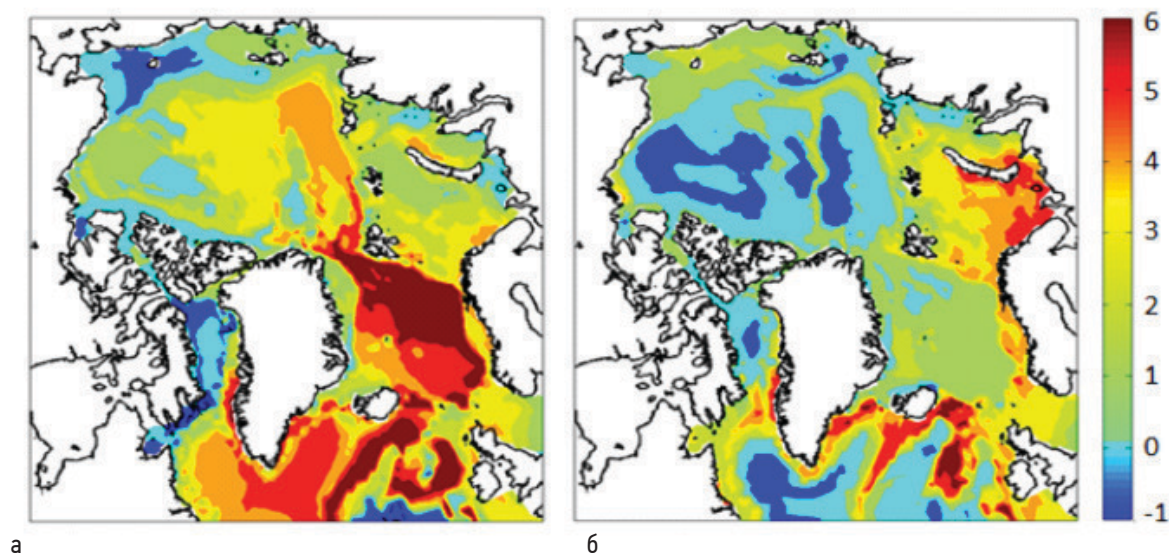
Термобарические условия для образования метангидратов имеются на большей части акватории СЛО. Зона стабильности газовых гидратов (ЗСГГ) начинается с морских глубин 250-300 м, и при повышении температуры придонной воды на этих глубинах метангидраты могут быть подвержены разрушению. На мелководном арктическом шельфе при глубине воды менее 100 м существование газогидратных залежей возможно при наличии в донных отложениях многолетнемерзлых пород [4, 5]. По результатам математического моделирования динамики криолитозоны при предполагаемом устойчивом потеплении до конца 21 века газогидраты мелководных шельфов, существующие в условиях многолетнемерзлых толщ, реагируют на изменения температуры придонной воды очень медленно [5, 6]. Временной масштаб распространения теплового сигнала в слое многолетнемерзлых донных отложений равен 10-20 тыс. лет [7].

Целью данного исследования является анализ чувствительности ЗСГГ донных отложений глубоководных областей СЛО к изменениям климата до конца 21 века при сценарии антропогенного воздействия на климатическую систему. Для исследования влияния изменений климата на ледовый покров, термохалинную структуру Северного Ледовитого океана (СЛО), зону стабильности газовых гидратов мы используем комплекс взаимодействующих численных моделей. Комплекс включает: численную региональную модель Северного Ледовитого океана – Северной Атлантики (СЛО-СА), разработанную в ИВ-МиМГ СО РАН [8]; модель термодинамических процессов в донных отложениях океана [6]; блок по расчету термобарических условий существования газогидратов метана [9]. Для расчета потоков на поверх-

ности океана и морского льда использовались данные реанализа атмосферы NCEP/NCAR [<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis/reanalysis.shtml>] для периода 1948-2006 гг. и результаты расчетов моделей климатической системы, участвующие в проекте CMIP5 [10] при сценарии антропогенного воздействия RCP8.5 для периода 2006-2100 гг.

Предварительный анализ архивов данных моделей CMIP5 показал, что они могут быть поделены на несколько групп, отличающихся между собой состоянием климата в начале 21 века, а также интенсивностью потепления в Арктическом регионе [11]. Как следствие, для дальнейшего анализа были выбраны модели INM-CM4, BCC-CSM-1.1, IPSL-CM5B-LR, MPI-ESM-LR, CNRM-CM5, GFDL-CM3, каждая из которых является представительной для одной из таких групп. Состояние океана и морского льда, полученное в результате первого этапа интегрирования модели СЛО-СА в период 1948 по 2006 гг было использовано в качестве начальных полей для проведения расчетов до конца 21 века. При проведении серии экспериментов с системой моделей лед-океан-донные отложения задавались аномалии атмосферного воздействия для периода 2006-2100 гг в виде:  $YM(t) - YM(2006г.) + YR(2006г.)$ , где  $YM(t)$  – характеристика атмосферного воздействия, вычисленная по данным моделей CMIP5 ( $t$  указывает на момент времени),  $YR$  – соответствующая переменная, вычисленная по данным NCEP/NCAR. Такой способ задания атмосферного воздействия на океаническую модель обеспечивает отсутствие скачка при переходе от данных реанализа к данным расчётов с моделями CMIP5. При этом выражение  $YM(t) - YM(2006г.) + YR(2006г.)$  вычислялось с учётом годового хода атмосферных переменных в 2006 г.

Анализ результатов проведенных численных экспериментов демонстрирует значительное повышение температуры воздуха в полярных районах, что приводит к сокращению и исчезновению морского льда СЛО в летние месяцы и к повышению температуры верхнего слоя океана. На шельфе СЛО тепловой сигнал из поверхностного слоя постепенно проникает в более глубокие слои океана. Кроме того, особенности атмосферной динамики, различные для рассматриваемых климатических моделей, определяют особенности циркуляции океана в проведенных нами численных экспериментах. Результаты экспериментов показывают повышение температуры промежуточного слоя СЛО, обусловленное поступлением теплой атлантической воды через пролив Фрама и Баренцево море. Особенности пространственного распределения поступающего тепла определяются интенсивностью двух этих ветвей.



**Рис. 1.** Изменение температуры придонной воды, осреднённой для 1996–2005 гг. и 2091–2100 гг., полученное в численном эксперименте с атмосферным воздействием по моделям CNRM-CM5 (а) и GFDL-CM3 (б).

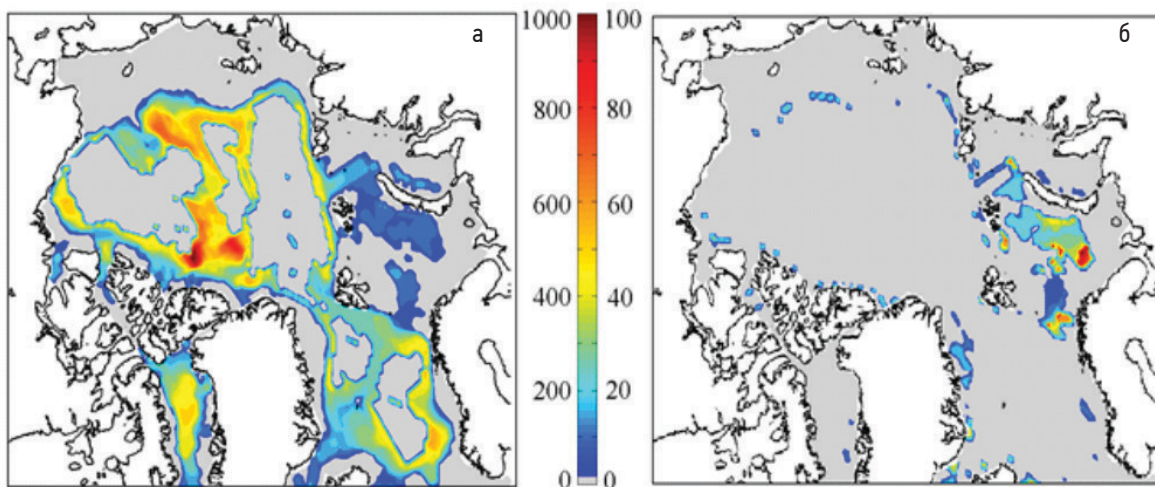
Полученное в результатах моделирования повышение температуры в придонном слое Баренцева и Карского морей, а также на материковом склоне происходит в экспериментах с заданием атмосферного воздействия по всем климатическим моделям, но разной интенсивности (от 2 до 6 градусов). Наиболее отличаются между собой результаты расчётов с атмосферным воздействием по моделям CNRM-CM5 и GFDL-CM3, рисунок 1. В экспериментах с форсингом CNRM-CM5 повышение придонной температуры в центральной части Арктического бассейна значительно превышает потепление в Баренцевом море, что свидетельствует о более интенсивной Фрамовской ветви атлантических вод в этом расчете (рис.1а). Напротив, использование атмосферного воздействия по данным модели GFDL-CM3 не выявило повышения температуры вдоль следования атлантических водных масс через пролив Фрама. Основная масса атлантической воды поступает в Арктику через Баренцево море (рис.1б). Интересно отметить, что в морях Сибирского шельфа не отмечается повышения придонной температуры за исключением расчета с атмосферным воздействием по модели GFDL-CM3 (потепление до 4 градусов в Восточно-Сибирском море).

На основе анализа термобарических условий дна и донных отложений проведен расчет мощности ЗСГГ метана в СЛО. При вычислении границ области донных осадков с термобарическими условиями, подходящими для образования гидратов метана, наряду термобарическими параметрами, использовались также данные [12] для геотермического потока и соотношение для устойчивого существования метангидрата в системе «гидрат-вода» [9]. При оценке мощности ЗСГГ метана для всей области СЛО без учета подводной мерзлоты начальные температурные профили в донных отложениях для каждой точки широтно-долготной вычислительной сетки получены как стационарные решения уравнения диффузии тепла. В качестве верхнего граничного условия использовались значения придонной температуры океана, осредненной для периода 1950-1960 гг. Расчет термобарических условий был проведен в верхнем 1000 метровом слое донных отложений СЛО. Кривая равновесных условий гидратообразования метана накладывалась на линию естественного распределения температур и давлений в исследуемой области. По точкам пересечения этих двух линий определялась верхняя и нижняя границы зоны стабильности.

Зона стабильности гидратов в Арктике, рассчитанная с использованием температурных условий для 2006 г., показана на рисунке 2а. Условия для существования газогидратов выполняются, начиная с глубин 250-300 м. Следует отметить, что в данном исследовании мы не рассматривали глубоководные области СЛО (глубина воды более 3000 м), так как они считаются не газоносными. Глубина ЗСГГ в донных отложениях может достигать 1000 м в Канадском бассейне за счет низкого геотермического потока и большой глубины воды. Верхней границей ЗСГГ не всегда является морское дно, так при водных глубинах менее 300 м она находится на глубине порядка 50 м ниже дна. Оценивая мощность ЗСГГ необходимо подчеркнуть, что для существования газогидратных залежей недостаточно лишь благоприятных термобарических условий. Для образования газогидрата необходимо содержание газа, превышающее предел его растворимости в воде. Интерес представляют участки шельфа, где отмечается повышенное содержание метана в донных отложениях. Такие участки выявлены в Баренцевом море. Считается, что повышение содержания метана в этих районах связано с восходящей миграцией газа по разломам [13]. По нашим оценкам мощность ЗСГГ на шельфе Баренцева моря может достигать не более 200 м (рис.2а).

Произведена оценка чувствительности зоны стабильности метангидратов к климатическим изменениям до конца 21 века. По результатам проведенных расчётов метангидраты, присутствующие на морских глубинах 250-500 м, наиболее подвержены тепловому воздействию, рисунок 2б. Потепление в слое атлантических водных масс будет оказывать основное влияние на состояние арктических газовых гидратов. По нашим оценкам, повышение температуры придонной воды в этих областях привело к сокращению ЗСГГ на 20-40 м в период 1990-2006 гг. и может привести к дальнейшей диссоциации газовых гидратов в верхнем 100-метровом слое донных отложений до конца 21 века, рисунок 2б. На рисунке показано смещение вниз верхней границы ЗСГГ или полное разрушение ЗСГГ за период 2006-2100 гг. При расчетах со всеми вариантами атмосферного воздействия наиболее подвержены дестабилизации газогидраты в Норвежском, Баренцевом морях, у западного побережья Шпицбергена, на Евразийском континентальном шельфе.

Опускание верхней границы ЗСГГ метана и возможная деградация газовых гидратов сверху может приводить к накоплению свободного метана в слоях донных отложений. Наблюдения потоков метана в СЛО [1, 2] согласуются с областями наиболее чувствительными к возможному потеплению, указанными в настоящем исследовании. Основное отличие глубоководных гидратов от рассмотренных ранее гидратов криогенного типа [5, 6] – возможность существования на небольших поддонных глубинах. Поэтому они менее устойчивы к происходящим процессам потепления в придонном слое воды.



**Рис. 2.** Результаты моделирования ЗСГГ в СЛО: а) мощность ЗСГГ, полученная для 2006 г. (в м); б) изменение положения (смещение вниз) верхней границы зоны стабильности метангидратов (в м) в 2100 г. по отношению к 2006 г., полученное в численном эксперименте с атмосферным воздействием по модели GFDL-CM3.



Работа выполнена при поддержке проектов РФФИ (№17-05-00396, №17-05-00382, 18-05-00087).  
Результаты, связанные с анализом придонной температуры СЛО получены в рамках проекта  
0315-2016-0004.

#### Литература:

1. Юрганов Л.Н., Лейфер А., Лунд Майр К. Сезонная и межгодовая изменчивость атмосферного метана над морями Северного Ледовитого океана по спутниковым данным // *Современные проблемы дистанционного зондирования земли из космоса*. 2016. Т. 13. № 2. С. 107–119.
2. Damm, E., Mackensen, A., Budéus, G., Faber, E., and Hanfland, C.: Pathways of methane in seawater: Plume spreading in an Arctic shelf environment (SW-Spitsbergen) // *Continental Shelf Research*. 2005. V. 25. P. 1453-1472.
3. Ruppel, C. D., and Kessler, J. D.: The interaction of climate change and methane hydrates // *Reviews of Geophysics*. 2017. V.55. P. 126-168.
4. Romanovskii N.N., Hubberten H.W., Gavrilov A.V., et al. Offshore permafrost and gas hydrate stability zone on the shelf of East Siberian Seas // *Geo-Mar. Lett.* 2005. V. 25. P. 167–182.
5. Елисеев А.В., Малахова В.В., Аржанов М.М. и др. Изменение границ многолетнемёрзлого слоя и зоны стабильности гидратов метана на арктическом шельфе Евразии в 1950-2100 гг. // *ДАН*. 2015. Т. 465. № 5. С. 598-603.
6. Малахова В.В., Голубева Е.Н. Оценка устойчивости состояния мерзлоты на шельфе Восточной Арктики при экстремальном сценарии потепления в XXI в. // *Лёд и снег*. 2016. Т.56. №1. С.61-72.
7. Malakhova V.V., Eliseev A.V. The role of heat transfer time scale in the evolution of the subsea permafrost and associated methane hydrates stability zone during glacial cycles // *Glob. Planet. Change*. 2017. V. 157. P. 18-25.
8. Голубева Е.Н., Платов Г.А. Численное моделирование отклика Арктической системы океан-лед на вариации атмосферной циркуляции 1948 – 2007 гг. // *Известия РАН. ФАО*. 2009. Т. 45. №1. С. 145-160.
9. Moridis, G.J. Numerical studies of gas production from methane hydrates // *Society of Petroleum Engineers Journal*. 2003. V. 32. № 8. P. 359-370.
10. Taylor, K. E., Stouffer, R. J., and Meehl, G. A.: An Overview of CMIP5 and the Experiment Design // *Bulletin of the American Meteorological Society*. 2012. V. 93. P. 485-498.
11. Davies J. H. Global map of Solid Earth surface heat flow // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2013. V. 14. № 10. P. 4608-4622.
12. Pithan F., Mauritsen T. Arctic amplification dominated by temperature feedbacks in contemporary climate models // *Nature Geoscience*. 2014. V. 7. P. 181-184.
13. Арчegov В. Б. Термобарические условия образования донных газогидратов и риск их разрушения при разработке Штокмановского газоконденсатного месторождения // *Известия Коми НЦ УрО РАН*. 2015. Выпуск 2 (22). С. 65-70.

## Адаптация модели COSMO-CLM к вычислительным возможностям ИФА РАН для оценки воздействия энергопотребления на климат города

<sup>1,2</sup>Гинзбург А.С., <sup>1,3</sup>Докукин С.А., <sup>1</sup>Максименков Л.О.

<sup>1</sup> Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва, Россия

<sup>2</sup> Московский технологический институт, Москва, Россия

<sup>3</sup> Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

E-mail: gin@ifaran.ru

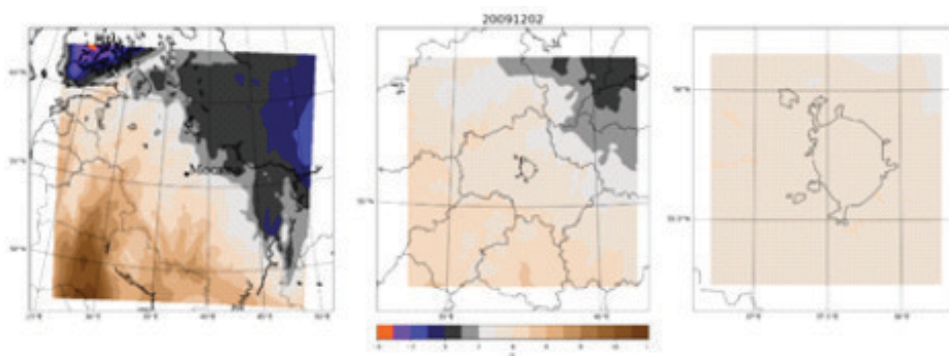
Различные модификации моделей семейства COSMO в настоящее время широко используются как в научных исследованиях, так и в оперативной практике. Теория и практика использования моделей в России подробно описана в трудах сотрудников Гидрометцентра России и МГУ им. М.В. Ломоносова. В докладе представлен опыт ИФА им. А.М. Обухова РАН (ИФА) по адаптации модели COSMO-CLM для оценки воздействия энергопотребления на климат города.

Лаборатория математической экологии ИФА прошла регистрацию в ассоциации COSMO в группах COSMO-CLM и SOILVEG, что позволило начать работы по адаптации модели COSMO-CLM и схем расчета баланса энергии на городской подстилающей поверхности типа TERRA\_URB к возможностям



вычислительного кластера ИФА, который состоит из двух логических частей. Первая - 8 серверов SR1435VP2, каждый из которых содержит по два двухъядерных процессора Xeon с частотой 3 ГГц. Пиковая производительность этой части кластера - 3.7 Гфлопс. Вторая часть - один сервер Intel®S5520UR, состоящий из двух четырехъядерных процессоров Intel Xeon E5530 с частотой 2.4 ГГц. Пиковая производительность этой части - 4.8 Гфлопс. На кластере установлена 64-битная операционная система CentOS 5.2 Linux, а также необходимые утилиты и компиляторы.

Из стартового пакета COSMO\_CLM был выбран и успешно воспроизведен тест, соответствующий возможностям вычислительного кластера ИФА. Затем в ИФА была установлена версия COSMO\_CLM, используемая на Географическом факультете МГУ. Она оказалась слишком громоздкой для вычислительного кластера ИФА и для использования модели для оценки воздействия энергопотребления на климат города было уменьшено количество ячеек сетки по горизонтали и слоев по вертикали. Были успешно проведены тестовые расчеты на трех вложенных доменах в Европейской части России. Каждый из этих доменов содержит по 10 тысяч ячеек горизонтальной сетки, соответственно размером 17 x 17 км, 5x5 км и 1x1 км, 40 слоев в атмосфере и 9 слоев в подстилающем слое. Расчет на сутки по этим доменам при использовании двух четырехъядерных процессоров кластера ИФА занимает соответственно примерно 10, 30 и 180 мин вычислительного времени. Большое время расчета по минимальному домену связано с необходимостью использовать малый шаг по времени.



**Рис. 1.** Пример воспроизведения температуры воздуха на трех вложенных доменах.

Проведенные тесты показывают возможность с помощью модели COSMO-CLM и схемы TERRA-URB выполнять на вычислительных мощностях типа кластера ИФА расчеты суточного и сезонного хода метеорологических характеристик городских агломераций с учетом антропогенных воздействий на урбанизированные территории.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ (Проект № 16-17-00114 «Анализ влияния региональных изменений климата на энергопотребление городского хозяйства мегаполисов России»).*

## Adaptation of the COSMO-CLM model to the IAP RAS computational capabilities for assessing the impact of energy consumption on the urban climate

<sup>1,2</sup>A.S. Ginzburg, <sup>1,3</sup>S.A. Dokukin, <sup>1</sup>L.O. Maksimenkov

<sup>1</sup> A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics RAS, Moscow, Russia

<sup>2</sup> Moscow Technological Institute, Moscow, Russia

<sup>3</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

E-mail: gin@ifaran.ru

### ABSTRACT

Various modifications of the COSMO models are now widely used both in scientific research of mesoscale meteorological and climatic processes as well as in weather forecast operational practice. The paper presents the experience of staff members of the A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics RAS (IAP) on the adaptation of the COSMO\_CLM model for assessing the impact of energy consumption on the city's climate. The conducted tests show the possibility, using the COSMO\_CLM model and the TERRA\_URB scheme, to perform calculations of the daily and seasonal meteorological characteristics of the Moscow agglomeration and other Russian urban agglomerations of and the world, considering anthropogenic impacts on urban areas, on the computational capacities of the IAP-type cluster.

INTRODUCTION

The problem of a cities energy supply is getting more and more important due to an urbanization processes acceleration. An energy demand for heating, ventilation and cooling depends upon the local climate conditions. Climate of megacities is impacted not only by the global processes manifested on their regional scale but also by some local interactions like “heat islands” appearing due to a city impact on the environment. An accounting for a feedback between the climate and the energy system is still quite a challenge.

One of the main goals of the RSF project “Analysis of an impact of the regional climate change on the residential and commercial energy consumption of Russian megacities” is to implement regional models of urban climate and city energy demand for better understanding applied climate parameters trends and changes influence energy consumption of megacities.

Among the numerous mesoscale atmospheric and climatic models developed around the world it was chosen the non-hydrostatic regional model of the Consortium for Small-Scale Modelling in Climate Mode (COSMO\_CLM). This model was chosen due to many reasons – excellent guide and documentation, possibility to become Consortium member organization, more than decade experience of usage COSMO model in Russia.

COSMO model has been designed for both operational numerical weather prediction and various scientific applications [1, 2, 3, 4, 5]. COSMO\_CLM version of COSMO [2, 4, 5] is most useful model for studying the effects of urbanization on the regional climate. The urban heat island in Berlin, Moscow and some other large European cities and regions has been successfully simulated by COSMO\_CLM with different surface energy balance schemes. As initial input weather data for COSMO modelling are used the ERA-Interim reanalysis [6]

COSMO model describes the meso-β scale meteorological processes - from 20 to 200 km and meso-γ processes - from 2 to 20 km [7] within different size domains up to few thousands km. According to Fig. 1 urban effects are situated in the middle of the characteristic time and horizontal length scales of atmospheric processes and for better understanding and modeling energy consumption effects within large urban agglomeration is necessary to consider a wide range of atmospheric (meteorological and climatic) processes.

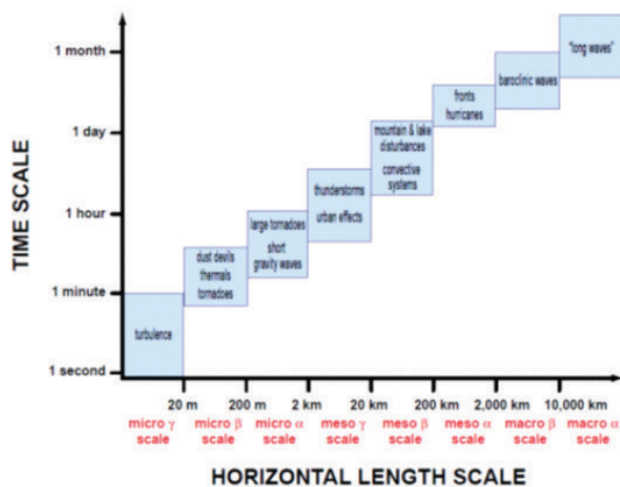


Fig. 1. Scale definitions and the characteristic time and horizontal length scales of a variety of atmospheric processes (adapted in [8] from [7]).

METHODS AND PRELIMINARY RESULTS

Various modifications of models of the COSMO family are now widely used both in scientific research of mesoscale and practice and of using models in Russia is described in detail in the works of the staff of the Russian Hydrometeorological Center the M.V. Lomonosov Moscow State University (see for example [3, 15, 17] and many other publication).

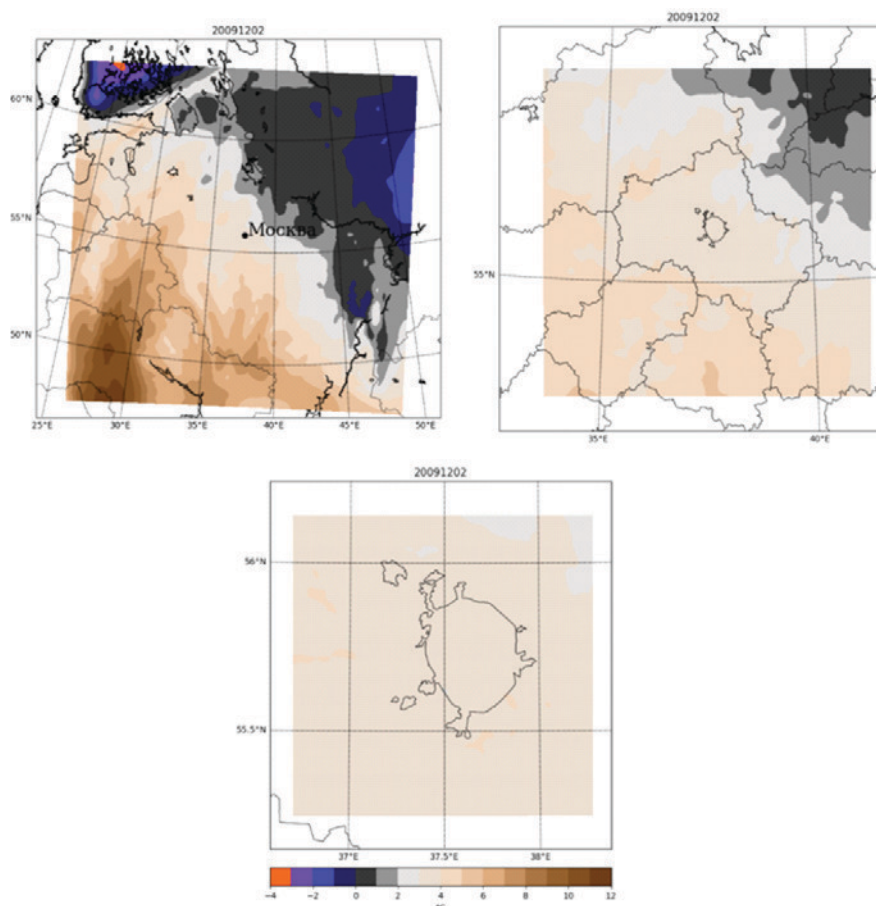
The paper presents the first experience of IAP team on the adaptation of the COSMO-CLM model for assessing the impact of energy consumption on the city's climate.

The IAP Laboratory of mathematical ecology passed the registration in the COSMO association in the COSMO-CLM and SOILVEG groups, which allowed to begin work on adaptation of the COSMO-CLM model and energy balance calculation schemes on the urban surface of the TERRA\_URB type to the capabilities of the IAP cluster.

IAP cluster consists of two logical parts. The first one - 8 servers SR1435VP2, each of which contains two dual-core Xeon processors with a frequency of 3 GHz. The peak performance of this part of the cluster is 3.7 Gflops. The second part is a single Intel® S5520UR server, consisting of two quad-core Intel Xeon E5530 processors with a frequency of 2.4 GHz. The peak performance of this part of IAP cluster is 4.8 Gflops. The cluster has a 64-bit operating system CentOS 5.2 Linux, as well as the necessary utilities and compilers.

From the COSMO-CLM launch package, a test was selected and successfully reproduced, corresponding to the capabilities of the IAP computational cluster. Then, the COSMO-CLM version was used in the IAP, used

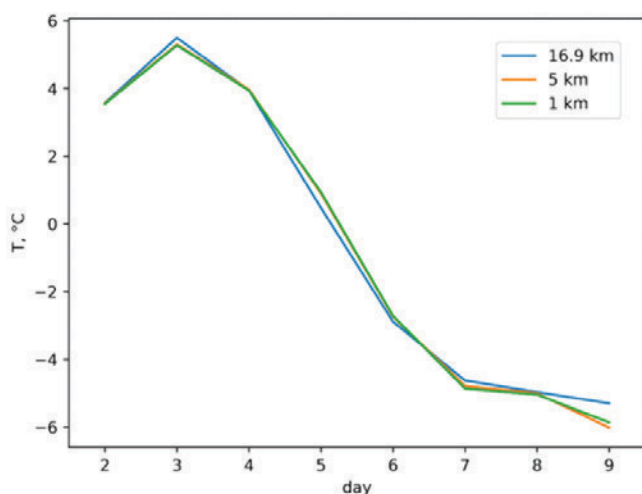
at the Geographic Faculty of the Moscow State University. It turned out to be too cumbersome for the IAP computational cluster and to use the model to estimate the impact of energy consumption on the city's climate, the number of grid cells horizontally and layers in the vertical was reduced. Test calculations were successfully carried out on three nested domains in the European part of Russia. Each of these domains contains 10,000 cells of a horizontal grid, corresponding to a size of 17x17 km, 5x5 km and 1x1 km, 40 layers in the atmosphere and 9 layers in the underlying layer. Calculating the day for these domains using two quad-core processors of the IAP cluster takes approximately 10, 30 and 180 minutes of computational time, respectively. The long calculation time for the minimum domain is associated with the need to use a small-time step.



**Fig. 2.** The example of air temperature modeling on three nested domain for December 2, 2009.

The initial fields for a grid with a step of 16.9 km are taken from the reanalysis, for a grid with a step of 5 km - the results of the calculation of the domain with a grid spacing of 16.9 km, and for a grid with a step of 1 km, respectively, the results of the calculation of the domain with a grid spacing of 5 km.

The air temperature fields in Moscow city and it nearest surrounding calculated within the different domains as it shown in Fig. 2 are very similar one to another. From the other hand the mean temperature at 20 m over the smallest domain (100 x 100 km) depend on domain and grid used for modelling (see Fig. 3).



**Fig. 3.** Simulated daily mean temperature for December 2-9, 2009 at 20 m over Moscow and it neighborhood (100x100 km) calculated with different domain and grid spacing.

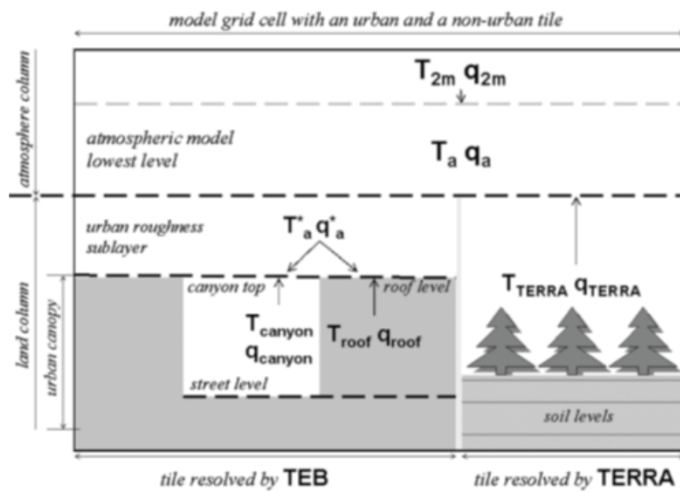
**SURFACE ENERGY BALANCE SCHEMES**

For studying the effect of energy consumption on the climatic and weather characteristics of urban agglomeration and the influence of climatic variations and trends on the energy needs of urban economy, a correct description of the energy fluxes within different urbanized areas is very important.

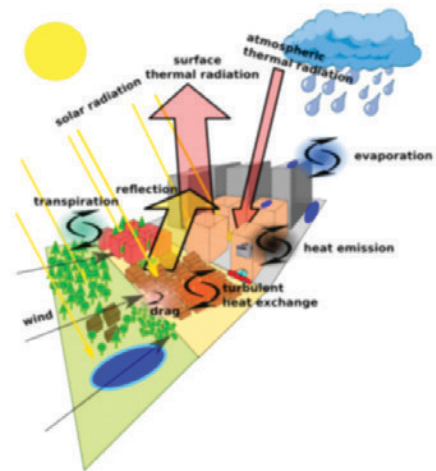
Different approaches to urban and rural surface energy fluxes parametrization one could find in COSMO\_CLM guide and scientific papers [2, 9, 10, 11, 12, 13]. There are a few schemes for surface energy fluxes parametrization TEB (Town Energy Balance), BEP (Building Energy Parameterization) and other [9, 10, 11]. International COSMO team developed TERRA\_ML scheme for multilayer soil description. Later especially for urban climate and weather studies was created TERRA\_URB scheme. The TEB to TERRA schemes are shown on Fig. 4 from [11]. Last years same simulations for Belgium Berlin and Moscow are presented at international scientific events and published [13, 14, 15, 16, 17].

To study Moscow agglomeration urban heat island the Moscow State University team is used two versions of urban surface parametrization [15, 17]: a more complete urban development model, based on the concept of urban canyon - TEB, and a simpler one TERRA\_URB (Fig. 4), which is a modification of TERRA\_ML.

TERRA-URB scheme provides possibility to consider anthropogenic heat fluxes – AHF (“heat emission” on Fig. 5). Different approaches to AHF value estimation is presented in [18, 19, 20, 21, 22] and some other papers. During the next stage of this study the main attention will paid to urban climate modelling with considering energy consumption impact on urban heat island intensity using different methods of anthropogenic heat fluxes parametrization as well as positive and negative feedbacks between energy demand and climate changes within large urban agglomerations.



**Fig. 4.** Land surface schemes TERRA and TEB schemes.



**Fig. 5.** The urban-canopy land-surface scheme TERRA\_URB for energy fluxes parametrization in the COSMO\_CLM model made by medication the soil-vegetation module TERRA\_ML [18].

**CONCLUSION**

The conducted tests show the possibility, using the COSMO-CLM model and the TERRA-URB scheme, to perform modelling of the daily and seasonal meteorological characteristics of the Moscow agglomeration and other Russian urban agglomerations of and the world, considering anthropogenic impacts on urban areas, on the computational capacities of the IAP-type cluster.

Acknowledgments. The authors thank the COSMO consortium team for the great effort. The authors express deep gratitude to colleagues from the Hydrometeorological Center of Russia and Moscow State University – G. Rivin, A. Kislov, V. Platonov, M. Varentsov, D. Blinov for numerous useful and fruitful discussions.

*The investigation is supported by the Russian Science Foundation (Project No. 16-17-00114 "Analysis of an impact of the regional climate change on the residential and commercial energy consumption of Russian megacities").*

**References:**

1. <http://www.cosmo-model.org>
2. <http://www.clm-community.eu>



3. Rivin G.S., Rozinkina I.A., Bagrov A.N., Blinov D.V. Mesoscale model COSMO-RU07 and the results of its operational tests // Information collection No. 39. Results of testing new and improved technologies, models and methods of hydrometeorological forecasts. 2012. Moscow, Obninsk. IG-SOTSIN. P. 15-42 (in Russian).
4. Doms G., Baldauf M. A Description of the Nonhydrostatic Regional COSMO-Model. Part I: Dynamics and Numerics. COSMO-Model 5.1 // Offenbach, 2015, 158 p., <http://www.cosmomodel.org/content/model/documentation/core/cosmoDynNumcs.pdf>.
5. Doms G., Foerstner J., Heise E., Herzog H.-J., Mironov D., Raschendorfer M., Reinhardt T., Ritter B., Schrodin R., Schulz J.-P., Vogel G. A Description of the Nonhydrostatic Regional COSMO Model. Part II: Physical Parameterization. COSMO-Model 4.20 // Offenbach, 2011, 154 p. <http://www.cosmo-model.org/content/model/documentation/core/cosmoPhysParamtr.pdf>
6. Dee D.P., Uppala S.M., Simmons A.J., Berrisford P., Poli P., Kobayashi S., Andrae U., Balmaseda M.A., Balsamo G., Bauer P., Bechtold P., Beljaars A.C.M., van de Berg L., Bidlot J., Bormann N., Delsol C., Dragani R., Fuentes M., Geer A.J., Haimberger L., Healy S.B., Hersbach H., Hölm E.V., Isaksen L., Källberg P., Köhler M., Matricardi M., McNally A.P., Monge-Sanz B.M., Morcrette J.-J., Park B.-K., Peubey C., de Rosnay P., Tavolato C., Thépaut J.-N., Vitart F. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system // *Q.J.R. Meteorol. Soc.* 2011. V. 137. P. 553–597. doi:10.1002/qj.828.
7. Orlanski, I. "A rational subdivision of scales for atmospheric processes". *Bulletin of the American Meteorological Society.* 1975. 56 (5): 527–530.
8. Markowski P., Richardson Y. *Mesoscale Meteorology in Midlatitudes.* Wiley-Blackwell. 2010. 414 p.
9. Masson V. A physically-based scheme for the urban energy budget in atmospheric models // *Boundary-Layer Meteorology.* 2000. V. 94. No 3. P. 357-397.
10. Martilli A., Clappier A., Rotach M.W. An urban surface exchange parameterization for mesoscale models // *Boundary-Layer Meteorology.* 2005. V. 104. P. 261-304.
11. Trusilova K., Früh B., Brienen S., Walter A., Masson V., Pigeon G., Becker P. Implementation of an Urban Parameterization Scheme into the Regional Climate Model COSMO-CLM // *J. Applied Meteorology and Climatology.* 2013. V. 52. P. 2296–2311.
12. User guide for TERRA URB v2.2: The urban-canopy land-surface scheme of the COSMO model. April 2017. DOI10.13140/RG.2.2.33691.87847/1 ([http://www.cosmo-model.org/content/tasks/work-groups/wg3b/docs/terra\\_urb\\_user.pdf](http://www.cosmo-model.org/content/tasks/work-groups/wg3b/docs/terra_urb_user.pdf))
13. Wouters H., Demuzere M., Blahak U., Fortuniak K., Maiheu B., Camps J., Tielemans D., van Lipzig N.P. The efficient urban canopy dependency parametrization (SURY) v 1.0 for atmospheric modeling: description and application with the COSMO-CLM model for a Belgian summer // *Geoscientific Model Development.* 2016. V. 9. № 9. P. 3027–3054.
14. Sodoudi S., Fallah B., Szenasi B., Schubert S. The ability of the mesoscale climate model COSMO-CLM with the Double Canyon urban canopy scheme to simulate the urban heat island in Berlin // *ICUC9 – 9th International Conference on Urban Climate held jointly with the 12th Symposium on the Urban Environment, 20–24 July 2015, Toulouse, France.*
15. Varentsov M.I., Konstantinov P.I., Samsonov T.E. Investigation of detailed spatial structure of the Moscow urban heat island with application of the newest meteorological observations and regional climate modelling // *Geophysical Research Abstracts. EGU General Assembly 2016.* V. 18. EGU General Assembly. 2016.
16. Trusilova, K., S. Schubert, H. Wouters, B. Früh, S. Grossman-Clarke, M. Demuzere, and P. Becker. The urban land use in the COSMO-CLM model: a comparison of three parameterizations for Berlin // *Meteorologische Zeitschrift.* 2016. V. 25. No 2. P. 231–244. doi: 10.1127/metz/2015/0587.
17. Varentsov M.I., Samsonov T.E., Kislov A.V., Konstantinov P.I. Simulations of the Moscow agglomeration heat island within the framework of the regional climate model COSMO-CLM // *Vestnik moskovskogo univiersiteta, seriya geografiya.* 2017. No 6. P. 25-37 (in Russian).
18. Flanner M.G. Integrating anthropogenic heat flux with global climate models // *Geophysical Research Letters.* 2009. V. 36. № 2. L02801, doi:10.1029/2008GL036465.
19. Ginzburg, A.S., Belova, I.N., Raspletina N.V. Anthropogenic heat fluxes in urban agglomerations // *Dokl. Earth Sci.* 2011. V. 439. P. 1006–1009
20. Aleksandrov G.G., Belova, I.N., Ginzburg, A.S. Anthropogenic heat flows in the capital agglomerations of Russia and China // *Doklady Earth Sciences* 2014. 457(1), 850-854
21. Stewart I., Kennedy C. Estimating anthropogenic heat release from megacities // *ICUC9 – 9th International Conference on Urban Climate held jointly with the 12th Symposium on the Urban Environment, 20–24 July 2015, Toulouse, France*
22. Alexandrov G.G., Belova I.N., Varentsov M.I., Dokukin S.A. Impacts of climate change on energy consumption of Russian cities in the winter period // *Proc. SPIE 10466, 23rd International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics, 104666K (30 November 2017); doi: 10.1117/12.2287766*

## Расчет скорости холодного фронта с помощью гиперболической модели атмосферы

Юдин М. С.

Институт Вычислительной Математики и Математической Геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия  
E-mail : yudin@ommfao.sccc.ru

В работе исследуются орографические эффекты на скорость распространения гравитационного течения (атмосферного холодного фронта) над плоской орографией и крутым препятствием с помощью негидростатической гиперболической модели динамики атмосферы. С целью сравнения с имеющимися в литературе данными моделирования, физический процесс считается невязким и адиабатическим. В модели используется система уравнений Навье-Стокса в приближении Буссинеска. Эффективная численная реализация системы уравнений достигается введением искусственной сжимаемости. Поверхность фронта описывается в модели специальным уравнением.

Приводятся результаты расчетов скорости фронта для устойчивой стратификации. Результаты расчетов находятся в качественном согласии с эмпирической формулой для скорости распространения гравитационного течения в атмосфере.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 17-01-00137), а также ИВМуМГ СО РАН (государственное задание 0315-2016-0004).*

## Cold front speed calculation with a hyperbolic model of the atmosphere

Yudin M. S.

Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russia  
E-mail: yudin@ommfao.sccc.ru

### INTRODUCTION

Fronts in the atmosphere are examples of gravitational flows that take place in a variety of forms: breeze fronts, storm flows etc [1]. Phenomena of great importance are cold atmospheric fronts propagating near the surface with high speeds (see [19] for a review). These fronts may be retarded and changed in shape under the influence of the underlying surface and stratification of the atmosphere. The retardation of a frontal system on the windward side of a mountain is a commonly observed phenomenon [11, 12].

Atmospheric gravity currents occupy a wide range of length scales from several meters to thousands of kilometers. These currents can be subdivided into classes varying from micro- to macro-scales. Mesoscale flows lie in an interval approximately from 2 to 2 thousand kilometers [7]. The flows of interest in the present study are mesoscale currents. These flows are relatively shallow: they belong to the atmospheric boundary layer and range only a few kilometers from the surface in the lower atmosphere.

In the present paper, a numerical meteorological model is applied to the calculation of the speed of propagation of a cold front in the atmosphere over an artificial obstacle in the form of a hill, as well as along flat terrain. The model is constructed on some basic principles developed by S K Godunov and E I Romenski [4]. These are:

- Hyperbolicity
- Fully divergent form of the governing equations
- Consistency with the laws of thermodynamics

With specially-chosen variables, such a system can be transformed to symmetric form [4].

Hyperbolic systems numerous theoretical and technical advantages.

Hyperbolic models have recently been constructed for viscous Newtonian flows [18].

The front speed in the propagation of an atmospheric gravity current (cold front) over flat terrain and over a steep hill is estimated in the present study with a non-hydrostatic finite-difference model of atmospheric dynamics. Artificial compressibility is introduced into the model in order to make its equations hyperbolic. For comparison with available simulation data, the physical processes under study are assumed to be non-viscous and adiabatic. The influence of orography is also estimated. The results of simulations of front speed under stable stratification are presented and compared with an empirical formula.

## MODEL FORMULATION

A general form of the basic equations is [4]:

$$\begin{aligned} \frac{\partial L_{q_i}}{\partial t} + \frac{\partial(u_k L)_{q_i}}{\partial x_k} &= 0, \\ \frac{\partial L_{u_i}}{\partial t} + \frac{\partial[(u_k L)_{u_i} - r_{i\alpha} L_{r_{k\alpha}} - b_i L_{b_k} - d_i L_{d_k} + j_k L_{j_i} - \delta_{ik} j_\alpha L_{j_\alpha}]}{\partial x_k} &= 0, \\ \frac{\partial L_{r_{ii}}}{\partial t} + \frac{\partial[u_k L_{r_{ii}} - u_i L_{r_{ki}}]}{\partial x_k} &= 0, \\ \frac{\partial L_{d_i}}{\partial t} + \frac{\partial[u_k L_{d_i} - u_i L_{d_k} - e_{ikl} b_l]}{\partial x_k} &= 0, \\ \frac{\partial L_{b_i}}{\partial t} + \frac{\partial[u_k L_{b_i} - u_i L_{b_k} + e_{ikl} d_l]}{\partial x_k} &= 0, \\ \frac{\partial L_n}{\partial t} + \frac{\partial[u_k L_n + j_k]}{\partial x_k} &= 0, \\ \frac{\partial L_{j_k}}{\partial t} + \frac{\partial[u_\alpha L_{j_\alpha} + n]}{\partial x_k} &= 0, \\ \frac{\partial}{\partial t}(q_i L_{q_i} + u_i L_{u_i} + r_{ii} L_{r_{ii}} + d_i L_{d_i} + b_i L_{b_i} + n L_n + j_k L_{j_k} - L) + \\ \frac{\partial}{\partial x_k}(u_k(q_i L_{q_i} + u_i L_{u_i} + r_{ii} L_{r_{ii}} + d_i L_{d_i} + b_i L_{b_i} + n L_n)) &= 0 \end{aligned}$$

The Navier-Stokes equations for a compressible air flow are used here for the calculation of gravity flows in a stratified atmosphere. The exact form of the equations is given in [3]. A more detailed description of the model can be found, for instance, in [4]. In the present study, a two-dimensional finite-difference version of the model is employed [2]. The time discretization is similar to that proposed in [5]. It is also described in paper [3].

## NUMERICAL EXPERIMENTS

The results of a series of calculations are presented here to simulate the front speed in the propagation of an atmospheric gravity current (cold front) over flat terrain and over a hill under stable stratification. The model parameters are taken from paper [1]. The calculation domain is 25x25 km. In contrast to [1], where the front is generated by a volume of cold air, in the present study the front is initially given in the form of a step-function of 400 m in height.

Figure 1 shows the initial location of the front in its propagation along flat terrain. Figure 2 shows the front as it comes to a steep obstacle in the form of a hill. The calculated values in both versions of the simulation have been compared with an empirical formula first introduced by T. von Karman [1, 19]. A good agreement between the results of the above calculations and the theory has been obtained. This is the well-known empirical formula for the front speed [1]:

$$v_F = k(g h_B \Delta \theta / \theta)^{0.5}$$

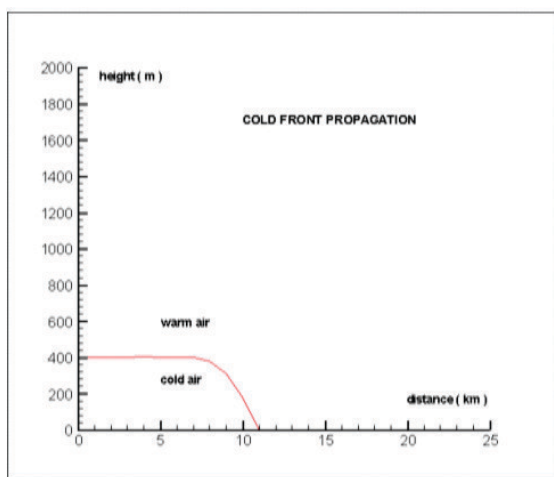


Fig. 1. Cold front in the atmosphere over flat orography. Stable stratification.

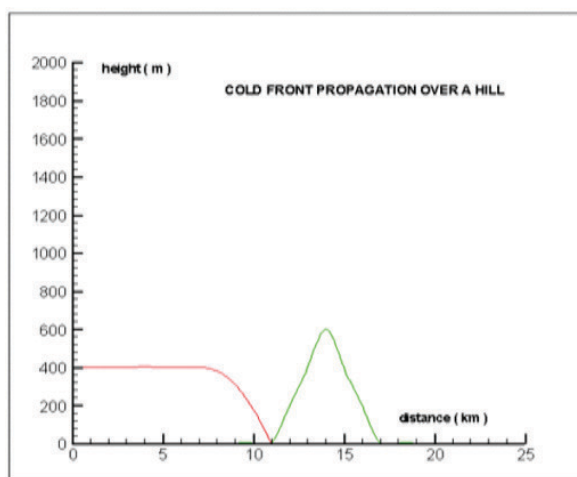


Fig. 2. Cold front propagation over a hill. Stable stratification.

## CONCLUSION

The results of the simulations of front speed in the propagation of an atmospheric gravity current (cold front) over flat terrain and over a hill under stable stratification presented above have been compared with the empirical formula. A good agreement between the results of the calculations and the theory has been shown.

*This work was supported by the Russian Foundation for Basic Research under grant 17-01-00137, and ICMMG SB RAS under target program 0315-2016-0004.*

### References:

1. Bischoff-Gauss I., Gross G., *Numerical studies on cold fronts. Part 1: Gravity flows in a neutral and stratified atmosphere//Meteorol. Atmos. Phys-* 1989- V.40. - P.150--158.
2. Yudin M.S., Wilderotter K. *Simulating atmospheric flows in the vicinity of a water basin. // Computational Technologies.* 2006.V.11, - No. 3,-P. 128-134.
3. Yudin M.S., *Study of orography and stratification effects in atmospheric front propagation//*
4. *GEO-Siberia-2014. International Sci. Conf. ,Proceedings-Novosibirsk:SGGA,2014.v.1.-P.146-150. (in Russian).*
5. Godunov S.K., Romenski E.I., *Elements of Continuum Mechanics and Conservation Laws. Kluwer/ Plenum, Boston.* 2003.
6. Ikawa M. *Comparison of some schemes for non-hydrostatic models with Orography //J. Meteor. Soc. Japan.-1988- V. 66,- No. 5,- P. 753-776.*
7. Yudin M.S., *Atmospheric front dynamics over steep orography: finite element model // ENVIROMIS-2014. International Sci. Conf.,Proceedings ,2014.,P.71-73.*
8. Pielke R.A. *Mesoscale Meteorological Modeling. Orlando: Academic Press, 1984.*
9. Marchuk G.I. *Mathematical Modelling in the Problem of the Environment. North Holland, Amsterdam, 1982.*
10. Marchuk G.I., *Numerical Methods in Weather Prediction, Academic Press, 1974.*
11. Penenko V.V., Aloyan A.E. *Models and methods for environmental problems. Novosibirsk: Nauka, 1985 (in Russian).*
12. Davies, H. C., *On the orographic retardation of a cold front //Beitr. Phys. Atmos. 1984. \ Vol.57, P.409--418.*
13. Schumann U. *Influence of mesoscale orography on idealized cold fronts //J. Atmos. Sci.\ 1987. \ Vol.44, \No23. \ P.3423-3441.*
14. Yudin M.S. *Estimation of topography constraints on the numerical stability of mountain wave simulation //NCC Bull., Num. Model. Atm., 2004,No. 9, P. 51-56.*
15. Wilkinson J.H., Reinsch C., *Handbook for Automatic Computation, Linear Algebra II, Springer, New York, 1971.*
16. Press W.H., Flannery B.P., Teukolsky S.A., Vetterling W.T. *Numerical Recipes , Cambridge Univ. Press, Cambridge, 1986.*
17. Ritchie H. *Semi-Lagrangian advection on a Gaussian grid //Mon. Wea. Rev. 1987. \ Vol.115. \ P.136--146.*
18. Krupchatnikoff V.N., Fomenko A.A. *Semi-Lagrangian semi-implicit scheme of transport in the climatic model ECSib., Preprint ICMMG, 1997 (in Russian).*
19. Peshkov I., Romenski E. *A hyperbolic model for viscous newtonian flows.// Continuum Mechanics and Thermodynamics-2016.-Vol.28-P.85=104*
20. Schultz, D. M., 2005 *A Review of Cold Fronts with Prefrontal Troughs and Wind Shifts, Mon. Wea. Rev., 133 pp 2449-2472*

## Interannual variations of the heat balance of the upper mixed layer in the North Atlantic

Polonsky A.B., Sukhonos P.A.

Institute of Natural and Technical Systems RAS, Sevastopol, Russia  
E-mail: pasukhonis@mail.ru

In the North Atlantic, the upper mixed layer (UML) temperature is characterized by significant interannual-to-interdecadal anomalies that directly affect the climate system. There are different points of view on the contribution of local atmospheric forcing and internal ocean dynamics to the generation of the UML temperature anomalies on these time scales. The aim of the research is to analyze the relative importance of the UML heat budget components in the North Atlantic on the interannual-to-decadal scale. This study is based on an analysis of the closed heat budget for the upper ocean layer using homogeneous and long-term data sets.



The data from the oceanic re-analysis ORA-S3 for the period 1959 to 2011 yrs [1] for the North Atlantic (0–70° N, 8–80° W) were used. The procedure of calculation of the heat balance terms is described in detail in [2].

The UML heat balance is quasistationary on the interannual-to-decadal scale. It is mainly caused by the changes in the advective heat transports and horizontal eddy diffusivity. The largest contribution of horizontal eddy diffusivity to the interannual variability of the average annual UML temperature occurs in the northwestern part of the North Atlantic and in the subpolar gyre. The partial derivative of the UML temperature and contribution of heat fluxes at the low UML boundary to the change in the average annual UML temperature are insignificant. The contribution of heat fluxes at the upper UML boundary at the basin's majority is less than 30%. However, in some areas it exceeds 40%, for example, in the Gulf Stream recirculation zone and eastern part of the subtropical gyre.

On the extended part of the North Atlantic (excluding the subpolar gyre), the partial derivative of the UML temperature in general is small compared to the main components of the heat budget equation throughout the year. The main terms in this equation on the analyzed scale are associated with the nonlocal processes – heat advection (horizontal and vertical) and horizontal eddy diffusivity. The surface heat fluxes variability is important outside the zone of action of intense ocean currents in the subtropical and subpolar gyres. In summer (when ocean circulation weakens in the upper layer), surface heat fluxes variability is also important in the vicinity of the intense currents. In the tropical latitudes, these variations do not impact the UML heat budget throughout the year. The heat fluxes at the lower UML boundary are important on the interannual-to-decadal scale only during the period of intensive winter convection in the part of the subpolar gyre and in the vicinity of the North Equatorial Countercurrent in spring.

The variance which characterizes the variability of the UML heat budget components and the contribution of each term to the interannual-to-decadal UML temperature variability in the North Atlantic substantially depend on the season. At the same time, nonlocal processes, such as heat advection and horizontal eddy diffusivity, mainly determine the UML temperature interannual-to-decadal variability on the majority of the North Atlantic basin. The subpolar gyre region is an exception. Here, the nonstationarity (especially in spring) and heat fluxes at the upper and low UML boundaries (mainly in winter and autumn, respectively) are important.

#### References:

1. Balmaseda M.A., Vidard A., Anderson D.L.T. *The ECMWF ocean analysis system: ORA-S3* // *Mon. Wea. Rev.* 2008. V. 136. № 8. P. 3018–3034, doi: 10.1175/2008MWR2433.1.
2. Polonsky A.B., Sukhonos P.A. *Evaluation of the heat balance constituents of the upper mixed layer in the North Atlantic* // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics.* 2016. V. 52. № 6. P. 649–658, doi: 10.1134/S0001433816060141.

## Межгодовые изменения бюджета тепла верхнего слоя Северной Атлантики

Полонский А.Б., Сухонос П.А.

Институт природно-технических систем РАН, Севастополь, Россия  
E-mail: pasukhonis@mail.ru

Температура верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) океана в Северной Атлантике характеризуется значительными аномалиями межгодового-междесятилетнего масштабов, оказывающими прямое влияние на климатическую систему [1]. Согласно гипотезе Бьеркнеса [2], аномалии температуры поверхности океана (АТПО) в средних широтах на сезонных-межгодовых масштабах обусловлены в основном атмосферным воздействием, а десятилетние и более длительные АТПО вызваны изменениями циркуляции океана. Тем не менее, основные причины долгопериодной изменчивости температуры ВКС изучены недостаточно из-за отсутствия длительных наблюдений в океане с необходимым пространственно-временным разрешением. В литературе опубликованы противоречивые мнения о вкладе локального атмосферного воздействия и внутренней динамики океана в генерацию аномалий температуры верхнего слоя океана на указанных временных масштабах.

Анализ пространственно-временной изменчивости крупномасштабных АТПО свидетельствует о том, что характеристики их межгодовой изменчивости существенно зависят от сезона [3]. Что касается более низкочастотных изменений температуры океана, то некоторые авторы [4] утверждают, что радиационное воздействие аэрозолей является основной причиной междесятилетних изменений климата в Северной Атлантике. Отметим, что модельные исследования показывают возможность возникновения долгоживущих аномалий в атмосфере (в том числе и десятилетнего масштаба) без учета ее взаимодействия с океаном [5]. Вместе с тем, во многих работах показано, что на десятилетних и более длительных

временных масштабах океан играет активную роль в формировании АТПО [6]. Поэтому в настоящей работе проводится комплексное исследование относительной важности составляющих теплового баланса океана в Северной Атлантике на межгодовых-десятилетних временных масштабах на основе анализа компонентов замкнутого бюджета тепла верхнего слоя океана по современным однородным и длительным массивам данных.

В настоящей работе используются данные океанического ре-анализа ORA-S3 за период 1959 – 2011 гг. [7] для акватории Северной Атлантики (0–70° с. ш., 8–80° з. д.). Данные о суммарных потоках тепла на поверхности океана по акватории Северной Атлантики получены из массива атмосферного ре-анализа ERA 40 [8] за период с января 1959 г. по июнь 2002 г. и оперативного анализа по модели ERA 40 за период с июля 2002 г. по декабрь 2011 г. Потоки тепла из атмосферного ре-анализа и оперативного анализа ERA 40 используются в качестве граничных условий для модели океана в ре-анализе ORA-S3.

Уравнение теплового баланса ВКС в предположении о вертикальной однородности температуры в нем имеет следующий вид:

$$T_t = -UT_x - VT_y - \frac{W'_{-H}T_{-H}}{H} + \frac{Q_0 - Q_{-H}}{\rho_0 C_p H} + HED. \quad (1)$$

Здесь  $\rho_0$  – плотность морской воды в ВКС,  $C_p$  – теплоемкость морской воды при постоянном давлении,  $H$  и  $T$  – толщина и температура ВКС,  $U$ ,  $V$  – средние в пределах перемешанного слоя зональная и меридиональная компоненты вектора течений,  $W'_{-H}$  – вертикальная скорость течений, нормальная к топографии нижней границы ВКС, с учетом его горизонтальной неоднородности ( $W'_{-H} = W_{-H} + U_{-H}H_x + V_{-H}H_y$ ),  $T_x$  ( $H_x$ ) и  $T_y$  ( $H_y$ ) – зональный и меридиональный градиенты температуры в ВКС (толщины ВКС),  $T_t$  – локальное изменение температуры ВКС,  $UT_x$ ,  $VT_y$  и  $W'_{-H}T_{-H}/H$  – зональная, меридиональная и вертикальная адвекция тепла, соответственно;  $Q_0$  и  $Q_{-H}$  – тепловые потоки на верхней и нижней границах ВКС. Ось  $x$  направлена на восток, ось  $y$  – на север, а ось  $z$  – вертикально вверх. Начало системы координат находится на невозмущенной поверхности океана.

Поток тепла на нижней границе ВКС  $Q_{-H}$  зависит от скорости заглубления ВКС ( $DH/Dt = \partial_H/\partial_t + U_{-H}H_x + V_{-H}H_y$ ), скачка температуры ( $T_0 - T_{-H}$ ) и скорости вертикальных движений у его основания ( $W_{-H}$ ) и оценивается из обобщенного на случай горизонтально-неоднородного океана соотношения Крауса – Тернера [9]:

$$Q_{-H} = \begin{cases} \rho_0 C_p (T_0 - T_{-H}) \cdot \left( \frac{DH}{Dt} + W_{-H} \right) & \text{при } \left( \frac{DH}{Dt} + W_{-H} \right) < 0 \\ 0 & \text{при } \left( \frac{DH}{Dt} + W_{-H} \right) \geq 0 \end{cases} \quad (2)$$

Более подробно методика расчета этого компонента теплового баланса изложена в [10].

Величина  $HED$  (*horizontal eddy diffusivity*) характеризует горизонтальную вихревую диффузию и определялась также как и в [11]:

$$HED = (1.5 \cdot 10^3 + F) \cdot (T_{xx} + T_{yy}) + F_x T_x + F_y T_y. \quad (3)$$

Здесь  $F$  – это функция, которая зависит от квадрата локальной скорости деформации ( $(V_x + U_y)^2$ ) и лапласиана температуры ВКС ( $T_{xx} + T_{yy}$ ).

Кроме указанных компонентов, суммарный тепловой баланс ВКС содержит в себе также разнородные ошибки, только часть из которых можно прямо оценить по имеющимся данным. Апостериорный анализ погрешностей показал, что их интегральный эффект составляет порядка 10% от величины основных слагаемых бюджета тепла ВКС.

Отметим, что при анализе среднегодового бюджета тепла ВКС в правую часть уравнения (1) также входят ковариации сезонных флуктуаций компонентов вектора течений и градиентов температуры ВКС ( $\overline{UT'_x}$ ,  $\overline{VT'_y}$ ,  $\overline{W'_{-H}T'_{-H}} / H$ ) и неопределенности оценок среднегодовых потоков тепла на верхней и нижней границах ВКС ( $\delta Q_0 + \delta Q_{-H}$ ). Величина  $\delta Q_0$  принималась равной 20% от величины  $Q_0$  [12]. Эту погрешность можно считать оценкой снизу [13]. Из-за незначительности вклада  $Q_{-H}$  в среднегодовой бюджет тепла ВКС на большей части акватории Северной Атлантики погрешность его оценки не принципиальна.

Баланс тепла в ВКС на межгодовом-десятилетнем масштабе квазистационарен. Он в основном обусловлен изменениями адвективных переносов тепла и горизонтального вихревого переноса. Причем максимальный вклад горизонтальной вихревой диффузии в межгодовую изменчивость среднегодовой температуры ВКС отмечается в северо-западной части Северной Атлантики и области Субполярного циклонического круговорота. Локальное изменение температуры ВКС и вклад тепловых потоков на нижней границе ВКС в изменение среднегодовой температуры ВКС незначительны. Вклад тепловых потоков на верхней границе ВКС на большей части акватории меньше 30%. Вместе с тем в отдельных районах он превышает 40% (например, в зоне рециркуляции Гольфстрима и восточной части субтропического круговорота).

Оценка слагаемых уравнения теплового баланса по среднегодовым данным может существенно отличаться от оценок, полученным по ежемесячным полям. Такое расхождение в основном обусловлено наличием тесной взаимосвязи между флуктуациями компонентов вектора течений и градиентов тем-

пературы ВКС на сезонном масштабе в отдельных регионах Северной Атлантики, особенно в низких широтах. В центральной и восточной частях Северной Атлантики важны также погрешности, связанные с неточностью оценок среднегодовых потоков тепла на поверхности океана.

На значительной части акватории Северной Атлантики (за исключением области субполярного круговорота) локальные производные температуры ВКС малы по сравнению с главными слагаемыми уравнения бюджета тепла ВКС на протяжении большей части года. Основные слагаемые в этом уравнении на анализируемых масштабах связаны с нелокальными процессами – адвекцией тепла (горизонтальной и вертикальной) и горизонтальной вихревой диффузией. Вариации тепловых потоков на поверхности океана важны вне зоны действия струйных течений в субтропическом и субполярном круговоротах (а летом, в период ослабления циркуляции верхнего слоя, и в окрестности интенсивных течений). В тропической зоне эти вариации не вносят существенного вклада в бюджет тепла ВКС на протяжении большей части года. Потоки тепла на нижней границе ВКС важны на этих масштабах только в период развития интенсивной осенне-зимней конвекции на части акватории субполярного круговорота и весной в окрестности Межпассатного противотечения.

Дисперсия, характеризующая изменчивость компонентов бюджета тепла ВКС на межгодовых масштабах, и вклад каждой из компонентов в изменение температуры верхнего слоя Северной Атлантики существенно зависят от сезона. При этом межгодовая изменчивость температуры ВКС на значительной части анализируемой акватории в основном определяется нелокальными процессами – адвекцией тепла и горизонтальным перемешиванием. Исключение составляет область субполярного круговорота, где важны нестационарность (особенно весной) и потоки тепла на верхней и нижней границах ВКС (главным образом, зимой и осенью соответственно).

Таким образом, в межгодовой изменчивости теплового баланса ВКС важную роль играют нелокальные процессы, такие как адвекция и диффузия тепла. Влияние потоков тепла на поверхности океана на указанных масштабах носит региональный характер.

#### Литература:

1. Полонский А.Б. Роль океана в изменениях климата. Киев: Наукова думка, 2008. 184 с.
2. Bjerknes J. Atlantic air-sea interaction. *Advances in Geophysics*. V. 10. New York: Academic Press, 1964. P. 1–82, doi: 10.1016/S0065-2687(08)60005-9.
3. Угрюмов А.И. О крупномасштабных колебаниях температуры поверхности воды в Северной Атлантике // *Метеорология и гидрология*. 1973. Т. 5. С. 12–22.
4. Booth B.B.B., Dunstone N.J., Halloran P.R., et al. Aerosols implicated as a prime driver of twentieth-century North Atlantic climate variability // *Nature*. 2012. V. 484. № 7393. P. 228–232, doi: 10.1038/nature10946
5. Power S., Tseitin F., Dix M. et al. Stochastic variability at the air-sea interface on decadal timescales // *Geophys. Res. Lett.* 1995. V. 22. № 19. P. 2593–2596, doi: 10.1029/95GL02655
6. Gulev S.K., Latif M., Keenlyside N. et al. North Atlantic Ocean control on surface heat flux on multi-decadal timescales // *Nature*. 2013. V. 499. № 7459. P. 464–467, doi: 10.1038/nature12268
7. Balmaseda M.A., Vidard A., Anderson D.L.T. The ECMWF ocean analysis system: ORA-S3 // *Mon. Wea. Rev.* 2008. V. 136. № 8. P. 3018–3034, doi: 10.1175/2008MWR2433.1.
8. Uppala S.M., Kallberg P.W., Simmons A.J. et al. The ERA 40 reanalysis // *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 2005. V. 131B. № 612. P. 2961–3012, doi: 10.1256/qj.04.176.
9. Моделирование и прогноз верхних слоев океана / Под ред. Крауса Э.Б. Л.: Гидрометеоиздат, 1979. С. 175–208.
10. Polonsky A.B., Sukhonos P.A. Evaluation of the heat balance constituents of the upper mixed layer in the North Atlantic // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2016. V. 52. № 6. P. 649–658, doi: 10.1134/S0001433816060141.
11. Wolff J.-O., Maier-Reimer E., Legutke S. The ocean primitive equation model, Tech. Rep. No. 13, German Climate Computer Center (DKRZ), Hamburg, 1997.
12. Будыко М.И. Тепловой баланс земной поверхности. Л.: Гидрометеоиздат, 1956. 256 с.
13. Тимофеев Н.А., Юровский А.В. Радиационные, тепло- и водобалансовые режимы океанов. Климат и изменчивость. Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2004. 256 с.

## Construction of predictive models in the study of meteorological parameters of the atmosphere surface layer

<sup>1</sup>Soltaganov N.A., <sup>1</sup>Sherstnev V.S., <sup>1,2</sup>Botygin I.A., <sup>2</sup>Tartakovsky V.A.

<sup>1</sup> National Research Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russia

<sup>2</sup> Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia

E-mail: nasoltaganov@yandex.ru, vss@tpu.ru, bia@tpu.ru, trtk@list.ru

Forecasting time series is quite a popular analytical task for today. The accuracy of predicting the time series is a quantity that depends on the qualitative characteristics of the time series, selected forecasting models, expert qualifications, the availability of software and hardware for the implementation of model algorithms and other factors.

There are a large number of different models for forecasting time series: regression forecasting models, autoregressive prediction models (ARIMAX, GARCH, ARDLN), exponential smoothing models (ES), maximal similarity model (MMSP) models, neural network models (ANN), models on Markov chains, models on classification-regression trees (CART), models based on genetic algorithms (GA), models on reference vectors (SVM), models based on transfer functions (TF), models on fuzzy logic (FL) and etc.

In the present work, the Prophet library from Facebook was used to build an additive regression model and the StatsModels library for constructing an autoregressive model. In this case, the programming language Python 3.5 was used. The execution of the program code (data processing, charting and mathematical calculations) took place in the Jupiter Notebook interactive environment.

In the quality of the input data, time series of the "precipitation sum" parameter were used from the meteorological station, which is located in Tomsk. The data files were taken from the site of the Federal Hydrometeorological Service "VNIIGMI-WDC" Roshydromet. The received data was converted for more convenient use in local storage.

Software experiments were conducted for data on Tomsk station with observation dates from 1966 to 2016.

To test the stationarity of time series, the DF test (the basic Dickey-Fuller test) was used. The construction of the seasonal integrated model of the autoregressive moving average (model SARIMA) is given. The model implements one of the most common methods for analyzing and forecasting time series. The forecast for the next two years is presented. The simulated values are in an acceptable range.

## Построение прогнозных моделей при исследовании метеорологических параметров приземного слоя атмосферы

<sup>1</sup>Солтаганов Н.А., <sup>1</sup>Шерстнёв В.С., <sup>1,2</sup>Ботыгин И.А., <sup>2</sup>Тартаковский В.А.

<sup>1</sup> Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск, Россия

<sup>2</sup> Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

E-mail: nasoltaganov@yandex.ru, vss@tpu.ru, bia@tpu.ru, trtk@list.ru

Прогнозирование временных рядов – это достаточно популярная аналитическая задача на сегодняшний день. Точность прогнозирования временного ряда – величина, зависящая от качественных характеристик временного ряда, выбранных моделей прогнозирования, квалификации эксперта, доступности программно-аппаратных средств для реализации алгоритмов модели и других факторов.

Существует большое количество различных моделей для прогнозирования временных рядов: авторегрессионные, регрессионные, экспоненциального сглаживания, Марковские, нейросетевые и др. [1-6]. В настоящей работе была использована библиотека Prophet от Facebook для построения аддитивной регрессионной модели и библиотека StatsModels для построения авторегрессионной модели [7]. При этом был использован язык программирования Python 3.5. Выполнение программного кода (обработка данных, построение графиков и математические вычисления) происходили в интерактивной среде Jupiter Notebook [8].

В качестве входных данных были использованы временные ряды параметра «сумма осадков» с метеорологической станции, которая находится в г. Томск. Файлы с данными, были взяты с сайта ФГБУ



"ВНИИГМИ-МЦД" Росгидромета (г. Обнинск Калужской области) [9]. Полученные данные были преобразованы для более удобного использования в локальное хранилище.

Программные эксперименты проводились для данных по станции Томск со сроками наблюдения с 1966 года по 2016 год.

На рис. 2 представлен график сумм осадков с 1966 по 2008 гг., значения варьируются от 20 до 170 миллиметров.

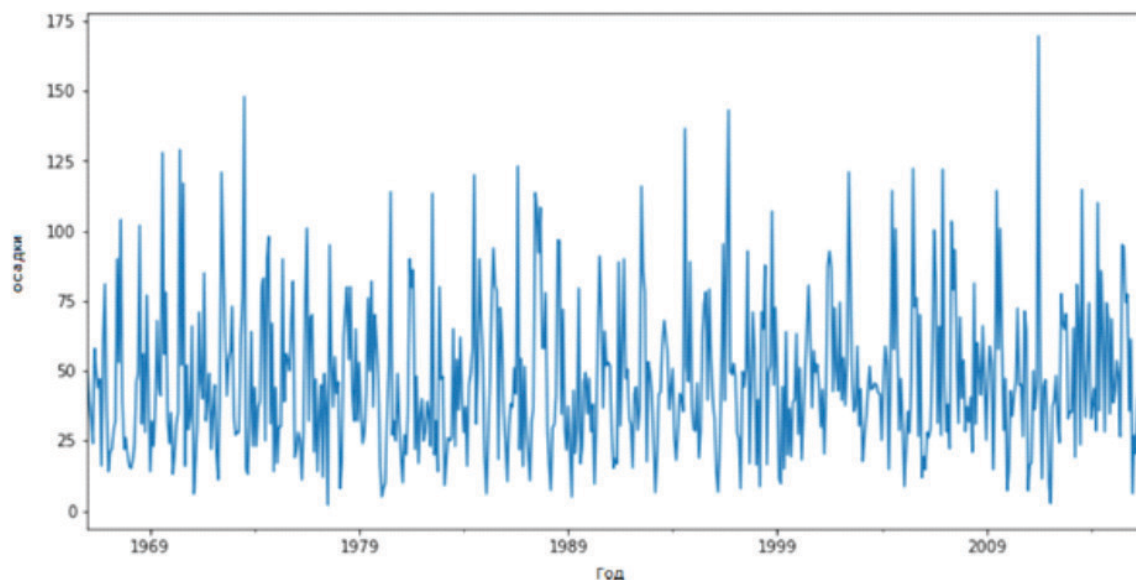


Рис. 2. Суммы осадков со станции с синоптическим индексом станции 29430 (Томск)

Для проверки стационарности использовался DF-тест (базовый тест Дики-Фуллера), который проверяет наличие одного «единичного корня». В случае, если процесс имеет несколько «единичных корней», проверка может оказаться некорректной [7]. На практике вопрос решается последовательной проверкой с помощью теста временного ряда в уровнях, в первых разностях, во вторых разностях и т.д., что позволяет также определить порядок интегрированности временного ряда.

Для проведения DF-теста в модуле statsmodels есть функция adfuller(). Параметры функции adfuller():

```
statsmodels.tsa.stattools.adfuller(x, maxlag=None, regression='c', autolag='AIC', store=False,
regresults=False)
```

Программный код обращения к функции:

```
sm.tsa.stattools.adfuller(data['num_data'])[1]
sm.tsa.seasonal_decompose(data['num_data']).plot()
print("Критерий Дики-Фуллера: p=%f" % sm.tsa.stattools.adfuller(data['num_data'])[1])
```

В нашем случае ряд стационарен, так как критерий Дики-Фуллера отвергает гипотезу нестационарности. На рис. 3 представлены графики теста Дики-Фуллера, все они стационарны. Так как отсутствует направленность графиков (тренд) и значения на графиках колеблются вокруг 0. Об отсутствии стационарности свидетельствует и значение  $p$  равное 0.

Модель SARIMA – сезонная интегрированная модель авторегрессии скользящего среднего. Модель реализует один из наиболее распространённых методов анализа и прогнозирования временных рядов. Вид модели определяется по коррелограмме (рис. 4.). Коррелограмма – это графическое представление автокорреляционной функции. Для построения соответствующих коррелограмм использовались функции: plot\_acf() и plot\_pacf() пакета statsmodels.

Программный код обращения к функции:

```
ax = plt.subplot(211)
sm.graphics.tsa.plot_acf(data['num_data'][13:].values.squeeze(), lags=58, ax=ax)
ax = plt.subplot(212)
sm.graphics.tsa.plot_pacf(data['num_data'][13:].values.squeeze(), lags=58, ax=ax);
```

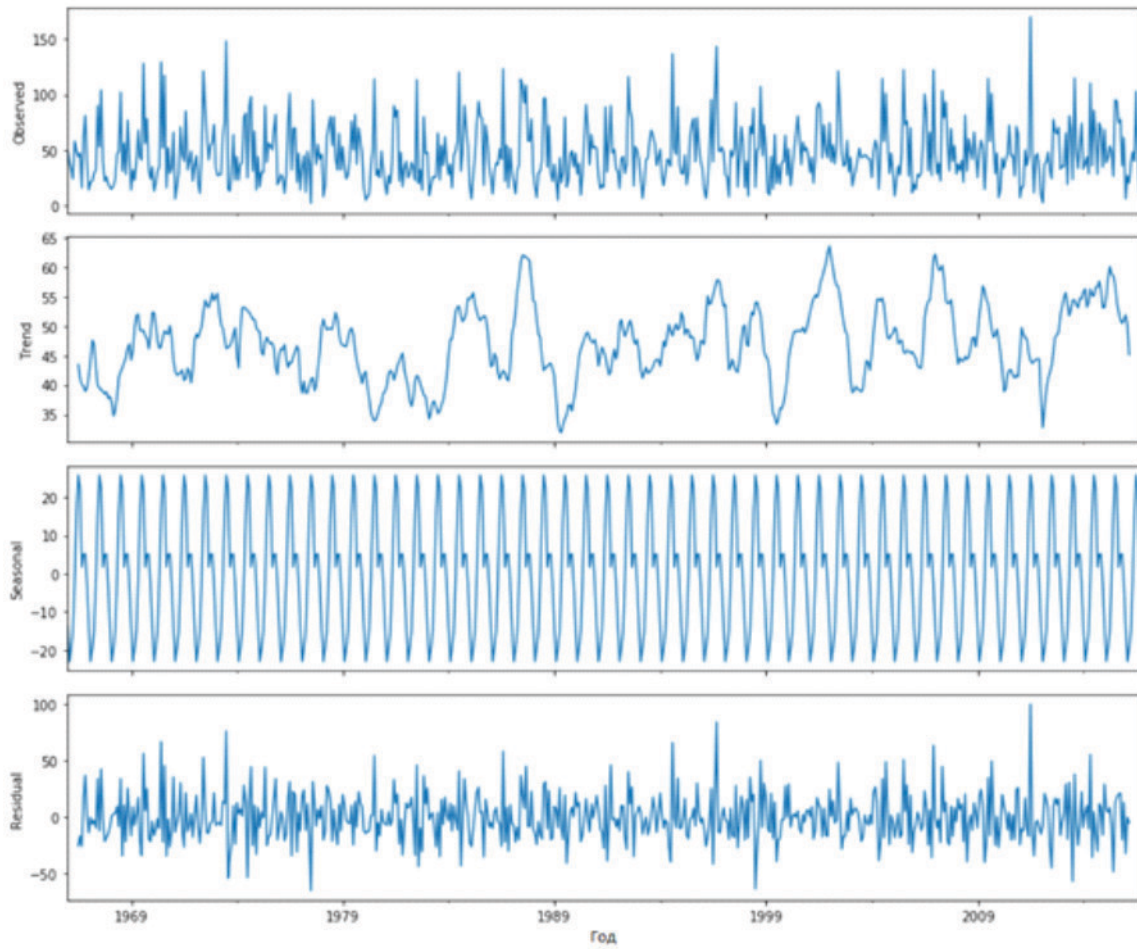


Рис. 3. Результат выполнения кода для теста Дикки-Фуллера

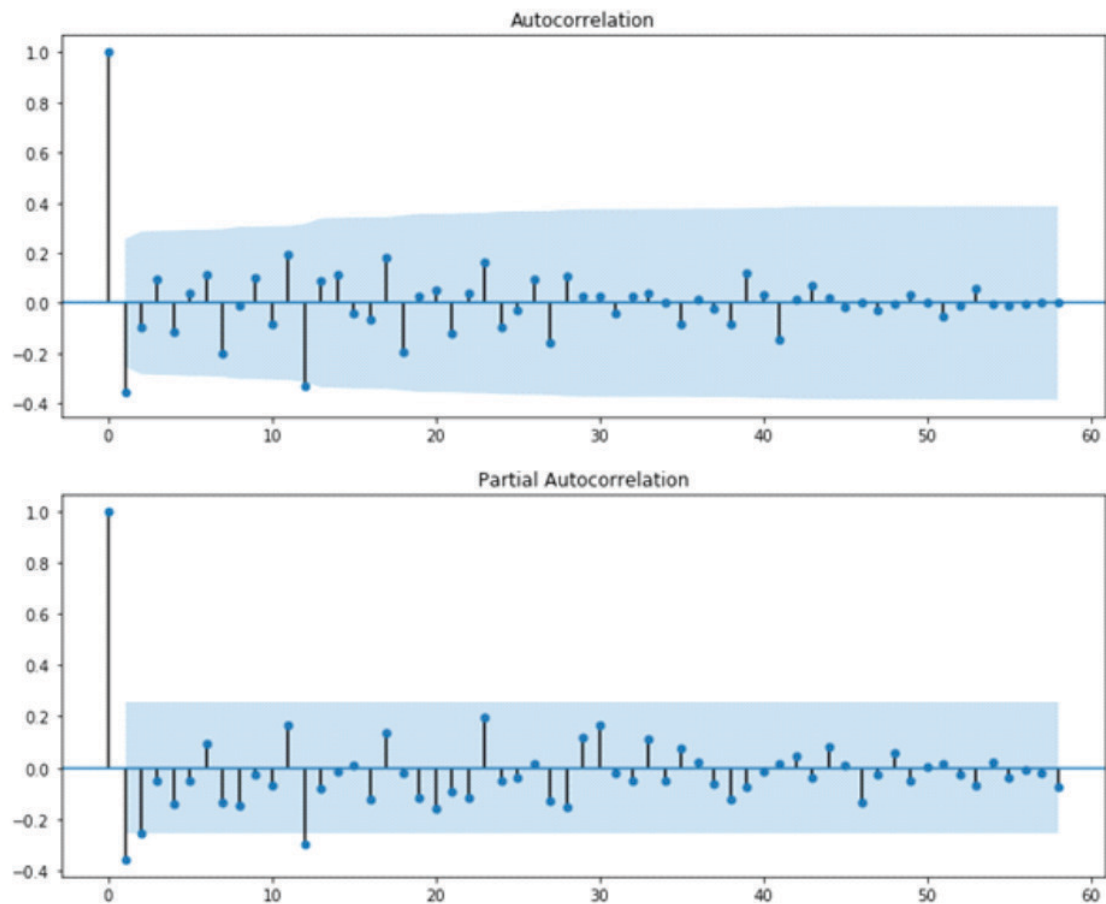


Рис. 6. Коррелограмма

В данном случае затухающий график ACF и выбросы на первых нескольких лагах PACF свидетельствуют о том, что это модель авторегрессии. Также выброс на двенадцатом лаге в частной автокорреляционной функции показывает наличие 12-звенной сезонности.

Голубым цветом на графиках отмечен критический интервал, в пределах которого значения ACF и PACF считаются не отличающимися от нуля.

Для модели SARIMA используются входные параметры:  $p$  – авторегрессия (порядок),  $d$  – разность (порядок),  $q$  – скользящее среднее (порядок),  $P_s$  – порядок сезонной авторегрессии (дополнительный),  $D_s$  – порядок (дополнительный) сезонной разности,  $Q_s$  – сезонный параметр (дополнительный) скользящего среднего. Применение параметров  $d$  и  $D$  определяет, сколько раз было применено обычное дифференцирование ( $d$ ) и сколько раз сезонное ( $D$ ).

Далее задаем начальные приближения согласно коррелограмме для построения модели:  $Q_s=2$ ,  $q=1$ ,  $P_s=2$ ,  $p=2$ .

Начальное приближение для  $Q_s$  дает последний значимый сезонный лаг (т.е. выходит за рамки критического интервала) на графике ACF, для определения его нужно смотреть на лаги: 12, 24, 36 и т.д. Здесь  $Q_s=1$ , т.к. последний значимый лаг равен 12.

Если в модели есть сезонный компонент ( $Q_s \geq 1$ ), то  $q$  не может быть больше, чем длина сезонного периода (здесь 12). Если  $q$  выбрать равным 13, а длина сезонного периода будет равна 12, то прогноз, построенный по такой модели, будет плохим.

На рис. 8 представлена лучшая модель прогнозирования за весь период. Синяя линия – это фактические значения, красная – это смоделированные значения. Видно, насколько хорошо модель описывает данные. Видно, что максимальные значения спрогнозировать не удалось.

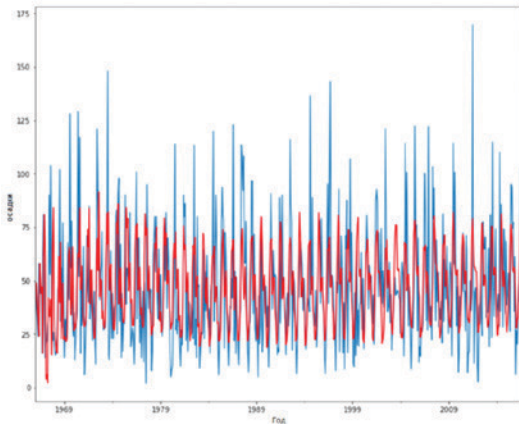


Рис. 7. Модель SARIMA за весь период

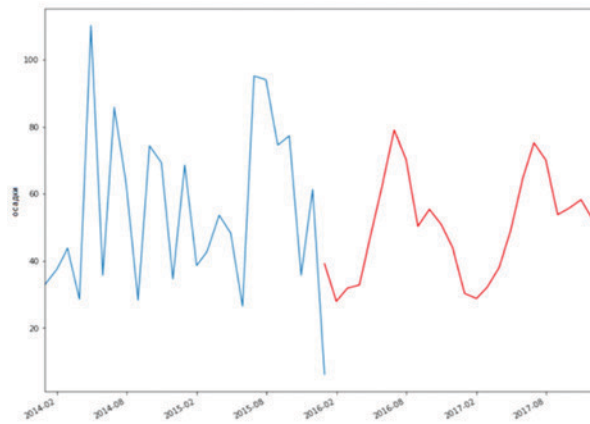


Рис. 8. Прогноз на следующие два года

На рис. 8 представлен прогноз на следующие два года. Здесь, как и на предыдущих рисунках, видно, что смоделированные значения находятся в приемлемом диапазоне.

Построенная модель показала себя достаточно эффективной. В целом, пакет Statsmodels вполне пригоден для научной работы.

#### Литература:

1. Хромов С.П., Петросянц М.А. Метеорология и Климатология: учебник для университетов. – М.: МГУ, 2001. – 528 с.
2. Садовникова Н.А., Шмойлова Р.А. Анализ временных рядов и прогнозирование. – М.: Издательский дом Университета «Синергия», 2016. – 152 с.
3. Орлов Ю.Н., Осминин К.П. Нестационарные временные ряды. – М.: Изд-во «Либроком», 2011. – 384 с.
4. Афанасьев В.Н., Юзбашев М.М. Анализ временных рядов и прогнозирование. – М.: Финансы и статистика, Инфра-М, 2010. – 320 с.
5. Лукашин Ю.П. Адаптивные методы краткосрочного прогнозирования временных рядов. – М.: Финансы и статистика, 2003. – 416 с.
6. Сергиенко А.Б. Цифровая обработка сигналов. – СПб: Питер, 2006. – 751 с.
7. Statsmodels. [Электронный ресурс]. URL: <http://www.statsmodels.org/stable/> (дата обращения: 27.02.2018).
8. Project Jupyter. [Электронный ресурс]. URL: <http://jupyter.org/> (дата обращения: 12.03.18).
9. Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации – Мировой центр данных. [Электронный ресурс]. URL: <http://meteo.ru/data> (дата обращения: 17.01.2018).

## Anthropogenic elements of heat and water balance of large cities (case study of Moscow)

Tereshin A.G., Klimenko V. V.

National Research University «Moscow Power Engineering Institute», Russia  
E-mail: TereshinAG@mpei.ru, nilgpe@mpei.ru

Growing urbanization and features of microclimate of large cities are of particular interest to experts in the field of climatic and meteorological modeling [1-2]. The high intensity of anthropogenic impact on the urbanized territories significantly increases the contribution of anthropogenic factors (both direct and indirect) to meteorological processes [3]. Adequate heat and mass transfer modeling in urban areas requires a realistic assessment of anthropogenic heat and moisture fluxes from different sources [1-2].

This paper presents the assessment of the anthropogenic contribution into the heat and water balance of the cities from various sectors – space heating, power and transport. On the basis of data on different fuels consumption and analysis of technological processes the monthly values of heat and moisture fluxes into the atmosphere are calculated and compared with natural components of heat and water balance.

The input data of the study are urban energy statistics, i.e. annual consumption of different types of energy resources (fossil fuels - coal, natural gas, fuel oil, and heat and electricity), as well as territorial (by administrative areas) and the monthly distribution of production and consumption of heat and electricity.

We present a simple technique using standard energy data count to obtain spatial-temporal distribution of anthropogenic heat and water flows in urbanized areas. Its use in the case study of Moscow indicates that the man-made sources are essential elements of heat and water balance of the urban environment, especially in winter. In the ground comes around 30% of the total annual volume of heat distributed across year almost evenly. The annual anthropogenic heat and water vapour flows in Moscow are by an order of magnitude smaller than the regional norms of solar radiation and natural evaporation respectively, but in winter the magnitude of anthropogenic and natural inflows are comparable.

*A study was supported by the Russian Science Foundation (grant No. 16-19-10568). V.V. Klimenko acknowledges the Ministry of Science and Education of Russia for financial support (state task No. 13.4662.2017)*

### References:

1. Wang J., Fengl J., Yan Z. Potential sensitivity of warm season precipitation to urbanization extents: Modeling study in Beijing-Tianjin-Hebei urban agglomeration in China // *J. of Geophys. Res.: Atmos.* 2015. Vol. 120. DOI 10.1002/2015JD023572
2. Varentsov M. I., Konstantinov P. I., Samsonov T. E. Investigation of city extension effect on Moscow megacity local climate based on numerical mesoscale modelling // *Proc. Int. Young Scientists School and Conference on Computational Information Technologies for Environmental CITES'2017*. P. 112-117.
3. Klimenko V.V., Tereshin A.G., Kasilova E.V., Ginzburg A.S., Demchenko P.F., Belova I.N. Impact of Urbanization and Climate Warming on Energy Consumption in Large Cities // *Doklady Physics*. 2016. T. 61. № 10. C. 521-525. DOI: 10.1134/S1028335816100050

## Антропогенные элементы теплового и водного баланса больших городов (на примере Москвы)

Терешин А.Г., Клименко В.В.

Национальный исследовательский университет «МЭИ», Москва, Россия  
E-mail: TereshinAG@mpei.ru, nilgpe@mpei.ru

Развивающаяся урбанизация и особенности микроклимата крупных городских территорий вызывают особый интерес у специалистов в области климатического и метеорологического моделирования [1-2]. Высокая плотность антропогенной нагрузки на урбанизированных территориях существенно увеличивает вклад антропогенных факторов (как прямых, так и косвенных) в метеорологические процессы [3]. Необходимым условием адекватного моделирования тепломассопереноса в городских агломерациях является реалистичная оценка антропогенных потоков тепла и влаги из различных источников [1-2].

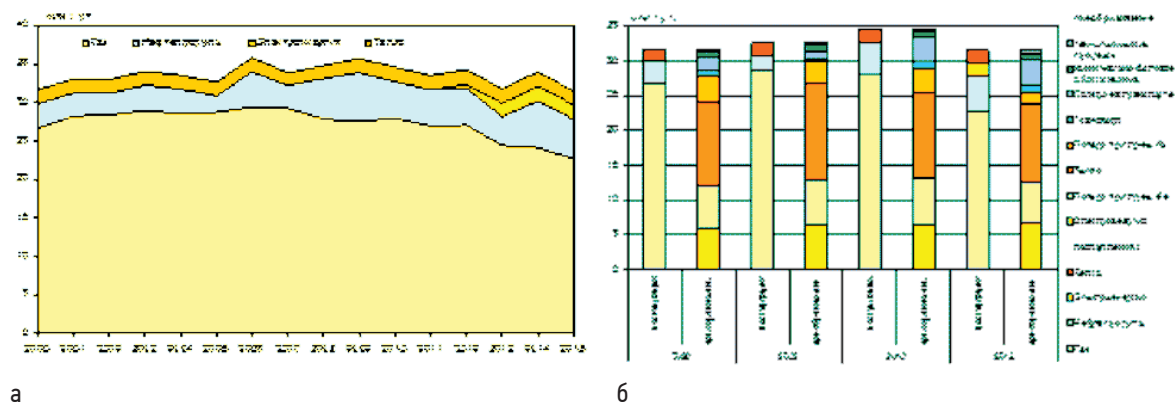


В настоящей работе представлены оценки антропогенного вклада в тепловой и водный баланс городов различных секторов городского хозяйства – теплоснабжения, электроэнергетики, транспорта. На основе данных по потреблению различных видов топлива и анализа технологических процессов рассчитаны объемы тепла и влаги, поступающих в атмосферу по месяцам года, выполнено сравнение с естественными компонентами теплового и водного баланса.

### ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Информационной базой работы являются данные городской энергетической статистики – объемы ежегодного потребления различных видов топливно-энергетических ресурсов (ТЭР) (органического топлива – угля, природного газа, нефтяного топлива, тепловой и электрической энергии), а также территориальное (по административным районам) и внутригодовое (по месяцам) распределение производства и потребления тепла и электроэнергии. Первая группа данных содержится в базе данных Росстата, для формирования второго массива был выполнен анализ отчетных материалов региональной энергосистемы (Мосэнерго) и городской администрации.

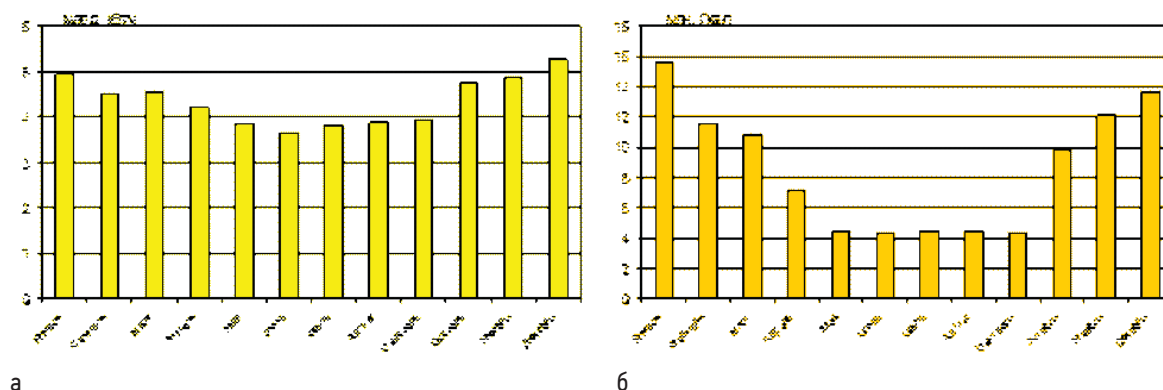
На рис. 1 (а) представлена динамика объемов и структуры потребления (поставки извне) различных видов ТЭР в г. Москве в 2000-2015 гг.



**Рис. 1.** Поступления ТЭР на территорию Москвы (а) и упрощенный топливно-энергетический баланс Москвы (б) в 2000-2015 гг.

Как видно из рис. 1(а), основой топливно-энергетического баланса Москвы является природный газ (примерно 80% от приходной части), еще около 5% приходится на поставки тепловой энергии, производимой за пределами городской черты, и в последние годы в результате снижения выработки городских ТЭЦ часть электроэнергии (около 5% от суммарного энергопотребления) поступает извне. Практически весь объем поступающего в Москву природного газа используется для производства тепла и электроэнергии, на прочие процессы (технологические и коммунально-бытовые) приходится менее 5% всего объема ТЭР (рис. 1(а)). Нефтепродукты (примерно 10%) (бензин и дизельное топливо) используются на транспорте. Значительны термодинамические потери энергии на ТЭЦ (около 45%) и на автотранспорте (до 75%).

Рис. 2 демонстрирует существенную сезонную неравномерность потребления тепловой и электрической энергии: электропотребление в зимние месяцы превышает летний уровень на 30%, а теплопотребление – более чем в 3 раза.



**Рис. 2.** Объемы месячного потребления электроэнергии (а) и тепла (б) в Москве в 2015 г.

## МЕТОДИКА РАСЧЕТА

Основными источниками техногенных поступлений тепла в окружающую среду городов являются следующие:

Термодинамические потери тепловых циклов электростанций и двигателей на транспорте

Потери тепловой и электрической энергии при ее транспортировке и распределении, а также при производстве тепла в котельных

Диссипация энергии от зданий и сооружений, транспорта и водоотведения

Вода техногенного происхождения поступает в атмосферу городов в основном при сжигании топлива и за счет испарения в градирнях ТЭС.

Для оценки потоков тепла и пара в окружающую среду от перечисленных источников  $Q_i$  использовалась общая формула

$$Q_i = \sum_j k_i^j \cdot B_i^j$$

где  $B_i^j$  – количественная характеристика интенсивности  $j$ -го процесса для  $i$ -го источника,  $k_i^j$  – коэффициент расчета. Для формирования коэффициентов  $k_i^j$  использовались стандартные методики расчетов тепловых балансов и атмосферных выбросов в энергетике.

Используемые показатели и расчетные коэффициенты для Москвы представлены в таблицах 1–2.

При расчетах использовались следующие допущения:

- расход моторного топлива, а также потребление тепла на горячее водоснабжение (ГВС) распределены по году равномерно;
- электрическая и тепловая энергия, используемая для механической работы, в конце концов диссипирует в виде тепла в окружающую среду
- тепловые потоки от потерь при транспортировке и распределении тепла, а также при водоотведении направлены в грунт, остальные – непосредственно в атмосферу.

**Таблица 1.** Характеристики антропогенных элементов теплового баланса Москвы.

Источник	В <sub>i</sub>		k <sub>i</sub>	
	Наименование	Ед. изм.	Значение	Ед. изм.
(1) Термодинамические потери ТЭС	(а) Объем потребления топлива на ТЭС	т у.т.	2.9·10 <sup>-4</sup>	ПДж/т у.т.
	(б) Объем производства электроэнергии	кВтч	3.6·10 <sup>-9</sup>	ПДж/кВтч
	(в) объем отпуска тепла от ТЭЦ	Гкал	4.2·10 <sup>-6</sup>	ПДж/Гкал
(2) Термодинамические потери на транспорте	Объем потребления моторного топлива	т у.т.	2.2·10 <sup>-4</sup>	ПДж/т у.т.
(3) Потери тепловой энергии при транспортировке и распределении	Суммарный объем отпуска тепла от ТЭЦ и котельных	Гкал	5.0·10 <sup>-7</sup>	ПДж/Гкал
(4) Потери электрической энергии при транспортировке и распределении	Объем потребления электроэнергии	кВтч	3.6·10 <sup>-10</sup>	ПДж/кВтч
(5) Потери при производстве тепла в котельных	Объем отпуска тепла от котельных	Гкал	7.4·10 <sup>-7</sup>	ПДж/Гкал
(6) Диссипация энергии от зданий и сооружений	(а) Суммарный объем отпуска тепла от ТЭЦ и котельных	Гкал	3.6·10 <sup>-6</sup>	ПДж/Гкал
	(б) Объем потребления электроэнергии	кВтч	3.2·10 <sup>-9</sup>	ПДж/кВтч
(7) Диссипация энергии на транспорте	Объем потребления моторного топлива	т у.т.	7.3·10 <sup>-5</sup>	ПДж/т у.т.
(8) Диссипация энергии при водоотведении	Объем потребления тепла на ГВС	Гкал	4.2·10 <sup>-6</sup>	ПДж/Гкал

**Таблица 2.** Характеристики антропогенных элементов водного баланса Москвы

(1) Сжигание топлива на стационарных объектах	(а) Объем потребления газа	т у.т.	1.4	т/т у.т.
	(в) Объем потребления мазута	т у.т.	0.8	т/т у.т.
(2) Сжигание топлива на транспорте	Объем потребления моторного топлива	т у.т.	0.9	т/т у.т.
(3) Испарение градирен ТЭС	Объем производства электроэнергии	кВтч	0.022	т/кВтч

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

На рис. 3 (а, б) представлена структура поступления тепла из антропогенных источников в окружающую среду (грунт и воздух) в Москве в 2015 г. Из рисунка следует, что в городе для них характерна значительная сезонная неравномерность – зимние тепловые потоки превосходят летние практически в 2 раза. Основными источниками поступления тепла, а также его неравномерности являются системы тепло- и электроснабжения, в то время как потоки тепла от транспорта практически постоянны в течение года и составляют около 15% годового объема. Потоки тепла в грунт формируются из потерь при транспорте тепла и за счет стока горячего водоснабжения, составляют менее 30% суммарного объема и мало зависят от сезона.

Как свидетельствуют данные расчета (рис. 3, в), основным техногенным источником поступления водяного пара в атмосферу Москвы является сжигание органического топлива (88% от годового потока приходится на стационарное сжигание газа и 10% - на сжигание моторного топлива транспортом), на испарения из градирен приходится лишь 2%. Также зимние техногенные потоки водяного пара превосходят летние примерно в 2 раза.

Сравнение данных расчета антропогенных и естественных составляющих теплового и водного балансов (рис. 3, г) показывает, что в годовом масштабе антропогенные потоки тепла составляют лишь 15% от приходящей солнечной радиации, а поступление водяного пара из техногенных источников – менее 10% от естественной испаряемости, однако для января эти показатели достигают 95% и 67% соответственно. В летний период прямое воздействие городской техносферы на тепловой и водный баланс пренебрежимо мало (на уровне 3-5% от естественных составляющих).

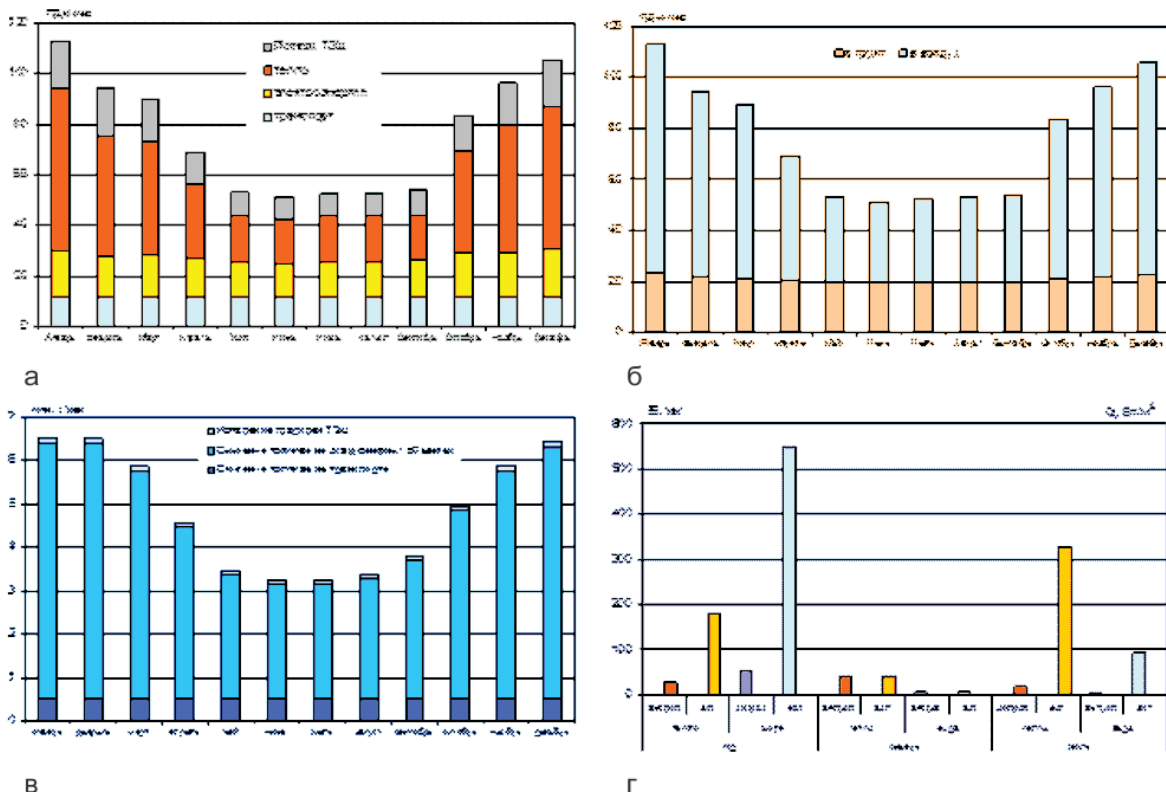


Рис. 3. Поступления тепла (а, б) и воды (в) из антропогенных источников в окружающую среду в Москве в 2015 г. и их сравнение со средними значениями естественных потоков – солнечной радиации на горизонтальную поверхность Q и испаряемости E (г).

ВЫВОДЫ

Представлена простая методика, позволяющая с использованием стандартных массивов энергетической информации рассчитывать пространственно-временное распределение антропогенных потоков тепла и воды на урбанизированных территориях. Ее использование на примере г. Москвы показало, что техногенные источники являются существенным элементом теплового и водного баланса городской среды, особенно в зимний период. В грунт поступает примерно 30% суммарного годового объема тепла, распределенных по году практически равномерно. Антропогенные годовые потоки тепла и водяного пара в Москве на порядок меньше, чем региональные нормы солнечной радиации и естественной испаряемости соответственно, однако в зимний период величины антропогенных и естественных вкладов сопоставимы.

Результаты получены в рамках научного проекта, поддержанного Российским научным фондом (грант 16-19-10568). В.В. Клименко благодарит Минобрнауки за финансовую поддержку (государственное задание № 13.4662.2017/ВУ)

#### Литература:

1. Wang J., Feng J., Yan Z. Potential sensitivity of warm season precipitation to urbanization extents: Modeling study in Beijing-Tianjin-Hebei urban agglomeration in China // *J. of Geophys. Res.: Atmos.* 2015. Vol. 120. DOI 10.1002/2015JD023572
2. Варенцов М.И., Константинов П.И., Самсонов Т.Е. Изучение влияния расширения города на местный климат Московского мегаполиса по данным численного мезомасштабного моделирования // *Мат. межд. молодежной школы и конф. по вычислительно-информационным технологиям для наук об окружающей среде CITES'2017.* С. 112-117.
3. Клименко В. В., Гинзбург А. С., Демченко П. Ф., Терешин А. Г., Белова И. Н., Касилова Е. В. Влияние урбанизации и потепления климата на энергопотребление больших городов // *Доклады Академии наук.* 2016. Т. 470, № 5. С. 519–524.

## Исследования гидротермического режима в нижнем бьефе Красноярской ГЭС методами математического моделирования и дистанционного зондирования

<sup>1,3</sup>Шапарев Н.Я., <sup>2</sup>Шокин Ю.И., <sup>1,3</sup>Якубайлик О.Э.

<sup>1</sup> Институт вычислительного моделирования СО РАН, ФИЦ КНЦ СО РАН, Красноярск, Россия

<sup>2</sup> Институт вычислительных технологий СО РАН, Новосибирск, Россия

<sup>3</sup> Сибирский федеральный университет, Красноярск, Россия

E-mail: shaparev@icm.krasn.ru

Тепловые характеристики рек и водохранилищ обусловлены сочетанием климатических особенностей района расположения водотока, морфологических характеристик русла и другими параметрами. Водная масса рек и каналов сравнительно быстро реагирует на изменение метеорологических условий, но вследствие тепловой инерции ее температурный ход более сглажен, чем температуры воздуха.

Для нижних бьефов гидроэлектростанций независимо от периода годового цикла происходят характерные изменения температуры воды по длине бьефа. В зимний период по длине нижнего бьефа вода охлаждается до 0°C. Вследствие того, что вода в водохранилище осенью обладает большим запасом тепла, осеннее охлаждение воды в нижнем бьефе отстает по сравнению с естественными условиями на 10-15 дней. В весенне-летний период вода в нижних бьефах холоднее, чем в естественных условиях вследствие более медленного прогревания водных масс водохранилищ. Так, температура воды Енисея ниже плотины Красноярской ГЭС в летний период стала на 8-10°C ниже, чем до зарегулирования реки, и, наоборот, повысилась на 4-5°C в осенние месяцы, что создало определенные трудности при освоении прилегающей территории. Причем, Красноярское водохранилище вследствие его глубоководности оказывает в 4-5 раз большее влияние на термический режим нижнего бьефа, чем, например, мелководное Новосибирское.

На температуру воды в нижнем бьефе ГЭС также большое влияние оказывает проточность водохранилища и схема забора воды к турбинам ГЭС. Чем больше проточность, тем ниже температура воды, поступающей в нижний бьеф. Некоторое влияние на температуру воды на участках рек оказывают местные факторы. Вследствие изменения прозрачности воды, скорости течения, наличия или отсутствия водной растительности, наличия затененности водной поверхности, температура на разных участках рек отличается от фоновых значений.

Температура воды в реках изменяется по их длине. Для многих рек можно выделить участки, по длине которых температура воды повышается, стабильна или уменьшается. Это обусловлено изменениями в сочетании вышеперечисленных факторов, определяющих температуру воды в реках, по длине водотоков.

В рамках настоящей работы предложена простая модель летнего гидротермического режима реки Енисей, основанная на вычислении температуры воды в движущейся вместе с водой системе координат. Физически обоснованный расчет энергетического баланса в воде учитывает поглощение водой солнечной энергии, излучение и поглощение воды в тепловом инфракрасном (ИК) диапазоне, а также затраты энергии на испарение воды и, обусловленный конвективными процессами ее нагрев. Определяющими в энергообмене являются солнечная радиация и тепловое инфракрасное излучение.



Также проведены исследования температуры воды в нижнем бьефе Красноярской ГЭС по данным дистанционного зондирования ИК-диапазона спутника Landsat-8. Было обработано около 40 сцен с мая по сентябрь 2013 – 2017 гг. на участке р. Енисей протяженностью в 200 км от плотины ГЭС вниз по течению.

Полученные в результате физико-математического моделирования и обработки данных дистанционного зондирования значения температуры воды близки к экспериментальным данным, регистрируемым на гидропостах, что позволяет судить об адекватности построенных моделей и методов определения температуры воды по ДДЗ реально происходящим гидротермическим процессам.

## Research of hydrothermal regime in the Krasnoyarsk hydroelectric power station downstream by mathematical modeling and remote sensing

<sup>1,3</sup>Shaparev N.Ya., <sup>2</sup>Shokin Yu.I., <sup>1,3</sup>Yakubailik O.E.

<sup>1</sup> Institute of Computational Modelling of SB RAS, Krasnoyarsk, Russia

<sup>2</sup> Institute of Computational Technologies of SB RAS, Novosibirsk, Russia

<sup>3</sup> Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia

E-mail: shaparev@icm.krasn.ru

### INTRODUCTION

Thermal characteristics of rivers and reservoirs are caused by a combination of climatic features of the district of an arrangement of a water stream, morphological characteristics of a channel and other parameters. The mass of water in rivers and channels relatively quickly responds to changes in meteorological conditions, but due to the thermal inertia of the temperature course are smoother than the air temperature.

For the downstreams of hydroelectric power plants, regardless of the annual cycle, there are characteristic changes in the water temperature along the length of the downstream. In winter, the water is cooled to 0°C along the length of the downstream. Due to the fact that the water in the reservoir in autumn has a large reserve of heat, the autumn cooling of water in the downstream lags behind compared to natural conditions for 10-15 days. In spring and summer the water in the lower bays is colder than in natural conditions due to slower warming of the water masses of the reservoirs. Thus, the temperature of the water of the Yenisei river in the downstream of the Krasnoyarsk HPP during the summer period was 8-10°C lower than before regulation of the river, and, on the contrary, it was increased by 4-5°C in the autumn months, which created certain difficulties in the development of the adjacent territory. Moreover, the Krasnoyarsk reservoir due to its deep water has 4-5 times more impact on the thermal regime of the downstream than, for example, shallow Novosibirsk reservoir.

The temperature of the water in the HPP downstream is also greatly influenced by the flow of the reservoir and the water intake scheme to the turbines of the HPP. The greater the flow, the lower the temperature of the water entering the downstream. Local factors have some influence on the temperature of the water in the river sections. Due to changes in water transparency, flow rate, presence or absence of aquatic vegetation, the presence of shading of the water surface, the temperature in different parts of the rivers differs from the background values. The temperature of water in rivers varies in length. For many rivers it is possible to select the areas, the length of which the temperature of the water is rising, stable or decreasing. This is due to changes in the combination of the above factors that determine the temperature of water in rivers along the length of water streams.

As part of this work, a simple model of the summer hydrothermal regime of the Yenisei river is proposed, based on the calculation of the water temperature in the coordinate system moving with the water. The physically based calculation of the energy balance in water takes into account the absorption of solar energy by water, radiation and absorption of water in the thermal infrared (IR) range, as well as energy costs for evaporation of water and due to convective processes of its heating. Solar radiation and thermal infrared radiation are the determining factors in the energy exchange.

Also, studies of water temperature in the downstream of the Krasnoyarsk hydroelectric power station according to remote sensing of the IR range of the satellite Landsat-8 were carried out. About 40 scenes were processed from May to September 2013 – 2017 on the Yenisei river section 200 km long from the dam downstream.

### SUBJECT OF RESEARCH

The Yenisei River is the largest in Russia in terms of runoff (599 km<sup>3</sup>/year) and seventh largest in world (1.5% of global runoff) [1]. The stream flows in the meridian direction through various climatic zones. The

river basin of total area  $2.6 \times 10^6 \text{ km}^2$  houses the largest region in Russia – Krasnoyarsk Krai. There are 6 hydroelectric power plants (HPP) built in the basin of the river. One of the them – Krasnoyarsk HPP is among the top ten world's most powerful hydroelectric power plants (6000 MW) and is the key anthropogenic factor influencing the Yenisei river. The river dam is 124 m in height and 1065 m in width.

In this report we consider the hydrothermal regime in a 124-km river reach downstream of the Krasnoyarsk HPP on July 3, 2016. Hydrothermal processes are studied by means of regression models [2], stochastic models, an equilibrium temperature concept, and deterministic models [3]. We apply a physically-based heat balance modeling approach as it requires minimum additional information, which is of a particular importance for the poorly developed areas of the Yenisei River basin. The physical heat exchange processes include absorption of direct and scattered solar radiation by water, absorption of downwelling thermal infrared radiation (TIR) from the atmosphere by the water surface, TIR back from the water surface, convection of heat and heat loss due to evaporation of water. To carry out mathematical simulation, we use the Fourier equation which allows downstream water temperature at various times to be estimated. The water temperatures found by modeling are compared against observed temperatures recorded at the gauging stations and thereby adequacy of the applied physical-mathematical models to the real hydrothermal processes is assessed.

### MATHEMATICAL MODELING OF THE HYDROTHERMAL REGIME

Water from the upstream reservoir is released through the dam and enters the afterbay of surface width  $B$  (m) and a cross-sectional area  $S$  ( $\text{m}^2$ ). Water discharge through the dam body is characterized by the quantity  $Q$  ( $\text{m}^3 \text{sec}^{-1}$ ). The mean streamflow velocity  $V$  ( $\text{km} \times \text{hr}^{-1}$ ) is

$$V = \frac{Q}{S}. \tag{1}$$

The type of flow is known to be determined by the Reynolds number  $Re$  expressed as

$$Re = \frac{\rho V r}{\mu}, \tag{2}$$

where  $\rho$  ( $1000 \text{ kg m}^{-3}$ ) is the specific water density,  $\mu$  ( $1.79 \cdot 10^{-3} \text{ kg sec}^{-1} \text{m}^{-1}$ ) is the water viscosity,  $r$  (m) is the hydraulic radius which is found as the ratio of cross-sectional area  $S$  to wetted perimeter in the stream channel. For the typical values  $Q = 2900 \text{ m}^3 \text{sec}^{-1}$ ,  $S = 2000 \text{ m}^2$ ,  $B = 500 \text{ m}$  the Reynolds number is  $R \sim 10^7$ . Transition from a laminar flow to turbulent occurs when  $Re$  exceeds a value of 2000 to result in leveling off of the water temperature across the stream due to mixing of the moving water layers.

The hydrothermal river regime in this situation can be described by the Fourier equation [1]

$$\frac{\partial T_w(x,t)}{\partial t} = V(x) \frac{\partial T_w(x,t)}{\partial x} + D \frac{\partial^2 T_w(x,t)}{\partial x^2} + \frac{W(t) B(x)}{\rho c S(x)}. \tag{3}$$

The first term on the right-hand side refers to the rate change in temperature caused by advection, the second one is associated with the rate change in temperature due to dispersion, and the third term describes heat exchange between water and the surrounding environment. Here  $T_w$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) is the cross-sectional averaged water temperature in degrees Celsius,  $t$  (hour) is time,  $x$  (km) is the distance downstream of dam,  $c$  ( $4.19 \cdot 10^3 \text{ J kg}^{-1} \text{ } ^{\circ}\text{C}^{-1}$ ) is the specific heat of water,  $D$  ( $\text{m}^2 \text{sec}^{-1}$ ) is the dispersion coefficient in the direction of flow,  $W$  ( $\text{Wm}^{-2}$ ) is the heat transfer power between water and the surroundings which equals

$$W(t) = W_s + W_{ss} + W_a + W_w + W_c + W_e \tag{4}$$

where  $W_s$ ,  $W_{ss}$  are, respectively, the direct and scattered downwelling solar radiation absorbed by water;  $W_a$  is atmospheric TIR absorbed by water;  $W_w$  is TIR from water surface to the atmosphere;  $W_c$  is convective heat transfer from water to the atmosphere, and  $W_e$  is the loss of heat due to evaporation. In this paper we deal with uniform streams for which  $Q$  is independent of time. Under this situation, the stream bed temperature adjusts to the temperature of water therefore thermal exchange between water and the streambed surface can be neglected.

The typical flow velocity in the downstream reach of  $2 \text{ m sec}^{-1}$ , and the thermal conductivity can be neglected. In the system of coordinates moving at a velocity  $V(x)$  Equation (3) is rewritten as

$$\frac{\partial T_w(x,t)}{\partial t} = \frac{W(t) B(x)}{\rho c S(x)}, \tag{5}$$

solution of which is found from the expression

$$T_w(x,t) = \frac{1}{\rho c} \int_{t_0}^t \frac{B(x(t))}{S(x(t))} W(t) dt + T_w(0,t_0), \quad x(t) = Q \int_{t_0}^t \frac{dt}{S(x(t))}. \tag{6}$$

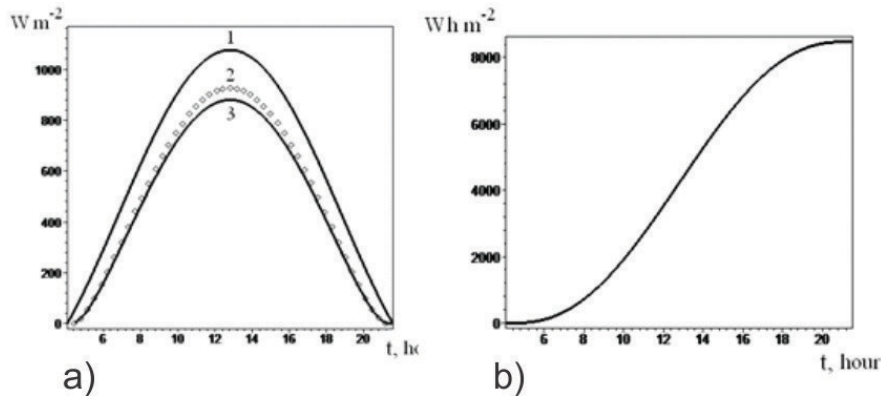
Here  $T_w(0,t_0)$  is the outflow temperature of water leaving the dam at time  $t_0$ .

## PHYSICAL MODELING OF A HYDROTHERMAL REGIME

Solar radiation incident on water surface under clear skies consists of direct and scattered solar radiation. Let's list the main physical processes that are taken into account when modeling –

1. Direct solar radiation
2. Scattered solar radiation
3. Absorption of solar radiation by water

The temporal dependence of the solar radiation power and solar energy versus time of the day presented on Figure 1.



**Fig. 1.** Temporal dependence of parameters versus time of the day: a) the solar radiation power: 1 – incident on the Earth's atmosphere, 2 – transferred through the atmosphere, 3 – absorbed by water; b) solar energy absorbed by water.

As to thermal **infrared radiation**, the following processes were taking into account:

1. Emission from water
2. Atmospheric emission

In particular, to calculate the atmospheric emission coefficient  $\varepsilon_a$ , we used the following [4]:

$$\varepsilon_a = 1 - 0.4 \cdot \exp\left(-\frac{100e_a}{T_a + 273}\right), \quad (7)$$

where  $T_a$  is the temperature of the atmosphere in °C,  $e_a$  (mb) is the atmospheric water vapor pressure

$$e_a = \frac{H}{100} e_s, \quad (8)$$

$e_s$  (mb) is the saturation vapor pressure estimated from

$$e_s = 6.1 \cdot \exp\left(\frac{17.27 \cdot T_a}{273 + T_a}\right), \quad (9)$$

$H$  is the atmospheric humidity. We now can carry out calculations for July 3, 2016. At noon  $T_a = 26$  °C and the humidity was  $H = 45\%$ , at midnight  $T_a = 14$  °C,  $H = 85\%$ . Then we have  $\varepsilon_a = 0.99$ ,  $W_a = 460$   $\text{Wm}^{-2}$ , at noon and  $\varepsilon_a = 0.99$ ,  $W_a = 390$   $\text{Wm}^{-2}$  at midnight. Atmospheric thermal infrared radiation is absorbed by water surface and increases the water temperature.

To define **heat exchange between water surface and atmosphere**, we estimate evaporation and convective heat flux [5].

## CALCULATION TECHNOLOGY

We consider a 124-km reach of the Yenisei river downstream the dam of the Krasnoyarsk HPP. The reach is divided by 4 cross-sections lines (0.5 km, 40 km, 77 km, 124 km) with gauging stations at the first, second and forth section lines to measure water temperature. The first station is located next to the dam ( $x=0.5$  km) and measures water temperature leaving the dam. The other two are located at 40 km and 124 km. Streamflow velocity is assumed constant from section to section and is found from Equation (1) at  $Q=2900$   $\text{m}^3\text{s}^{-1}$ ;  $S$  is equal to the cross-sectional area of the downstream lowest reach section. Flow time between sections is found as the section-to-section distance divided by the flow velocity. Temperature measurements at the gauging stations are taken at time  $t_g$  (at hour 8.00 and 20.00). Water leaves the dam at time  $t_0 = t_g - t_i$  where  $t_i$  is the length of time within which water from the dam reaches a cross-section line. Water temperature was computed using formula (6).

## WATER TEMPERATURE REMOTE SENSING

Landsat 8 satellite Thermal InfraRed Sensor (TIRS) data were used to estimate the water surface temperature [6]. The input data of the TIR channels are converted into brightness temperature, which, in turn, into the

surface temperature. About 40 scenes were processed from May to September 2013 – 2017 on the Yenisei river section 200 km long from the dam downstream.

**RESULTS AND CONCLUSIONS**

Results of calculations on the considered model have shown that on the considered site of the river in length of 124 km the temperature change approximately in 1.5°C is observed. This value correlates well with the temperature data measured at the gauging stations and with the results obtained from remote sensing data.

The resulting physics-mathematical modeling and processing of remote sensing water temperature data allows to judge about the adequacy of the developed analytic models and methods of determining water temperature by remote sensing data. Theoretical results are in good agreement with the experimental data recorded at gauging stations.

**References:**

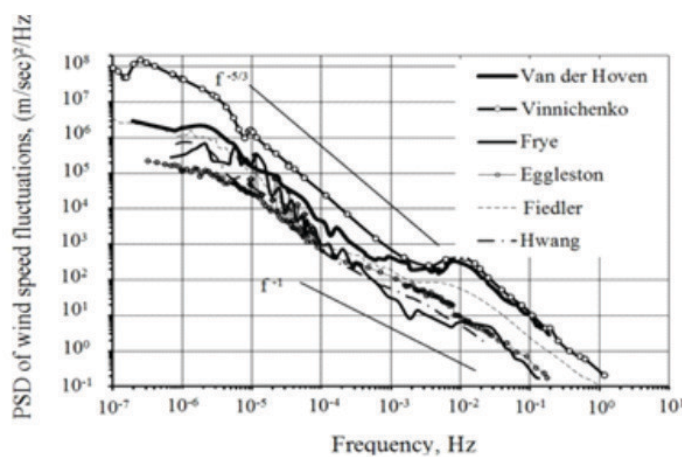
1. Dingman S. Lawrence (2015), *Physical Hydrology, Third Edition Waveland Press. Inc.* 670
2. Mohseni, O., Stefan, H. C., Erickon, T. R. (1998), *A nonlinear regression model for weekly stream temperatures. Water Resources Research, 34 (10), 2685-2692.*
3. Lowney Cynthia L. *Stream temperature variation in regulated rivers: Evidence for a spatial patter in daily minimum and maximum magnitudes, Water Resources Research, 36 (10), 2947-2955.*
4. R.N. Handcock, A.R. Gillespie, K.A. Cherkauer, J.E. Kay, S.J. Burges, S.K. Kampf. *Accuracy and uncertainty of thermal-infrared remote sensing of stream temperatures at multiple spatial scales // Remote Sensing of Environment 100 (2006), pp. 427-440.*
5. Gulliver, J. S., and Stefan, H. G. (1986). *Wind function for sheltered stream. J. Envir. Engrg. 112 (2), 1-14.*
6. Gabriel B. Senay, MacKenzie Friedrichs, Ramesh K. Singh, Naga Manohar Velpuri, *Evaluating Landsat 8 evapotranspiration for water use mapping in the Colorado River Basin // Remote Sensing of Environment 185(2016), pp. 171-185.*

**Estimating the energy characteristics of atmospheric turbulence at different altitudes from reanalysis data**

**Shikhovtsev A.Yu., Kovadlo P.G.**

Institute of solar-terrestrial physics, Irkutsk, Russia  
E-mail: uzal@iszf.irk.ru

Investigations of atmospheric turbulence are significantly complicated by a lack of information about turbulent fluctuations of wind speed at different sites as well as different heights: from the surface to the tropopause and higher. At the same time archives of data formed on the basis of network aerological observations allow one to estimate changes of low-frequency atmospheric characteristics in three hours' time intervals or more. The paper discusses one of the possible approaches to evaluate statistically the energy characteristics of turbulent fluctuations of wind speed at different altitudes from reanalysis data.



**Fig.1** The deformations of the shape of the spectra of atmospheric turbulence.

The method proposed is based on taking into account the features of altitude changes of the turbulence energy spectrum over a wide range of spatial and temporal scales. The stability of the shape of the turbulence energy spectrum over a wide range of spatial and temporal scales is the basis for the method of estimating the energy characteristics of atmospheric turbulence from reanalysis data. Knowing the shape of the energy spectrum of atmospheric turbulence over a wide range of scales and the characteristics of fluctuations of the large-scale spectral interval one can estimate the characteristics of small-scale atmospheric turbulence based on the radiosonde data assimilated at the grid nodes (for example, the NCEP / NCAR Reanalysis archive).



To determine the characteristics of small-scale turbulence we consider the deformations of the shape of the spectra of atmospheric turbulence shown in fig. 1.

Analysis of the fig. 1 shows that the shape of the turbulence spectra in the atmosphere boundary layer varies little. The changes of the energy of the high-frequency (small-scale) turbulence are consistent both with variations of the total energy of the spectrum in the entire frequency range and with changes of the energy of large-scale atmospheric inhomogeneities. Taking into account that the spectral density depends on the frequency over a wide range of scales and calculating the energy of the low-frequency fluctuations (over a period of 5 days, corresponding to the average minimum duration of the natural synoptic period) one can estimate characteristic of the high-frequency fluctuations of wind speed, for example structure characteristic of wind speed fluctuations:

$$C_v^2 = \frac{E(f_0) \exp(-3(\ln f_i - \ln f_L) - 5/3(\ln f_i - \ln f_t))}{k_v} f_i^{5/3}$$

where  $f_L$  – low frequency,  $f_i$  – high frequency,  $f_t$  – transition frequency from («-3» to «-5/3» spectrum slope),  $E(f_0)$  – spectral density in low frequency range

*The reported study was funded by RFBR according to the research project № 18-35-00033.*

## Об определении энергетических характеристик атмосферной турбулентности на разных высотах по данным реанализа

Шиховцев А.Ю., Ковадло П.Г.

Институт солнечно-земной физики СО РАН, Иркутск, Россия  
E-mail: uzel@iszf.irk.ru

### ВВЕДЕНИЕ

В изучении атмосферных течений большое внимание уделяется исследованиям формы энергетических спектров флуктуаций скорости воздушного потока, в том числе для оценки правдоподобности мезомасштабных метеорологических моделей (Koshyk, 1999; Koshyk, 2001). Хотя численное моделирование дает объективные результаты по динамике процессов и явлений в атмосферном пограничном слое, разрешение моделей обычно не соответствует используемым схемам параметризации мелкомасштабной турбулентности (Lang, 2010). Ключевую роль в моделировании атмосферных процессов играет понимание особенностей турбулентного перемешивания воздуха в широком диапазоне пространственных масштабов. Одним из подходов к продвижению в этом направлении является знание деформаций энергетических спектров атмосферной турбулентности как с высотой, так и в переменных внешних условиях в широком диапазоне пространственных масштабов.

Уже более 70 лет ведутся теоретические и экспериментальные исследования энергетических спектров кинетической энергии крупномасштабных атмосферных течений (Charney, 1947; Smagorinsky, 1953; Nastrom, 1984; Nastrom, 1985). По данным многочисленных результатов измерений в энергетических спектрах многомасштабной атмосферной турбулентности можно выделить два крупномасштабных диапазона. В диапазоне от  $2 \cdot 10^6$  рад/м до  $8 \cdot 10^6$  рад/м спектральная плотность мощности флуктуаций скорости ветра  $E(k)$  зависит от волнового числа  $k$  в степени «-3». В мезомасштабном диапазоне, волновые числа которого находятся от  $10^5$  рад/м до  $10^3$  рад/м, показатель степени уменьшается до «-5/3». Переходная зона от зависимости  $E(k) \sim k^{-3}$  к зависимости  $E(k) \sim k^{-5/3}$  находится вблизи радиуса деформации Россби и охватывает диапазон пространственных масштабов примерно от 800 км до 600 км. Приведенные зависимости хорошо выполняются для условий свободной атмосферы (Nastrom, 1985). Как показывают экспериментальные исследования отклонения от этих зависимостей в отдельных спектральных интервалах могут наблюдаться при воздействии гравитационных волн, конвективной неустойчивости, сдвигов ветра, адаптации неустановившихся движений воздуха в окрестностях струйных течений и фронтальных систем или других факторов. В результате наблюдений в рамках программы глобального исследования атмосферы (Global Atmospheric Sampling Program) и в более поздних исследованиях статистически показано влияние горных волн над однородной и неровной подстилающей поверхностью на форму спектра турбулентности. Флуктуации горизонтальной скорости и температуры приблизительно оказались в 2–3 раза выше над неровной подстилающей поверхностью по сравнению с флуктуациями над равнинами и водной поверхностью. При этом наибольшие различия наблюда-

лись в диапазоне между 10 и 80 км. Кроме этого, существенные отклонения от наблюдаемой формы спектра наблюдаются в атмосферном пограничном слое, особенно в переходной области от мезомасштабов к микрометеорологической турбулентности (). Исследования деформаций энергетических спектров в диапазоне частот от  $2 \cdot 10^{-7}$  Гц до  $1.4 \cdot 10^{-4}$  Гц в приземном слое с высотой показывают, что диапазон с показателем степени «-3» существенно сужается с уменьшением высоты. На высоте 301 м наклон «-3» наблюдается в диапазоне от  $4.7 \cdot 10^{-6}$  Гц (60 ч) до Гц  $10^{-5}$  Гц (28 ч). На самом ни нижнем уровне (8 м) частотная зависимость спектральной плотности флуктуаций от частоты в степени «-3» не наблюдается, и спектр может быть аппроксимирован в виде  $E(f) \sim f^{5/3}$  в диапазоне частот  $f$  от  $2.3 \cdot 10^{-6}$  Гц до  $3.1 \cdot 10^{-5}$  Гц (9 ч) ().

Согласно физическим представлениям атмосферные крупномасштабные течения поддерживаются генерацией потенциальной энергии за счет пространственных градиентов температур. Потенциальная энергия преобразуется в кинетическую энергию на зональных волновых числах от 2 до 10 (Koshyk, 2001). Это дает основание надеяться на то, что при усреднении по ансамблю состояний энергетические спектры флуктуаций скорости ветра и флуктуаций температуры воздуха в крупномасштабном диапазоне подобны по своей форме друг другу

## МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ ЭНЕРГЕТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК АТМОСФЕРНОЙ ТУРБУЛЕНТНОСТИ ПО ДАННЫМ РЕАНАЛИЗА

Основываясь на приведенных особенностях спектральной картины, возникает вопрос об устойчивости формы спектра турбулентности в широком диапазоне пространственных и временных масштабов при различной энергии атмосферных течений. В частности, представляют интерес те условия, при которых форма энергетического спектра турбулентности сохраняется или слабо изменяется в широком диапазоне пространственных и временных масштабов. При этом важно знать насколько далеко (долго) может сказываться влияние возмущений внешнего течения на спектральные компоненты турбулентности более высоких порядков. Со статической точки зрения любое атмосферное возмущение и его продукты распада, для которых можно определить определенный пространственный масштаб или спектральный диапазон, обладают конечным масштабом коррелированности (согласованности). Исходя из этого, энергетический спектр должен стремиться к некоторой устойчивой фоновой форме, особенно при усреднении по статистическому ансамблю состояний, носящий случайный характер.

Устойчивость формы энергетического спектра турбулентности в широком диапазоне пространственных и временных масштабов заложена в основу предлагаемого метода оценки энергетических характеристик атмосферной турбулентности по данным реанализа. Так, зная форму фонового энергетического спектра турбулентности в широком диапазоне масштабов и характеристики колебаний в крупномасштабной области спектра, определяемых, на основе ассимилированных в узлах сетки радиозондовых данных (например, архива NCEP/NCAR Reanalysis), можно оценить характеристики мелкомасштабной атмосферной турбулентности.

Для определения характеристик мелкомасштабной турбулентности рассмотрим деформации формы спектров атмосферных турбулентных течений. К сожалению, подход получения энергетических спектров является косвенным: пространственные масштабы оцениваются путем пересчета из частотных спектров, рассматриваемых ниже. На рис. 1 показаны энергетические спектры флуктуаций скорости ветра в широком диапазоне частот соответствующие атмосферному пограничному слою (Kovadlo, 2014). Говоря о крупномасштабном диапазоне, лежащем в спектре значительно левее микрометеорологического интервала, необходимо иметь в виду, что речь должна идти не сколько о турбулентности, а о

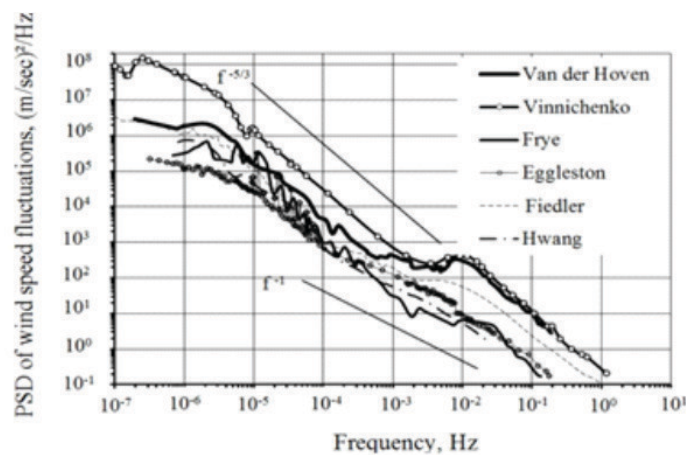


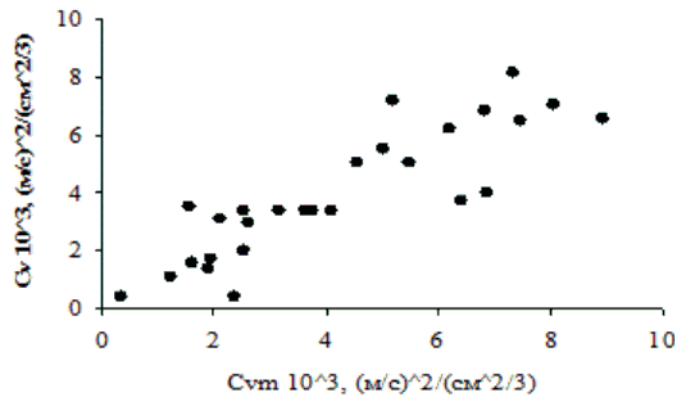
Рис. 1 Энергетические спектры флуктуаций скорости ветра в широком диапазоне частот в пограничном слое атмосферы.

вихревом и струйном характерах атмосферных течений. По оси абсцисс отложены частоты, по оси ординат — значения спектральной плотности мощности флуктуаций скорости ветра. Спектры представлены в широком частотном диапазоне в билогарифмической системе координат, охватывающем масштабы от наиболее низкочастотных флуктуаций до высокочастотной турбулентности. Анализ спектров показывает, что при усреднении по статистическому ансамблю состояний форма спектров турбулентности в атмосферном пограничном слое слабо изменяется. Изменения энергии высокочастотной (мелкомасштабной) турбулентности

согласуются, как с вариациями общего уровня энергии спектра во всем рассматриваемом диапазоне частот, так и с изменениями энергии крупномасштабных атмосферных неоднородностей.

Таким образом, анализ деформаций форм спектров флуктуаций скорости ветра позволяет полагать, что крупномасштабные неоднородные течения структурированы по энергетике мелкомасштабной турбулентностью. Разрабатываемый нами метод основан на учете формы энергетического спектра турбулентных течений в широком диапазоне пространственных и временных масштабов: от макромасштабных течений (с размерами от 600 км до 3000 км и временами жизни от нескольких часов до 5-7 суток) до мелкомасштабной турбулентности. Промежуток времени продолжительностью 5-7 суток был определен Мульгановским как естественный синоптический период, в течении которого сохраняется такое термобарическое поле в тропосфере, которое обуславливает определенную ориентировку перемещения барических образований у поверхности Земли и сохранение общей картины расположения их центров на пространстве так называемого естественного синоптического района. С учетом форм энергетического спектра турбулентности в широком пространственно-временном диапазоне спектральная плотность турбулентных флуктуаций скорости ветра в высокочастотной части  $E_l(f)$  для свободной атмосферы может быть параметризована на основе расчета амплитуды спектра в низкочастотном диапазоне  $E(f_0)$ :  $E_l(f) = E(f_0) \exp(-3(\ln f_l - \ln f_0) - \frac{5}{3}(\ln f_l - \ln f_0))$ ; где  $f_l$  – частота в низкочастотном диапазоне,  $f_0$  – частота в высокочастотном диапазоне,  $f_l$  – частота переходной области спектра от «-3» к «-5/3». Переходная область, где зависимость спектральной плотности флуктуаций температуры воздуха изменяется от  $f^{-3}$  до  $f^{-5/3}$  соответствует пространственному диапазону от 800 до 600 км (от  $10^{-5}$  Гц до  $5 \cdot 10^{-5}$  Гц). Известно, что, несмотря на то, что реальные течения особенно вблизи подстилающей поверхности, не являются однородными и изотропными, атмосферная турбулентность в наиболее мелкомасштабном диапазоне для статистического ансамбля состояний хорошо описывается теорией Колмогорова-Обухова. В рамках этой теории спектральная плотность турбулентных флуктуаций скорости ветра  $E_l$  зависит от частоты  $f_l$  в степени «-5/3» в диапазоне  $1/L_0 \gg f_l \gg 1/l$ :  $E_l(f) = k_v C_v^2 f_l^{-5/3}$ , где  $l$  – внутренний масштаб турбулентности,  $L_0$  – внешний масштаб турбулентности,  $C_v^2$  – структурная характеристика флуктуаций скорости ветра,  $k_v$  – константа. Таким образом, задавая зависимости спектральной плотности от частоты в широком диапазоне масштабов, по значениям спектральной плотности в низкочастотном диапазоне спектра (расчитанным по архивным радиозондовым данным реанализа за период 5 суток, соответствующему среднеминимальной продолжительности естественно синоптического периода) можно оценить фоновую (при осреднении по статистическому ансамблю состояний) структурную характеристику флуктуаций скорости ветра в свободной атмосфере:

$$C_v^2 = \frac{E(f_0) \exp(-3(\ln f_l - \ln f_0) - 5/3(\ln f_l - \ln f_0))}{k_v} f_l^{5/3}$$



**Рис. 2** Сравнение значений структурной характеристики флуктуаций скорости ветра, определенных из данных измерений на высоте 30 м автоматического метеокомплекса и расчетных оценок по низкочастотным флуктуациям скорости ветра, площадка Большого солнечного вакуумного телескопа.

Последнее выражение позволяет рассчитать фоновую величину структурной характеристики флуктуаций скорости ветра основе амплитуд низкочастотных колебаний. На рис.2 показано сравнение значений структурной характеристики флуктуаций скорости ветра, определенных из данных измерений на высоте 30 м автоматического метеокомплекса и расчетных оценок по низкочастотным флуктуациям скорости ветра (за 5 суток). Измерения структурной характеристики флуктуаций скорости ветра выполнялись с помощью комплекса АМК-03 за период с 12.03.2015 по 25.09.2015. Анализ приведенных данных указывает на хорошую согласованность расчетных и измеренных значений  $C_v$  (~0,75).

*Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-35-00033.*

**Литература:**

1. Charney, J. G. *The dynamics of long waves in a baroclinic westerly current* / *J. Meteor.*, 1947. - V. 4, P. 135–162.
2. Kovadlo P.G., Shikhovtsev A. Yu., *Optical turbulence and different parameters of airflow* // *Proc. SPIE*. 2014. V. 9292. P. 6.
3. Koshyk J.N. *Simulation of the mesoscale spectral regime in the GDFL SKYHI general circulation model closure* / J.N. Koshyk, K. Hamilton, J.D. Mahlman // *Geophysical Research Letters*. – 1999. – V.26. – № 7. – P. 843 – 846.
4. Koshyk J.N. *The horizontal kinetic energy spectrum and spectral budget simulated by a high-resolution troposphere – stratosphere – mesosphere GCM.* / J.N. Koshyk, K. Hamilton // – 2001. – V.58. – №4. – P. 329 – 348.
5. Lang P.R. *Atmospheric turbulence, meteorological modeling and aerodynamics* / P.R. Lang, F.S. Lombargo // *Nova Science Publishers, Inc. New York*, 2010. - 722 p.
6. Nastrom G.D. *The atmospheric kinetic energy spectrum* / G.D. Nastrom, K.S. Gage, W.H. Jasperson // *Nature*. – 1984. – V.310. – P. 36 – 38.
7. Nastrom G.D. *A climatology of atmospheric wavenumber spectra of wind and temperature observed by commercial aircraft* / G.D. Nastrom, K.S. Gage // *J. Atmos. Sci.* – 1985. – V. 42. – P. 950 – 960.
8. Smagorinsky J. *The dynamical influence of large-scale heat sources and sinks on the quasistationary mean motions of the atmosphere* / *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1953. - V.79, P. 342–366.

## Simulation of dynamic interphase exchange in a two-phase liquid-solid system

**Tsvetova E.A.**

Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russia

E-mail: e.tsvetova@ommgp.sccc.ru

Formulations of mathematical models and statements of problems for investigating the behavior of multi-phase systems under natural conditions are discussed. In particular, here we consider the hydrodynamics of the liquid-solid system in the context of possible surges of gas hydrates from the bottom of Lake Baikal. The results of numerical experiments on the simulation of hydrodynamic processes in a system whose source is the arrival of solid particles from the bottom of the lake are presented. Parametrizations of the interphase dynamic exchange are studied.

## Моделирование межфазного динамического обмена в двухфазной системе «жидкость - твердые частицы»

**Цветова Е.А.**

Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия

E-mail: e.tsvetova@ommgp.sccc.ru

После того, как были открыты значительные объемы газогидратов на дне и в донных отложениях озера Байкал, а также подводные выходы газов, возник вопрос об изучении поведения многофазных сред в природных условиях глубоких водоемов. Это особенно важно с учетом того факта, что озеро содержит более 23 000 км<sup>3</sup> чистой пресной воды и по решению ЮНЕСКО является объектом Всемирного наследия.

Исследования многофазных систем нашли широкое отражение в научной и технической литературе в основном для проблем замкнутых объемов, таких, например, как колонки, химические и другие типы реакторов, трубопроводы различных диаметров и т.д. Однако очевидно, что существует некая разница между замкнутым объемом и открытыми природными средами, такими как океаны, моря и крупные глубокие водные объекты, где также встречаются подводные выходы газов и залежи гидратов. И такую разницу, как нам кажется, нужно, по возможности, оценить. Этому и посвящен цикл исследований [1-3], который продолжает данная работа.



Специфика озера Байкал состоит в том, что из-за больших глубин (максимальная более 1600 м) газогидраты могут сохраняться в воде, не подвергаясь разложению, не только на дне при больших давлениях, но также и в водной толще, до глубин примерно 380 м [4]. В натурных экспериментах, выполненных с борта подводной станции «Мир» было показано, что гидраты могут также и образовываться в толще вод из газа и воды и существовать не только в виде кристаллов, но и гидратного порошка и пены [5].

Существует ещё и другая специфика озера, также связанная с его глубиной. Речь идет об изменении температуры максимальной плотности, которая регулирует процессы естественного и (вынужденного) вертикального водообмена. Дело в том, что из-за влияния давления температура максимальной плотности понижается с 4 градусов С на поверхности на 0,21 градуса каждые 100 м. В результате этого дважды в год весной и осенью процессы естественного перемешивания в озере ограничиваются верхними 300 метрами, не затрагивая всю остальную толщу вод. Глубины между 300 и 400 м являются в некотором смысле критическими: здесь малейшие изменения в теплосодержании могут вызвать существенные гидродинамические последствия из-за разложения гидратов, если они там окажутся, поскольку разложение происходит с потреблением тепла [3].

Возможности математического моделирования предоставляют нам такую возможность, как различные компоновки моделей, изучающие отдельные аспекты поведения физической системы. В данной работе мы ограничимся случаем рассмотрения только гидродинамических аспектов моделирования двухфазной системы «жидкость- твердые частицы» в трехмерной постановке. Обмен массами, термодинамические и химические процессы здесь не учитываются, чтобы рассмотреть в отдельности только динамические взаимодействия фаз. Математическая модель для многофазных потоков сформулирована в так называемой Эйлер-Эйлер формулировке. Фазы предполагаются взаимопроникающими континуумами. Объемная доля каждой фазы в единичном объеме двухфазной системы обозначены как  $\varepsilon_k$ ;  $k = \{l, h\}$ , причем  $\varepsilon_l + \varepsilon_h = 1$ . Полагается, что вода является несущей средой и  $\varepsilon_l \geq \varepsilon_h$ . В этой методике нет необходимости следить за подробным учетом границ между фазами. Для каждой фазы решается полный набор из уравнений для моментов и уравнения неразрывности. Объединение фаз достигается посредством общего давления для двух фаз и описанием межфазного обмена.

Рассматриваются две системы уравнений сохранения массы и моментов для двух сред вода-твердые частицы. В качестве твердых частиц в этой работе будем рассматривать кристаллы вещества заданных размеров, которые не подвергаются никаким изменениям во время процесса,  $\rho_h = const$ .

Уравнения неразрывности для описания балансов масс

$$\frac{\partial(\rho_k)}{\partial t} + \frac{\partial(\rho_k u_k)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho_k v_k)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho_k w_k)}{\partial z} = 0, \quad k = l, h. \quad (1)$$

Уравнения для сохранения моментов количества движения имеют вид:

$$\begin{aligned} \frac{\partial(\rho_k u_k)}{\partial t} + \frac{\partial(\rho_k u_k u_k)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho_k v_k u_k)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho_k w_k u_k)}{\partial z} &= -\varepsilon_k \frac{\partial p}{\partial x} \pm F_x + \rho_k D_x(u_k), \\ \frac{\partial(\rho_k v_k)}{\partial t} + \frac{\partial(\rho_k u_k v_k)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho_k v_k v_k)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho_k w_k v_k)}{\partial z} &= -\varepsilon_k \frac{\partial p}{\partial y} \pm F_y + \rho_k D_y(v_k), \\ \frac{\partial(\rho_k w_k)}{\partial t} + \frac{\partial(\rho_k u_k w_k)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho_k v_k w_k)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho_k w_k w_k)}{\partial z} &= -\varepsilon_k \frac{\partial p}{\partial z} + \rho_k g \pm F_z + \rho_k D_z(w_k). \end{aligned} \quad (2)$$

Здесь индексами  $h, l$  обозначены твердые и жидкие компоненты системы,  $\rho_k = \varepsilon_k \rho_k$ ,  $k = h, l$ ;  $\rho_k$  – истинные плотности;  $\rho_h < \rho_l$ . Единственная разница между этими системами - это разные знаки в слагаемых, описывающих силовые взаимодействия. Положительный знак у легкой фазы, отрицательный – у тяжелой. Эффект плавучести, приводящий к скольжению легкой фазы по отношению к тяжелой, это результат объединения двух фаз при одном и том же давлении.

Межфазный динамический обмен описывается с помощью параметризаций. Обычно рассматриваются три составляющих сил взаимодействия: силы трения, сила добавленной массы и подъемная сила:  $\mathbf{F} = \mathbf{F}^f + \mathbf{F}^a + \mathbf{F}^u$ . Самый большой вклад у силы трения, поэтому часто учитывают только её:

$$\mathbf{F}^f = -\varepsilon_h C_f (\mathbf{u}_h - \mathbf{u}_l),$$

где  $C_f$  – коэффициент трения, который зависит от объемной доли дисперсной фазы.

Сила добавленной массы. При подъеме твердые частицы ускоряются относительно жидкости. При этом часть окружающей жидкости тоже ускоряется вслед за примесью. Эта дополнительная сила называется «добавленная массовая сила» и рассчитывается по формуле:

$$\mathbf{F}^a = -\varepsilon_h C_a \rho_l \frac{d(\mathbf{u}_h - \mathbf{u}_l)}{dt}.$$

Коэффициент  $C_a$  соответствует объемной доле жидкости, которая ускоряется за примесью.

Подъемная сила (сила Магнуса). Если частица с твердой оболочкой движется в неоднородной жидкости, течение жидкости может вызвать вращение частиц, что, в свою очередь, может создать дополнительную силу взаимодействия, перпендикулярную основному направлению движения

$$\mathbf{F}^u = -\varepsilon_h C_u \rho_l (\mathbf{u}_h - \mathbf{u}_l) \times (\nabla \times \mathbf{u}_l).$$

Для решения систем уравнений, описанных выше, разработаны численные алгоритмы, основанные на методе расщепления и использовании дискретно-аналитических аппроксимаций с сопряженными интегрирующими множителями.

Для оценки чисто гидродинамических факторов влияния параметризаций межфазного обмена, рассмотрены сценарии, в которых возмущения в системе задаются площадным источником примеси на нижней границе области. Чтобы учесть специфику озера Байкал, когда истинная плотность воды также является искомой функцией, будем рассчитывать её по международному уравнению состояния в зависимости от давления и температуры. Так как в данном конкретном сценарии термодинамические факторы не учитываются (и не решается уравнение для температуры), последняя задана постоянным по времени и горизонтальным координатам типичным вертикальным распределением для зимнего сезона.

Приводятся результаты сценариев, в которых соизмеряется оценка влияния различных параметризаций и количество вычислительной работы для их реализации.

*Работа выполняется в рамках государственного задания ИВМиМГ СО РАН 00315-2016-004.*

#### **Литература:**

1. Гранин Н.Г., В.В. Козлов, Е.А. Цветова, Р.Ю. Гнатовский. Полевые исследования и некоторые результаты численного моделирования кольцевой структуры на льду озера Байкал // ДАН. 2015. Т. 461. № 3. С. 343–347.
2. Tsvetova E.A. Modeling of hydrodynamics of water-methane heterogeneous system // Proc. SPIE 9680, 21st International Symposium Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics.- 2015.- 968075 .
3. Tsvetova E.A. Natural and forced under-ice convection// Proc. SPIE 10035, 22nd International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics, 1003568.
4. Egorov, A. V.; Nigmatulin, R. I. & Rozhkov, A. N. Transformation of deep-water methane bubbles into hydrate // *Geofluids*, Wiley-Blackwell, 2014, 14, 430-442.
5. Egorov, A. V.; Nigmatulin, R. I.; Rozhkov, A. N.; Sagalevich, A. M. & Chernyaev, E. S. About transformation of the deep-water methane bubbles into hydrate powder and hydrate foam// *Oceanology*, Pleiades Publishing Ltd, 2012, 52, 194-205.

## Development of river runoff and thermal regime parameterization for lowland rivers as part of INM RAS Earth system model

<sup>1</sup>Korpushenkov I. A., <sup>2,1</sup>Stepanenko V. M.

<sup>1</sup> Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia

<sup>2</sup> Lomonosov Moscow State University, Research Computing Center, Moscow, Russia

E-mail: korpushenkov.ivan@gmail.com

As a part of the block of the active layer of many climatic models, the calculation of soil moisture, runoff during snow melting, slope flow, and dynamic processes in reservoirs is carried out. The development of computer technology (in particular the development of supercomputers) and, as a result, an increase in the resolution of models has led to the fact that the most modern modifications of climate models - the so-called Earth system models (ESM) require an increasingly detailed description of all processes entering the climate system. These include processes occurring in the active layer of the land, including hydrological ones. Little attention is paid to the description of the dynamic processes occurring in surface watercourses. So the authors attempted to create a one-dimensional hydrodynamic model for inclusion in the block of the active layer of models of the Earth's system. To do this, we use the mathematical apparatus of the kinematic wave equation with the corresponding assumptions. Its numerical realization is represented by a finite explicit central-difference scheme. The main difference from analogues is the possibility of including the calculation of water temperature, heat exchange with various media, as well as the flow of biogeochemical processes.

*The work is supported by grants RFBR 17-05-01165.*

# Разработка параметризации речного стока и термического режима равнинных рек для модели Земной системы ИВМ РАН

<sup>1</sup>Корпушенков И. А., <sup>2,1</sup>Степаненко В. М.

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова, Географический факультет, Москва, Россия

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова, Научно-исследовательский вычислительный центр, Москва, Россия

E-mail: korpushenkov.ivan@gmail.com

В климатических моделях и активно разрабатываемых сейчас моделях Земной системы (Earth system model – ESM) гидрологический цикл суши представлен внутри блоков деятельного слоя (land surface model – LSM). Все модели, участвующие в сравнительном проекте CMIP5, содержат в своей структуре LSM-блоки.

Структурно LSM-модели представляют собой систему параметризаций различных термодинамических, гидрологических и биогеохимических процессов, происходящих на суше, включая потоки энергии. Из гидрологических процессов в основном представлены процессы тепловлагопереноса в почве, в системе “почва-растительность”; процессы испарения с поверхности суши, транспирация, а также некоторые другие (снеготаяние, грунтовые воды, ледники). Некоторые из моделей содержат также параметризации процессов, происходящих во внутренних водоемах. Другими словами, климатические модели внутри схем LSM содержат блок стокообразования. Как правило, в нем представлены самые простые параметризации процессов, которые, как правило, уступают по точности параметризациям аналогичных процессов в гидрологических моделях формирования стока (ECOMAG и др.), которые, в свою очередь, не могут быть встроены в архитектуру климатических моделей по техническим причинам.

Только немногие LSM-модели (Таблица 1) содержат параметризации речной сети. Между тем, последние исследования показывают, что учитывать эти процессы важно для, например, более точного воспроизведения термохалинной циркуляции в океане, повышая климатического прогноза [2].

**Таблица 1.** Параметризации речной сети в некоторых моделях Земной системы, участвующих в проекте CMIP5.

Страна	Франция	Великобритания	Франция	США	Япония	Германия	Россия
Разработчики	CNRM-CERFACS	MOHC	IPSL	NCAR	MIROC	MPI-M	INM RAS
Модель Земной системы	CNRM-CM5	HadGEM2-ES	IPSL-CM5A-LR	NCAR CCSM4	MIROC-ESM	MPI-ESM	INM-CM4
Модель деятельного слоя	SURFEX + TRIP	JULES (Joint UK Land Environment Simulator) + TRIP	ORCHIDEE (Organizing Carbon and Hydrology In Dynamic EcosystEms)	CLM (Community land model)	MATSIRO	JSBACH	INM
Маршрутизация речного стока	TRIP [6]	TRIP [6]	Bucket based	SIMTOP [5]	TRIP [6]	HD model [4]	В разработке
Описание	уравнение кинематической волны (1D)	уравнение кинематической волны (1D)	линейная емкостная модель (каскад емкостей)	линейная емкостная модель (каскад емкостей)	уравнение кинематической волны (1D)	-	-

Основные причины для включения речного стока в структуру LSM внутри моделей Земной системы следующие. Во-первых, реки влияют на термохалинную циркуляцию в океане, главным образом в районах устьев рек и эстуариев; влияние некоторых очень крупных рек (например, Лены) прослеживается на огромных пространствах [7, 8]. Во-вторых, по данным новейших исследований реки играют большую роль в углеродном цикле суши, являются активным агентом, транспортирующим парниковые газы (CH<sub>4</sub> или CO<sub>2</sub>), которые попадают в реки в основном в криолитозоне [8], в океан. Дельты крупных рек являются источником парниковых газов [1, 8, 10]. Вещество, которое выносится реками в океан в конечном счете влияет на биохимические процессы в океане [8]. Это особенно важно, поскольку в мо-

делях Земной системы одной из наиболее важных целей считается достижение явного представления биогеохимических процессов, которые взаимодействуют с изменяющимся климатом [3]. Важным аспектом является также то, что сток рек – это наиболее точно измеряемая компонента водного баланса суши, поэтому качество его расчета может служить критерием для проверки эффективности воспроизведения в LSM гидрологического цикла суши. Непосредственным продуктом параметризации рек являлись бы данные о ледовом и уровненом режиме рек по всему Земному шару.

В климатической модели ИБМ INMCM4 отсутствует параметризация речной сети. Реализована следующая схема: в каждой ячейке водосборов крупнейших речных бассейнов мира (54 шт.) формируется водный сток, который суммируется по соответствующему водосбору и мгновенно (т. е. без учета времени добегания) добавляется в океан.

Для модели Земной системы ИБМ РАН (разрешение модели  $2^\circ \times 1.5^\circ$ ) разработана гидродинамическая модель «RIVERFLOWID» для расчета расходов и уровней воды, а также температуры, что является новым в аналогичных моделях. На основе расчетов температуры в будущем планируется параметризация ледового покрова рек, что особенно актуально для рек криолитозоны и северных рек. Кроме того, это позволяет в перспективе вести расчет биогеохимических процессов, происходящих в реках.

В программном коде «RIVERFLOWID» реализован алгоритм решения следующей системы уравнений (уравнений кинематической волны):

$$\begin{cases} \frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial S}{\partial t} = 0 \\ v = \frac{1}{n} R^{2/3} \sqrt{i} \\ h = f^{-1}(S) \end{cases}$$

где  $Q$  – расход воды ( $m^3/c$ ),  $S$  – площадь поперечного сечения ( $m^2$ ),  $v$  – средняя по поперечному сечению скорость течения ( $m/c$ ),  $R$  – гидравлический радиус ( $m$ ),  $i$  – геометрический уклон,  $h$  – глубина ( $m$ ),  $f$  – функция, связывающая между собой значения площади  $S$  и глубины потока  $h$ ,  $n$  – безразмерный коэффициент Маннинга. Для решения данной системы уравнений задается одно начальное –  $h(x, 0)$ , и одно граничное –  $Q(0, t)$  условия. В качестве формы поперечного сечения реки выбрана трапеция.

Аппроксимация пространственных производных выполнена на сдвинутой сетке. Значения площади поперечного сечения  $S$ , уровня воды  $h$  рассчитываются в дробных узлах сетки. Скорость течения реки (средняя скорость для данного створа) рассчитывается в целых узлах.

В виде конечно-разностного алгебраического уравнения система представляется следующим образом:

$$\frac{S_{j+1/2}^{i+1} - S_{j+1/2}^i}{\Delta t} + \frac{(Su)_{j+1}^i - (Su)_j^i}{\Delta x} = 0$$

$$u_{j+1}^i = \frac{1}{n_{j+1}} \left( \frac{R_{j+1/2} + R_{j+3/2}}{2} \right)^{2/3} \sqrt{i_{j+1}}$$

Верификация модели проводилась для рек бассейна Северной Двины. Для р. Северная Двина в створе д. Абрамково временной ход расходов воды в период с начала весеннего половодья (конец апреля – начало мая) до даты установления ледостава (ноябрь) представлен на Рис. 1.

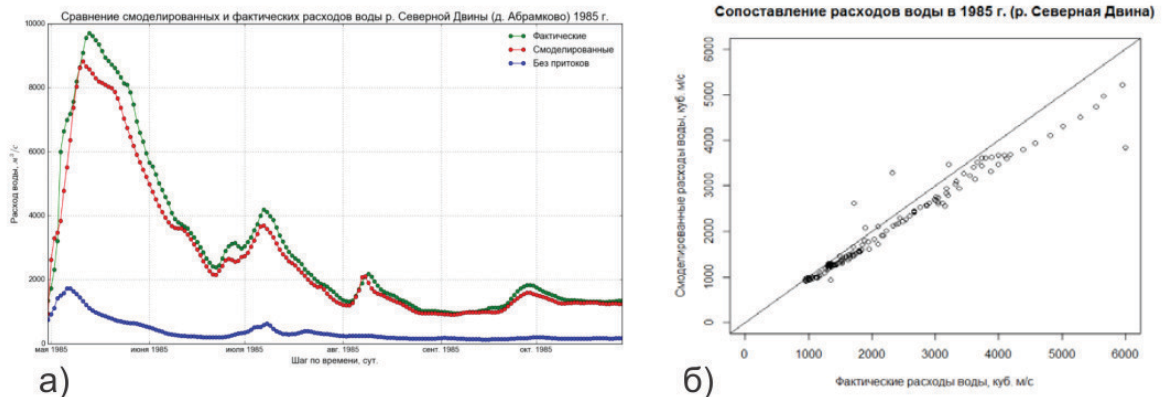


Рис. 1. а) Гидрографы фактических и рассчитанных расходов воды; б) Диаграмма рассеяния фактических и рассчитанных расходов воды.

Поверхность Земли покрыта сеткой с размерами ячейки  $2^\circ \times 1.5^\circ$ . Информация о русле, а также о направлениях стока рек считывается из базы данных, разработанной в Токийском университете (University of Tokyo). Маршрутизация речного стока осуществляется по методу наибольшего градиента (D8), когда сток сбрасывается только в одну из восьми соседних ячеек, которая находится ниже всего относительно данной, при этом связываются между собой центры ячеек.



Такой способ маршрутизации не является оптимальным: при его реализации возможны грубые ошибки, когда, например, река Амазонка впадает не в Атлантический океан, а в определенную точку на материке (Рис. 2). Как показывают исследования, это связано не с качеством той или иной ЦМР, а прежде всего с самим методом маршрутизации и грубым разрешением сетки (Рис. 3а). В связи с этим, планируется замена метода D8 на современный метод FLOW ([11], Рис. 3б), который исключает ошибки подобного рода.

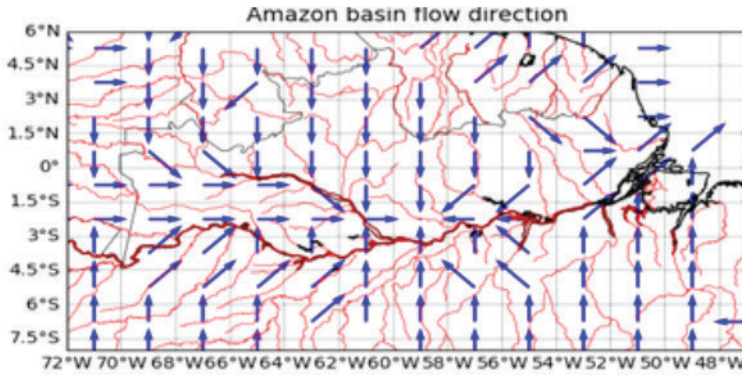
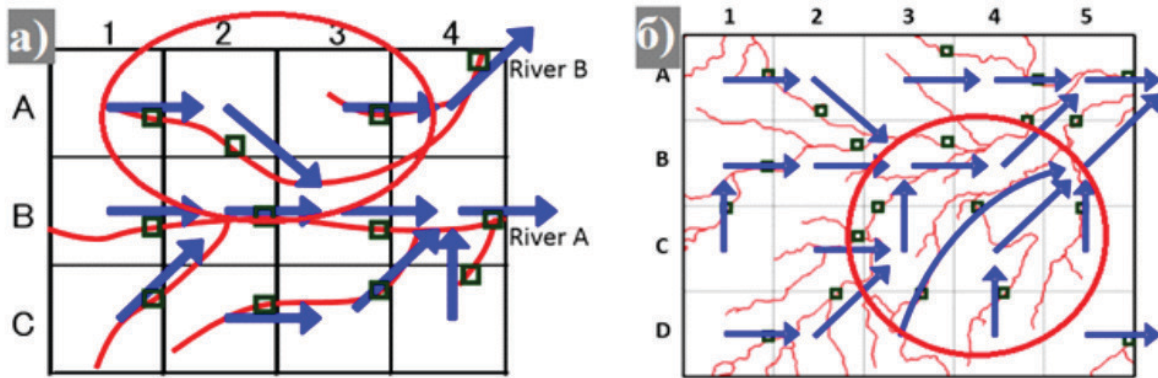


Рис. 2. Поле направления речного стока в бассейне р. Амазонка, построенное по методу наибольшего градиента

Рис. 3. а) Поле направлений стока по методу наибольшего градиента D8; б) поле направлений по методу FLOW [11]. Рисунок заимствован из [11]



Моделирование термического режима рек для климатических моделей в настоящей работе предлагается впервые. В уравнении притока тепла учитываются основные закономерности, которые определяют суточный ход температуры воды в потоке [9]. В модели расчет реализуется с помощью уравнения теплового баланса.

$$C\rho \left[ \frac{\partial (\bar{T}S)}{\partial t} + \frac{\partial (\bar{T}\bar{v}S)}{\partial x} \right] = \frac{\partial [(\lambda_x + C\rho\lambda^*) S \frac{\partial T}{\partial x}]}{\partial x} + L(H_a + \bar{Q}_R) + \chi(H_B + \bar{Q}_B)$$

где  $\bar{T}$  – средняя по поперечному сечению температура воды в реке (°C),  $\bar{v}$  – средняя по сечению скорость течения (м/с),  $C$  – удельная теплоемкость (кДж/кг °C),  $\rho$  – плотность воды (кг/м<sup>3</sup>),  $S$  – площадь поперечного сечения (м<sup>2</sup>),  $\lambda^*$  – коэффициент турбулентной теплопроводности,  $L$  – ширина реки (м),  $(H_a + \bar{Q}_R)$  – теплообмен с атмосферой (Вт/м<sup>2</sup>),  $(H_B + \bar{Q}_B)$  – теплообмен с донными грунтами (Вт/м<sup>2</sup>). Для вычисления теплообмена с атмосферой используется теория Монина-Обухова.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 17-05-01165.

**Литература:**

1. Battin T. J. et al. The boundless carbon cycle // *Nature Geoscience*, 2009, vol. 2, pp. 598-600
2. Branstetter M. Development of a parallel river transport algorithm and applications to climate studies (PhD dissertation thesis). TX: University of Texas at Austin
3. Flato G. M. Earth system models: an overview // *WIREs Climate change*, 2011, vol.2, issue 6
4. Hagemann S., Gates L. D. Improving a subgrid runoff parameterization for climate models by the use of high resolution data derived from satellite observations // *Climate Dynamics*, 2003. pp. 349 – 359
5. Niu et al. A simple TOPMODEL-based runoff parameterization (SIMTOP) for use in global climate models // *Journal of geophysical research*, 2005. Vol. 110.
6. Oki, T. and Sud, Y. C.: Design of Total Runoff Integrating pathways (TRIP) – A global river channel network, *Earth Interact.*, 2, 1–36, 1998
7. Sausen R. et al. A model of river runoff for use in coupled atmosphere – ocean models // *Journal of Hydrology*, 1994. 155, pp 337-352.

8. Semiletov I. P. et al. Carbon transport by the Lena river from its headwaters to the Arctic Ocean with emphasis on fluvial input of terrestrial particulate organic carbon vs. carbon transport by coastal erosion // *Biogeosciences*, 2011, pp. 2407-2426
9. Sinokrot B. A., Stefan H. G. Stream temperature dynamics: measurements and modeling // *Water resources research*, 1993 vol. 29, №7, pages 2299-2312
10. Travnik L. J. et al. Lakes and reservoirs as regulators of carbon cycling and climate // *Limnology and oceanography*, 2009, pp. 2298-2314
11. Yamazaki D. et al. Deriving a global river network map and its sub-grid topographic characteristics from a fine-resolution flow direction map // *Hydrology and Earth System Sciences*, 2009. 13, pp. 2241-2251

## Probabilistic-statistical models of the dynamics of climatic changes for the areas of Altai Mountains (Aktru)

<sup>1</sup>Ustinova W. N., <sup>2</sup>Zuev V. V., <sup>2</sup>Bondarenko S. L., <sup>3</sup>Ovchinnikov D. V., <sup>4</sup>Ustinova I. G.

<sup>1</sup> Tomsk State University of Control Systems and Radioelectronics, Tomsk, Russia

<sup>2</sup> Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia

<sup>3</sup> Sukachev Institute of Forest SB RAS, Krasnoyarsk, Russia

<sup>4</sup> School of Engineering Entrepreneurship, National Research Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russia

E-mail: bond\_sl@inbox.ru

Probabilistic-statistical parameterization of time series characterizing geological and climatic processes allows to determine some regularities in the dynamics of biosphere-geosphere interactions using data of tectonic activity, associated with solar activity, stratospheric ozone level, characteristics of the hydro-thermal regime (De Martonne aridity index (IDM)) and wood structure (maximum tree-ring density (MXD) of conifers). The analysis of interconnections is based on the 100-year reconstructions of total ozone (TO) and IDM using the MXD time series from 1900 to 2014. We have grouped of the responses of trees into two groups (clusters) according to their responsively and then have reconstructed climatic and UV-B (TO) signals. Long-term trends and the main components correlating with TO and IDM are revealed from the MXD time series, averaged within the groups, using the spectral singular method ("Caterpillar"-SSA). The data on the MXD of Siberian larch growing in the Altai Mountains, which border the territory of the West Siberian Plate (WSP), were used for reconstruction.

Probabilistic-statistical analysis of the relationship between solar activity and temperature, TO and IDM was performed using autocorrelation analysis of signals of a different nature. Some similar properties were revealed in the dynamics of changes in solar activity during periods of temperature increase. The temperature variations are well correlated with the variations of solar activity, the variability of the gravitational influence of the solar system planets on it. Estimation and analysis of changes in the trends of solar activity, TO and IDM allow to specify the time boundaries of synchronous (asynchronous) periods of the time series, the alternation of climatic epochs.

## Вероятностно-статистические модели динамики климатических изменений Горного Алтая (Актру)

<sup>1</sup>Устинова В.Н., <sup>2</sup>Зуев В.В., <sup>2</sup>Бондаренко С.Л., <sup>3</sup>Овчинников Д.В., <sup>4</sup>Устинова И.Г.

<sup>1</sup> Томский государственный университет систем управления и радиоэлектроники, Россия

<sup>2</sup> Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

<sup>3</sup> Институт леса им. В.Н. Сукачева СО РАН, Красноярск, Россия

<sup>4</sup> Школа базовой инженерной подготовки ТПУ, Томск, Россия

E-mail: bond\_sl@inbox.ru

Вероятностно-статистическая параметризация временных рядов, характеризующих геологические и климатические процессы, позволяет установить некоторые закономерности в динамике биосферно-геосферных взаимодействий по данным тектонической активности, связанной с солнечной активностью, индекса аридности де Мортонна (гидротермический режим) и структуре древесины (плотность годовых колец хвойных деревьев).

Изменения температур тесно связаны с изменением солнечной активности, изменчивостью гравитационного влияния на неё планет солнечной системы. Расчет и анализ трендов изменчивости солнечной активности, изменений общего содержания озона (ОСО) и индекса аридности де Мортон (ИМ) позволяют уточнить временные границы синхронных (асинхронных) периодов исследуемых временных рядов и смену одной «климатической эпохи» на другую.

Были установлены некоторые близкие закономерности в динамике изменения общего содержания озона, индекса аридности и солнечной активности в периоды роста стрессового воздействия УФ-В радиации и засухливости климата для территории Западно-Сибирской плиты (ЗСП). Для реконструкции ОСО использовались данные по максимальной плотности годичных колец деревьев лиственницы сибирской, произрастающей в алтайских горах, которые окаймляют ЗСП.

Длительные изменения климата обуславливают функционирование лесных экосистем, вызывая ответную реакцию, которая проявляется в изменениях структуры древесины (плотность). Физический критерий, который можно измерить, оценить и интерпретировать – это годичные кольца деревьев (их характерная последовательность) и их физические характеристики (ширина, плотность), позволяющие получить косвенные оценки и интерпретации условий роста деревьев в прошлые столетия [1]. В исследуемой выборке можно выделить две группы хронологий плотности, которые отражают изменения климатического и УФ-В отклика деревьев (рис. 1).



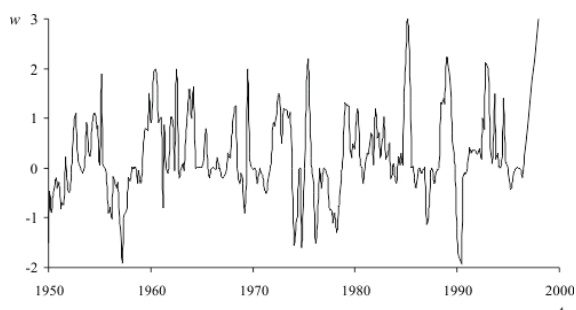
**Рис. 1.** Хронологии максимальной плотности лиственницы сибирской для местности Актру, N = 2100-2250 м, сглаженные FFT-фильтром с окном 5 лет.

Изучение геологических процессов на Земле показывает их цикличность, наличие повторяющихся режимов накопления осадков, периодическое изменение климата. В геохронологии каждой локальной территории можно прочесть многолетнюю историю этих изменений. Наиболее наглядно подобная история проявляется в сочетании литологических единиц осадочного разреза. В теле фации (комплекс отложений, характеризующийся общностью физико-географических условий) выявляется и устанавливается закономерность в смене типов осадков, изменении режимов осадконакопления, а значит и климата. Например, вместе с изменениями климата от бореального до жаркого и засушливого для территории ЗСП произошло изменение типа осадков. По таким данным в каждой заданной точке исследований на поверхности Земли можно построить ряд циклического изменения климата от тепла к холоду: во временных циклах разного порядка [2].

В историческом развитии процессов осадконакопления можно наблюдать, что эпохам потепления, повышения средних температур, отвечают этапы вулканической деятельности на территории, где расход тепла на вулканическую активность, после процессов бурных вулканических выбросов, приводит к похолоданию. С другой стороны последовательность вулканических выбросов, связь их активности с периодами вращения планет солнечной системы говорит о том, что эта активность (например, на Солнце) определяется гравитационным воздействием планет Солнечной системы на активные оболочки Солнца.

Если рассматривать современный цикл активности Солнца до 2000 г, то на интервале 300-летнего цикла кривая активности не достигла максимума. По данным после 2000г по настоящее время максимум был достигнут в 2004 г, сейчас активность Солнца интенсивно снижается, что несомненно должно отразиться на климате.

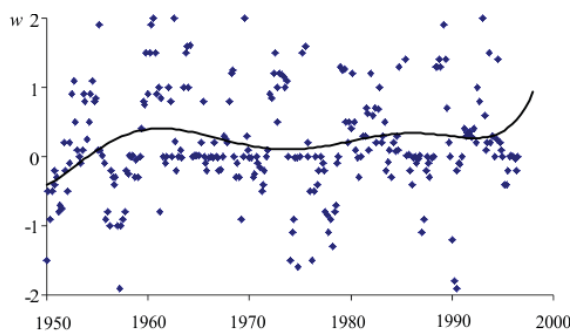
Сглаживание кривой солнечной активности (рис. 2) по 260 точкам (временной интервал – 8 лет) позволило выявить 80-летний тренд солнечной активности. Результаты расчётов показали хорошую сходимость с результатами осреднения, они характеризуют процесс температурной глобальной изменчивости как закономерно нарастающий при аппроксимации кривой активности трендом в виде полинома десятой степени (рис. 3):



$$Y = 9,61 \cdot 10^{10} - 1,56 \cdot 10^8 x + 47907,8 x^2 + 30,025 x^3 - 0,005 x^4 - 8,578 \cdot 10^{-6} x^5 - 1,29 \cdot 10^{-9} x^6 + 1,98428 \cdot 10^{-12} x^7 + 8,06442 \cdot 10^{-16} x^8 - 6,786 \cdot 10^{-19} x^9 + 1,076 \cdot 10^{-22} x^{10}$$

**Рис. 2.** Индексы солнечной активности (W, в усл. ед.) с 1950 года (t)



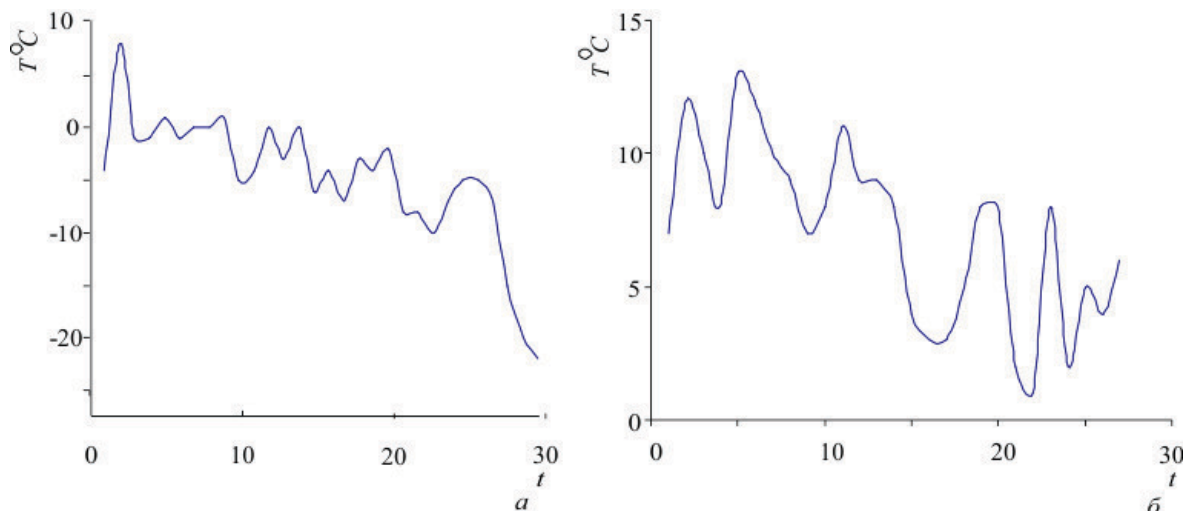


**Рис. 3.** Аппроксимация кривой солнечной активности ( $W$ , в усл. ед.) полиномом десятой степени

Между разными временными рядами могут существовать сходные закономерности с тенденцией возвратно-поступательного роста. Чтобы перенести выводы с исследуемой выборки (температура, солнечная активность, осадконакопление) на другую совокупность (ОСО, ИМ, ПГК), необходимы те или иные предположения о связи характеристик, основанные на соответствующей вероятностной модели.

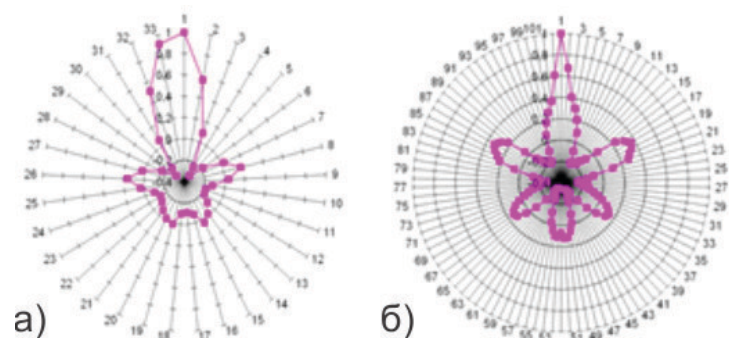
Как действуют закономерности изменчивости палеотемператур и палеоосадков на коротких временных интервалах? В климатических, гидротермических и радиационных временных рядах, можно также выявить короткопериодные вариации, которые также должны иметь возвратно-поступательный характер.

Рассмотрим особенность развития возвратно-поступательных температурных изменений на примере одного месяца (октябрь 2008 г.) на территории юго-востока ЗСП. Температурные кривые, приведённые на рис. 5 указывают на тенденции общего понижения температур, тренд которой лучше определяется ночным характером изменения температур (рис. 5, а), дневная кривая лучше показывает возвратно-поступательный характер изменчивости температур (ярко выраженный период колебаний составляет порядка 7 дней).



**Рис. 5.** Средняя суточная температура ( $T$  °C) с 1 по 30 октября 2008 г. на юго-востоке ЗСП, а – в ночное время, б – в дневное время суток ( $t$ ).

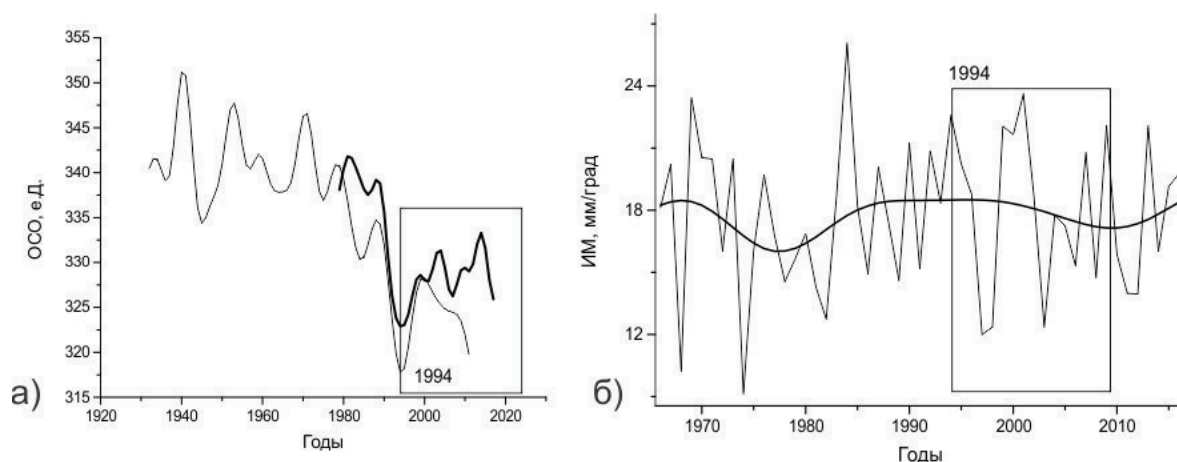
Анализ автокорреляционных функций температурных вариаций показал, что практически на любых отрезках мы наблюдаем закономерности роста или понижения исследуемых параметров, идентичные выявленных в палеоструктуре.



**Рис. 6.** Автокорреляционные функции температурных вариаций: а – при плавных изменениях тренда, б – при существенных вариациях температурного режима

При плавных изменениях тренда – вариации температуры также плавные и частые, при возрастании величины градиента перепадов температур в ритме более длительного характера – возрастает амплитуда колебаний температур и несколько возрастает их период. Таким же образом мы можем рассмотреть колебания других анализируемых рядов ОСО, ИМ и ПГК. Например, сопоставим временные ряды ОСО разной продолжительности.





**Рис. 7.** а) ОСО с 1932 по 2017 (Актру – толстая линия; Ароза – тонкая). б) Индекс аридности де Мортон (толстая линия – сглаживание FFT с окном 5 лет) для Усть-Кокса, метеостанции рядом с Актру.

Сопоставление временных рядов общего содержания озона в разных географических точках Ароза, Швейцария (самый продолжительный ряд наземных наблюдений) и Актру, Горный Алтай (спутниковые данные, проект TEMIS) показывает, что минимум долгопериодного колебания ОСО приходится на 1994 год, и далее начинается медленное поступательно-возвратное восстановление озонового слоя. Также с 1994 года наблюдается плавное снижение ИМ, которое закончилось в 2010 году.

С привлечением автокорреляционного анализа сигналов различной природы был выполнен вероятностно-статистический анализ связей солнечной активности и температуры со 100-летними реконструкциями ОСО и ИМ для Горного Алтая (Актру). В основе реконструкции лежит разделение откликов деревьев по их чувствительности на группы (кластеры) и разделение дендрохронологических рядов на составляющие при помощи спектрального сингулярного метода («Гусеница») [3].

#### Литература:

1. Овчинников Д.В., Мыглан В.С. Длительные циклические изменения радиального прироста хвойных Алтае-саянской горной страны в позднем голоцене, 2015, *Международный научно-исследовательский журнал*.
2. В.Н. Устинова, И.Г. Устинова, В.Г. Устинов, Н.Н. Стариков. Вероятностно – статистические модели циклического развития экосистем. *Известия Томского политехнического университета*. 2013. Т. 323., № 1.
3. Зуев В.В., Бондаренко С.Л. Взаимосвязь долгопериодной изменчивости озонового слоя атмосферы с обусловленной УФ-Б-воздействием изменчивостью плотности древесины // *Оптика атмосф. и океана*. 2001. Т. 14. № 12. С. 1-4. 3.

## Statistical models of temperature, humidity and wind in the atmospheric boundary layer over the Siberian region

Lomakina N.Ya.

V.E. Zuev Institute of Atmospheric Optics SB RAS, Tomsk, Russia,  
E-mail: lnya@iao.ru

Statistical models of the altitude distribution of meteorological quantities and, in particular, the regional models [1, 2] are widely used for solving various problems of climatology, atmospheric optics and remote sensing. However, due to the one-kilometer resolution of the data, the altitude distribution of air temperature and humidity is given with a significant approximation, and wind data are not presented in the regional models. The local statistical models of temperature, humidity and wind were constructed for a detailed description of the vertical structure of the atmospheric boundary layer over the territories of Western and Eastern Siberia [3–5].

The work presents the results of the applied climatic division of the Siberian region into districts based on the methodology of objective classification of the atmospheric boundary layer climates by the "temperature-humidity-wind" complex realized with using the method of principal components and the special similarity criteria of average profiles and the eigen values of correlation matrices. The local models of the altitude distribution of temperature, air humidity and wind are constructed for each homogeneous subdistrict.

The objective classification of climates of the atmospheric boundary layer and climatic zoning of the territory of Siberia was carried out on the basis of long-term (2001–2012) observations of 26 upper-air stations (<http://www.weather.uwyo.edu/>) uniformly located on the territory under consideration. As a result of climatic zoning of the Siberian region according to temperature, humidity and wind conditions of the atmospheric boundary layer, 14 homogeneous regions were revealed in winter and 10 ones in summer. The climatic zoning of the Siberia territory supplements the previously performed complex climatic zoning of the northern hemisphere [1, 2].

The local statistical models were constructed for each of the homogeneous subareas for winter and summer. Ones include the model profiles of the altitude distribution of mean values, standard deviations, as well as the model matrices of the inter-level correlation of temperature ( $t$ , °C), specific humidity ( $q$ , o/oo), zonal ( $U$ , m/s) and meridional ( $V$ , m/s) wind speed components.

In this way, the local statistical models with a vertical resolution of 100 m significantly precise the vertical statistical structure of temperature, humidity and wind fields in the atmospheric boundary layer of the Siberian region and ones are a good addition to the regional atmospheric models [1, 2] in increments of height from 1 km.

#### References:

1. Zuev V.E., Komarov V.S. *Statistical Models of Temperature and Gaseous Components of the Atmosphere*. L.: Gidrometeoizdat, 1986. 264.
2. Komarov V.S. *Statistics in Application to Solve Applied Meteorological Problems*. Tomsk: Publ. House of IAO SB RAS, 1997. 256.
3. Komarov V.S., Lomakina N.Ya. *Statistical Models of the Atmospheric Boundary Layer of the Western Siberia*. Tomsk: Publ. House of IAO SB RAS, 2008. 222.
4. Lomakina N.Ya., Komarov V.S. *Statistical models of altitude distribution of temperature, humidity, and wind for the Western Siberia atmospheric boundary layer / Atmos. Ocean. Opt.*, 2007. 20(11). 1009–1012.
5. Lomakina N.Ya., Komarov V.S., Il'in S.N. *Statistical models of altitude distribution of temperature, humidity, and wind in the atmospheric boundary layer over Eastern Siberia / Atmos. Ocean. Opt.*, 2012. 25(7). 629–632.

## Статистические модели температуры, влажности и ветра в пограничном слое атмосферы Сибирского региона

Ломакина Н.Я.

Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, Томск, Россия,  
E-mail: lnya@iao.ru

При решении различных задач климатологии, атмосферной оптики, дистанционного зондирования окружающей среды [1–3] требуется использование адекватной климатической информации о вертикальной структуре полей температуры, влажности и ветра в пограничном слое атмосферы (ПСА), ограниченной по объему и обеспечивающей оптимальное описание подобной структуры в любой точке заданного региона. Одним из возможных подходов является пространственное обобщение климатической информации с помощью одного из методов климатического районирования и построение локальных статистических моделей атмосферы для выявленных однородных районов. При этом широко применяются статистические модели высотного распределения метеорологических величин и, в частности, региональные модели [4, 5]. Согласно климатическому районированию северного полушария, проведенному на основе объективной классификации полей давления, температуры, влажности и озона в свободной атмосфере [4–6], территория Сибирского региона зимой находится в четырех квази-однородных районах, а летом – в двух, и, соответственно, вертикальная структура метеорологических полей такого обширного региона описывается четырьмя региональными моделями зимой и двумя – летом. Однако, из-за однокилометрового разрешения данных высотное распределение температуры и влажности воздуха дается со значительным приближением, а данные ветра в региональных моделях не представлены. Для детального описания вертикальной структуры пограничного слоя атмосферы (ПСА) для территорий Западной и Восточной Сибири были построены локальные статистические модели температуры, влажности и ветра [6–8].

В настоящей работе на основе разработанной методики объективной классификации климатов пограничного слоя атмосферы (она была реализована отдельно для регионов Западной и Восточной Сибири [6–8]), проведено климатическое районирование территории Сибирского региона на основе методологии объективной классификации климатов пограничного слоя атмосферы по комплексу «темпера-

тура – влажность – ветер», реализованной с использованием метода главных компонент и специальных критериев сходства средних профилей и собственных элементов корреляционных матриц, и для каждого однородного подрайона построены локальные модели высотного распределения температуры, влажности воздуха и ветра.

Для проведения объективной классификации климатов пограничного слоя атмосферы были использованы такие информативные признаки, как средний профиль высотного распределения метеорологической величины (температура, массовая доля водяного пара, зональная и меридиональная составляющие скорости ветра), а также главные собственные векторы и собственные числа обобщенной корреляционной матрицы комплекса «температура-влажность-зональный-меридиональный ветер».

В качестве меры сходства для выделения границ однородных районов с различным температурно-влажностным и ветровым режимом, использованы три статистических критерия: 1) критерий подобия – для сравнения близости средних профилей, полученных для двух станций; 2) критерий устойчивости – для оценки сходства собственных векторов обобщенных корреляционных матриц, полученных для двух сравниваемых станций; 3) критерий Кохрана – для оценки значимости расхождения норм обобщенных корреляционных матриц.

В качестве исходных данных для реализации объективной классификации климатов пограничного слоя атмосферы и климатического районирования территории Сибири использованы многолетние (2001–2012 гг.) наблюдения 26 аэрологических станций (<http://www.weather.uwyo.edu/>), равномерно расположенных на рассматриваемой территории. В результате климатического районирования Сибирского региона по температурно-влажностному и ветровому режиму пограничного слоя атмосферы было выявлено 14 однородных районов зимой (январь) и 10 – летом (июль) (рис. 1). Климатическое районирование территории Сибири дополняет проведенное ранее [4, 5] комплексное климатическое районирование северного полушария. При обозначении номера района две первые цифры соответствуют основному квазиоднородному району, выявленному в процессе комплексного районирования северного полушария, а третья – однородному подрайону. В отличие от работ [6–8], где отдельно было проведено районирование Западной и Восточной Сибири, нумерация подрайонов была изменена, в частности, летом из-за совпадения некоторых подрайонов.

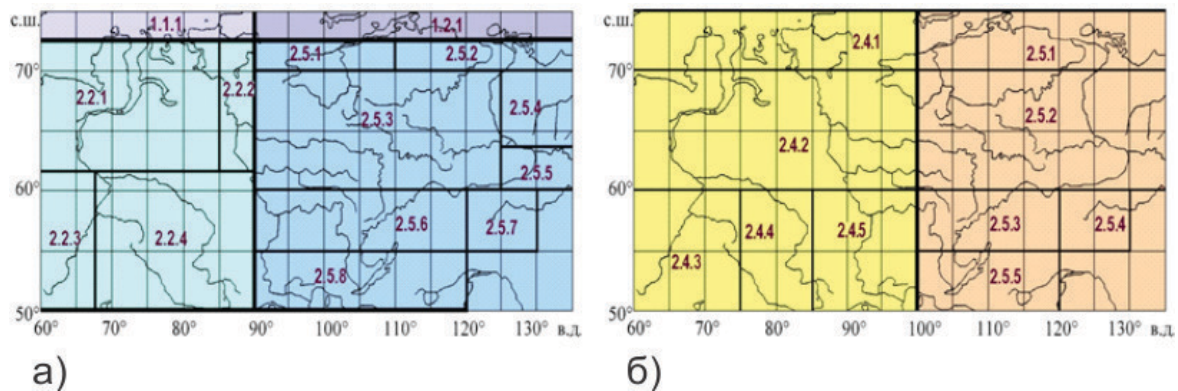
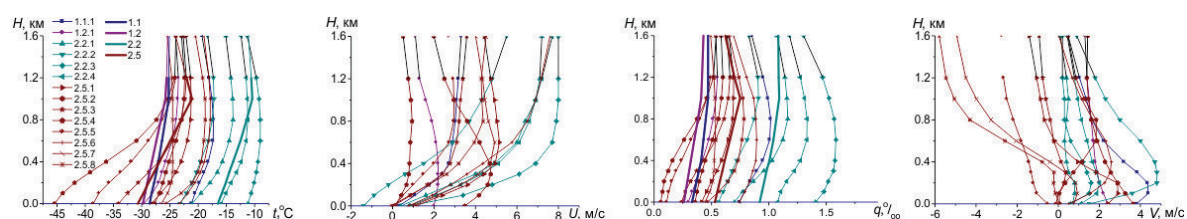


Рис. 1. Климатическое районирование территории Сибирского региона по температурно-влажностному и ветровому режиму пограничного слоя атмосферы: а) зима, б) лето. (Сплошная жирная линия обозначает границу квазиоднородных районов, тонкая – однородных подрайонов).

Для каждого подрайона были построены локальные статистические модели, включающие: модельные профили высотного распределения средних значений и среднеквадратических отклонений температуры ( $t$ , °C), массовой доли водяного пара ( $q$ , %), зонального ( $U$ , м/с) и меридионального ( $V$ , м/с) ветра, а также модельные матрицы межуровневой корреляции тех же метеорологических величин.

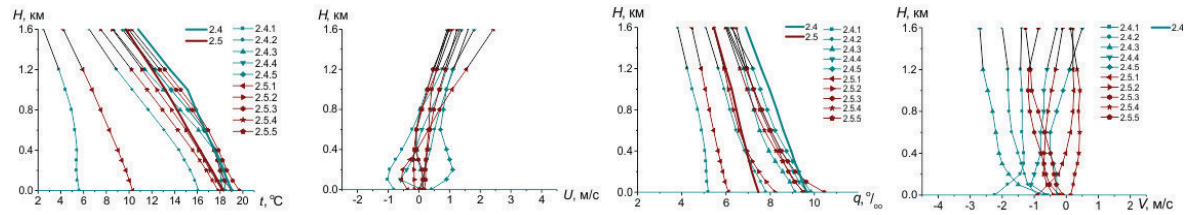
На рис.2 в качестве примера приведены локальные модельные профили высотного распределения средних значений указанных метеорологических величин для зимы и лета. Кроме того, для сравнения показаны региональные модели высотного распределения температуры и массовой доли водяного пара [4–6].

ЗИМА





лето



**Рис. 2.** Локальные и региональные модели высотного распределения средних значений температуры и массовой доли водяного пара, а также локальные модели зонального и меридионального ветра в пограничном слое атмосферы для различных однородных подрайонов Сибирского региона.

Для всех модельных профилей температуры и влажности характерны общие закономерности. Зимой наблюдается инверсионное или изотермическое распределение средних значений температуры и массовой доли водяного пара до высоты от 600 до 1000 м, т.е. в значительной толще пограничного слоя атмосферы, а летом – уменьшение с высотой средних значений температуры и влажности, причем наиболее низкие значения характерны для северных районов. В зимний период для изменчивости температуры характерно ее понижение с высотой (особенно в нижнем 200-метровом слое), а для изменчивости влажности воздуха типично лишь незначительное высотное изменение. Летом изменчивость температуры и влажности в основном слабо уменьшаются с высотой, при этом в северных районах наблюдается сначала рост изменчивости в нижнем 400-м слое, а затем ее уменьшение с высотой.

Для среднего зонального ветра зимой типично повсеместное возрастание его скорости с высотой и преобладание западного направления; скорость среднего меридионального ветра повышается с высотой в нижнем 200–300-метровом слое и ослабевает выше этого слоя при преобладании южного направления в большинстве районов. Летом, как и зимой в большинстве районов в пограничном слое Сибири преобладает западное направление ветра и лишь в северных районах в нижнем 300–600 м слое наблюдается восточное направление ветра, которое выше меняется на западное. Меридиональный ветер меняет свое направление от зимы к лету и становится северным. Для изменчивости ортогональных составляющих скорости ветра свойственно повсеместное ее повышение с высотой, причем наиболее интенсивно – в нижнем 600-метровом слое зимой и в нижнем 400-м слое летом.

Таким образом, локальные статистические модели с вертикальным разрешением от 100 м существенно уточняют вертикальную статистическую структуру полей температуры, влажности и ветра в пограничном слое атмосферы Сибирского региона и являются хорошим дополнением к региональным моделям атмосферы [4–6] с шагом по высоте от 1 км.

**Литература:**

1. Чеснокова Т.Ю., Журавлева Т.Б., Воронина Ю.В., Складнева Т.К., Ломакина Н.Я., Ченцов А.В. Моделирование потоков солнечного излучения с использованием высотных профилей концентрации водяного пара, характерных для условий Западной Сибири // *Оптика атмосферы и океана*. 2011. Т. 24. № 11. С. 969-975.
2. Фирсов К.М., Чеснокова Т.Ю., Бобров Е.В., Клиточенко И.И. Восстановление общего влагосодержания из данных фотометрирования Солнца // *Оптика атмосферы и океана*. 2013. Т. 26. № 03. С. 226-229.
3. Баженов О.Е., Бураков В.Д., Гришаев М.В., Гриднев Ю.В., Долгий С.И., Макеев А.П., Невзоров А.В., Сальникова Н.С., Трифонов Д.А., Аршинов М.Ю., Ивлев Г.А. Сравнение результатов дистанционных спектрофотометрических и лидарных измерений O<sub>3</sub>, NO<sub>2</sub>, температуры и стратосферного аэрозоля с данными спутниковых и радиозондовых измерений // *Оптика атмосферы и океана*. 2016. Т. 29. № 03. С. 216-223.
4. Зуев В.Е., Комаров В.С. *Статистические модели температуры и газовых компонент атмосферы*. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 264 с.
5. Комаров В.С. *Статистика в приложении к задачам прикладной метеорологии*. Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 1997. 254 с.
6. Комаров В.С., Ломакина Н.Я. *Статистические модели пограничного слоя атмосферы Западной Сибири*. Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2008. 222 с.
7. Комаров В.С., Ломакина Н.Я. *Статистические модели высотного распределения температуры, влажности и ветра для пограничного слоя атмосферы Западной Сибири // Оптика атмосферы и океана*. 2007. Т.20. №11. С.1009-1012.
8. Ломакина Н.Я., Комаров В.С., Ильин С.Н. *Статистические модели высотного распределения температуры, влажности и ветра в пограничном слое атмосферы Восточной Сибири. // Оптика атмосферы и океана*. 2012. Т. 25. № 07. С. 629–632.



# Distribution of air humidity over the Siberian region territory

Lomakina N.Ya.

V.E. Zuev Institute of Atmospheric Optics SB RAS, Tomsk, Russia,  
E-mail: lnya@iao.ru

The purpose of the work is to study the spatial-temporal distribution of the atmospheric total moisture over the Siberian region territory, since knowledge of the main patterns of the moisture content distribution is necessary to evaluate the propagation conditions of visible and infrared radiation as well as the radiation attenuation degree in the Earth atmosphere.

Based on climatic zoning on the temperature-humidity and wind conditions of the atmospheric boundary layer (ABL) [1], the territory of Siberia was divided into 14 homogeneous regions in winter (January) and 10 – in summer (July) [2]. The initial data were the long-term (from 2001 to 2012) observations of 26 upper-air stations (<http://www.weather.uwyo.edu/>), uniformly located in the territory under consideration. The local statistical models of temperature, specific humidity, zonal and meridional wind up to a height of 1.6 km were constructed for every homogeneous region. In this paper, the local model profiles of the vertical distribution of the specific humidity [2] were considered, which were combined (by linear interpolation) with the regional models [3], built up to a height of 30 km.

The atmospheric total moisture ( $W$ ) was calculated by the formula [3, 4]

$$W = \frac{1}{g} \int_{p_0}^{p_H} q dp, \quad (1)$$

where  $g$  is the acceleration of gravity,  $\text{cm/s}^2$ ;  $p_0$  and  $p_H$  are atmospheric pressure at  $z = 0$  and  $z = H$ , hPa;  $q$  is the specific humidity, ‰;  $W$  is the atmospheric total moisture,  $\text{g/cm}^2$ .

The values of the total moisture content were calculated from the model profiles of the specific humidity for each homogeneous region for different layers of the atmosphere: for the atmospheric boundary layer (0–1.6 km), for the troposphere (0–12 km) and for the layer from 0 to 30 km. These layers of the atmosphere are selected for analysis, because there is the almost half of the total water vapor in the lower 1.5 km (ABL), and from 98 to 99% one is in the troposphere [4].

The analysis of the data confirmed the general patterns of moisture content in the different layers of the atmosphere, as well as in different seasons. As for the spatial distribution of the atmospheric total moisture, in January its greatest values are observed in Western Siberia, while the moisture content increases from north to south. In Eastern Siberia, the air total moisture in January is much lower, and the minimum values are typical for its central regions, which are most susceptible to the influence of the Siberian anticyclone with cold and very dry air. In summer, the atmospheric total moisture increases from north to south throughout Siberia.

In addition, the paper considers the distribution of extreme values of the atmospheric total moisture over the territory of the Siberian region.

## References:

1. Komarov V.S., Lomakina N.Ya. *Statistical Models of the Atmospheric Boundary Layer of the Western Siberia*. Tomsk: Publ. House of IAO SB RAS, 2008. 222.
2. Lomakina N.Ya. *Statistical modeling of temperature, humidity and wind fields in the atmospheric boundary layer over the Siberian region // Proceedings of SPIE. 2017. V.10466. Article CID Number 10466 4X [10466-23]. 5 p.*
3. Zuev V.E., Komarov V.S. *Statistical Models of Temperature and Gaseous Components of the Atmosphere*. L.: Gidrometeoizdat, 1986. 264.
4. Komarov V.S. *Statistical parameters of the air total moisture and their application in some applied problems / Proceedings of RIHMI-WDC. 1976. Issue 28. 52.*

# Распределение влажности воздуха над территорией Сибирского региона

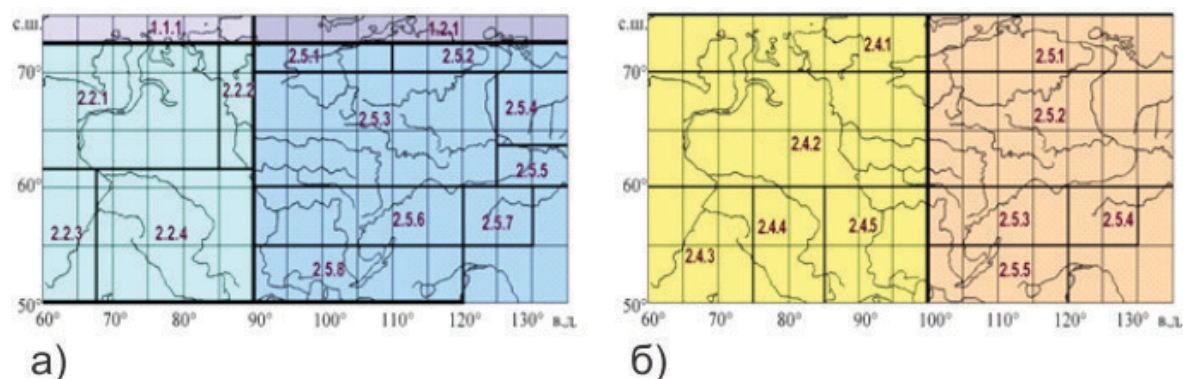
Ломакина Н.Я.

Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, Томск, 634021, Россия,  
E-mail: lnya@iao.ru

Земная атмосфера представляет собой поглощающую и излучающую среду, изменчивую в пространстве и во времени. Поглощение и излучение радиации в ней существенно зависят от давления, температуры, концентрации поглощающих газов и особенно водяного пара, концентрация которого изменяется в широких пределах в зависимости от высоты, сезона, физико-географических и циркуляционных условий [1, 2].

Целью работы является исследование пространственно-временного распределения общего влагосодержания атмосферы над территорией Сибирского региона, поскольку знание основных закономерностей распределения влагосодержания необходимо для оценки условий распространения в земной атмосфере видимого и инфракрасного излучения, а также величины ослабления радиации [3–6].

Влажность воздуха на различных высотах существенно изменяется в зависимости от времени и места наблюдения. В пограничном слое атмосферы (ПСА) наряду с синоптическими процессами заметную роль в изменении влагосодержания играют мезомасштабные процессы с характерным размером от десятков до сотен километров. На основе разработанной методики объективной классификации климатов пограничного слоя атмосферы [7–9], территория Сибири была разделена (по температурно-влажностному и ветровому режиму пограничного слоя атмосферы) на 14 однородных районов зимой (январь) и 10 – летом (июль) [10] (Рис. 1). В качестве исходных данных послужили многолетние (2001–2012 гг.) наблюдения 26 аэрологических станций (<http://www.weather.uwyo.edu/>), равномерно расположенные на рассматриваемой территории. Исходные данные, представленные на стандартных изобарических поверхностях и уровнях особых точек, были приведены с помощью процедуры линейной интерполяции к системе геометрических высот: 0, 100, 200, 300, 400, 600, 800, 1000, 1200 и 1600 м.



**Рис. 1.** Климатическое районирование территории Сибирского региона по температурно-влажностному и ветровому режиму пограничного слоя атмосферы: а) – зима, б) – лето. (Сплошная жирная линия обозначает границу квазиоднородных районов [11, 12], тонкая – однородных подрайонов).

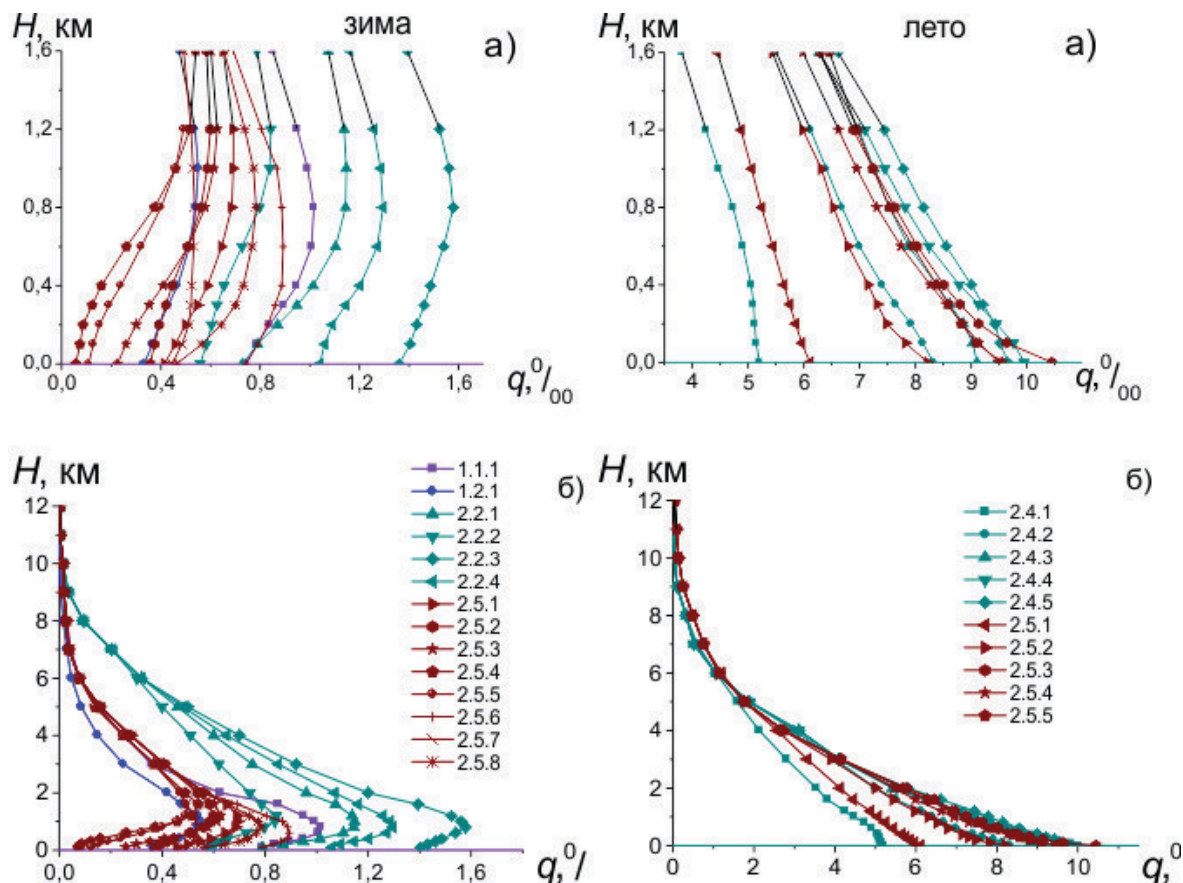
Для каждого однородного подрайона для зимы и лета были построены локальные статистические модели до высоты 1,6 км, включающие: модельные профили высотного распределения средних значений, среднеквадратических отклонений, а также модельные матрицы межуровневой корреляции температуры, массовой доли водяного пара, зонального и меридионального ветра. В настоящей работе рассмотрены локальные модельные профили вертикального распределения массовой доли водяного пара [10], которые были совмещены (методом линейной интерполяции) с региональными моделями [11, 12], построенными до высоты 30 км. На рис. 2 приведены модельные профили массовой доли водяного пара в тропосфере различных районов для января и июля.

Общее влагосодержание атмосферы ( $W$ ) рассчитывалось по формуле [1, 11]

$$W = \frac{1}{g} \int_{p_0}^{p_H} q dp, \quad (1)$$

где  $g$  – ускорение силы тяжести,  $\text{см}/\text{с}^2$ ;  $p_0$  и  $p_H$  – атмосферное давление при  $z=0$  и  $z=H$ , гПа;  $q$  – массовая доля водяного пара, %;  $W$  – общее влагосодержание атмосферы,  $\text{г}/\text{см}^2$ .

По данным модельных профилей массовой доли водяного пара были рассчитаны величины общего влагосодержания для различных районов, расположенных на территории Сибири. На рис. 3 приведены по-

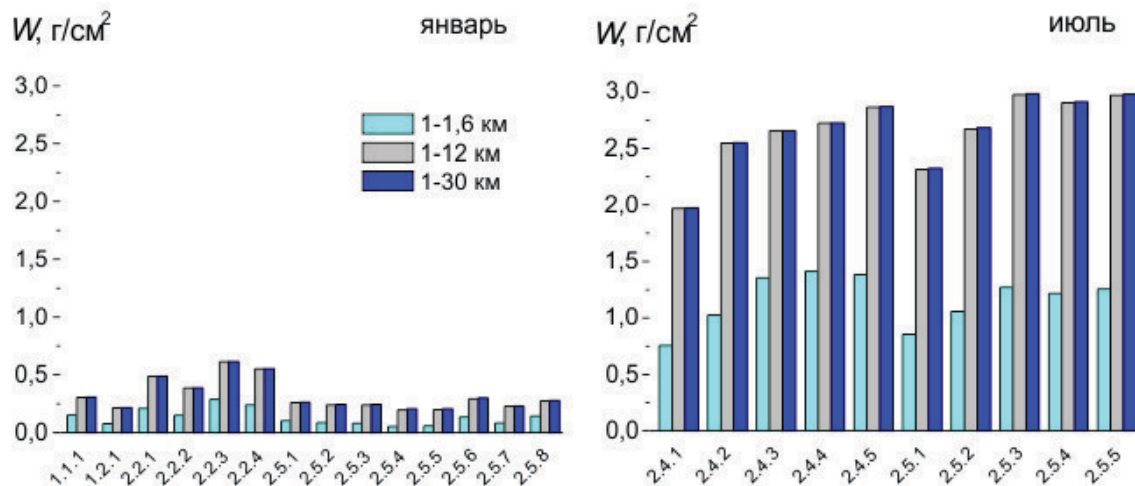


**Рис. 2.** Модельные профили массовой доли водяного пара для различных однородных районов Сибирского региона: а) – пограничный слой атмосферы, б) – тропосфера.

лученные результаты для различных слоев атмосферы: для пограничного слоя атмосферы (0–1,6 км), тропосферы (0–12 км) и слоя 0–30 км. Указанные слои атмосферы выбраны для анализа, потому что на нижние 1,5 км (ПСА) приходится почти половина всего водяного пара, а на тропосферу – от 98 до 99% [1, 2].

Анализ данных подтвердил общие закономерности содержания влаги в различных слоях атмосферы, а также в разные сезоны. Так, зимой влагосодержание атмосферы существенно ниже, чем летом, при этом в оба сезона 50% общей массы водяного пара содержится в пограничном слое атмосферы, а в тропосфере – 98–99%.

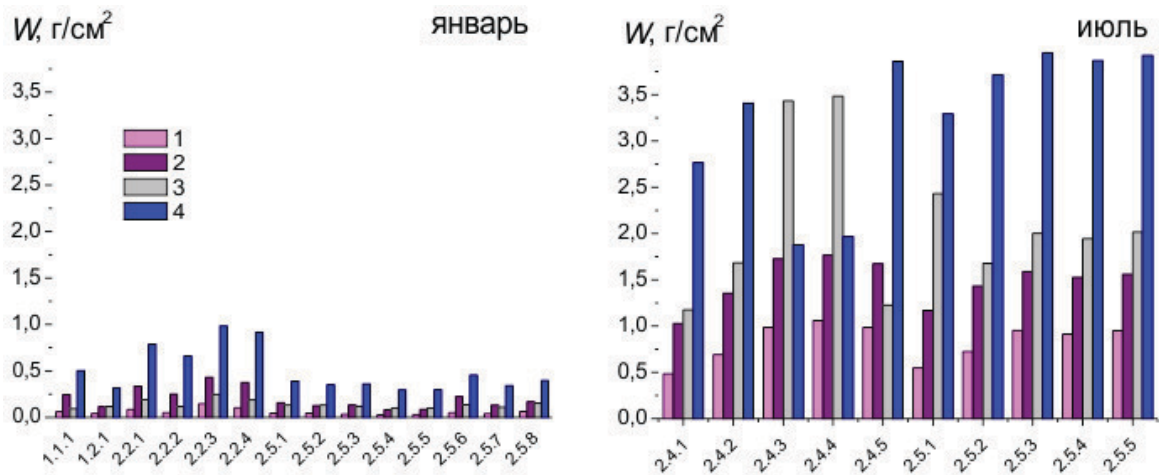
Что касается пространственного распределения общего влагосодержания атмосферы, то в январе наибольшие его значения наблюдаются в Западной Сибири, при этом содержание влаги увеличивается с севера на юг. На территории Восточной Сибири общее влагосодержание воздуха в январе существенно ниже, а минимальные значения характерны для ее центральных районов, которые больше всего подвержены влиянию сибирского антициклона с холодным и очень сухим воздухом. Летом общее влагосодержание воздуха возрастает с севера на юг на всей территории Сибири.



**Рис. 3.** Общее влагосодержание атмосферы в слоях 0–1,6 км, 0–12 км и 0–30 км для различных однородных районов Сибирского региона.



По данным локально-региональных модельных профилей вертикального распределения массовой доли водяного пара с учетом среднеквадратических отклонений были рассчитаны минимальные и максимальные значения общего влагосодержания атмосферы для пограничного слоя атмосферы и тропосферы. Полученные экстремальные значения представлены на рис. 4.



**Рис. 4.** Экстремальные значения влагосодержания атмосферы в пограничном слое атмосферы (0–1,6 км) (1 –  $W_{\min}$ , 2 –  $W_{\max}$ ) и в тропосфере (0–12 км) (3 –  $W_{\min}$ , 4 –  $W_{\max}$ ) для различных районов Сибири.

Пространственное распределение максимальных и минимальных значений общего влагосодержания атмосферы над территорией Сибирского региона является аналогичным распределению его средних значений. Экстремальные значения общей массы водяного пара могут отличаться друг от друга в одном и том же районе в 3–5 раз в январе и в 1,6–2 раза в июле.

Таковы основные результаты, полученные при анализе главных закономерностей пространственно-временного распределения общего влагосодержания атмосферы над территорией Сибирского региона.

**Литература:**

1. Комаров В.С. Статистические параметры общего влагосодержания атмосферы и их применение в некоторых прикладных задачах / М.: Московское отделение гидрометеоиздата, 1976. Труды ВНИИГМИ-МЦД. 1976. Вып.28. 52 с.
2. Хромов С.П. Метеорология и климатология для географических факультетов. Л.: Гидрометеоиздат, 1983. 455 с.
3. Чеснокова Т.Ю., Журавлева Т.Б., Воронина Ю.В., Складнева Т.К., Ломакина Н.Я., Ченцов А.В. Моделирование потоков солнечного излучения с использованием высотных профилей концентрации водяного пара, характерных для условий Западной Сибири // Оптика атмосферы и океана. 2011. Т. 24. № 11. С. 969–975.
4. Чеснокова Т.Ю., Журавлева Т.Б., Пташник И.В., Ченцов А.В. Моделирование потоков солнечного излучения в атмосфере с использованием различных моделей континуального поглощения водяного пара в типичных условиях Западной Сибири // Оптика атмосферы и океана. 2013. Т. 26. № 02. С. 100–107.
5. Фирсов К.М., Чеснокова Т.Ю., Бобров Е.В., Клиточенко И.И. Восстановление общего влагосодержания из данных фотометрирования Солнца // Оптика атмосферы и океана. 2013. Т. 26. № 03. С. 226–229.
6. Фирсов К.М., Чеснокова Т.Ю., Размоллов А.А., Ченцов А.В. Вклад континуального поглощения водяного пара в потоки коротковолнового солнечного излучения в атмосфере Земли при наличии перистой облачности // Оптика атмосферы и океана. 2017. Т. 30. № 10. С. 813–820.
7. Комаров В.С., Ломакина Н.Я. Статистические модели пограничного слоя атмосферы Западной Сибири. Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2008. 222 с.
8. Комаров В.С., Ломакина Н.Я. Статистические модели высотного распределения температуры, влажности и ветра для пограничного слоя атмосферы Западной Сибири // Оптика атмосферы и океана. 2007. Т.20. №11. С.1009–1012.
9. Ломакина Н.Я., Комаров В.С., Ильин С.Н. Статистические модели высотного распределения температуры, влажности и ветра в пограничном слое атмосферы Восточной Сибири // Оптика атмосферы и океана. 2012. Т. 25. № 07. С. 629–632.
10. Lomakina N.Ya. Statistical modeling of temperature, humidity and wind fields in the atmospheric boundary layer over the Siberian region // Proceedings of SPIE. 2017. V.10466. Article CID Number 10466 4X [10466-23]. 5 p.



11. Зуев В.Е., Комаров В.С. Статистические модели температуры и газовых компонент атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 264 с.
12. Комаров В.С. Статистика в приложении к задачам прикладной метеорологии. Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 1997. 254 с.

## Modelling of the ocean eddy meridional heat transport features with high resolution

<sup>1,2</sup>Ushakov K.V., <sup>1,2,3</sup>Ibrayev R.A., <sup>1</sup>Grankina T.B., <sup>1</sup>Kaurkin M.N.

<sup>1</sup> Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia

<sup>2</sup> Institute of Numerical Mathematics RAS, Moscow, Russia

<sup>3</sup> Moscow Institute of Physics and Technology, Dolgoprudny, Russia

E-mail: ushakovkv@mail.ru

Complexity of measurements makes mesoscale eddies one of the least observation-provided objects in the ocean. Meanwhile, mesoscale eddies make an essential contribution to the heat and fresh water transport, including climate timescales. Direct reconstructions of ocean eddy transport from contact and remote measurements are limited to resolution on the order of several hundred kilometers. Therefore, numerical modelling nowadays remains the only tool capable of reproducing the detailed global three-dimensional structure of mesoscale oceanic eddies and its impact on the heat and salt budget of the ocean.

We have obtained estimates of the ocean eddy meridional heat transport (EMHT) by means of the global eddy-resolving configuration of the INMIO model (0.1° resolution) in conditions of the CORE-II atmospheric and radiative forcing for years 1978-1984. Software framework CMF2.0 that provides an environment for high-resolution calculations includes a fully parallel coupler and I/O procedures, as well as effective high-level means of interprocessor communication. The use of explicit numerical methods for the ocean dynamics equations allowed achieving a high scalability level of the model program code with the simple two-dimensional decomposition of the computational domain. However, it has demanded a greater attention towards stability issues, particularly to self-consistency of numerical difference schemes and to the barotropic-baroclinic splitting technique. The current version of the 0.1° INMIO model is able to stably perform calculations with no laplacian viscous term and with small heat and salt diffusivity.

The EMHT is estimated as the difference between the total meridional heat transport and the mean transport obtained from the 3-month running means of temperature and velocity. The both latter quantities are calculated directly by the model advection schemes. We investigate zonal distributions of integral EMHT in the World Ocean and its basins. The obtained EMHT constitutes an essential part of the total heat transport, particularly near the equator, in the Southern Ocean, in regions of western boundary currents and current confluences. In the Tropics, we found some qualitative differences between our results and other simulations and observational studies. In particular, it concerns the values of EMHT convergence in the Eastern Equatorial Pacific. Also, we show that eddy heat transport may have a positive component along the horizontal temperature gradient direction which makes it ill-founded to parameterize EMHT by means of the traditional heat conductivity law with a positive diffusion coefficient.

## Моделирование особенностей вихревого меридионального переноса тепла океана с высоким разрешением

<sup>1,2</sup>Ушаков К.В., <sup>1,2,3</sup>Ибраев Р.А., <sup>1</sup>Гранкина Т.Б., <sup>1</sup>Кауркин М.Н.

<sup>1</sup> Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

<sup>2</sup> Институт вычислительной математики РАН, Москва, Россия

<sup>3</sup> Московский физико-технический институт (государственный университет), Долгопрудный, Россия

E-mail: ushakovkv@mail.ru

### ВВЕДЕНИЕ

Океан играет важную роль в формировании климата благодаря своей способности переносить тепло в полярные районы. В настоящее время среднее распределение меридионального переноса тепла (МПТ) в Мировом океане достаточно подробно восстановлено по данным судовых, буйковых и спутни-

ковых наблюдений с применением численных методов решения обратных задач или анализа потоков тепла на поверхности океана. Однако его мезомасштабная изменчивость практически недоступна по данным контактных наблюдений в силу их низкого разрешения, а спутниковые снимки не дают информации о распределении по глубине. Сложность натурного исследования мезомасштабных вихрей делает их одними из наименее обеспеченных данными наблюдений объектов в океане. Попытки прямого восстановления обусловленной вихрями составляющей МПТ по данным контактных измерений сталкиваются с большими ошибками. Комбинирование спутниковых данных альтиметрии и  $T, S$ -профилей ARGO позволяет с грубым пространственным разрешением оценить величины вихревого переноса тепла и пресной воды. Между тем, мезомасштабные вихри вносят существенный вклад в перенос тепла и пресной воды, в том числе на климатических временных масштабах. Численное моделирование пока остаётся единственным инструментом, способным воспроизвести в глобальном масштабе трёхмерную структуру океанских мезомасштабных вихрей и её влияние на баланс тепла океана. Современные модели способны решать уравнения глобальной динамики океана с разрешением  $0.1^\circ$  и выше, что считается в целом достаточным для воспроизведения мезомасштабной вихревой динамики.

Описываемая моделью вихревая составляющая МПТ  $Q_E$  может быть оценена как разность между полным переносом и его частью, обусловленной средним течением и средней температурой в данной точке:

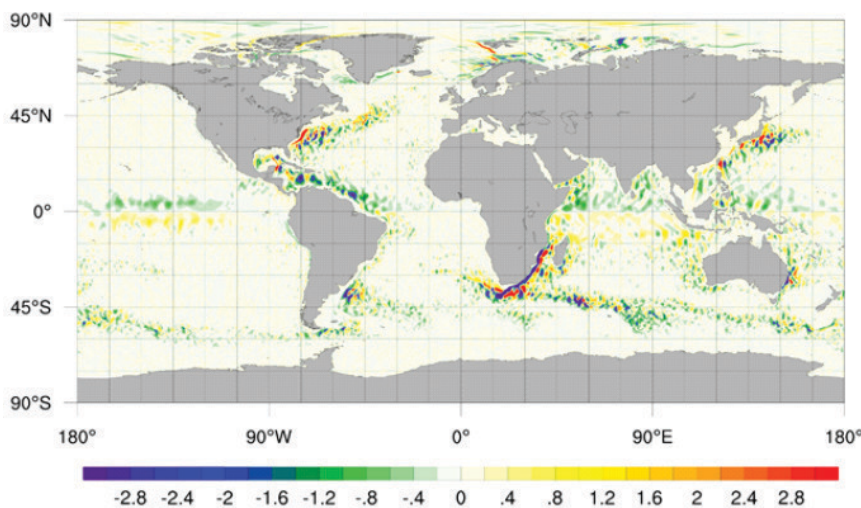
$$Q_E = \iint \rho C_p \theta V dz dx - \iint \rho C_p \langle \theta \rangle \langle V \rangle dz dx - \iint A_H \rho C_p \frac{d\theta}{dy} dz dx \quad (1)$$

Последний член представляет собой параметризованную часть вихревого МПТ. Угловыми скобками обозначено осреднение по характерному временному периоду эволюции мезомасштабных вихрей, составляющему порядка 1–3 месяцев.

Для оценки распределения вихревого МПТ в Мировом океане мы использовали модель общей циркуляции океана ИВМИО. Расчёты проводились с коэффициентом диффузии  $A_H$ , равным  $100 \text{ м}^2/\text{с}$  на экваторе и масштабируемым к полюсам пропорционально квадратному корню из площади ячейки. В уравнениях переноса импульса применён бигармонический фильтр с коэффициентом  $-18 \cdot 10^9 \text{ м}^4/\text{с}$  на экваторе, масштабируемым пропорционально площади ячейки в степени  $3/2$ . Выполнены расчёты на 5 лет модельного времени, с 1978 по 1982 годы, с атмосферными условиями протокола CORE-II [1]. Для анализа использованы данные за последние 4 года эксперимента. Более подробно конфигурация модели и постановка эксперимента описаны в [2].

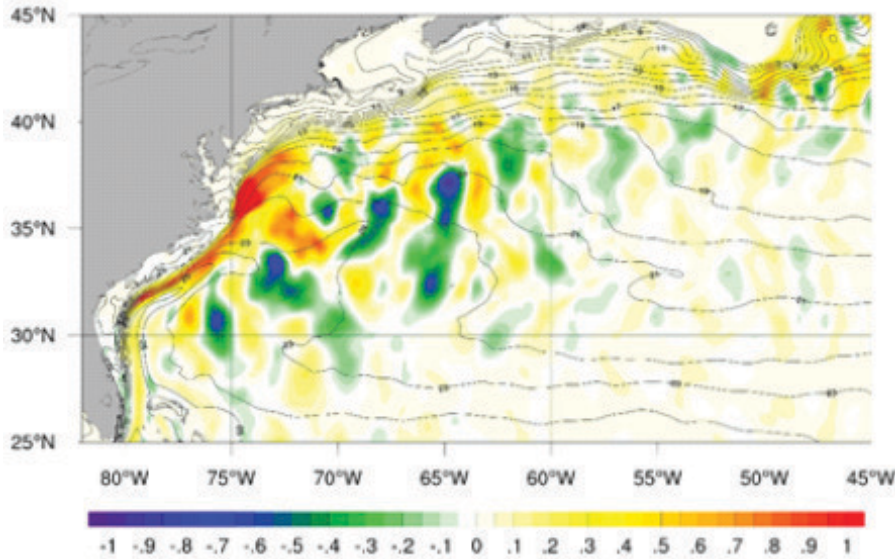
## ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МОДЕЛЬНОГО ВИХРЕВОГО МПТ

Распределение районов вихревой активности в океане можно проиллюстрировать картой проинтегрированного по вертикали от дна до поверхности среднего за 4 года вихревого МПТ, показанной на Рис. 1 в единицах Вт на метр дуги параллели. Вихревой МПТ оказывается существенным в западных прибрежных течениях, слияниях течений, тропических районах, и незначительным внутри океанских круговоротов. Для Гольфстрима и Куроисио характерно чередование зон разнонаправленного вихревого переноса, что с учётом 4-летнего периода осреднения говорит о существовании долгоживущих пульсационных структур, вносящих на региональном масштабе существенный вклад в перенос тепла. Смена направления вихревого МПТ на протяжении маршрута течений говорит о том, что вихревой перенос иногда происходит в направлении градиента температуры (т. е. от холодных районов к тёплым), что может приводить к завышению его интегральных значений в случае параметризации с достаточно большим положительным коэффициентом диффузии  $A_H$ . Рис. 2 иллюстрирует картину для Гольфстрима. Действие вихрей заключается в переносе тепла преимущественно от оси течения к периферии, что способствует отклонению изотерм от зонального направления на юге.



**Рис. 1.** Вихревой МПТ, проинтегрированный по всей толще океана, 108 Вт/м.

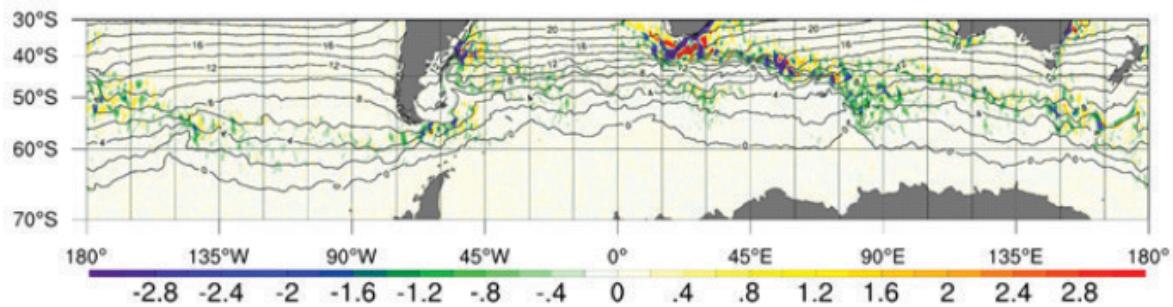
Севернее мыса Гаттерас вихри отчасти нивелируют принос холода прибрежным течением с севера, причём абсолютная величина вихревого потока тепла оказывается одной из самых больших даже в глобальном масштабе. В работе [3] поля температуры и солёности, полученные в данном эксперименте, были сравнены с данными атласа WOA09, и был обнаружен повышенный заброс тепла и соли в район к северу от места отрыва реального Гольфстрима у мыса Гаттерас.



**Рис. 2.** Вихревой МПТ, проинтегрированный по верхнему 100-метровому слою океана, (градации цвета, 108 Вт/м) и температура, осреднённая по этому слою (°С, изолинии).

Анализ модельного поля скорости показал, что в этом районе возникает антициклонический мейандр, прижатый к шельфовому склону. Также течение может разделяться на две ветви – простирающийся вглубь океана «тепловой язык» и ветвь вдоль материка, формирующую температурный фронт. С качественной точки зрения, это явление иногда наблюдается в природе (см., например, архив данных NOAA), но на количественном уровне является ошибкой модельного воспроизведения. В [4] сделано предположение, что правильное воспроизведение положения Гольфстрима определяется достаточным уровнем вихревого переноса тепла в решении. В нашем случае искусственной «лапласовской» вязкости нет, а диффузионные потоки тепла (третье слагаемое в (1)) оказались пренебрежимо малы. При этом вихревой перенос тепла на север от мыса Гаттерас велик и вносит существенный вклад в перегрев указанного района. Это позволяет предположить, что механизм ошибочного отклонения тёплых вод на север, что по-прежнему является вызовом для многих современных моделей, заключается в завышенной вихревой активности, независимо от того, параметризована она или разрешается явно. В случае Куро-сио такой проблемы не возникает, и отрыв течения воспроизводится моделью качественно верно.

В Южном океане, по результатам наших расчётов, вихревой МПТ оказывается существенным на северном фланге АЦТ, приблизительно следуя изотермам поверхности океана в Зоне Полярного фронта (рис. 3). Максимальных значений он достигает в Отражении Агульясского течения (на Субтропическом фронте) и в районе антициклона Запиола и слияния Бразильского и Мальвинского течений.



**Рис. 3.** Вихревой МПТ, проинтегрированный по всей толще океана (градации цвета, 108 Вт/м) и температура поверхности океана (изолинии, °С).

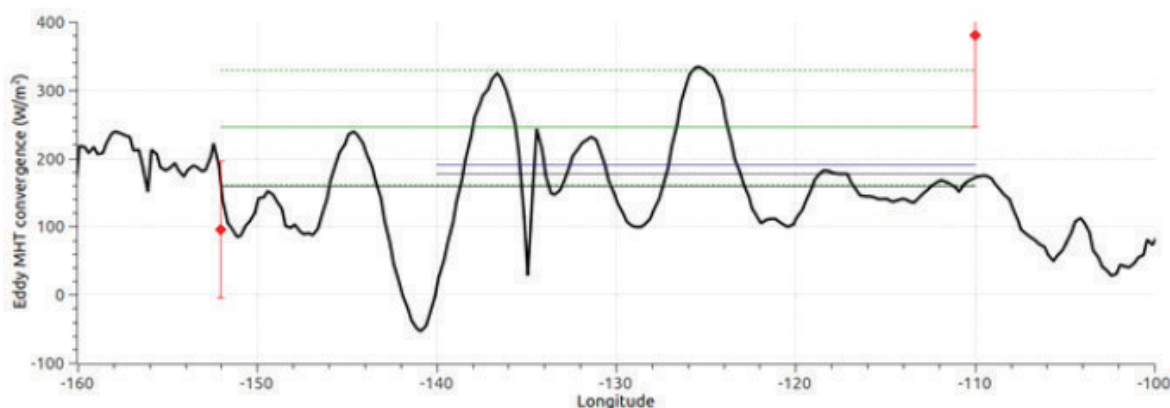
Роль вихревого МПТ также возрастает в проливе Дрейка. Модель воспроизводит повышенную вихревую активность к югу от Тасмании и Новой Зеландии и несколько струй АЦТ, модулируемых топографией дна, количество которых максимально в Атлантическом и Индийском секторах, что качественно согласуется с данными наблюдений.

Характерной особенностью Агульясского течения оказалось наличие сильной «струи» вихревого МПТ, по расположению и направлению приблизительно совпадающей со средней струей течения и



образованной, по-видимому, его меандрированием. На её южной периферии вихревой МПТ направлен в противоположную сторону, что может объясняться образованием рингов. Структура вихревого МПТ первого типа оказалась характерна для Восточно-Австралийского течения, второго – для Северо-Бразильского. Также модель воспроизводит перенос Агульясских рингов на северо-запад в Южной Атлантике, являющийся важным фактором обмена между Индийским и Атлантическим океанами. Интегральный анализ показал, что направленный к югу вихревой МПТ западных прибрежных течений на широтах 20–35° S практически компенсируется противоположным переносом в открытом море.

Наконец, заметный вклад в полный МПТ в тёплых широтах вносит сходящийся к экватору вихревой перенос, обусловленный волнами тропической неустойчивости, главным образом в Тихом океане. Здесь обусловленный вихрями поток тепла нагревает известный «холодный язык» тихоокеанских вод. На рис. 4 представлено зональное распределение конвергенции вихревого потока тепла в полосе от 0.125° S до 0.125° N по данным нашего эксперимента в сравнении с данными моделирования [5] и оценкой [6] по измерениям заякоренных буёв за 1979-1981 гг. Видно, что средние величины модельной конвергенции в интервале 110°W – 140°W практически совпали для ИВМИО (177 Вт/м<sup>2</sup>) и [5] (190 Вт/м<sup>2</sup>). Среднее значение для ИВМИО в интервале 110°W – 152°W (158 Вт/м<sup>2</sup>) оказалось вблизи нижней границы ошибки аналогичного среднего из работы [6] (245 ± 84 Вт/м<sup>2</sup>). В заметной степени это вызвано расхождением вихревых потоков тепла от экватора вблизи 141°W (-54 Вт/м<sup>2</sup>), где они имеют составляющую по направлению градиента температуры.



**Рис. 4.** Конвергенция вихревого МПТ на экваторе (Вт/м<sup>2</sup>). Данные модели ИВМИО – жирная чёрная кривая. Сплошные синяя и зелёная линии – средние значения [5] и [6], тонкие чёрные линии – средние значения ИВМИО в соответствующих диапазонах по долготе. Пунктирные зелёные линии – диапазон ошибок среднего [6]. Красные ромбы с интервалами ошибок – данные [6] для границ интервала 110°W – 152°W.

В пределах ошибок оценки [6] (95 ± 100 Вт/м<sup>2</sup>) лежат данные ИВМИО (164 Вт/м<sup>2</sup>) на меридиане 152°W. На 110° W модельный результат (170 Вт/м<sup>2</sup>) оказался существенно меньше [6] (380 ± 135 Вт/м<sup>2</sup>). Учитывая, что модель [5] в этом месте показала результаты, качественно близкие к ИВМИО (с учётом их среднего 190 Вт/м<sup>2</sup> и распределения на их рис. 8а), а оценка [7] по данным дрейфующих буёв предполагает более высокое значение (180 Вт/м<sup>2</sup> только в верхнем 50-метровом слое, для полосы 105°W – 120°W), можно предположить, что данное различие между моделями и наблюдениями в восточной части рассматриваемого района носит систематический характер. Его причины предстоит установить в будущих исследованиях.

*Исследование проведено за счёт гранта Российского научного фонда (разработка модели высокого разрешения, проект №14-27-00126, выполняемый в ИВМ РАН), РФФИ (анализ экваториальных данных, проект 16-05-01101) и Программы 1.49 Президиума РАН (анализ глобального вихревого МПТ, проект «Вихревая динамика Мирового океана и её влияние на климатические процессы»).*

**Литература:**

1. Griffies, S. M., M. Winton, B. Samuels et al. (2012). Datasets and protocol for the CLIVAR WGOMD Coordinated Ocean-sea ice Reference Experiments (COREs). WCRP Report No. 21/2012, 21 pp.
2. Ushakov K. V. and R. A. Ibrayev (2018). Assessment of mean world ocean meridional heat transport characteristics by a high-resolution model, Russ. J. Earth. Sci., 18, ES1004.
3. Ushakov K.V. and R.A. Ibrayev (2017). Simulation of the global ocean thermohaline circulation with an eddy-resolving INMIO model configuration. IOP Conf. Ser.: Earth Environ. Sci., 96, 012007.
4. Williams, S., M. Petersen, M. Hecht et al. (2012). Interface Exchange as an Indicator for Eddy Heat Transport. Computer Graphics Forum, 31: 1125–1134.



5. Jayne, S.R. and J. Marotzke (2002). *The oceanic eddy heat transport*. *J. Phys. Oceanogr.*, 32, 3328–3345.
6. Bryden, H.L. and E.C. Brady (1989). *Eddy momentum and heat fluxes and their effects on the circulation of the equatorial Pacific Ocean*. *J. Mar. Res.*, 47, 55–79.
7. Hansen, D. V. and C. A. Paul (1984). *Genesis and effects of long waves in the equatorial Pacific*. *J. Geophys. Res.*, 89, 10 431–10 440.

## Identification of coherent structures in the stratified turbulent Couette flow

<sup>1</sup>Dernov A.W., <sup>2</sup>Mortikov E.V.

<sup>1</sup> Moscow State University, Russia

<sup>2</sup> Research Computing Center of Lomonosov Moscow State University, Russia

E-mail: dernovaw@gmail.com

Experimental study of the atmospheric boundary layer, carried out using various measuring instruments, allows us to detect the existence of coherent structures. A. S. Monin and A. M. Yaglom [1] define a coherent structure as non-random nonlinear steady superposition of the large-scale component of turbulence. At present, the study of this phenomenon has received attention. Coherent structures play a significant role in the transport processes of energy, momentum and matter within the atmospheric boundary layer [2]. One of the remarkable features of the coherent structures observed in turbulent shear flows is that these structures are self-regenerating. Though individual structures may break up or decay, their presence ensures the creation of subsequent structures. It is through a continuous cycle of generation and regeneration that the turbulence is sustained [3].

Some of the well-known approaches are proposed to identify coherent structures. For this purpose, the separation of the velocity gradient tensor  $\nabla v$  into a symmetric (strain rate tensor)  $S$  and an antisymmetric part (the vorticity tensor)  $\Omega$  is used:

$$\nabla v = S + \Omega, \quad S = \frac{1}{2}[\nabla v + (\nabla v)^T], \quad \Omega = \frac{1}{2}[\nabla v - (\nabla v)^T],$$

the following are used as the main criteria for identifying such structures:

1) Q-criterion [4]:  $Q = \frac{1}{2}(|\Omega|^2 - |S|^2)$ , where  $|\Omega|^2 = \text{tr}[\Omega\Omega^T]$ ,  $|S|^2 = \text{tr}[SS^T]$ .

Vortex formations are defined as the flow region in which the inequality  $Q > 0$  (the flow region in which the norm of the vorticity tensor exceeds the norm of the strain rate tensor) is satisfied.

2)  $\Delta$ -criterion [5]:  $\Delta = \left(\frac{Q}{3}\right)^3 + \left(\frac{\det \nabla v}{2}\right)^2$ .

Vortex formations are defined as the flow region in which the inequality  $\Delta > 0$  is satisfied (in this region the velocity gradient tensor has complex eigenvalues). In the vortex region, the rotation (the antisymmetric part of the velocity gradient tensor) dominates over tension or compression (the symmetric part of the velocity gradient tensor).

3)  $\lambda_2$ -criterion [5]: tensor  $\Omega^2 + S^2$  is symmetric and has real eigenvalues ( $\lambda_1 \geq \lambda_2 \geq \lambda_3$ ), two of which are negative. The vortex region is defined as  $\lambda_2 < 0$ .

In this paper, the neutral stratified turbulent Couette flow is considered. This regime is characterized by the presence of secondary to small-scale turbulence ordered structures and is used for verification of methods. The DNS (Direct Numerical Simulation) model, developed at the MSU [6], is used. It is based on the finite-difference discretization of the Navier-Stokes equations in the Boussinesq approximation on a rectangular grid. For spatial approximation along axes parallel to movable plates, a scheme of the fourth order of accuracy, proposed in [7], is applied. In the normal direction, the grid is uneven, the resolution increases near the walls, and the discretization is limited to a second-order scheme [8]. The conservatism of spatial discretization in the equation for the balance of kinetic energy is due to the fact that the nonlinear terms in the equation of motion are written in a skew-symmetric form. In the model, the fractional step method is applied to integrate the equations of motion with respect to the equation of continuity. To calculate the correction to pressure at each step, the finite-difference Poisson equation is numerically solved using the stabilized method of bi-conjugate gradients. The software implementation is based on three-dimensional spatial decomposition of the area and the use of functions of the MPI library for organizing exchanges. To use additional parallelism between the cores of one node, OpenMP technology is used. The numerical model allows calculations on grids with more than  $10^8$  cells.

It is planned to consider how the studied structures are gradually modified under the influence of stable stratification, to estimate the area of their possible identification using the methods mentioned above, depending on the stratification parameters—the Richardson number. It is also proposed to evaluate the role of coherent structures in maintaining turbulence. Calculations will be conducted on the multiprocessor computer system of the Moscow State University.

# Идентификация когерентных структур в стратифицированном турбулентном течении Куэтта

<sup>1</sup>Дернов А.В., <sup>2</sup>Мортиков Е.В.

<sup>1</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Россия

<sup>2</sup>Научно-исследовательский Вычислительный Центр МГУ им. М. В. Ломоносова, Россия

E-mail: dernovaw@gmail.com

Экспериментальные исследования атмосферного пограничного слоя, проводимые с помощью различных измерительных средств, позволяют обнаружить существование детерминированных образований – когерентных структур. А.С. Монин и А.М. Яглом [1] определяют когерентную структуру как неслучайную нелинейную устойчивую суперпозицию крупномасштабных компонент турбулентности. В настоящее время исследованию этого явления уделяется повышенное внимание. Когерентные структуры играют существенную роль в процессах переноса энергии, импульса и вещества внутри атмосферного пограничного слоя [2]. Одной из замечательных особенностей когерентных структур, наблюдаемых в турбулентных сдвиговых течениях, является то, что эти структуры являются самовосстанавливающимися. Хотя отдельные структуры могут разрушаться, в процессе своего существования они формируют новые структуры. Турбулентность поддерживается благодаря непрерывному циклу генерации и регенерации когерентных структур [3].

Для идентификации когерентных структур предлагается использовать некоторые из хорошо известных подходов. С этой целью применяют разделение тензора градиентов скорости  $\nabla v$  на симметричную  $S$  (тензор скоростей деформаций) и антисимметричную части  $\Omega$  (тензор завихренности):

$$\nabla v = S + \Omega, \quad S = \frac{1}{2}[\nabla v + (\nabla v)^T], \quad \Omega = \frac{1}{2}[\nabla v - (\nabla v)^T],$$

а в качестве основных критериев идентификации таких структур используют следующие:

1)  $Q$ -критерий ( $Q$ -criterion) [4]:  $Q = \frac{1}{2}(\Omega^2 - |S|^2)$ , где  $|\Omega|^2 = tr[\Omega\Omega^T]$ ,  $|S|^2 = tr[SS^T]$ .

Вихревые образования определяются как область течения, в которой выполняется неравенство  $Q > 0$  (область течения, в которой норма тензора завихренности превышает норму тензора скоростей деформаций).

2) Дельта-критерий ( $\Delta$ -criterion) [5]:  $\Delta = \left(\frac{Q}{3}\right)^3 + \left(\frac{\det \nabla v}{2}\right)^2$ .

Вихревые образования определяются как область течения, в которой выполняется неравенство  $\Delta > 0$  (в этой области тензор градиента скорости имеет комплексные собственные значения). В вихревой области вращение (антисимметричная часть тензора градиента скорости) доминирует над растяжением или сжатием (симметричная часть тензора градиента скорости).

3)  $\lambda_2$ -критерий ( $\lambda_2$ -criterion) [5]: тензор  $\Omega^2 + S^2$  является симметричным и имеет вещественные собственные числа ( $\lambda_1 \geq \lambda_2 \geq \lambda_3$ ), два из которых отрицательны. Вихревая область определяется как  $\lambda_2 < 0$ .

В представленной работе рассматривается турбулентное течение Куэтта при нейтральной стратификации. Данный режим характеризуется наличием вторичных к мелкомасштабной турбулентности упорядоченных структур и используется для верификации методов. Используется DNS (Direct Numerical Simulation – прямое численное моделирование) модель, разрабатываемая в НИВЦ МГУ [6]. Она основана на конечно-разностной дискретизации системы уравнений Навье-Стокса в приближении Буссинеска на прямоугольной сетке. Для пространственной аппроксимации по осям, параллельным движимым пластинам, применяется схема 4-го порядка точности, предложенная в работе [7]. В нормальном направлении сетка неравномерна, разрешение увеличивается вблизи стенок, а дискретизация ограничена схемой 2-го порядка [8]. Консервативность пространственной дискретизации в уравнении для баланса кинетической энергии обуславливается тем, что нелинейные слагаемые в уравнении движения записываются в кососимметричной форме. В модели для интегрирования уравнения движения по времени с учетом уравнения неразрывности применяется метод дробных шагов. Для вычисления поправки к давлению на каждом шаге численно решается конечно-разностное уравнение Пуассона с помощью стабилизированного метода бисопряженных градиентов. Программная реализация основана на трехмерной пространственной декомпозиции области и использовании функций библиотеки MPI для организации обменов. Для использования дополнительного параллелизма между ядрами одного узла применяется технология OpenMP. Численная модель позволяет проводить расчеты на сетках содержащих более 108 ячеек.

В дальнейшем планируется рассмотреть, как изучаемые структуры постепенно модифицируются под действием устойчивой стратификации, оценить область возможной их идентификации с помощью упомянутых выше методов в зависимости от параметров стратификации – числа Ричардсона. Предполагается также оценить роль когерентных структур в поддержании турбулентности. Расчеты будут проводиться на многопроцессорном вычислительном комплексе МГУ им. Ломоносова.

**Литература:**

1. Монин А.С., Яглом А. М.: *Статистическая гидромеханика. Т.1. М.: Наука, 1965; Т.2. М.: Наука, 1967.*
2. Drobinski, P., R. A. Brown, P. H. Flamant, and J. Pelon: *Evidence of organized large eddies by ground-based Doppler lidar, sonic anemometer and sodar, 1998.*
3. James M. Hamilton, John Kim, Fabian Waleffe: *Regeneration mechanisms of near-wall turbulence structure, 1995. Volume 287, pp. 317-348.*
4. Hunt, J. C. R., Wray, A. A. & Moin, P.: *Eddies, stream, and convergence zones in turbulent flows. Center for Turbulence Research Report CTR-S88, 1988, pp. 193–208.*
5. Jeong, J. & Hussain, F.: *On the identification of a vortex. J. Fluid Mech. 285, 1995, pp. 69–94.*
6. Мортиков Е.В.: *Численное моделирование движения ледяного килля в стратифицированной жидкости. Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. — 2016. — Т. 52, № 1. — с. 120–128.*
7. Morinishi Y., Lund T.S., Vasilyev O.V., Moin P.: *Fully conservative higher order finite difference schemes for incompressible flows. J. Comp. Phys. 1998. Volume 143, N 1, pp. 90-124.*
8. Vasilyev O.V.: *High order finite difference schemes on non-uniform meshes with good conservation properties J. Comp. Phys. 2000. Volume 157, N 2. pp. 746-761.*

## Parameterization of high-latitude surface layer for the Earth System model

<sup>1</sup>Marchuk E.A., <sup>1,2</sup>Stepanenko V.M., <sup>2,3</sup>Repina I.A.

<sup>1</sup> Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia

<sup>2</sup> Moscow State University, Research Computing Center, Moscow, Russia

<sup>3</sup> A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics RAS, Moscow, Russia

E-mail: murchuk-ekaterin@mail.ru

The purpose of this research is to evaluate the wind speed simulation in the INMCM Earth System model (ESM) in the Antarctic region, and also to improve the wind speed simulation by elaboration of surface flux scheme.

Antarctica is the highest and coldest continent in the world. Anticyclonic weather with frost, little precipitation (30-50 mm per year) prevails on the Antarctic plateau. The katabatic winds blow downslope reaching the coast. Their speed could be 20 m/s and higher with frequent gusts.

The performance of the INMCM climate model in Antarctica is poorly studied so far. We found that the surface wind speed in the model overestimated the measured values up to 1.45 m/s at Bellingshausen station and underestimated the observed speed by 2.6 m/s on average at Vostok station. The reason for such errors is likely to be the incorrect representation of interaction between the atmosphere and the surface. Respective physical processes in the model are described in the surface flux scheme using the Monin-Obukhov similarity theory [2]. To improve this parameterization, we involve eddy covariance measurements of heat flux and momentum fluxes at Antarctic station (Mirnyi (2.01.00 – 12.01.00), Novolasarevskaya (1.12.04 – 31.01.05), Dome C (1.12.99 – 2.02.00)).

We revealed that the sensible heat fluxes in the model significantly overestimated the observed ones. Then, the constant value of the dynamical roughness parameter was replaced by sophisticated formula from [1]. The value of thermal roughness parameter, along with dynamic roughness coefficient, affects the value of the sensible heat flux, which, in turn, directly determines the velocity of katabatic wind. We also identified the cases of blowing snow for three stations, which in future will serve as a basis for validating the parameterization of the transport of suspended particles [3] to be introduced into the surface scheme of the INMCM Earth system model.

*The work is supported by Russian Science Foundation, grant 17-17-01210.*

**References:**

1. Edgar Landreas, Rachel E. Jordan, and Aleksandr P. Makshtas. *Parameterizing turbulent exchange over sea ice: the ice station Weddell results// Boundary – Layer Meteorology, 2005, Vol.114, no. 5, P.439 – 460.*
2. Monin, A.S., and A.M. Obukhov, 1954: *Basic laws of turbulent mixing in the ground layer of the atmosphere. Akad. Nauk – SSSR, Geofiz. Inst. Tr., 151, P.163 - 225*
3. Wamser C., Lykossov V. N. *On the friction velocity during blowing snow // Contributions to Atmospheric Physics., 1995, Vol. 68, no. 1, P. 85–94.*

## Параметризация приземного слоя высоких широт для модели Земной системы

<sup>1</sup>Марчук Е.А., <sup>1,2</sup>Степаненко В.М., <sup>2,3</sup>Репина И.А.

<sup>1</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Географический факультет, Москва, Россия

<sup>2</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Научно – исследовательский вычислительный центр, Москва, Россия

<sup>3</sup>Институт физики атмосферы им. А.М.Обухова РАН, Москва, Россия

E-mail: murchuk-ekaterin@mail.ru

Главной особенностью климата Антарктического региона является наличие постоянной антициклонической завихренности над континентом. Её образование связано с сильным выхолаживанием в центре материка. Тяжёлый холодный воздух движется вниз по склону Антарктического плато. Такие движения называются стоковыми ветрами. Их скорость зависит от интенсивности радиационного выхолаживания, угла наклона поверхности и протяжённости склона. Поскольку все эти факторы действуют в полярную ночь в Антарктиде в полную силу, то скорость ветра может достигать 20 м/с и выше, сопровождаясь частыми порывами. Пересекая границу континента, эти потоки взаимодействуют с более тёплой поверхностью океана, способствуя образованию мезомасштабных циклонов умеренных широт в Южном полушарии.

Таким образом, для правильного воспроизведения полярного антициклона и мезоциклонов умеренных широт в моделях климатической системы нужно довольно точно воспроизводить ветры, дующие над Антарктическим континентом.

В термогидродинамических моделях атмосферы приземная скорость ветра определяется во многом двумя величинами: турбулентным потоком импульса  $\tau$  и потоком явного тепла  $H$  на поверхности. Если трение занижается в модели, то скорость ветра завышается, и наоборот. Трение о земную поверхность, в свою очередь, согласно теории Мони́на – Обухова [3], определяется температурной стратификацией и коэффициентом шероховатости. Если же величина потока тепла в модели слишком большая, то воздух не успевает достаточно охладиться, и скорость стокового ветра оказывается занижена.

Для изучения климата полярных широт южного полушария в данном исследовании была выбрана модель ИВМ РАН, как единственная модель в России, входящая в программу по сравнению климатических моделей СМIP. Конфигурация модели – INMCM 5: пространственное разрешение составляет  $2^\circ \times 1,5^\circ$  по горизонтали и 73 уровня по вертикали [1].

На первых этапах работы, при сравнении данных модели и прямых наблюдений, было выявлено завышение скорости ветра в модели ИВМ РАН в среднем на 1.45 м/с на станции Беллинсгаузен и занижение скорости ветра на 2.6 м/с на станции Восток. Для более детального изучения проблемы нужно рассматривать параметры, от которых зависит величина скорости ветра в модели.

Одним из таких параметров является коэффициент динамической шероховатости, который в модели ИВМ РАН над Антарктидой считается константой,  $z_0 = 0.01$  м [2]. Было предложено заменить постоянное значение более сложной зависимостью, взятой из [6]:

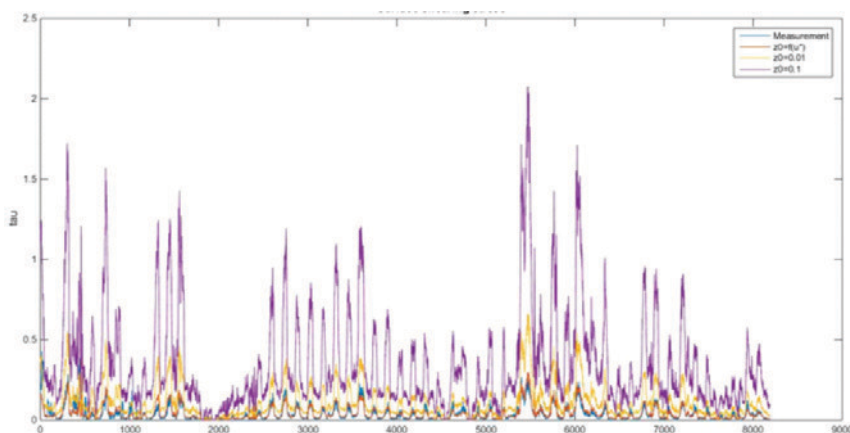
$$z_0 = \frac{0.135\nu}{u_*} + 2.0 \times 10^{-4} \exp \left[ - \left( \frac{u_* - 0.25}{0.15} \right)^2 \right] + \frac{0.03u_*^2}{g}, \quad (1)$$

где  $\nu$  – кинематическая вязкость воздуха, а  $g$  – ускорение свободного падения. В данной формуле шероховатость поверхности представлена как сумма вкладов шероховатостей трёх типов поверхности (гладкой, снежных наносов и заструг и учёт макромасштабной шероховатости поверхности льда и снега).

Для сравнения с данными пульсационных высокочастотных измерений на станции Dome C (Франция, Италия) и Новолазаревская (РФ) на основе схемы расчёта турбулентных потоков были получены потоки явного тепла и импульса с учётом зависимости для коэффициента шероховатости (1). Данные измерений были заимствованы за период 1999 – 2000 годы для трёх летних месяцев с дискретностью 10 минут. Оценка качества схемы приземных потоков проводилась с помощью статистических критериев (СКО, Коэффициент корреляции, разница средних значений, коэффициент вариации).

Как видно из рисунка 1, значения потока импульса, рассчитанного с использованием новой формулы для шероховатости, близки к значениями, рассчитанными по данным наблюдений. При этом, величины потока явного тепла, превышаю измеренные потоки в несколько раз даже при физически обоснованном описании коэффициента динамической и термической шероховатости. Величина динамической шероховатости, рассчитанная по выбранной формуле (1), является наиболее детально учитывающей соответствующие физические эффекты из известных в литературе. Исходя из этого, была рассчитана величина коэффициента термической шероховатости, которая бы обеспечивала реалистичное вычисление потока явного тепла. Следуя известному из литературы интервалу значений для термической шероховатости, [5]  $z_{0T}$  искалось в диапазоне  $\{10^{-6} - 10^{-4} \text{ м}\}$ . Получилось, что в среднем величина коэффициента шероховатости для температуры равняется  $5 \cdot 10^{-6}$ .





**Рис. 1.** Поток импульса ( $t$ ) в приземном слое для различных значений коэффициента шероховатости на станции Dome C за период 1999 – 2000 гг. летние месяцы (декабрь – февраль), по данным расчётов. Приведены также результаты измерений. По оси  $x$  показано количество измерений.

При сравнении потока явного тепла, рассчитанного с новыми значениями коэффициента динамической шероховатости, получилось, что по теории поток завышается в среднем на  $5,6 \text{ Вт/м}^2$ . Подобные результаты, возможно, связаны с инструментальной ошибкой приборов.

Для проверки правильности используемых при расчётах универсальных функций Монина - Обухова, был проведён расчёт, в котором исключалось влияние на потоки коэффициента шероховатости. Турбулентные потоки рассчитывались по данным измерений температуры и скорости ветра на высотах 2 м и 5 м на станции Мирный за десятидневный период в январе 2000 года. В этот период абсолютное большинство случаев характеризовалось устойчивой стратификацией. Выяснилось, что теоретический поток явного тепла завышен в среднем на  $4,2 \text{ Вт/м}^2$ , поток импульса завышен в среднем на  $0,011 \text{ Н/м}^2$ .

Помимо потока явного тепла, импульса и коэффициента шероховатости для приближения скорости к реально наблюдаемым значениям может быть использовано включение в модель эффекта переноса взвешенных частиц. Поскольку для антарктических станций, особенно расположенных в прибрежной зоне, характерны сильные скорости ветра, а также сильные метели, то подобная параметризация может быть полезна.

Для начала были выявлено количество случаев метелей от общего числа измерений. Существует несколько способов выделения условий, способствующих образованию низовой метели. Во-первых, в качестве критической скорости, при превышении которой начинается метель, используются значения  $7 - 8 \text{ м/с}$ . Во-вторых, некоторыми учёными были получены эмпирические формулы, описывающие зависимость порогового значения скорости ветра от наблюдаемой в это время температуры воздуха [7]:

$$U_c(10) = a + bT + cT^2, \quad (2)$$

где  $a, b, c$  - эмпирические коэффициенты равные соответственно  $9.43 \text{ м/с}$ ,  $0.18 \text{ }^\circ\text{C}^{-1} \text{ с}^{-1}$ ,  $0.0033 \text{ }^\circ\text{C}^2 \text{ с}^{-1}$ .  $U_c(10)$  – критическая скорость ветра, сравниваемая с измеренной на высоте 10 м. В процессе расчёта оба метода диагностики начала показали схожие результаты, которые представлены в таблице 1.

**Таблица 1.** Случаи метелевого переноса на антарктических станциях.

Название станции	Период измерений	Количество измерений	Количество случаев с метелью	Процентное соотношение
Dome C	1.12.99 – 2.02.00	8190	281	3,4 %
Новолазаревская	1.12.04 – 31.01.05	6955	2954	42 %
Мирный	2.01.00 – 12.01.00	529	320	60 %

Таким образом, рассчитанная с помощью формулы (1) величина коэффициента динамической шероховатость лучше описывает особенности поверхности континентальной части Антарктиды, нежели использовавшееся раньше в модели климата ИВМ РАН постоянное значение. Вместе с тем отметим, что величина коэффициента термической шероховатости наравне с коэффициентом динамической шероховатости влияет на значение потока явного тепла, от которого напрямую зависит величина скорости стокового ветра. Были также выявлены случаи метелевого переноса для трёх станций, что в дальнейшем послужит основой для проведения численных экспериментов по валидации параметризации переноса взвешенных частиц [8] и её внедрению в схему приземных потоков модели Земной системы ИВМ РАН.

*Работа поддержана Российским научным фондом, грант №17-17-01210.*

**Литература:**

1. Володин Е.М., Мортиков Е.В., Кострыкин С.В., Галин В.Я., Лыкосов В.Н., Гришун А.С., Дианский Н.А., Гусев А.В., Яковлев Н.Г. - Воспроизведение современного климата с помощью модели климатической системы INMCM5 /в сборнике Математическое моделирование Земной системы / Володин Е.М. и др., под ред. Яковлева Н.Г, МАКС Пресс Москва, 2016, с. 263-278

2. Казаков А. Л., Лыкосов В. Н. О параметризации взаимодействия атмосферы с подстилающей поверхностью при численном моделировании атмосферных процессов // Труды ЗапСибНИИ, Т. 85., Гидрометеиздат Москва, 1982. , С. 3–20.
3. Монин А.С., Обухов А.М. Основные закономерности турбулентного перемешивания приземного слоя атмосферы. – Труды Геофизического института АН СССР, 1954, выпуск 151, с. 163 – 187.
4. Businger, J. A., Wyngaard, J. C., Izumi, I., and Bradley, E. F. 'Flux-Profile Relationships in the Atmospheric Surface Layer', 1974, *J. Atmospheric Sci.* 28, 181-189.
5. Calanca P. A note on the roughness length for temperature over melting snow and ice // *Q.J.R. Meteorol.Soc.*, 2001, 127, P. 255 – 260.
6. Edgar Landreas, Rachel E. Jordan, and Aleksandr P. Makshtas. Parameterizing turbulent exchange over sea ice: the ice station Weddell results// *Boundary – Layer Meteorology*, 2005, Vol.114, no. 5, P.439 – 460.
7. Li L., Pomeroy J.W. Estimates of threshold wind speed for snow transport using meteorological data// *Journal of Applied Meteorology*, 1997, Vol.36, P.205 – 213.
8. Wamser C., Lykosov V. N. On the friction velocity during blowing snow // *Contributions to Atmospheric Physics.*, 1995, Vol. 68, no. 1, P. 85–94.

## Evaluation of lake thermal regime simulation in the INM Earth system model

<sup>1</sup>Stambrovskaja A.S., <sup>1,2</sup>Stepanenko V.M., <sup>2,3</sup>Repina I.A., <sup>2,4</sup>Bogomolov V.U.

<sup>1</sup>Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia

<sup>2</sup>Lomonosov Moscow State University, Research Computing Center, Moscow, Russia

<sup>3</sup>A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics RAS, Moscow, Russia

<sup>4</sup>Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia

The interactions between land and the atmosphere is an important part of the Earth's system modeling. The processes of heat and moisture transfer are specified by various parametrizations. It is well-known that due to the difference in these parameterizations the results of climate modeling vary greatly [Henderson-Sellers, McGuffie, & Pitman, 1996]. The reproduction of temperature regime of active layer, soil moisture dynamics are an important problem for further research. Particularly, description of thermodynamic and biogeochemical processes in lakes in framework of Earth System Models (ESMs) need evaluation and improvement.

Changes in characteristics of lakes due to climate change is of interest for various areas of science - e.g., hydrology or biochemistry. The results of climate modelling can be used to estimate thermodynamical properties of permafrost below lakes as well. This research aims to evaluate the applicability of the lake model implemented in the INMCM climate model [Dymnikov, Lykosov, and Volodin, 2015, Bogomolov et al., 2016] for the lakes' temperature regime modeling, and to compare simulation results with the observation data. In this study, only the land surface scheme (developed jointly by INM RAS and MSU) of this model was used in a standalone model.

Reanalysis data (ERA-Interim) with 6-hour time resolution and 1.5\*1.5° spatial resolution for the main meteorological values (air temperature, humidity, precipitation, wind speed and direction, pressure, short-wave and long-wave radiation) was used to form boundary conditions of the land surface model (LSM). The time step in the LSM is 1 hour, so linear interpolation was used to yield meteorological values with this temporal resolution. Arrays of monthly lake temperature values obtained by MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer, [www.modis.gsfc.nasa.gov](http://www.modis.gsfc.nasa.gov), <http://ladsweb.nascom.nasa.gov/index.html>) were compared with model calculations.

It was concluded that the lake surface temperature is calculated satisfactorily on monthly timescales in INM RAS-MSU land surface model. The largest errors were found in late spring and early summer, likely indicating at the shift of ice-breaking dates in the model. Also, for deep lakes, such as Baikal, the summer monthly temperature were overestimated by the model, hinting to the underestimation of the mixed-layer depth in the lake parameterization.

*The work is supported by Russian Science Foundation, grant 17-17-01210.*

**References:**

1. Bogomolov V., Stepanenko V., Volodin E. *Development of lake parametrization in the INMCM climate model // IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science*. — 2016. — Vol. 48, no. 1. — P. 12005.
2. Dymnikov, V.P., Lykosov, V.N. & Volodin, E.M. *Mathematical simulation of Earth system dynamics // Izv. Atmos. Ocean. Phys.* (2015) 51: 227. <https://doi.org/10.1134/S0001433815030044>

## Оценка воспроизведения термического режима озер блоком деятельного слоя суши модели Земной системы ИВМ РАН

<sup>1</sup>Стамбровская А.С., <sup>1,2</sup>Степаненко В.М., <sup>2,3</sup>Репина И.А., <sup>2,4</sup>Богомолов В.Ю.

<sup>1</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Географический факультет, Москва, Россия

<sup>2</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Научно-исследовательский вычислительный центр, Москва, Россия

<sup>3</sup>Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва, Россия

<sup>4</sup>Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

### ВВЕДЕНИЕ

Моделирование Земной системы невозможно без учета взаимодействия атмосферы с подстилающей поверхностью. Процессы тепло- и влагопереноса в моделях деятельного слоя могут быть описаны различными способами. Было неоднократно показано, что из-за различия в параметризациях этого взаимодействия, результаты моделирования климата сильно различаются. Например, для сравнения параметризаций процессов в деятельном слое суши в 1992 году был начат международный эксперимент PILPS - Project for Intercomparison of Land surface Parameterization Schemes [Henderson-Sellers, McGuffie, & Pitman, 1996].

По результатам проекта показано, что при использовании разных параметризаций перераспределение осадков на сток и испарение неодинаково, различно воспроизводится влажность почвы. Разные схемы могут хорошо воспроизводить фактические значения отдельных величин, но нет ни одной, которая бы хорошо воспроизводила все климатологические и гидрологические характеристики пунктов наблюдений. Следовательно, воспроизведение температурного режима, динамики влажности и описание режима циркуляции воды в почве является важной проблемой и до сих пор далека от удовлетворительного решения.

В настоящее время наблюдается увеличение температуры воздуха на большей части поверхности планеты, а также рост содержания парниковых газов в атмосфере [IPCC, 2013]. Было показано, что в последнее время температура поверхности воды в озерах также сильно возрастает (в среднем, на 0.034 °C/год с 1985 до 2009 года) [O'Reilly et al., 2015]. Озера играют важную роль в глобальном цикле углерода, поэтому улучшение их воспроизведения в климатических моделях является актуальной задачей. В 2008 году был начат проект LakeMIP - международный проект сравнения моделей озер (Lake Model Intercomparison Project) [<http://www.unige.ch/climate/lakemip/index.html>], одной из целей которого являлось сравнение результатов воспроизведения различными моделями термодинамического режима водоемов.

Данная работа направлена на то, чтобы проверить качество воспроизведения температурного режима озер в модели Земной системы Института вычислительной математики РАН [Дымников, Лыкозов, и Володин, 2015] на фактических данных. Для выполнения поставленных задач были произведены расчеты значений температуры водной поверхности озера с использованием блока деятельного слоя суши модели ИВМ РАН-МГУ, в который ранее была включена модель озера LAKE [Bogomolov, 2016].

### КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ МОДЕЛИ И ИСПОЛЬЗУЕМЫХ ДАННЫХ

Модель Земной системы ИВМ РАН состоит из нескольких блоков, которые описывают динамику атмосферы и океана, радиационный перенос, гравитационно-волновое сопротивление, горизонтальную диффузию, процессы конвекции и конденсации, а также пограничный слой атмосферы и процессы в почве и растительности. В данном исследовании был использован только последний блок модели в автономном режиме.

Расчеты в деятельном слое суши производятся на 23 горизонтах по глубине, шаг по времени конечно-разностной схемы модели составляет 1 ч. На каждом шаге решаются уравнения диффузии и происходит согласование профилей температуры и влаги за счет различных источников и стоков. Горизонтальное разрешение модели составляет 1.5° по широте и 2° по долготе, для каждой из ячеек земной

поверхности задаются типы почвы, растительности и соответствующие им характеристики (пористость, максимальное влагосодержание в почве и др.). Интегрирование модели позволяет получить результаты в виде характеристик деятельного слоя суши (температура поверхности на разных уровнях, высота снежного покрова и др.) на каждом временном шаге.

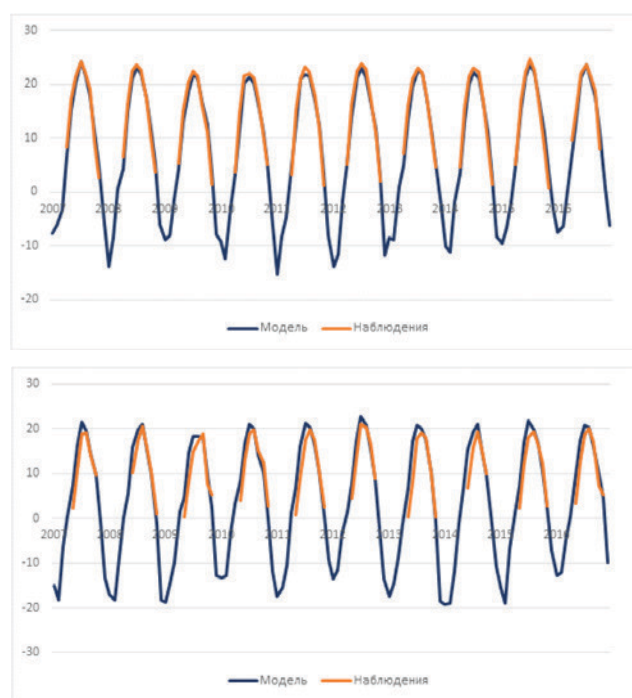
Модель LAKE [Stepanenko et al., 2016] - одномерная модель со схемой турбулентного замыкания порядка  $1.5 - k-\epsilon$ , в основе которой лежит 5 дифференциальных уравнений в частных производных: два уравнения для импульса, по одному – для температуры, турбулентной кинетической энергии и ее диссипации. Временное разрешение для входных метеорологических данных составляет, как правило, 1 час или менее. Параметризация льда в модели задается уравнением теплопроводности с постоянными коэффициентами, при этом учитывается проникновение радиации и фазовые переходы на нижней и верхней границах.

В качестве внешнего воздействия для модели были использованы данные реанализа ERA-Interim для основных метеорологических величин (температура воздуха, влажность, осадки, скорость и направление ветра, давление, коротковолновая и длинноволновая радиация) за период 1985-2017 гг. Расчет в модели возможен с шагом по времени не большим, чем 1 час, поэтому для получения значений метеовеличин с таким разрешением применялась линейная интерполяция. Для сравнения с модельными расчетами были использованы массивы месячных значений температуры воды на поверхности озера. Спутниковые данные по температуре поверхности получены с помощью сканирующего спектрометра MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer, [www.modis.gsfc.nasa.gov](http://www.modis.gsfc.nasa.gov), <http://ladsweb.nascom.nasa.gov/index.html>), установленного на спутнике TERRA. Для определения температуры поверхности использовалась методика, изложенная в работе [MacCallum, 2012]. При построении маски озера учитывались только те пиксели, которые надёжно расположены на поверхности озера и не захватывают участки берега. Также использовались данные радиометров ATSR (Along-Track Scanning Radiometers) и AATSR (Advanced Along-Track Scanning Radiometer) из архивов ARC-Lake [Sharma et al., 2015] и MICROS (Monitoring of IR Clear-sky Radiances over Oceans for SST).

## РЕЗУЛЬТАТЫ

С помощью модели деятельного слоя ИВМ РАН-МГУ были проведены расчеты для озер Балхаш, Танганьика, Таймыр, Большое Медвежье озеро, Ладожское озеро, Онежское озеро, Венерн, Виннипег и Верхнее.

Анализ результатов позволил определить, что среднемесячные значения температуры воды на поверхности летом в модели завышены, в среднем, на 2-3 °С. На рисунке 1 представлена динамика среднемесячной температуры поверхности воды в озере Балхаш с 2007 по 2016 год по данным наблюдений (оранжевый) и моделирования (синий). Зимой температурой поверхности в модели считается температура поверхности льда или снега, а спутниковые оценки этих величин не приводятся из-за существенной погрешности. Несмотря на то, что озеро Балхаш соленое, а в модели вода в озере считается пресной, температура воды воспроизводится хорошо – максимальная ошибка составляет 2 °С.



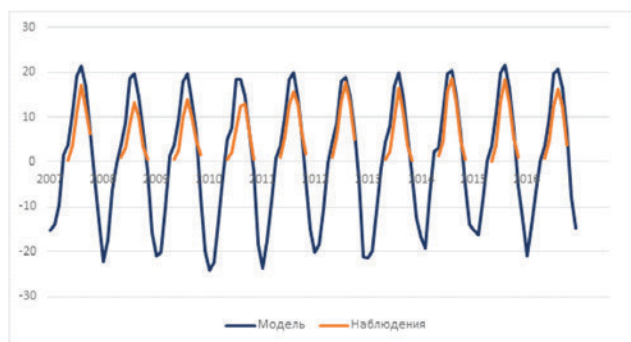
**Рис. 1.** Среднемесячные значения температуры поверхности воды оз. Балхаш по спутниковым данным и по результатам моделирования.

Во всех остальных озерах температура хуже воспроизводится моделью весной, чем осенью - это можно связать с тем, что дата схода льда в модели наступает раньше, чем в действительности, поэтому в модели происходит более раннее нагревание поверхности воды, чем в реальности. На рисунке 2 можно видеть иллюстрацию этого эффекта на примере озера Виннипег.

На озере Байкал летом наблюдается занижение температуры на 5-10 °С (рисунок 3), что может быть связано с грубым воспроизведением вертикального теплообмена в озере из-за занижения в модели глубины перемешанного слоя.

**Рис. 2.** Среднемесячные значения температуры поверхности воды в оз. Виннипег по данным наблюдений и результатам моделирования.





**Рис. 3.** Среднемесячные значения температуры поверхности воды в оз. Байкал по данным наблюдений и результатам моделирования.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Схема деятельного слоя суши ИВМ РАН-МГУ является частью глобальной климатической модели ИВМ РАН. Для реалистичного воспроизведения взаимодействия климата с водными экосистемами суши важно правильное воспроизведение температурного и биогеохимического режима озер. Из проведенного сравнения рассчитанной моделью ИВМ РАН-МГУ температуры поверхности крупнейших озер со спутниковыми данными можно заключить, что термический режим озер воспроизводится в целом верно, но стоит обратить внимание на воспроизведение дат схода и образования ледостава, а также на воспроизведение глубины перемешанного слоя в глубоких водоемах.

*Работа поддержана Российским научным фондом, грант №17-17-01210.*

### Литература:

1. Ямников В. П. Математическое моделирование динамики Земной системы. // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*. М., 2015. Т. 51, № 3, с.260-275. <https://doi.org/10.7868/S0002351515030049>
2. Bogomolov V, Stepanenko V, Volodin E. Development of lake parametrization in the INMCM climate model // *IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science* 48 (2016) 012005, doi:10.1088/1755-1315/48/1/012005
3. Lemke, P., Ren, J., Alley, R. B., Allison, I., Carrasco, J., Flato, G., Fujii, Y., Kaser, G., Mote, P., Thomas, R. H. and Zhang, T. Observations: Changes in Snow, Ice and Frozen Ground. // *Climate change 2007: the physical science basis; summary for policymakers, technical summary and frequently asked questions. Part of the Working Group I contribution to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, 2007, 337-383
4. Henderson-Sellers, a., McGuffie, K., & Pitman, a. J.. *The Project for Intercomparison of Land-surface Parametrization Schemes (PILPS): 1992 to 1995*. // *Climate Dynamics*, 1996, 12(12), 849–859. <https://doi.org/10.1007/s003820050147>
5. IPCC. *IPCC fifth assessment report: Climate change 2013: The physical science basis (ar5). Technical report*, 2013.
6. MacCallum S. N. and Merchant C. J. Surface water temperature observations of large lakes by optimal estimation. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 38(1):25–45, 2012.
7. O'Reilly, C. M., Sharma, S., Gray, D. K., Hampton, S. E., Read, J. S., Rowley, R. J., ... Zhang, G. (2015). Rapid and highly variable warming of lake surface waters around the globe. // *Geophysical Research Letters*, 42(24), 10773-10781. DOI: 10.1002/2015GL066235
8. S. Sharma, D. K. Gray, J. S. Read, C. M. O'Reilly, P. Schneider, A. Qudrat, C. Gries, S. Stefanoff, S. E. Hampton, S. Hook, J. D. Lenters, D. M. Livingstone, P. B. McIntyre, R. Adrian, M. G. Allan, O. Anneville, L. Arvola, J. Austin, J. Bailey, J. S. Baron, J. Brookes, Y. Chen, R. Daly, M. Dokulil, B. Dong, K. Ewing, E. de Eyto, D. Hamilton, K. Havens, S. Haydon, H. Hetzenauer, J. Heneberry, A. L. Hetherington, S. N. Higgins, E. Hixson, L. R. Izmet'eva, B. M. Jones, K. Kangur, P. Kasprzak, O. Koster, B. M. Kraemer, M. Kumagai, E. Kuusisto, G. Leshkevich, L. May, S. MacIntyre, D. Müller-Navarra, M. Naumenko, P. Noges, T. Noges, P. Niederhauser, R. P. North, A. M. Paterson, P.-D. Plisnier, A. Rigosi, A. Rimmer, M. Rogora, L. Rudstam, J. A. Rusak, N. Salmaso, N. R. Samal, D. E. Schindler, G. Schladnow, S. R. Schmidt, T. Schultz, E. A. Silow, D. Straile, K. Teubner, P. Verburg, A. Voutilainen, A. Watkinson, G. A. Weyhenmeyer, C. E. Williamson, and K. H. Woo. *A global database of lake surface temperatures collected by in situ and satellite methods from 1985–2009*. *Scientific Data*, 2:150008, 2015.
9. Slater, A. G., & Lawrence, D. M. Diagnosing present and future permafrost from climate models. // *Journal of Climate*, 2013, 26(15), 5608–5623. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00341.1>
10. Stepanenko V, Mammarella I, Ojala A, Miettinen H, Lykosov V and Vesala T 2016 LAKE 2.0: a model for temperature, methane, carbon dioxide and oxygen dynamics in lakes *Geosci. Model Dev.* 1977-2006 doi:10.5194/gmd-9-1977-2016

## RANS simulation of Ekman layer

<sup>1</sup>Kudryashov A.S., <sup>2</sup>Mortikov E.V.

<sup>1</sup> Lomonosov Moscow State University, Russia

<sup>2</sup> Research Computing Center of Lomonosov Moscow State University, Russia

E-mail: qubabox@mail.ru, evgeny.mortikov@gmail.com

For this closure in the presented work, a k-eps turbulence model is used, developed at the SRCC MSU [3]. This model contains the Reynolds Averaged Navier-Stokes equations; moreover, the motion equations are transformed to the form in which the influence of average velocity fluctuations (in the form of turbulent kinetic energy) and the process of decreasing this fluctuation due to viscosity (dissipation) is added. This model requires a closure, and therefore it solves 2 additional equations for the transport of turbulence kinetic energy and the transport of turbulence dissipation. This model is solved by a finite-difference method on a rectangular grid by an explicit second-order scheme. To calculate the correction to pressure at each step, the finite-difference Poisson equation is numerically solved using the stabilized method of bi-conjugate gradients. The software implementation is based on three-dimensional spatial decomposition of the area and the use of functions of the MPI library for organizing exchanges. To use additional parallelism between the cores of one node, OpenMP technology is used. The numerical model allows calculations on grids with more than 108 cells.

Test calculations of the Ekman layer and Couette flow with transverse rotation with neutral stratification, are performed. The influence of the scheme parameters on the calculations is investigated. Calculations were carried out on the multiprocessor computer complex of the Moscow State University and IVM RAS supercomputer.

## RANS моделирование слоя Экмана

<sup>1</sup>Кудряшов А.С., <sup>2</sup>Мортиков Е.В.

<sup>1</sup> Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Россия

<sup>2</sup> Научно-исследовательский Вычислительный Центр МГУ им. М. В. Ломоносова, Россия

E-mail: qubabox@mail.ru, evgeny.mortikov@gmail.com

При моделировании турбулентных течений возникают характерные структуры [1], которые можно воспроизвести например прямым численным моделированием уравнений Навье-Стокса. Но есть и другой подход к решению данной системы – моделирование осредненных уравнений Навье-Стокса по Рейнольдсу. И для данного подхода возникает ряд вопросов: а можно ли воспроизвести турбулентные структуры? и если нет, то что можно сделать с моделью, чтобы воспроизвести их?[2]

В данной работе рассматривается система уравнений Навье-Стокса, содержащая уравнение неразрывности и уравнения движения:

$$\begin{aligned}\frac{\partial \rho}{\partial t} + \operatorname{div} \rho \mathbf{v} &= 0, \\ \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial t} + (\mathbf{v} \cdot \nabla) \mathbf{v} + \frac{\nabla p}{\rho} &= \nu \Delta \mathbf{v} + \mathbf{f}\end{aligned}$$

Затем записывается система осредненная по Рейнольдсу, требующая замыкания  $\overline{u'_i u'_j}$  относительно:

$$\begin{aligned}\frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_i} &= 0, \\ \rho \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial t} + \rho \bar{u}_j \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j} &= \rho \bar{f}_i + \frac{\partial}{\partial x_j} \left[ -\bar{p} \delta_{ij} + 2\mu \bar{S}_{ij} - \rho \overline{u'_i u'_j} \right], \\ \bar{S}_{ij} &= \frac{1}{2} \left( \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j} + \frac{\partial \bar{u}_j}{\partial x_i} \right).\end{aligned}$$

Для замыкания в представленной работе используется k-eps модель турбулентности, разрабатываемая в НИВЦ МГУ [3]. Данная модель содержит в себе уравнения Навье-Стокса осредненные по Рей-

нольдсу, причем уравнения движения преобразуется к виду, в котором добавлено влияние флуктуации средней скорости (в виде турбулентной кинетической энергии) и процесса уменьшения этой флуктуации за счёт вязкости (диссипации). Данная модель требует замыкания и поэтому в ней решается 2 дополнительных уравнения для переноса кинетической энергии турбулентности и переноса диссипации турбулентности. Данная модель решается конечно-разностным методом на прямоугольной сетке явной схемой второго порядка, для вычисления поправки на давление решается уравнение Пуассона с помощью стабилизированного метода бисопряженных градиентов. Программная реализация основана на трехмерной пространственной декомпозиции области и использовании функций библиотеки MPI для организации обменов. Для использования дополнительного параллелизма между ядрами одного узла применяется технология OpenMP. Численная модель позволяет проводить расчеты на сетках содержащих более 108 ячеек.

В работе проведены расчеты слоя Экмана, а также тестовые расчеты модели на течении Куэтта с поперечным вращением при нейтральной стратификации. Исследовано влияние параметров схемы на расчеты. Расчеты проводились на многопроцессорном вычислительном комплексе МГУ им. Ломоносова и суперкомпьютере ИВМ РАН.

#### Литература:

1. Монин А.С., Яглом А.М.: *Статистическая гидромеханика. Т.1. М.: Наука, 1965; Т.2. М.: Наука, 1967.*
2. Spalart P.R., Garbaruk A., Strelets M.: *RANS Solutions in Couette flow with streamwise vortices. International Journal of Heat and Fluid Flow, V.49, pp. 128-134*
3. Мортиков Е.В.: *Численное моделирование движения ледяного кия в стратифицированной жидкости. Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. — 2016. — Т. 52, № 1. — с. 120–128.*

## Precipitation prediction quality from NWP model WRF-ARW with preliminary data assimilation

Kostarev S.V., Vetrov A.L.

Perm State National Research University, Russia  
E-mail: meteo@psu.ru

The issue of precipitation prediction quality from mesoscale NWP models, including WRF-ARW, is well studied. Most of the studies are devoted to selection of suitable physical processes parameterizations or examining the effects of horizontal and vertical resolution changing on precipitation prediction quality. It was shown, that WRF-ARW provides satisfactory prediction of precipitation, but most of the studies imply a slight excess of predicted precipitation amounts over actual ones. According to the previous studies, WRF-ARW prediction errors occur due to inaccuracy of initial data from global NWP models, that predict the position of atmospheric fronts and convergence lines with 50-100 km inaccuracy, which is inappropriate for further using in mesoscale models.

This research represents the new method of improving precipitation prediction from WRF-ARW model, which is based on preliminary assimilation of GFS objective analysis and forecast data. The aim of the work is to compare the precipitation prediction quality from WRF-ARW, run in 2 modes: using preliminary data assimilation and using common approach. In common approach, WRF-ARW was run from 00 UTC by 27 h using 10 files (with 3 h temporal resolution) of GFS forecast from 00 UTC as initial data. In preliminary data assimilation approach, the initial time was 12 UTC of the previous day, and WRF-ARW was run by 39 h. 14 files of GFS forecast were used as initial data: 10 files from 00 UTC, 2 files from 18 UTC and 2 files from 12 UTC of the previous day. However, both WRF-ARW forecasts are from 00 UTC because of model adjustment in the first 12 h. It is expected, that model adjustment with more accurate initial data in the first 12 h will help to improve the precipitation prediction quality by 15 and 27 h.

WRF-ARW (version 3.8.1) was run on «PSU-Kepler» multiprocessor computing complex with 7,2 km spatial resolution and 38 vertical levels. The study covers the period of time from 15 UTC 30.06.2017 to 15 UTC 31.07.2017. Validation of the calculation results was carried out using actual precipitation amounts from 25 meteorological stations in Perm region. Processing of output WRF-ARW data was done using NDFD tkDeGrib 2.02 and ArcGis 10 (ESRI, USA).

It was found out, that preliminary assimilation of GFS objective analysis and forecast data allows to improve prediction quality of precipitation fact, which is assessed by precipitation fact (absence) forecast reliability and precipitation fact (absence) warning. These quality characteristics rise by 2-4% in case of prelimi-

nary data assimilation application. The increase of prediction quality of precipitation amounts is observed using preliminary data assimilation. Forecast reliability by Manual rises from 76 to 77%. The average standard error of precipitation amounts forecast is 2.13 and 2.03 mm using preliminary data assimilation and common approach respectively.

Furthermore, preliminary data assimilation helps to improve the prediction quality of heavy precipitation ( $\geq 15$  mm/12 h) fact. Heavy precipitation forecast reliability and heavy precipitation warning grow by 5 and 9% respectively using preliminary data assimilation. Additional characteristics of heavy precipitation prediction quality, i.e. Pirci-Obukhov and ETS criteria, rise by 0,10 and 0,03 in comparison with common approach respectively. Nevertheless, the quality of heavy precipitation prediction is still low using WRF-ARW in both modes.

The results of the research for Perm region were found to be in a satisfactory accordance with the results of previous studies of precipitation prediction quality from mesoscale NWP models, carried out for regions of Central Russia.

*The study was carried out with the financial support of RFBR (research grant №17-45-590850).*

## Качество прогноза осадков с помощью модели WRF-ARW с предварительным усвоением данных

Костарев С.В., Ветров А.Л.

Пермский государственный национальный исследовательский университет, Россия  
E-mail: meteo@psu.ru

### ВВЕДЕНИЕ

Проблема качества прогнозирования осадков с помощью мезомасштабных гидродинамических моделей, в том числе модели WRF-ARW, в настоящее время в литературе освещена достаточно широко [1]-[14], [18]. В РФ исследования по данной теме проводились для разных регионов с различными вариантами настроек модели, однако большинство из них ограничивались небольшим объемом выборки прогнозистических данных, зачастую составляющим прогноз количества осадков для нескольких случаев.

По данным большинства исследований, модель WRF-ARW удовлетворительно воспроизводит фактические суммы осадков, однако прогностические суммы осадков в среднем оказываются больше фактических. Ошибки при прогнозе сумм осадков в значительной степени обусловлены неточностью начальных данных глобальных гидродинамических моделей, в которых положение атмосферных фронтов и зон сходимости может определяться с ошибкой 50-100 км, что неприемлемо для качественного прогноза по мезомасштабной модели [18]. Качество прогноза сильных осадков остается на невысоком уровне, что может быть обусловлено вышеперечисленными обстоятельствами, и особенно характерно для случаев развития интенсивной конвекции в летний период.

В данной работе авторами предложен способ улучшения качества прогноза осадков по модели WRF-ARW путем применения предварительного усвоения данных объективного анализа и прогноза глобальной модели GFS. Целью использования предварительного усвоения данных является уменьшение ошибок прогноза (особенно в части положения зон осадков), обусловленных недостаточной точностью данных глобальных моделей, используемых в качестве начальных для модели WRF-ARW. Основной задачей исследования являлась оценка качества прогноза осадков, проведенная согласно [17], а также с привлечением дополнительных характеристик [2] для двух вариантов расчетов: по стандартной методике и с применением предварительного усвоения данных. Исследование влияния различных вариантов начальных данных на качество прогноза метеорологических величин по модели WRF-ARW ранее не было изучено, поскольку основное внимание исследователей было уделено подбору оптимальных комбинаций параметризаций физических процессов [12]-[14], или изучению влияния на качество прогноза шага сетки модели и способа параметризации конвективных процессов [18].

### МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В процессе исследования качества прогноза осадков применялась модель WRF-ARW (версия 3.8.1) - мезомасштабная гидродинамическая модель прогноза состояния атмосферы, созданная с целью обеспечить потребности как в оперативном прогнозе, так и в решении исследовательских задач. Основные принципы функционирования модели WRF-ARW версии 3.8.1, а также ее отличия от предыдущих версий подробно изложены в работе [21]. Программный комплекс модели WRF-ARW установлен на многопроцессорном вычислительном комплексе (МВК) с гибридной архитектурой «ПГНИУ-Кеплер».



Прогнозы осадков по модели WRF-ARW реализовывались в двух вариантах расчетов (по стандартной методике, а также с предварительным усвоением данных) для территории Пермского края за июль 2017 г. В процессе работы было подготовлено 64 суточных прогноза (по 32 с предварительным усвоением данных и без него), охватывающих период с 00 ч ВСВ 30.06.2017 г. до 03 ч ВСВ 01.08.2017 г. В итоговую таблицу для оценки качества прогнозов были включены 124 полусуточных интервала (по 62 с предварительным усвоением данных и без него), соответствующих временному промежутку от 15 ч ВСВ 30.06.2017 г. до 15 ч ВСВ 31.07.2017 г.

Для сопоставления прогностических и фактических сумм осадков привлекались данные 25 метеостанций Пермского края, полученные из ТМС ФГБУ «Уральское УГМС». Согласно [15], измерение сумм осадков на метеостанциях во второй метеозоне производится в сроки 03 и 15 ч ВСВ. В выходных файлах формата GRIB2 модели WRF-ARW предусмотрено только суммирование осадков, начиная с момента запуска модели в 00 ч ВСВ, поэтому в процессе работы необходимо было решить задачу получения полусуточных прогностических сумм осадков (за периоды 03-15 ч ВСВ, 15-03 ч ВСВ). Эта задача была решена в процессе обработки выходных прогностических данных с помощью программ NDFD tkDegrib 2.02 и ArcGis 10 (ESRI, США).

Расчетная область составляла 278×278 точек с горизонтальным разрешением 7,2 км и с центром в г. Пермь. Число вертикальных уровней равнялось 38. Параметризации физических процессов (табл. 1) были выбраны с учетом имеющегося опыта применения модели WRF-ARW на территории Пермского края [18], а также с учетом рекомендаций непосредственных разработчиков модели, изложенных в [20].

**Таблица 1.** Параметризации физических процессов в модели WRF-ARW.

Физический процесс	Тип параметризации
Микрофизика облачности	Схема Томпсона
Длинноволновая радиация	Схема RRTM (Rapid Radiative Transfer Model)
Коротковолновая радиация	Схема Дудья
Процессы в приземном слое	Схема Монины-Обухова с вязким подслоем Карлсона-Боланда и стандартными функциями подобия
Планетарный пограничный слой	Схема университета Yonsei
Подстилающая поверхность	Модель Noah
Конвекция	Прямое моделирование (без параметризации)

Инициализация модели WRF-ARW производилась с использованием результатов объективного анализа и прогноза глобальной модели GFS (Global Forecast System) в формате GRIB2. Эти данные предоставляются NCEP (National Centre for Environmental Prediction, США) и находятся в открытом доступе [19]. Данные GFS имеют пространственное разрешение 0,5×0,5°, временное разрешение 3 ч, число вертикальных уровней равно 32.

При стандартном варианте расчетов запуск модели WRF-ARW производился от 00 ч ВСВ на срок до 27 ч. При использовании предварительного усвоения данных расчеты выполнялись от 12 ч ВСВ предыдущих суток на срок до 39 ч. При расчетах с предварительным усвоением данных использовались 10 файлов прогноза GFS от 00 ч ВСВ на срок до 27 ч, а также прогнозы от 12 и 18 ч ВСВ предыдущих суток на срок до 3 ч (4 файла). При стандартном варианте расчетов использовались только 10 файлов прогноза GFS от 00 ч ВСВ на срок до 27 ч.

Предварительное усвоение данных в первые 12 ч расчетов модели WRF-ARW фактически является анализом наблюдаемых полей метеорологических величин, поэтому оба варианта расчетов представляют собой прогноз на 27 ч от 00 ч ВСВ. В первые 12 ч расчетов прогностические данные модели GFS заменяются данными объективного анализа (12 и 18 ч ВСВ) и прогнозами на срок 3 ч (15 и 21 ч ВСВ), что обеспечивает большую точность начальных условий. Увеличение точности данных GFS путем предварительного усвоения данных на начальных этапах расчетов модели WRF-ARW может повлечь за собой улучшение качества прогнозов в последующие 27 ч за счет «адаптации» модели к фактическим данным в первые 12 ч расчетов. Следует подчеркнуть, что предварительное усвоение данных может быть реализовано на практике при оперативном прогнозировании, равно как и вариант со стандартными начальными условиями, поскольку к 00 ч ВСВ прогнозы GFS от 12 и 18 ч ВСВ предыдущих суток будут в открытом доступе.

Оценка успешности прогноза осадков проводилась для факта выпадения (отсутствия) осадков, количества выпавших осадков, а также для выпадения (отсутствия) сильных осадков ( $\geq 15$  мм/12ч). При оценке качества прогноза факта выпадения (отсутствия) осадков для каждого полусуточного интервала были рассчитаны следующие характеристики успешности прогноза (%): общая оправдываемость прогноза осадков ( $U$ ), оправдываемость прогноза наличия осадков ( $U_{oc}$ ), предупрежденность факта наличия осадков ( $P_{oc}$ ), оправдываемость прогноза факта отсутствия осадков ( $U_{noc}$ ), предупрежденность факта отсутствия осадков ( $P_{noc}$ ). Кроме того, рассчитывались критерии Пирси-Обухова (PIR) и ETS.

Оценка качества прогноза количества выпавших осадков производилась с использованием средней арифметической (BIAS, мм) и среднеквадратической ошибки (ABS, мм). Вычислялась также оправдываемость прогнозов количества осадков по Наставлению (Z) [16], учитывающая, строго говоря, как факт выпадения осадков, так и их количество по грубым градациям. Для оценки качества прогноза факта выпадения (отсутствия) сильных осадков ( $\geq 15$  мм/12 ч) привлекались следующие характеристики: оправдываемость редкого явления ( $U_{редк}$ ), предупрежденность явления ( $P_{редк}$ ), критерий Пирси-Обухова (PIR), критерии ETS и Багрова (Ba).

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Использование предварительного усвоения данных позволяет получить более качественный прогноз факта выпадения (отсутствия) осадков, что подтверждается данными табл. 2. Общая оправдываемость прогноза осадков ( $U$ ) при применении предварительного усвоения данных увеличилась незначительно и составляет 76%. Более существенное увеличение качества прогноза наблюдается при рассмотрении оправдываемости прогноза наличия осадков ( $U_{ос}$ ), предупрежденности факта наличия осадков (Пос), оправдываемости прогноза факта отсутствия осадков ( $U_{бос}$ ), предупрежденности факта отсутствия осадков (Пбос). Значения указанных характеристик при использовании предварительного усвоения данных увеличились на 2-4% по сравнению со стандартным вариантом расчетов.

**Таблица 2.** Характеристики качества прогноза факта выпадения (отсутствия) осадков.

Характеристика	Вариант расчетов	
	Без усвоения	С усвоением
U, %	75	76
U <sub>ос</sub> , %	57	59
Пос, %	61	64
U <sub>бос</sub> , %	74	77
Пбос, %	66	70
PIR	0,25	0,31
ETS	0,16	0,19

Критерий Пирси-Обухова, характеризующий совпадение фактических и прогностических зон осадков, увеличился при применении предварительного усвоения данных на 0,06 и достиг 0,31. Значения критерия ETS также увеличились на 0,03 и стали равны 0,19. Для ЕТР критерии PIR и ETS были определены в работе [2]. За летний период 2013 г. по данным 640 метеостанций их значения составили 0,57 и 0,35 соответственно. Полученные для территории Пермского края характеристики качества прогноза (критерии PIR и ETS) несколько ниже, чем выявленные ранее для ЕТР.

Оправдываемость прогнозов по Наставлению при использовании предварительного усвоения данных увеличилась с 76 до 77% (табл. 3). Среднеквадратическая ошибка прогноза в среднем составила 2,13 мм при стандартном варианте расчетов и 2,03 мм при использовании предварительного усвоения данных. Средняя арифметическая (систематическая) ошибка при применении предварительного усвоения данных увеличилась по модулю на 0,08 мм и достигла -0,20 мм. Предварительное усвоение данных позволяет прогнозировать количество осадков более успешно, чем стандартный вариант расчетов, хотя улучшение качества прогнозов в целом невелико. Использование обоих вариантов расчетов приводит к систематическому незначительному занижению количества осадков, более выраженному при применении предварительного усвоения данных.

**Таблица 3.** Характеристики качества прогноза количества осадков.

Характеристика	Вариант расчетов	
	Без усвоения	С усвоением
Z, %	76	77
BIAS, мм	-0,12	-0,20
ABS, мм	2,13	2,03

Значения Z, BIAS и ABS, полученные в настоящем исследовании для Пермского края, удовлетворительно согласуются с полученными ранее данными о качестве прогноза количества осадков для ЕТР. В работе [2] были получены следующие оценки: Z - 79%, BIAS - 0,35 мм, ABS - 1,65 мм. Следует отметить некоторое увеличение (на 0,48 и 0,38 мм для стандартного варианта расчетов и для расчетов с предварительным усвоением данных соответственно) абсолютной ошибки для Пермского края по срав-

нению с ЕТР, а также разные знаки систематической ошибки при близких значениях по модулю. Для территории Пермского края модель WRF-ARW систематически занижает количество осадков при обоих вариантах расчета, в то время как для ЕТР отмечено завышение количества осадков.

Использование предварительного усвоения данных позволяет на 5% увеличить оправдываемость редкого явления ( $U_{редк}$ ) «сильный дождь», на 9% - предупреденность данного явления ( $P_{редк}$ ). Значение критерия Пирси-Обухова (PIR) при использовании предварительного усвоения данных возросло с 0,04 до 0,14 (табл. 4). Значение критерия ETS также увеличилось, но не столь значительно - с 0,03 до 0,06. Наиболее значительное улучшение качества прогнозов наблюдается согласно критерию Багрова (Ba), значения которого увеличились с -0,41 до -0,20.

**Таблица 4.** Характеристики качества прогноза явления «сильный дождь».

Характеристика	Вариант расчетов	
	Без усвоения	С усвоением
Уредк, %	5	10
Предк, %	11	20
PIR	0,04	0,14
ETS	0,03	0,06
Ba	-0,41	-0,20

Применение предварительного усвоения данных позволяет существенно улучшить качество прогноза сильных осадков. Тем не менее, качество прогнозов данного явления остается невысоким при обоих вариантах расчета, о чем свидетельствуют низкие значения оправдываемости прогноза редкого явления и его предупреденности, а также значения критериев PIR, ETS и Ba. Данное утверждение согласуется с ранее полученными выводами о низком качестве прогнозов сильных осадков на ЕТР. В работе [2] установлено, что для модели WRF-ARW оправдываемость и предупреденность редкого явления «сильный дождь» равны 10 и 17% соответственно. Критерий ETS равен 0,09, а критерий Багрова - 0,17. Значения большинства рассматриваемых критериев качества прогноза сильных осадков близки к установленным ранее для ЕТР, за исключением критерия Багрова. При стандартном варианте расчетов, а также при применении предварительного усвоения данных значения критерия Багрова для территории Пермского края оказались ниже, чем для ЕТР, на 0,58 и 0,37 соответственно. Результаты исследования в части успешности прогноза сильных осадков для территории Пермского края в целом подтверждают выводы, полученные ранее для ЕТР.

## ВЫВОДЫ

В работе рассмотрено влияние различных вариантов начальных данных на качество прогноза осадков (в том числе сильных) в летний период с использованием модели WRF-ARW для территории Пермского края. Приведенные в работе оценки качества прогнозов осадков удовлетворительно согласуются с оценками, полученными ранее для ЕТР в исследовании [2].

Сопоставление фактических и прогностических сумм осадков, полученных с помощью модели WRF-ARW, позволило выявить преимущество предварительного усвоения данных объективного анализа и прогноза глобальной модели GFS перед стандартным вариантом расчетов. При оценке факта выпадения (отсутствия) осадков улучшение качества прогноза выражается в увеличении оправдываемости прогноза наличия осадков ( $U_{ос}$ ), предупреденности факта наличия осадков ( $P_{ос}$ ), оправдываемости прогноза отсутствия осадков ( $U_{оос}$ ), предупреденности факта отсутствия осадков ( $P_{оос}$ ) на 2-4% по сравнению со стандартной методикой расчетов.

Выявлено улучшение качества прогноза количества осадков при применении предварительного усвоения данных. Оправдываемость прогнозов по Наставлению ( $Z$ ) при использовании предварительного усвоения данных увеличилась с 76 до 77%. Среднеквадратическая ошибка прогноза в среднем составила 2,13 мм при стандартном варианте расчетов и 2,03 мм при использовании предварительного усвоения данных.

Проведенная оценка успешности прогнозов факта выпадения (отсутствия) сильных осадков свидетельствует, что при использовании обоих вариантов расчетов качество прогнозов сильных осадков остается на невысоком уровне. Тем не менее, предварительное усвоение данных позволяет на 5% увеличить оправдываемость редкого явления ( $U_{редк}$ ) «сильный дождь», на 9% - предупреденность данного явления ( $P$ ). Выявлено увеличение значений критериев Пирси-Обухова (PIR) и ETS при использовании предварительного усвоения данных на 0,10 и 0,03 соответственно.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект №17-45-590850 p\_a).*

**Литература:**

1. Алексеева А.А., Лосев В.М. Прогноз сильных летних осадков на основе выходных данных региональной модели Гидрометцентра России // Труды ГМЦ РФ. 2014. Вып. 351. С. 43-63.
2. Багров А.Н. Сравнительная оценка успешности прогнозов сильных летних осадков моделей атмосферы различного масштаба // Результаты испытания новых и усовершенствованных технологий, моделей и методов гидрометеорологических прогнозов. 2014. Вып. 41. С. 63-73.
3. Беркович Л.В., Ткачева Ю.В. Успешность прогноза сильных осадков в Краснодарском и Ставропольском краях в летний период 2013 года по модели WRF-ARW // Труды ГМЦ РФ. 2014. Вып. 351. С. 23-33.
4. Вельтищев Н.Ф., Жупанов В.Д. Численные прогнозы погоды по негидростатическим моделям общего пользования WRF-ARW и WRF-NMM. // 80 лет Гидрометцентру России 1930-2010: сборник статей. М., 2010. С. 94-135.
5. Вербицкая Е.М., Романский С.О. Результаты испытаний краткосрочных оперативных прогнозов мезомасштабной модели WRF-ARW «ХАБ-15» в пунктах Дальневосточного региона России // Результаты испытания новых и усовершенствованных технологий, моделей и методов гидрометеорологических прогнозов. 2016. Вып. 43. С. 32-62.
6. Ветров А.Л., Сивков Б.А. Прогноз осадков на Урале с помощью модели WRF при разных схемах параметризации микрофизики облака // География и регион: материал междунар. науч.-практ. конф (23-25 сентября 2015 г.): в 6 т. Пермь, 2015. Т. 4. С 14-19.
7. Гончуков Л.В., Ламаш Б.Е. Численный прогноз опасных явлений погоды по северу Приморского края // Вестник Дальневосточного отделения РАН. 2010. № 6. С. 17-23.
8. Калинин Н.А., Ветров А.Л., Связов Е.М., Попова Е.В. Изучение интенсивной конвекции в Пермском крае с помощью модели WRF // Метеорология и гидрология. 2013. № 9. С. 21-30.
9. Калинин Н.А., Шихов А.Н., Быков А.В. Прогноз мезомасштабных конвективных систем на Урале с помощью модели WRF и данных дистанционного зондирования // Метеорология и гидрология. 2017. № 1. С. 16-18.
10. Кижнер Л.И., Барашкова Н.К., Аметишина А.С., Барт А.А., Старченко А.В. Прогноз осадков в районе аэропорта Богашево с использованием модели WRF // Оптика атмосферы и океана. 2013. Т. 26. № 12. С. 1098-1105.
11. Кижнер Л.И., Нахтигалова Д.П., Барт А.А. Использование прогностической модели WRF для исследования погоды Томской Области // Вестник ТГУ. 2012. № 358. С. 219-224.
12. Кондове А.Л. Влияние густоты сети и схемы расположения кучевых облаков на прогнозирование осадков в Танзании // Путь науки. 2014. № 8. С. 222-229.
13. Кондове А.Л. Сравнение схем физических параметризаций в модели WRF // Ученые записки РГГМУ. 2016. № 44. С. 149-156.
14. Маддах М.А., Русин И.Н., Ахунд-Али А.М. Оценка физических параметризаций модели WRF для моделирования сильных осадков на юго-западе Ирана // Труды ГГО. 2017. Вып. 586. С. 191-204.
15. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 3. Ч. 1. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. 301 с.
16. Наставление по краткосрочным прогнозам погоды общего назначения. Федеральная служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды. Руководящий документ РД 52.27.724-2009. Обнинск: ИГ-СОЦИН, 2009. 62 с.
17. Проведение производственных (оперативных) испытаний новых и усовершенствованных методов гидрометеорологических и гелиогеофизических прогнозов. Государственный комитет СССР по гидрометеорологии и контролю природной среды. Руководящий документ РД 52.27.284-91. Л.: Гидрометеоиздат, 1991. 150 с.
18. Шихов А.Н., Быков А.В. Оценка качества прогноза мезомасштабных конвективных систем на Западном Урале с помощью модели WRF и спутниковых данных MODIS // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2016. Т. 13. № 1. С. 137-148.
19. National Centers for Environmental Information. URL: <https://www.ncdc.noaa.gov/> (дата обращения 01.02.2018).
20. Skamarock W.C., Klemp J.B., Dudhia J. et al. A Description of the Advanced Research WRF Version 3. NCAR/TN-475+STR. National Center for Atmospheric Research: Boulder, CO. 2008. 125 p.
21. Wang W., Bruyere C., Duda M., Dudhia J. WRF-ARW Version 3 Modeling System User's Guide. National Center for Atmospheric Research: Boulder, CO. 2017. 434 p.



## СЕКЦИЯ 3

### Болотные экосистемы Северной Евразии: наблюдения, анализ и моделирование

## SESSION 3

### Bog ecosystems of Northern Eurasia: observations, analysis and modeling

### Modeling of the net ecosystem exchange, gross primary production and ecosystem respiration for peatland ecosystems of West Siberia

<sup>1</sup>Dyukarev E.A., <sup>2</sup>Lapshina E.D.,  
<sup>1</sup>Golovatskaya E.A., <sup>2</sup>Filippova N.V.,  
<sup>2</sup>Zarov E.A., <sup>2</sup>Filippov I.V.

<sup>1</sup>Institute of monitoring of climatic and ecological system  
SB RAS, Tomsk, Russia

<sup>2</sup>Yugra State University, Khanty-Mansiysk, Russia

E-mail: egor@imces.ru

Web: [www.imces.ru](http://www.imces.ru), [www.urgasu.ru](http://www.urgasu.ru)

DOI: 10.5281/zenodo.1246983

Observed and simulated carbon dioxide fluxes in oligotrophic peatlands of West Siberia are discussed. Net ecosystem exchange, gross primary production and ecosystem respiration were measured at ridge-hollow complex at South Taiga zone (Bakchar bog – field station “Vasjuganie”) and Middle Taiga zone (field station “Mukhrino”). The model of net ecosystem exchange was used to study the influence of different environmental factors and to calculate daily and growing season carbon budget for oligotrophic bog. The model uses air and soil temperature, incoming photosynthetically active radiation, and leaf area index as the explanatory factors for gross primary production, heterotrophic and autotrophic respiration. The model coefficients were calibrated using data collected by automated soil CO<sub>2</sub> flux system with clear long-term chamber. The studied ecosystems are a sink of carbon according to modelling and observation results.

## Моделирование суммарного экосистемного обмена, валовой первичной продукции и экосистемного дыхания болотных экосистем Западной Сибири

<sup>1</sup>Дюкарев Е.А., <sup>2</sup>Лапшина Е.Д., <sup>1</sup>Головацкая Е.А., <sup>2</sup>Филиппова Н.В., <sup>2</sup>Заров Е.А., <sup>2</sup>Филиппов И.В.

<sup>1</sup> Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

<sup>2</sup> Югорский государственный университет, Ханты-Мансийск, Россия

E-mail: egor@imces.ru

Web: www.imces.ru, www.urgasu.ru

DOI: 10.5281/zenodo.1246983

Болотные экосистемы играют значительную роль в глобальном круговороте углерода, являясь источниками и стоками парниковых газов (Rydin and Jeglum 2015; IPCC, 2013). На территории Западной Сибири болота занимают свыше 30 % площади (Terentieva et al., 2016; Sheng et al., 2004; Исследование... 2012). Согласно оценкам МГЭИК (IPCC, 2013), эмиссия метана из естественных болот составляет 61-82% от всех природных источников метана. Интенсивность потоков парниковых газов управляется гидрологическим и термическим режимом торфяной залежи (Глаголев и др., 2017; Наумов, 2009). Повышение приземной температуры воздуха (IPCC 2013) и снижение уровня вод вызывает иссушение торфа, повышение температуры и аэрируемости, что способствует росту эмиссии парниковых газов (Varid et al., 2013). Одни и те же, болотные экосистемы в разные годы могут служить как источником, так и стоком углерода (Головацкая и др., 2012). Разнообразие прямых и обратных взаимосвязей, существующих между компонентами болотных систем и окружающих их территорий, свидетельствует о сложном нелинейном характере влияния болотных экосистем на окружающую среду в различных географических и геоморфологических условиях (Ratcliffe et al., 2017; Вомперский, 1994). Определение скорости углеродного обмена между болотами и атмосферой, а также климатических факторов влияющих на углеродный обмен является важной задачей.

В России проводятся экологические исследования болотных экосистем, в том числе с использованием современного полевого измерительного оборудования. Несмотря на общепризнанную первостепенную роль болотных экосистем таежной зоны Западной Сибири (Кабанов, 2008; Sheng et al., 2004) в биосферных процессах, комплексное изучение экосистем торфяных болот здесь практически не проводилось. Причиной тому отсутствие хорошо оборудованных научных полевых стационаров, ориентированных на непрерывный экологический мониторинг основных параметров функционирования болотных экосистем.

Начиная с 1999 г. в ИМКЭС СО РАН проводятся измерения биологической продуктивности болотных экосистем и исследования эмиссии углекислого газа болотами (Головацкая и др., 2011, 2012). Исследования выполняются на территории стационара Васюганье, расположенного в Бакчарском районе Томской области. Выбранный район стационарных наблюдений на северо-восточных отрогах Большого Васюганского болота расположен в междуречье рек Икса-Бакчар и характеризуется закономерной сменой болотных фитоценозов олиготрофного типа.

Определение чистой первичной продукции (NPP) и эмиссии CO<sub>2</sub> проводили в грядах и мочажинах грядово-мочажинного комплекса (ГМК) Бакчарского болота в 2008-2011 гг. В грядово-мочажинном комплексе на долю мочажин приходится около 80 % поверхности. Гряды узкие (2–3 м), дугообразные, не соединяющиеся между собой. NPP определялась укосным методом, измерение эмиссии CO<sub>2</sub> проводилось камерным методом с использованием инфракрасного газоанализатора ОПТОГАЗ-500.4 (ЗАО «ОПТЭК», Санкт-Петербург, Россия), дважды в месяц с мая по сентябрь 2008-2011 гг. В среднем величина NPP гряды и мочажина имеет близкие значения 295 и 270 гС/м<sup>2</sup> в год. Вклад подземной продукции составляет 45 и 59 %, продукция сфагновых мхов 20-37% на гряде и мочажине соответственно. На грядах также велика роль кустарничков в продукции (32%). Измерение эмиссии CO<sub>2</sub> показало, что на гряде в среднем интенсивность выделения CO<sub>2</sub> несколько выше по сравнению с мочажинной средняя за исследуемый период интенсивность эмиссии составляет 242 и 219 мгСО<sub>2</sub>/м<sup>2</sup>/час.

Для распространения полученных данных наблюдений на другие периоды исследований и корректного расчета годового бюджета углерода экосистемы была предложена модель суммарного экосистемного обмена (Dyukarev, 2017). Измеряемый суммарный экосистемный обмен (NEE) был разбит на приходную (GPP) и расходную (ER) составляющие.

$$NEE = ER - GPP.$$

Общее дыхание экосистемы (ER) было разделено на гетеротрофное (HR) и автотрофное дыхание (AR). Каждый компонент дыхания моделировали с помощью экспоненциального уравнения широко используемого для объяснения вариаций дыхания

$$ER = HR + AR; HR = E_H \times \exp(k_H \times T_a); AR = LAI \times E_A \times \exp(k_A \times T_a),$$

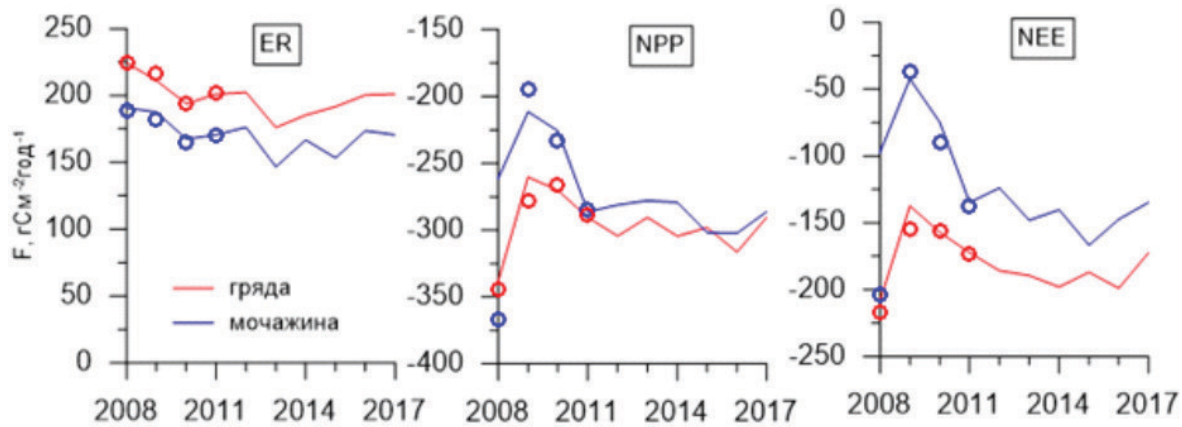
где  $T_a$  – температура воздуха ( $^{\circ}\text{C}$ ),  $E_H$  и  $E_R$  – уровни базовых дыханий при  $0^{\circ}\text{C}$ ,  $k_H$  и  $k_A$  – коэффициенты температурной чувствительности. Температура воздуха была использована в качестве управляющего параметра.

Для моделирования светового отклика скорости фотосинтеза использовалось следующее выражение:

$$\text{GPP}(\text{PAR}) = \text{LAI} \times \alpha \times \text{PAR} \times G_m / (\alpha \times \text{PAR} + G_m),$$

где PAR – фотосинтетически активная радиация,  $\alpha$  – начальный наклон кривой отклика при низкой освещенности (эффективность фотосинтеза),  $G_m$  – теоретическая максимальная скорость фотосинтеза (фотосинтетическая мощность).

Калибровка модели проведена по данным натурных наблюдений за потоками углекислого газа в 2008-2011 гг. Предложенная модель позволяет рассчитывать потоки углекислого газа для исследуемых экосистем. Временной ход суммарных годовых значений основных компонентов углеродного баланса представлен на рис 1.



**Рис. 1.** Вариации суммарных годовых потоков углерода в 2008-2017 гг. в ГМК Бакчаского болота (точки - наблюдения, линии - модель).

Общее экосистемное дыхание контролируется температурой воздуха и в течение исследуемого периода варьирует несущественно. Эмиссионные потоки  $\text{CO}_2$  в мочажине ГМК на  $30\text{-}60 \text{ гC м}^{-2} \text{ год}^{-1}$  ниже, чем на гряде, однако накопление углерода в растительности на гряде ГМК выше, чем в мочажине на  $5\text{-}100 \text{ гC м}^{-2} \text{ год}^{-1}$ . Величина ассимиляции углерода в растительности во все годы исследования больше, чем величина общего экосистемного дыхания, причем накопление углерода интенсивнее протекает на гряде ГМК, по сравнению с мочажинной, при этом суммарные годовые потоки как поглощения так и выделения углерода экосистемой на гряде так же выше. То есть гряда, является более «активным» регулятором и более варибельной компонентой углеродного цикла болот по сравнению с мочажинной. Однако, межгодовая варибельность углеродного баланса и его составляющих выше на мочажине, что свидетельствует о более высокой чувствительности NEE в мочажине к изменениям внешних параметров.

Модельные оценки суммарного накопления углерода в ГМК Бакчарского болота в среднем за 2008-2017 гг. составили на мочажине  $121 \text{ гC м}^{-2}$ , а на гряде  $-180.6 \text{ гC м}^{-2}$ . Чистая первичная продукция растительности ( $\text{NPP} = \text{GPP} - \text{AR}$ ) равна  $271.4$  и  $296.3 \text{ гC м}^{-2}$  для мочажины и гряды, соответственно.

Изучение функционирования болотных экосистем в зоне средней тайги Западной Сибири проводится на базе созданного в 2009 г. научного полевого стационара «Мухрино» (Lapshina et al., 2015). К настоящему моменту на стационаре создана необходимая инфраструктура для комплексных исследований болотных экосистем, установлено и запущено метеорологическое оборудование и обеспечен сбор стандартных показателей температурного и водного режима. Стационар входит в международную сеть INTERACT и активно используется российскими и иностранными учеными.

Уникальность стационара «Мухрино» заключается в наличии двух прогрессивных систем для измерения потоков углерода и энергии: автоматическими наземными камерами и системой турбулентных пульсаций. Последняя является единственной во всей Западной Сибири.

За 2015-2016 годы проведены измерения потоков  $\text{CO}_2$  и тепла системой турбулентных пульсаций, на тот момент состоявшей из анемометра Gill R3 и газоанализатора LI-7500. Данные первого года измерений опубликованы в Alekseychik et al. (2017), где было показано высокое качество полученных данных. Поверхностный тепловой баланс закрыт (отношение исходящего к приходящему теплу 107%), что дополнительно подтверждает успешность измерений. По различным характеристикам теплового баланса болота Мухрино приближается к другим подобным экосистемам в северной Европе и Канаде. Также, обнаружен большой для болота фотосинтетический сток  $\text{CO}_2$ , что объясняется необычайно влажной погодой в 2015 г.

В 2017 г. на стационаре «Мухрино» были организованы автоматизированные наблюдения за потоками углекислого газа с поверхности болотных с помощью автономного атмосферно-почвенного измерительного комплекса (АПИК) для регистрации следующих параметров окружающей среды: температуры и влажности, приходящей фотосинтетически активной солнечной радиации, содержания углекислого газа и водяного пара в атмосфере. В состав комплекса включен двухканальный газоанализатор Li-7000 (Li-COR Biogeosciences, США) и две прозрачных измерительных камеры объемом по 120 л. Камеры находятся в открытом состоянии большую часть времени, а для измерения потоков – закрываются на 5-10 мин каждые три часа. Проба воздуха непрерывно прокачивается через камеру и газоанализатор с помощью мощной помпы. Данные измерений накапливаются в АПИК и передаются на сервер в ИМ-КЭС СО РАН. Скорости потоков  $\text{CO}_2$  и воды были рассчитаны с использованием специализированного программного модуля в системе Matlab R2014b (MathWorks, США) по линейной модели изменения концентрации в камерах в течение первых двух минут экспозиции.

С 21 по 25 июля 2017 г. проводились эксперименты по калибровке автоматизированной системы, а с 25 июля по 1 сентября 2017 г. система работала в измерительном режиме. Анализ результатов измерений показал, что несмотря на существенное различие в структуре растительного покрова обе экосистемы поглощают углекислый газ из атмосферы, аккумулируя его в виде органического вещества растений. Величина суммарного поглощения  $\text{CO}_2$  на гряде значительно ниже, чем на мочажине, и средние потоки за исследуемый период составляют 112 и 18  $\text{mgCO}_2\text{m}^{-2}\text{ч}^{-1}$ , соответственно. Суточный ход потоков углекислого газа имеет явный максимум в ночные часы (23, 01 ч) когда наблюдается выделение  $\text{CO}_2$  в атмосферу, и минимум - в 10-13 часов дня, когда поглощение  $\text{CO}_2$  растительностью превышает экосистемное дыхание. Суточный ход потоков, полученных на мочажине ГМК, в разные летние месяцы, значимо не различается. На гряде от июня к августу отмечается небольшое уменьшение поглощения  $\text{CO}_2$  до полудня и увеличение эмиссии в вечернее время.

Изменение содержания воды внутри камеры дает возможность оценить транспирацию влаги болотной растительностью. Получено, что транспирация влаги в июне на гряде и мочажине увеличивается с 2 до 12  $\text{gH}_2\text{Om}^{-2}\text{ч}^{-1}$  от полуночи к 16 ч. В июле транспирация для обеих пунктов наблюдения возрастает на 2-4  $\text{gH}_2\text{Om}^{-2}\text{ч}^{-1}$ , а к августу вследствие уменьшения температуры воздуха транспирация снижается.

Для корректной оценки углеродного баланса болотных экосистем, сопоставления данных полученных различными измерительными комплексами и экстраполяции данных наблюдений необходимо использование математических моделей, учитывающих воздействие погодных условий на потоки  $\text{CO}_2$ .

*Работы на территории Томской области выполнены при поддержке РФФИ (грант №16-07-01205), на территории ХМАО – грант РФФИ 16-45-700562.*

#### **Литература:**

1. *Вомперский С.Э. Роль болот в круговороте углерода / Биогеоценотические особенности болот и их рациональное использование. – М.: Наука, 1994. – С.5-37.*
2. *Глаголев М.В., Ильясов Д.В., Терентьева И.Е., Сабреков А.Ф., Краснов О.А., Максютов Ш.Ш. Потоки метана и диоксида углерода в заболоченных лесах южной и средней тайги Западной Сибири // Оптика атмосферы и океана. 2017. Т. 30, № 4, с. 301-309*
3. *Головацкая Е.А., Дюкарев Е.А. Влияние факторов среды на эмиссию  $\text{CO}_2$  с поверхности олиготрофных торфяных почв Западной Сибири // Почвоведение. – 2012. – №6. – с. 658–667.*
4. *Головацкая Е.А., Дюкарев Е.А. Сезонная и суточная динамика эмиссии  $\text{CO}_2$  с поверхности олиготрофной торфяной почвы // Метеорология и гидрология. 2011. №6. С.84-93.*
5. *Исследование природно-климатических процессов на территории Большого Васюганского болота / под ред. РАН М.В. Кабанова. –Новосибирск: Изд-во СО РАН. 2012. С.195-203.*
6. *Кабанов М.В. Региональные климаторегулирующие факторы в Западной Сибири // География и природные ресурсы, 2015, № 3, с. 107-113.*
7. *Наумов А.В. Дыхание почвы. – Новосибирск: Изд-во СО РАН. 2009. –208 с.*
8. *Alekseychik P., Mammarella I., Karpov D., et al. Net ecosystem exchange and energy fluxes measured with the eddy covariance technique in a western Siberian bog // Atmos. Chem. Phys., 2017, 17, 9333-9345, <https://doi.org/10.5194/acp-17-9333-2017>.*
9. *Baird A, Belyea L, Comas X, Reeve A, Slater L Carbon Cycling in Northern Peatlands. 2013. Geophysical Monograph Series. AGU pp. 297*
10. *Dyukarev E.A. Partitioning of net ecosystem exchange using chamber measurements data from bare soil and vegetated sites // Agricultural and Forest Meteorology. 2017. doi:10.1016/j.agrformet.2017.03.011*
11. *IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker T.F., Qin D., Plattner G.-K., et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.*



12. Lapshina E.D., Alexeychik P., Dengel S., et al. A new peatland research station in the center of West Siberia: description of infrastructure and research activities // *Proceedings of the 1st Pan-Eurasian Experiment (PEEX) Conference and the 5th PEEX Meeting Cep. "Report series in aerosol science"* Finnish Association for Aerosol Research FAAR. 2015. P. 236-240.
13. Ratcliffe J.L., Creevy A., Andersen R., et al. Ecological and environmental transition across the forested-to-open bog ecotone in a West Siberian peatland // *The Science of the Total Environment*. 2017. T. 607-608. C. 816-828.
14. Rydin H, Jeglum J *The Biology of Peatlands 2015 Oxford. Univ. Press., pp. 400.*
15. Sheng Y., Smith L.C., MacDonald G.M., et al. A high-resolution GIS-based inventory of the west Siberian peat carbon pool. *Global Biogeochemical Cycles*. – 2004. – V.18. P.GB3004.
16. Terentjeva I. E., Glagolev M. V., Lapshina E. D., et al. Mapping of West Siberian taiga wetland complexes using Landsat imagery: implications for methane emissions // *Biogeosciences*, 13, 4615-4626, <https://doi.org/10.5194/bg-13-4615-2016>, 2016.

## The lateral distribution of the elements in the series conjugate landscapes of Bakchar bog

<sup>1,2</sup>Gashkova L.P., <sup>2</sup>Chudinovskaya L.A.

<sup>1</sup> Siberian Research Institute of Agriculture and Peat – branch of Siberian Federal Scientific Centre of Agricultural Biotechnology, Tomsk, Russia

<sup>2</sup> National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia  
E-mail: rrsrrrr\_95@mail.ru, gashkova-lp@rambler.ru

The spatial distribution of elements is determined by landscape-geochemical conditions. Particularly intensive are the anomalies of metals on geochemical barriers, one of which is the boundary of the forest and marsh, where the elements come in with surface and groundwater (Kasimov, 2013). The aim of the study is to compare the lateral distribution of elements in a series of conjugate landscapes. As the object, a bog in the interfluvium of the rivers Bakchar and Ikksa was chosen. Three key areas were investigated: 1 - swamp forest with a peat deposit capacity of 30 cm (56° 58'N 82°36'E); 2 - pine-sedge-shrub-sphagnum bog with a thickness of peat deposit of 100 cm (56°58'N 82°36'E); 3 - pine-shrub-sphagnum bog, with a thickness of peat deposit of 250 cm (56°58'N 82°37'E). The lateral differentiation of the content of elements in the conjugate series of elementary landscapes was considered based on our data on the concentration of Zn, Cu and Pb in plants and peat. The studies included landscape descriptions of sites, determination of the thickness of the peat deposit along the profile line using the georadiolocation method, sampling of the dominant and subdominant plants of each layer to determine the content of heavy metals. The georadar survey was carried out using a shielded antenna unit with a frequency of 250 MHz. Measurements were collected with a step size of 50 mm and the receiver set at 100 ns time window. For the spatial reference of the results of georadarolocation, a motion detector and a GPS receiver were used. Samples of plants were selected by forming an average sample with 10 or more individuals from the shoots of the current year of each plant species. Sampling drill TBG-1 from a depth of 0-25 cm sampled peat, within which the largest number of suction roots are concentrated. The timing of sampling was determined taking into account that the maximum accumulation of elements by plants occurs in the first half of summer, with a further slight change in their concentrations by autumn (Brekken et al., 2004; Vetchinnikova et al., 2013). The following species were selected: cedar (*Pinus sibirica*), pine (*Pinus sylvestris*), *Ledum palustre*, *Chamaedaphne calyculata*, *Rubus chamaemorus*, *Betula pubescens*, *Carex rostrata*, Blueberry (*Vaccinium uliginosum*), and sphagnum (*Sphagnum fuscum*). Determination of the content of Zn, Pb and Cu in plants and peat was carried out by the method of inversion voltammetry. Statistical analysis of the obtained data and graphical reflection of the results was carried out using Statsoft Statistica for Windows 6.0. and Excel 7.0. The processing and interpretation of georadarolocation data was carried out using the Geo Scan 32 program. Comparison and significance of differences between samples were established using the nonparametric Mann-Whitney and Kruskal-Wallis criterion. To establish relationships between the main components of the geosystem, the features of the accumulation of heavy metals, geochemical coefficients were used: the coefficient of biological absorption (CBA), reflecting the ratio of the element's concentration in the plant's ash to its concentration in the soil (Ayvazyan, 1974); biogeochemical activity of species (BHA), which is the sum of the CBAs of the investigated elements (Perelman, Kasimov, 1999).

Our results on the content of elements in peat and plants in a conjugate series of elementary landscapes vary widely, the differences between sites are statistically significant ( $p < 0.05$ ). In addition, a significant negative correlation ( $p < 0.05$ ) was found between the concentration of elements in plants and peat and the thickness of the peat deposit. When comparing the concentration of elements in peat and plants, a significant increase in the content of

Zn, Pb and Cu at the boundary of the forest and mire was noted in the first section. The content of Zn increases insignificantly in plants, while the concentration of this element in peat increases by about 4 times in the first section, in comparison with the second. The difference in Zn concentration in peat between the second and third patch is smaller, the content of the element increases 1.5 times in the second section, compared to the third. The concentration of Cu increases from the third to the second site by approximately 1.6 times in peat and 5 times in plants. In the first section, compared with the second, the content of Cu in plants increases 5-fold, and in peat more than 2-fold. The concentration of Pb in plants and peat practically does not change in the second section, in comparison with the third. However, in the first section, compared with the second, the Pb content rises more than 4-fold for plants and 6-fold for peat. The coefficients of biological absorption of different elements vary unequally. The accumulation of Zn is most intense at the second (42) and third (39.6) sites, and least intensively at the first (12.9). The absorption activity of Cu is minimal at the third (0.7), and is approximately the same in the first (5.1) and second (4.9) sites. The biological absorption coefficient Pb is minimal in the first sites (2.8), and does not differ in the second (5.3) and third (5.5) sites. The biogeochemical activity of the species does not differ significantly in the second and third sites, and at the first it decreases more than 2 times.

Thus, as a result of the comparison, it was found that in the swamp forest, on the border of the forest and the bog, the content of the investigated elements was significantly increased, as compared with the neighboring sites of the mire. In addition, there is an increase in the concentration of Zn, Cu and Pb in plants and peat with a decrease in the thickness of the peat deposit. Biogeochemical activity of species, on the contrary, decreases in the site with a minimum thickness of the peat deposit, which is natural on the background of an increase in the content of elements in peat in the swamp forest site.

## Латеральное распределение элементов в ряду сопряжённых ландшафтов Бакчарского болота

<sup>1,2</sup>Гашкова Л.П., <sup>2</sup>Чудиновская Л.А.

<sup>1</sup> Сибирский научно-исследовательский институт сельского хозяйства и торфа – филиал Сибирского федерального научного центра агроботехнологий РАН, Томск, Россия

<sup>2</sup> Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

E-mail: rrsrtrr\_95@mail.ru, gashkova-lp@rambler.ru

Пространственное распределение элементов во многом определяется ландшафтно-геохимическими условиями. Особенно интенсивны аномалии металлов на геохимических барьерах, одним из которых является граница леса и болота, куда элементы поступают с поверхностным, внутрипочвенным и грунтовым стоком (Касимов, 2013).

Целью исследования является изучение латерального распределения элементов в ряду сопряжённых ландшафтов. В качестве объекта выбрано верховое болото в бассейне р. Ключ, в междуречье р. Бакчар и р. Икса. На болоте заложено 3 ключевых участка, которые представляют собой: 1 – заболоченный лес с мощностью торфяной залежи 30 см (56°58'с. ш. 82°36' в. д.); 2 – сосново-осоково-кустарничково-сфагновое болото с мощностью торфяной залежи 100 см (56°58'с. ш. 82°36' в. д.); 3 – сосново-кустарничково-сфагновое болото, с мощностью торфяной залежи 250 см (56°58'с. ш. 82°37' в. д.). Латеральная дифференциация содержания элементов в сопряжённом ряду элементарных ландшафтов рассматривалась на основе полученных нами данных по концентрации Zn, Cu и Pb в надземной части растений и торфе.

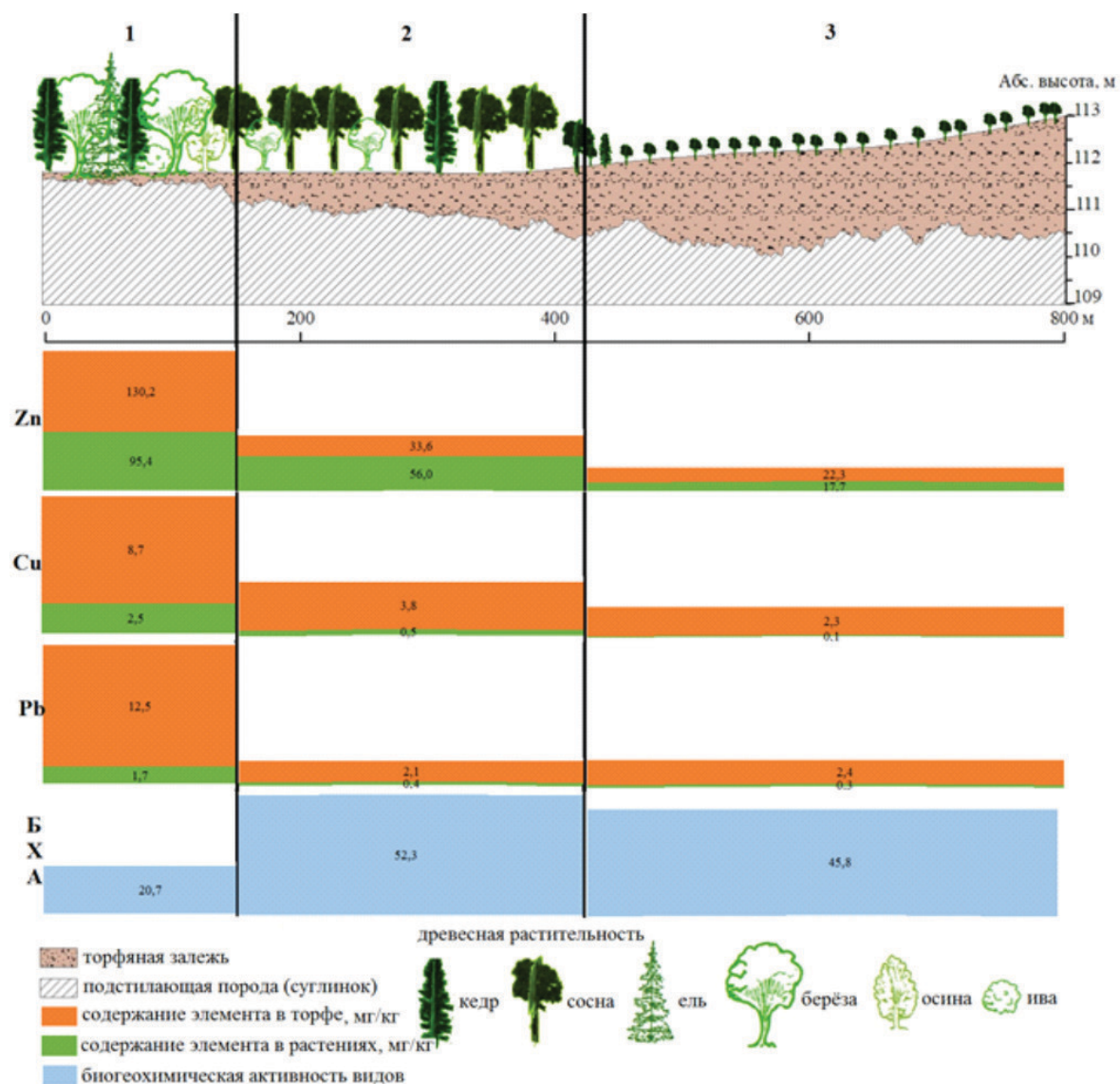
Исследования включали в себя ландшафтные описания участков, определение мощности торфяной залежи вдоль линии профиля с использованием метода георадиолокации, отбор проб растений-доминантов и субдоминантов каждого яруса для определения содержания тяжёлых металлов. Георадиолокационная съёмка проведена с использованием экранированного антенного блока с частотой 250 МГц. Шаг сканирования составлял 50 мм, развертка по глубине 100 нс. Для пространственной привязки результатов георадиолокации использовался датчик движения ДП-32 и GPS приемник. Образцы растений отбирались путём формирования средней пробы с 10 и более особей из побегов текущего года каждого вида растения. Отбор проб торфа производился пробоотборочным буром ТБГ-1 с глубины 0 – 25 см, в пределах которой сосредоточена наибольшая концентрация всасывающих корешков (Солоневич, 1963). Способы отбора проб растений и торфа основывались на стандартной методике (Методические... 1992). Сроки отбора проб определялись с учётом того, что максимальное накопление элементов растениями происходит в первой половине лета, при дальнейшем незначительном изменении их концентраций к осени (Brekken и др., 2004; Ветчинникова и др., 2013). Отбирались растения следующих видов: кедр (*Pinus sibirica*), сосна (*Pinus sylvestris*), багульник (*Ledum palustre*), хамедафне (*Chamaedaphne calyculata*), морозника (*Rubus chamaemorus*), берёза (*Betula pubescens*), осока (*Carex rostrata*), голубика (*Vaccinium uliginosum*), и сфагнум (*Sphagnum fuscum*).

Определение содержания Zn, Pb и Cu в растениях и торфе проводилось методом инверсионной вольтамперометрии по нормативным документам ПНД Ф в 14.1:2:4.222–06 (для Cu, Zn) и по ПНД Ф 14.1:2:4.140–98 (для Pb) в лабораторно-аналитическом центре СибНИИСХиТ.

Статистический анализ полученных данных и графическое отражение результатов проведено с использованием Statsoft Statistica for Windows 6.0. и Excel 7.0. Обработка и интерпретация данных геоадиолокации проведена с использованием программы Geo Scan 32. Сравнение и значимость отличий между выборками устанавливались при помощи непараметрического критерия Манна-Уитни и Краскела-Уоллиса.

Для установления связей между основными компонентами геосистемы, особенностей накопления тяжёлых металлов, применялись геохимические коэффициенты: коэффициент биологического поглощения (КБП), отражающий отношение концентрации элемента в золе растения к его концентрации в почве (Айвазян, 1974); биогеохимическая активность видов (БХА), составляющая сумму КБП исследуемых элементов (Перельман, Касимов, 1999).

Полученные нами результаты по содержанию элементов в торфе и растениях в сопряженном ряду элементарных ландшафтов изменяются в широких пределах, различия между участками статистически значимы ( $p < 0,05$ ). Кроме того, обнаружена значимая отрицательная корреляция ( $p < 0,05$ ) между концентрацией элементов в растениях и торфе и мощностью торфяной залежи. При сравнении концентрации элементов в торфе и растениях отмечено значительное повышение содержания Zn, Pb и Cu на границе леса и болота, на первом участке. Содержание Zn увеличивается в растениях незначительно, в то же время концентрация данного элемента в торфе возрастает примерно в 4 раза на первом участке, по сравнению со вторым. Различия по концентрации Zn в торфе между вторым и третьим участком меньше,



**Рис. 1.** Сравнение содержания элементов и биогеохимической активности видов в сопряженном ряду элементарных ландшафтов Бакчарского болота (1 – заболоченный лес, 2 – сосново-осоково-кустарничково-сфагновое; 3 – сосново-кустарничково-сфагновое).



содержание элемента возрастает на втором участке в 1,5 раза, по сравнению с третьим. Концентрация Си увеличивается от третьего ко второму участку примерно в 1,6 раза в торфе и в 5 раз в растениях. На первом участке, по сравнению со вторым, возрастает содержание Си в растениях в 5 раз, а в торфе более чем в 2 раза. Концентрация Рb в растениях и торфе практически не изменяется на втором участке, по сравнению с третьим. Однако, на первом участке, по сравнению со вторым, содержание Рb повышается более, чем в 4 раза для растений и в 6 раз для торфа (рисунок 1).

Коэффициенты биологического поглощения разных элементов изменяются неодинаково. Накопление Zn наиболее интенсивно на втором (42) и третьем (39,6) участке, и наименее интенсивно на первом (12,9). Активность поглощения Си минимальна на третьем (0,7), и примерно одинакова на первом (5,1) и втором (4,9) участках. Коэффициент биологического поглощения Рb минимален на первом участке (2,8), и не различается на втором (5,3) и третьем (5,5) участках.

Биогеохимическая активность видов не различается достоверно на втором и третьем участках, а на первом происходит её снижение более, чем в 2 раза (рисунок 1).

Таким образом, в результате проведённого сравнения выяснилось, что в заболоченном лесу, на границе леса и болота, значительно повышено содержание исследованных элементов, по сравнению с соседними участками болота. Кроме того, прослеживается увеличение концентрации Zn, Си и Рb в растениях и торфе с уменьшением мощности торфяной залежи. Биогеохимическая активность видов, наоборот, снижается на участке с минимальной мощностью торфяной залежи, что закономерно на фоне повышения содержания элементов в торфе на участке заболоченного леса.

*Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-45-700418-р\_а. (Изучение латерального распределения элементов в ряду сопряжённых ландшафтов).*

*Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-35-00387–мол\_а. (проведение георадиолокационной съёмки и построение профиля минерального дна болота).*

#### **Литература:**

1. Brekken A, Steinnes E. Seasonal concentrations of cadmium and zinc in native pasture plants: consequences for grazing animals // *Science of The Total Environment* 2004. doi:10.1016/j.scitotenv.2003.11.023
2. Айвазян А.Д. Геохимические особенности флоры ландшафтов юго-западного Алтая. М.: МГУ, 1974. 155 с.
3. Ветчинникова Л. В., Кузнецова Т. Ю., Титов А. Ф. Особенности накопления тяжёлых металлов в листьях древесных растений на урбанизированных территориях в условиях Севера // *Труды Карельского научного центра Российской академии наук*. 2013. № 3. С. 72.
4. Касимов Н. С. Экогеохимия ландшафтов. М.: ИП Филимонов М. В., 2013. 208 с. (с. 23 – 26)
5. Методические указания по определению тяжёлых металлов в почвах сельхозугодий и продукции растениеводства. – М.: ЦИНАО, 1992. – 60 с.
6. Перельман, А.И., Касимов, Н.С. Геохимия ландшафта. М.: Изд-во МГУ, 1999. 610с.
7. Солоневич Н.Г. Структура и продуктивность некоторых болотных сообществ // *Труды ботанического института АН СССР, сер. 3, вып.15, 1963 с 3 – 93.*

## Wetlands and lakes in southern tundra of Western Siberia: landscape structure and methane emission

<sup>1</sup>Golubyatnikov L.L., <sup>2</sup>Zarov E.A.

<sup>1</sup> A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics SB RAS, Moscow, Russia

<sup>2</sup> Yugra State University, Khanty-Mansiysk, Russia

E-mail: golub@ifaran.ru, zarov.evgen@yandex.ru

Web: <http://ifaran.ru>

The southern tundra occupies about 180 000 km<sup>2</sup> of tundra zone in Western Siberia. The territory under study is located in the region of continuous permafrost. Climate is continental with a short cold summer, long and cold winter: mean annual air temperature is -8.2°C, monthly mean air temperatures for January/July are -24°C/+11°C, annual precipitation is ~330 mm, growing season is ~100 days.

The landscape structure of the tundra wetlands for Western Siberia has been analyzed on the basis of both Landsat-8 and WorldView-2 satellite images. For southern tundra, 12 classes of wetland microlandscapes have been singled out. According to calculation results, an insignificant part (about 7%) of wetlands under consider-



ation is occupied by hillocks and rollers. Most wetland territories are occupied by hollows and ponds. In the southern tundra of the region under study, hollow microlandscapes occupy about 17% of the wetland territory, waterlogged hollows and inside wetland ponds occupy over 76% of the wetland territory.

We have analyzed the experimental data on methane fluxes from tundra wetlands and lakes in Western Siberia. Our field research areas Yasavey (67°35'N, 78°91'E), Yarneto (67°22'N, 78°37'E), Gaz-Sale (67°21'N, 78°42'E) are located in the southern tundra zone of the Yamal-Nenets Autonomous District. Flux measurements were made during summers of 2013-2016. We used dark static chambers with base size of 40x40 cm and height of 30 cm. Gas samples were taken using the syringes and saved into the glass vials under brine. The total time exposition (the time interval between the moment when the chamber was placed on the surface and the last gas sampling) was 30-60 minutes. During this period, four samples were taken with an interval of 10-15 minutes including initial moment. The gas samples were taken for each microlandscape. Methane concentration in samples was analyzed using a gas chromatograph Crystal-5000.2 equipped with a flame ionization detector.

On the basis of experimental data we obtained that over the warm season the methane flux into the atmosphere from peat hillocks in tundra of Western Siberia varies from -0.1 to 0.1 mgCH<sub>4</sub>m<sup>-2</sup>h<sup>-1</sup>. Negative fluxes denote net atmospheric uptake of methane by a microlandscape from the atmosphere. We defined that the methane fluxes range from -1.2 to 6.1 mgCH<sub>4</sub>m<sup>-2</sup>h<sup>-1</sup> for waterlogged hollows and from -0.1 to 2.0 mgCH<sub>4</sub>m<sup>-2</sup>h<sup>-1</sup> for hollows of the territory under study. We obtained that the methane emission from inside wetland lakes/ponds in tundra of Western Siberia varies from 0.3 to 3.4 mgCH<sub>4</sub>m<sup>-2</sup>h<sup>-1</sup>. From the obtained results it follows that the most intensive sources of methane in wetland ecosystems of the region are waterlogged hollows.

We studied the lakes which are typical for southern tundra of Western Siberia. These lakes are alluvial-floodplain and thermokarst, small in area (2000 m<sup>2</sup>-1.5 km<sup>2</sup>), shallow (2-2.5 m in depth) with sandy-slimy or peaty sediments. An analysis of experimental data showed that the methane emission from tundra lakes varies from 0.02 to 18.25 mgCH<sub>4</sub>m<sup>-2</sup>h<sup>-1</sup>. It should be noted that the production of methane in the lake sediments still continues during the winter season until the lake is completely frozen. The bottom sediments of many tundra lakes do not freeze in winter and methane is produced in these lakes all the year. The methane produced under the ice cover is accumulated in the water column and partially freezes into ice. Methane produced during the winter releases to the atmosphere during ice melt at spring. We carried out measurements at two tundra lakes both before the ice melt and after it. Calculation of methane emission during spring ice breakup was carried out as the difference in the mass of methane before and after ice melt, assuming that a slight part of the methane storage under the ice was oxidized in the water column. According to our calculations spring methane emissions for tundra lakes in Western Siberia are ranged from 10% to 40% of the total methane emission from the lakes during the warm period.

*This work was supported by the Russian Foundation of Basic Research (projects 14-05-00193, 16-54-16005, 16-07-01205) and by the state assignment of FASO Russia.*

## Болота и озера южной тундры Западной Сибири: ландшафтная структура и эмиссия метана

<sup>1</sup>Голубятников Л.Л., <sup>2</sup>Заров Е.А.

<sup>1</sup> Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва, Россия

<sup>2</sup> Югорский государственный университет, Ханты-Мансийск, Россия

E-mail: golub@ifaran.ru, zarov.evgen@yandex.ru

Web: <http://ifaran.ru>

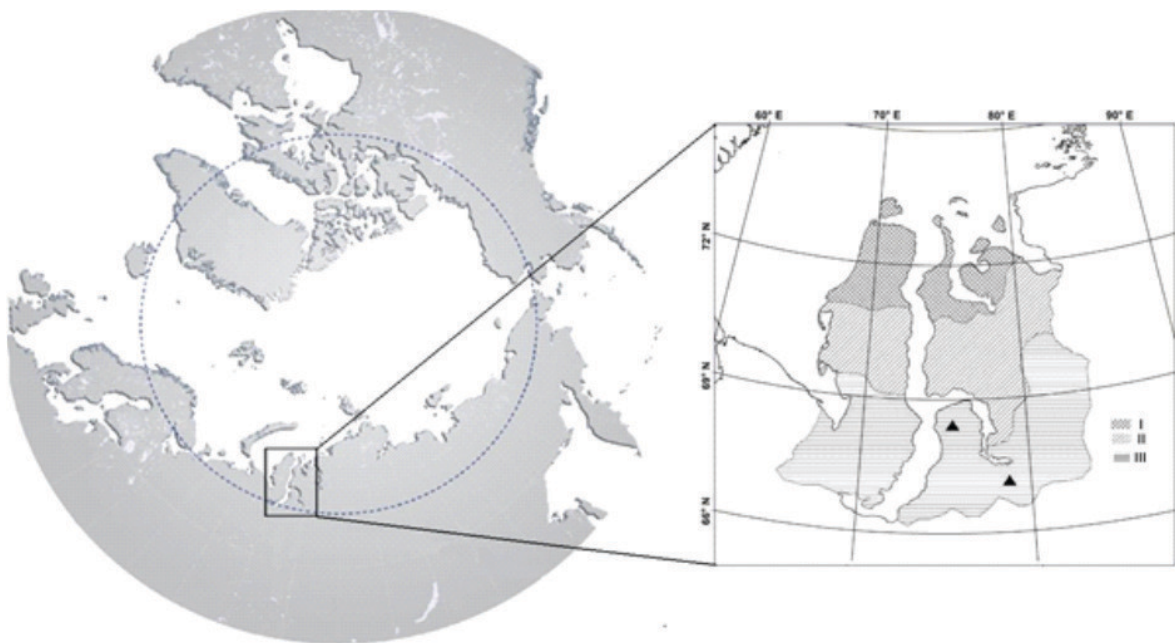
Для корректных региональных оценок эмиссии парниковых газов, запасов биогенных элементов в почвах, продуктивности растительного покрова на основе точечных измерений требуются данные не только о площадях различных типов экосистем изучаемой территории, но и соотношение площадей слагающих их микроландшафтов, в пределах которых характеристики растительного и почвенного покровов практически идентичны. Так, например, обобщения экспериментальных оценок эмиссии метана и углекислого газа из тундровых экосистем высоких широт Северного полушария (Карелин, Замолотчиков, 2008; Наумов, 2009) указывают на существенное отличие интенсивностей потоков этих газов в атмосферу из разных микроландшафтов экосистем.

Экосистемы южной тундры занимают около 180 тыс. км<sup>2</sup> территории Западной Сибири. Территория находится в области сплошного распространения многолетнемерзлых пород. Климат в регионе исследований континентальный с коротким прохладным летним периодом и длинным и холодным зимним периодом. Среднегодовая температура воздуха составляет -8.2°C, среднемесячные температуры января и июля равны -24°C и +11°C соответственно. Сумма годовых осадков составляет около 330 мм, вегетационный период – около 100 дней.

Для исследуемого региона характерна равнинная местность – суходольные участки беломошно-лишайниковой тундры с минеральной почвой мозаично располагаются среди заболоченных депрессий (понижений). Рельеф болот этого региона представляет собой сочетание повышений, образованных торфяными возвышениями, мерзлыми буграми пучения и понижений, называемых мочажинами, различающихся степенью обводненности и составом растительного покрова. В понижениях встречаются небольшие по площади внутриболотные озера. Большинство озер тундровой зоны имеют термокарстовое происхождение. В котловинах спущенных термокарстовых озер, называемых хасырями, встречаются заболоченные участки, формирующиеся бугры пучения и мелкие озера (Zarov et al., 2016).

Ландшафтная структура экосистем южной тундры Западной Сибири была нами проанализирована на основе спутниковых снимков и данных полевых исследований. Были использованы спутниковые снимки с космических аппаратов Landsat-8 и WorldView-2. Для анализа структуры ландшафтов региона были выбраны два ключевых участка в южной тундре Ямало-Ненецкого автономного округа (рис.1). Снимки спутника среднего разрешения Landsat-8 (30 м/пиксел) охватывали участки площадью около 36 тыс. км<sup>2</sup> южной тундры рассматриваемого региона, снимки спутника сверхвысокого разрешения WorldView-2 (0.5 м/пиксел для монохроматического и 2 м/пиксел для спектральных каналов) охватывали ключевые участки площадью 40 км<sup>2</sup>.

Методика дешифрирования снимков и выделения классов ландшафтов земной поверхности проводилось с помощью программного пакета GRASS 6.4.3 и описана в (Golubyatnikov et al., 2015). Анализ снимков Landsat-8 позволил выделить 13 классов тундровых ландшафтов. Выделенные по снимкам Landsat-8 тундровые ландшафты были проанализированы на более детальных изображениях ключевых участков, полученных со спутника WorldView-2. Этот анализ с привлечением данных полевых наблюдений позволил выделить 19 классов земной поверхности (микроландшафтов). Водные экосистемы рассматриваемых ключевых участков подразделены на глубоководную часть лишённую надводного растительного покрова, мелководную часть с разреженным надводным растительным покровом и внутриболотные озера. Выделены так же микроландшафты на суходолах и сухих хасырях (6 типов), на болотных возвышениях (2 типа), на мочажинах (3 типа) и на обводненных мочажинах (5 типов). Сопоставление выделенных классов ландшафтов по снимкам Landsat-8 с типами микроландшафтов для территории снимков WorldView-2 позволило определить доли рассматриваемых микроландшафтов в каждом ландшафтном классе. На основе этих данных были вычислены площади каждого микроландшафта на рассматриваемых снимках спутника Landsat-8. Экосистемы на минеральных почвах достаточно широко распространены в исследуемом регионе. По полученным оценкам они занимают около 41% территории южной тундры. Около 35% рассматриваемой территории заболочено. Полученная оценка заболоченности территории превосходит значение, рассчитанное на основе типологической карты болот (Романова, 1077). Согласно нашим оценкам, озера занимают около 12% территории южной тундры. При этом площадь зеркала воды глубоководной части озер составляет около 59% площади озер, площадь мелководной части – 41%. Из этих оценок следует, что озера южной тундры Западной Сибири имеют достаточно значительную мелководную зону (согласно выводам авторов работы Bastviken et al. (2004) мелководная прибрежная зона озер занимает не более 15% их площади). Проведенное исследо-



**Рис. 1.** Район исследований и расположение ключевых участков. Тундровые подзоны Западной Сибири: I – арктическая, II – типичная, III – южная. Ключевые участки отмечены треугольниками.

вание показало, что незначительная часть (около 7%) заболоченных территории тундры занята торфяными возвышениями (бугры, валики и пр.), 10% занимают внутриводные озера, мочажины разных типов занимают 83% площади южнотундровых болот.

Полевые исследования проводились в июне-августе 2013-2016 годов на участках Ярнето (67°22'N, 78°37'E), Ясавай (67°35'N, 78°91'E), Газ-Сале (67°21'N, 78°42'E) южной тундры Ямало-Ненецкого автономного округа. В ходе полевых исследований на ключевом участке Ярнето проводились измерения потоков метана в атмосферу на всех микроландшафтах, выявленных при анализе космических снимков. Измерения потоков метана проводились методом статических камер (использовались пластиковые камеры размером 30x40x40 см со светоотражающим покрытием). Время экспозиции составляло 30-60 минут. В течении этого периода отбирались четыре пробы с интервалом 10-15 минут включая начальный момент. Анализ концентрации метана в отобранных пробах проводился на хроматографе "Кристалл-5000.2", оснащенный пламенно-ионизационным детектором.

На основе полученных результатов полевых исследований можно заключить, что в летний период для торфяных возвышений заболоченных тундровых экосистем характерны потоки метана в диапазоне от -0.13 до 0.14 мгCH<sub>4</sub>/м<sup>2</sup>/ч, для понижений (мочажин) в болотных ландшафтах потоки метана изменяются от -1.20 до 6.06 мгCH<sub>4</sub>/м<sup>2</sup>/ч, для внутриводных озер характерны потоки метана в диапазоне от 0.34 до 3.47 мгCH<sub>4</sub>/м<sup>2</sup>/ч. Отрицательные значения потоков указывают на поглощение экосистемами атмосферного метана. Из полученных результатов следует, что наиболее интенсивными источниками метана в заболоченных экосистемах являются обводненные мочажины.

Измерения эмиссии метана с поверхности озёр мы проводили на типичных для северной части Западной Сибири небольших пойменных и термокарстовых озёрах (площадь - от 2000 м<sup>2</sup> до 1.5 км<sup>2</sup>, глубина - 0.5-2.5 м, донные отложения - песочно-иловые или торфяные). С поверхности исследованных тундровых озёр значения потока метана в атмосферу изменялись от 0.02 до 18.25 мгCH<sub>4</sub>/м<sup>2</sup>/ч. Анализ минерализованности и кислотности воды исследованных озёр указывают на неблагоприятные условия для существования микроорганизмов, окисляющих метан в водной толще этих озёр, что согласуется с ранее полученными нами результатами (Golubyatnikov, Kazantsev, 2013). Процесс образования метана в озёрах не прекращается и в зимний период, когда озёра покрыты льдом. Образующийся в подледный период метан накапливается в воде водоема, частично вмерзает в лед. Во время весеннего таяния льда на озёрах происходит выброс вмерзшего в лед и скопившегося за зиму подледного метана. На двух тундровых озёрах нами были проведены исследования по оценке весеннего выброса в атмосферу метана из этих озёр. В различных точках исследуемых озёр и на различных их глубинах были отобраны пробы льда и воды перед началом таяния льда и сразу после его исчезновения. Содержание метана в каждом образце определялось методом хэдспэйс. Эмиссия метана во время весеннего таяния льда определялась как разница в содержании метана в воде (льде) озёр до и после таяния льда. При расчете весеннего выброса метана из озёр предполагалось, как и в (Michmerhuizen et al., 1996), что доля окисляемого в водном столбце метана во время таяния льда незначительна. Полученные оценки показывают, что кратковременный выброс метана при таянии льда на исследованных озёрах составляет 10-40% от эмиссии метана из озёр этого региона за теплый период.

*Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 14-05-00193\_a, 16-54-16005\_НЦНИЛ\_a, 16-07-01205\_a) и программы госзадания ФАНО России.*

#### **Литература:**

1. Карелин Д.В., Замолодчиков Д.Г. Углеродный обмен в криогенных экосистемах. Москва: Наука. 2008. 344 с.
2. Наумов А.В. Дыхание почвы: составляющие, экологические функции, географические закономерности. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 2009. 208 с.
3. Романова Е.А., Быбина Р.Т., Голицына Е.Ф., Иванова Г.М., Усова Л.И., Трушников Л.Г. Типологическая карта болот Западно-Сибирской равнины. Масштаб 1:2 500 000. Ленинград: ГУГК. 1977.
4. Bastviken D., Cole J., Pace M., Tranvik L. Methane emissions from lakes: dependence of lake characteristics, two regional assessments and a global estimate. *Global Biogeochem. Cycles*. 2004. V.18, GB4009.
5. Golubyatnikov L.L., Kazantsev V.S. Contribution of tundra lakes in western Siberia to the atmospheric methane budget. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2013. Vol. 49, 4, pp. 395-403.
6. Golubyatnikov L.L., Zarov E.A., Kazantsev V.S., Filippov I.V., Gavrilov G.O. Analysis of landscape structure in the tundra zone for western Siberia based on satellite data. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2015. V.51, 9, pp. 969-978.
7. Michmerhuizen C.M., Striegl R.G., McDonald M.E. Potential methane emission from north-temperate lakes following ice melt. *Limnol. Oceanogr*. 1996. V. 41, pp. 985-991.
8. Zarov E.A., Golubyatnikov L.L., Lapshina E.D. Microlandscape structure of south tundra landscapes based on a field survey. *Report Series in Aerosol Science*. 2016. V. 180, pp. 590-593.



## Biogeotransformation of mire ecosystems organic substance of North Eurasia

Orlov A.S., Selyanina S.B., Zubov I.N., Zabelina S.A., Yarygina O.N., Tatarintseva V.G.

N. Laverov Federal Center for Integrated Arctic Research RAS, Arkhangelsk, Russia  
E-mail: gumin@fciaarctic.ru

Organic remains transformation into humus is complicated biochemical process carrying out with various ferments of microorganisms and extracellular ferments that are accumulated in soil.

It is considered [2] that biochemical processes which leads to peat formation take place in peat-forming layer (a depth of up to 0.5 m).

The depth of this layer is determined by penetration of air oxygen and solar energy. The lower boundary of the aerobic layer has seasonal fluctuations, synchronous to fluctuations in the level of bog waters. It is widely believed that microbiological processes in the lower (anaerobic) layer decay that leads to the conservation of organic substances and the formation of a stable component composition of peat that invariant with respect to time [1].

It should be mentioned that the above conclusions on the mechanisms of transformation of organic substances during peat genesis were the result of research in regions with a relatively warm climate, where naturally biodegradation of plant remains proceeds much faster than in the North.

By analogy with aquatic ecosystems, one can expect that with incomplete assimilation of bioavailable organic substances in the aeration zone and in deeper anaerobic layers their decomposition takes place, but already due to anaerobic microorganisms such as methanogens and sulfate reducers. If the metabolism of the former is possible only under conditions of almost complete absence of oxygen and is accompanied by the release of a swamp gas the latter can assimilate organic low-molecular compounds in the transition regions.

The main difficulty of research of peat genesis is the imposition of individual stages of the process. This does not allow them to be identified and clearly described. In the geoclimatic zones of the North below the latitudes of permafrost biogeotransformation of the organic mass of peat takes place in a slowed-down regime [3,4]. This allows us to hope that the experimental sites located in such regions are suitable for a detailed study of the mechanisms of peat formation.

The conducted researches made it possible to establish number of features of the process of structure formation, composition and properties of peat deposits within the conditions of marsh ecosystems of the European North of Russia.

In the uppermost aerated depths of peat there is a rapid oxidation of the least stable part of the original plants - pigments and vitamins, determined analytically in the composition of extractive substances. Therefore, inside the depths below trace amount of them remain. Transformation of other extractive substances is slower and consists in oxidation with the formation of hydroxy acids and neutral compounds, hydrolysis of esters, partial assimilation of microbiota of hydrolysis products. At the same time, hydrolysis and assimilation of easily hydrolyzable compounds by microorganisms proceed.

At the same time the formation of new condensed compounds (humic acids), the physicochemical properties of which substantially depend on humification conditions, from the initial plant compounds and decomposition products of the organic mass is observed. Humus acids isolated from slightly decomposed peat from the deposit surface tend to form supramolecular formations  $d = 800-4000$  nm even at low concentrations (100 mg/l). However, the same could not be said for humacite from the more decomposed peat of the lower part of the deposit.

The destruction of the capillary-porous structure of the plant material begins after the oxidation of the accompanying and inlaying substances due to its cellular structure. In the zone above the freezing level of soils it is possible to remove part of the humified mass into adjacent water.

The fact that peat is involved in the transport and accumulation of compounds coming from the external environment also should be taken into account. Thus, their physical adsorption by the capillary-porous matrix of peat, or chemisorption could take place. The distribution of such substances across the section will be significantly different.

In the first case incoming connections are transported to layers below the level of groundwater fluctuations due to the movement of water streams during periods of floods and meadows. There it accumulates by sorption of the capillary-porous matrix of peat. In the second case the elements of external action bind to individual components of the natural matrix (for example with humus substances) more firmly and distribution into the lower layers occurs after saturation of the upper depths of peat.

*The study was carried out with the financial support of the FANO of Russia (project No. AAAA-A18-118012390224-1) and the RFFI in conjunction with the administration of the Arkhangelsk region (project No. 17-45-290682 "Changing of the structure and properties of peat deposits in the context of development of the northern territories of Russia").*



## References:

1. Dobrovol'skaya T.G., Golovchenko A.V., Zvyagincev D.G. *Funkcionirovanie mikrobnih kompleksov v verkhovyh torfyanikah – analiz prichin medlennoj destrukcii torfa*. M.: Tov-vo nauch. izd. KMK, 2013. 128 s.
2. Orlov D.S. *Gumusovye kisloty pochv i obshchaya teoriya gumifikacii*. M.: Izd-vo MGU, 1990. 332 s.
3. Selyanina S.B., Trufanova M.V., Yarygina O.N., Orlov A.S., Ponomareva T.I., Titova K.V., Zubov I.N. *Osobennosti biotransformacii organicheskikh veshchestv v usloviyah bolotnyh ehkosistem Severa (na primere Ilasskogo bolotnogo massiva)*//Trudy Instituta biologii vnutrennih vod RAN. 2017. № 79 (82). S. 200-206.
4. Lishtvan I.I., Cyganov A.R., Tomson A.EH., Striguckij V.P., Sokolova T.V., Pekhtereva V.S., Prohorov S.G., Selyanina S.B., Trufanova M.V. *Vzaimodejstvie bitumnoj i guminovoj sostavlyayushchih torfa* // Himiya tverdogo topliva, 2017, № 5, S. 34-38.

# Биогеотрансформация органического вещества болотных экосистем Северной Евразии

Орлов А.С., Селянина С.Б., Зубов И.Н., Забелина С.А., Ярыгина О.Н., Татаринцева В.Г.

Федеральный исследовательский центр комплексного изучения Арктики имени академика Н.П. Лаврова РАН,  
Архангельск, Россия  
E-mail: gumin@fciarctic.ru

Гумификация органических остатков – сложный биогеохимический процесс, в котором участвуют различные группы ферментов микроорганизмов, а также аккумулированные в почве внеклеточные ферменты. По мнению большинства исследователей [1] образование торфа происходит в основном в верхнем (до 0,5 м) слое, где жизнедеятельность микроорганизмов обеспечивается проникновением кислорода воздуха и солнечной энергии. Нижняя граница аэрированного слоя имеет сезонные колебания, синхронные колебаниям уровня болотных вод. Именно этими факторами определяется мощность торфяного слоя. Распространено мнение о затухании микробиологических процессов в анаэробных условиях. Считается, что для нижних (анаэробных) слоев торфяной залежи характерна консервация органических веществ и образование стабильного компонентного состава торфа, практически не изменяющегося с течением времени [2]. Одновременное протекание отдельных стадий процесса торфогенеза не позволяет их выделить и достаточно четко описать. Вместе с тем, по аналогии с водными экосистемами, для которых данные вопросы рассмотрены достаточно подробно [3], можно ожидать, что при неполной ассимиляции биодоступных органических веществ в зоне аэрации и в более глубоких анаэробных слоях происходит их разложение, но уже за счет анаэробных микроорганизмов: метаногенов и сульфатредукторов. Метаболизм первых возможен только в условиях практически полного отсутствия кислорода и сопровождается выделением болотного газа. Вторые способны ассимилировать органические низкомолекулярные соединения и в переходных областях.

Представления об особенностях трансформации органических веществ при торфогенезе сформировались в результате изысканий в регионах с относительно теплым климатом, где, естественно, разложение растительных остатков протекает много быстрее, чем в условиях холодного климата. Вместе с тем, в болотных экосистемах Северной Евразии ниже широт вечной мерзлоты биогеотрансформация органической массы торфа протекает в замедленном режиме [4, 5]. Это позволяет надеяться, что опытные площадки, расположенные именно в таких регионах пригодны для детального исследования механизмов торфообразования.

В представляемом исследовании структурные особенности и компонентный состав образцов верхнего торфа с градацией по горизонтам залегания болотных массивов Приморского, Онежского и Мезенского районов.

В подтверждение выдвинутого предположения проведенные исследования выявили некоторые особенности процесса формирования структуры, состава и свойств торфяных отложений в условиях Европейского Севера России.

Анализ компонентного состава битумной части торфа показал, что в верхних наиболее аэрированных горизонтах быстро окисляется наименее устойчивая часть исходных растений – пигменты и витамины. В горизонтах ниже 5-10 см их остаются следовые количества. Трансформация других соединений в составе битумов протекает значительно медленнее и состоит в окислении компонентов с образованием окисислот и нейтральных соединений, гидролизе сложных эфиров, частичной ассимиляции микробиотой продуктов гидролиза. Согласно результатам измерений группового химического состава торфа [6] одновременно протекают гидролиз и, по-видимому, ассимиляция микроорганизмами легкоги-

дрозлизуемых соединений. Эти процессы, судя по изменению состава торфа и окислительно-восстановительного потенциала залежи, протекают не только в зоне аэрации, и в горизонтах ниже уровня грунтовых вод хоть и менее интенсивно. Наиболее вероятно данные тенденции позволяют объяснить участие анаэробной биоты, действие экзоферментов или собственно кислой среды (рН=3,7-4,9).

В целях уточнения механизмов анаэробной трансформации органического вещества проведены исследования микробиологической активности. Для учета общей численности аммонифицирующих бактерий, утилизирующих органические формы азота, использовали мясо-пептонный агар (МПА); бактерии, усваивающие минеральные формы азота, учитывали на крахмало-аммиачном агаре (КАА); грибы учитывали на декстрозо-пептонном агаре (ДПА) Сабуро. (Рисунок 1).

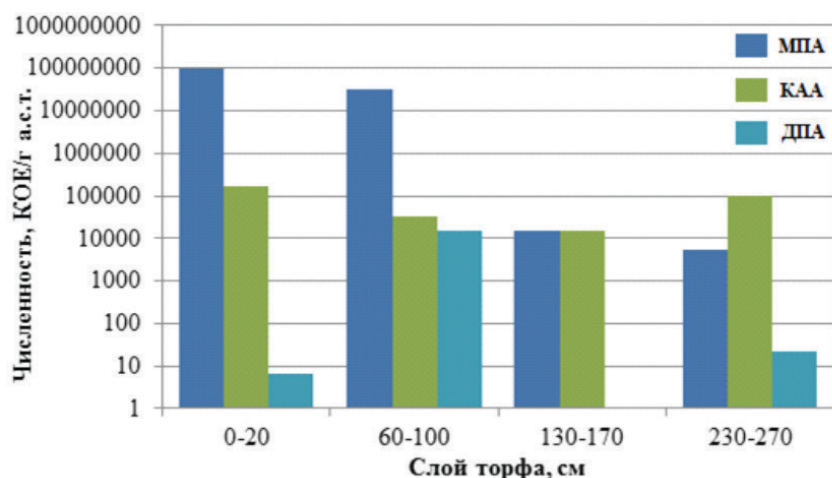


Рис. 1. Влияние глубины залегания на структуру и численность микробных сообществ.

В верхнем слое торфяника (0-20 см) зафиксирована максимальная численность аммонификаторов, что представляется логичным, учитывая максимальное количество биодоступных органических соединений, органического азота и наиболее благоприятный температурный и водно-воздушный режим. В горизонте от 60 до 100 см несколько снижается общая численность микроорганизмов при преобладании аммонификаторов в их числе. В слое 130-170 см численности бактерий, усваивающих органический и минеральный азот практически одного порядка, а на глубине 230-270 см численность бактерий, усваивающих минеральный азот превысила численность аммонификаторов в 18 раз, что свидетельствует об изменении направленности процессов трансформации форм азота и усилении с глубиной интенсивности процессов трансформации минеральных форм азота. Численность дрожжеподобных грибов не высока (6-22 кл/г а.с.т.), однако в слое 60-100 см их содержание резко увеличивалось  $14,7 \cdot 10^3$  КОЕ/г а.с.т., достигнув того же порядка, что и аммонификаторов, тогда как на глубине 130-170 см их не выявлено. Для интерпретации данных фактов требуется проведение дополнительных исследований.

Параллельно наблюдается формирование из исходных компонентов растительных тканей и продуктов распада органической массы новых конденсированных соединений – гумусовых кислот, физико-химические свойства которых существенно зависят от условий гумификации. Экспериментальные данные, представленные на рисунке 2, наглядно демонстрируют влияние предыстории торфа (глубины залегания и степени биodeградации) на гидродинамические характеристики гумусовых веществ. Отчетливо видно, что гумусовые кислоты, выделенные из малоразложившегося торфа с поверхности залежи, даже в области низких концентраций (100 мг/л) склонны к образованию надмолекулярных образований  $d = 800-4000$  нм, чего нельзя сказать о гуматах из более разложившегося торфа нижней части залежи.

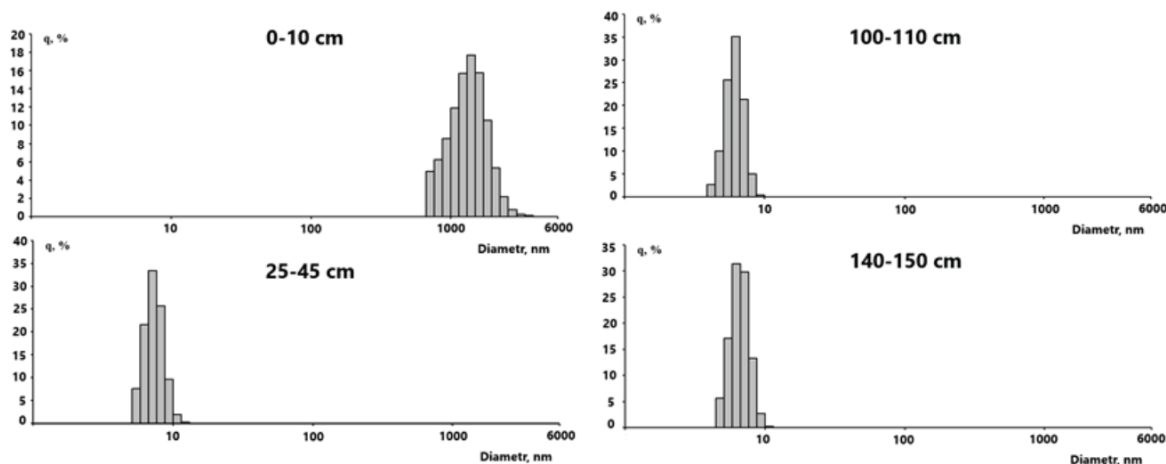


Рис. 2. Гидродинамические характеристики гуматов, выделенных из торфа с различных горизонтов залегания.

По данным микроскопирования образцов с различных горизонтов залегания в исходном состоянии и после поэтапного удаления растворимых компонентов разрушение капиллярно-пористой структуры растительного материала, обусловленной его клеточным строением, начинается с некоторым запаздыванием, после окисления сопутствующих и инкрустирующих веществ. Данный факт отчасти объясняется экранирующим действием битумов [5].

Выявленные закономерности бесспорно сказываются на геобарьерных функциях торфа. При имобилизации поступающих из внешней среды соединений возможна как физическая адсорбция капиллярно-пористой матрицей торфа, так и хемосорбция его компонентами [7, 8]. Распределение веществ по разрезу в этих случаях будет существенно отличаться. В первом – поступающие соединения за счет движения водных потоков в периоды паводков и межени транспортируются в слои ниже уровня колебания грунтовых вод, где и накапливаются, сорбируясь капиллярно-пористой матрицей торфа. Во втором случае элементы внешнего воздействия связываются более прочно с отдельными компонентами природной матрицы (например, с гуминовыми веществами) и распределение в нижерасположенные слои происходит после насыщения верхних горизонтов.

*Исследование выполнено при финансовой поддержке ФАНО России (тема № АААА-А18-118012390224-1) и РФФИ совместно с администраций Архангельской области (проект № 17-45-290682 «Изменение структуры и свойств торфяных залежей при освоении северных территорий России»).*

#### **Литература:**

1. Добровольская Т.Г., Головченко А.В., Звягинцев Д.Г. Функционирование микробных комплексов в верховых торфяниках – анализ причин медленной деструкции торфа. М.: Тов-во науч. изд. КМК, 2013. 128 с.
2. Орлов Д.С. Гумусовые кислоты почв и общая теория гумификации. М.: Изд-во МГУ, 1990. 332 с.
3. Забелина С.А., Кокрятская Н.М., Широкова Л.С., Покровский О.С., Саввичев А.С., Воробьева Т.Я., Чупаков А.В., Климов С.И. Анаэробные процессы деструкции органического вещества в озерах Архангельской области // *Органическое вещество и биогенные элементы во внутренних водоемах и морских водах Материалы V Всероссийского симпозиума с международным участием*. 2012. С. 193-196.
4. Селянина С.Б., Труфанова М.В., Ярыгина О.Н., Орлов А.С., Пономарева Т.И., Титова К.В., Зубов И.Н. Особенности биотрансформации органических веществ в условиях болотных экосистем Севера (на примере Иласского болотного массива) // *Труды Института биологии внутренних вод РАН*. 2017. № 79 (82). С. 200-206.
5. Лиштван И.И., Цыганов А.Р., Томсон А.Э., Стригуцкий В.П., Соколова Т.В., Пехтерева В.С., Прохоров С.Г., Селянина С.Б., Труфанова М.В. Взаимодействие битумной и гуминовой составляющих торфа // *Химия твердого топлива*, 2017, № 5, С. 34-38.
6. Методика измерений группового химического состава торфа гравиметрическим методом № 88-16365-009-2017 / Селянина С.Б., Пономарева Т.И., Орлов А.С., Ярыгина О.Н., Труфанова М.В. Свид-во об аттест. выдано 06.12.2017.
7. Цыганов А.Р., Томсон А.Э., Боголицын К.Г., Соколова Т.В., Стригуцкий В.П., Пехтерева В.С., Селянина С.Б., Парфенова Л.Н., Труфанова М.В. Получение сорбционных материалов на основе торфа // *Химия растительного сырья*, 2014, №3, стр. 295-302.
8. Орлов А.С., Пономарева Т.И., Селянина С.Б., Труфанова М.В., Парфенова Л.Н. Структура и сорбционные свойства верхового торфа приарктических территорий // *Успехи современного естествознания*. 2017. № 1. С. 18-22.

## Estimation of the influence of hydrothermal conditions on the carbon isotope composition in Sphagnum mosses of bogs of Western Siberia

<sup>1</sup>Preis Yu.I., <sup>1</sup>Simonova G.V., <sup>1,2</sup>Voropay N.N., <sup>1</sup>Dyukarev E.A.

<sup>1</sup> Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia

<sup>2</sup>V.B. Sochava Institute of Geography SB RAS, Irkutsk, Russia

E-mail: preisyui@rambler.ru, galina\_simonova@inbox.ru, voropay\_nn@mail.ru, egor@imces.ru

Investigation of the carbon isotope composition in Sphagnum mosses and its relation to the hydrothermal conditions of wetland ecosystems and climate are important for analysis of modern and paleoclimate changes in the functional state of peatlands.

Sphagnum mosses samples from oligotrophic bogs of Western Siberia along the meridian transect from the tundra to the forest-steppe were collected from 176 sites. The determination of  $\delta^{13}\text{C}$  in moss samples was carried out using the standard method using the Flash 2000 element analyzer and the DELTA V Advantage isotope mass spectrometer at the Tomsk Center for Equipment Sharing of the SB RAS. The isotopic composition was measured with respect to the standard gas calibrated according to the cellulose standard IAEA-CH-3 (IAEA). The error of the measurement result did not exceed  $\pm 0.2\text{‰}$ .

All samples were divided into two groups: swamp mosses (*Sphagnum majus*, *S. balticum*, *S. fallax*, *S. riparium*, *S. girgensonii*, *S. squarrosum*) and ryam mosses (*S. fuscum*, *S. rubellum*, *S. capillifolium*, *S. fimbriatum*), and then - on subgroups with favorable and unfavorable water regimes.

A significant variation of  $\delta^{13}\text{C}$  within the moss groups has been revealed, both within the entire study area (from -23.1 to -32.1 ‰ for swamp mosses, from -25.0 to -31.6 ‰ for ryam mosses), and for each zone / sub-zone (the variation in the swamp mosses is from -4.1 to -9.0 ‰, while the range for ryam mosses is from -3.1 to -4.6 ‰). In typical habitats, swamp mosses have heavier values of  $\delta^{13}\text{C}$  (-23.02 to -27.7 ‰) than ryam mosses (from -27 to -29.6 ‰).

A significant variation of  $\delta^{13}\text{C}$  in Sphagnum mosses from bogs of the West Siberia is a regional feature that reflects the diversity of the hydrothermal regimes of bog ecosystems under continental climate conditions. This diversity is due to the refraction of the climate by the multiscale elements of the surface of the mires and the different response of the mire ecosystems to the sharp seasonal and annual changes in the continental climate regimes.

To estimate the influence of the temperature and moisture conditions on  $\delta^{13}\text{C}$  in Sphagnum mosses a correlation analysis of the median values of  $\delta^{13}\text{C}$  and the mean long-term of temperature and precipitation values, hydrothermal coefficients for different periods of the year and for different observation periods for each group and subgroup of Sphagnum mosses was conducted. The analysis was carried out for a set of samples from sites selected near a specific weather station.

Significant correlation coefficients ( $r$ ) with the Selyaninov hydrothermal coefficient averaged over 2010-2013 were obtained for mosses of *S. balticum* group for samples from all ( $r = 0.58$ ) or atypical habitats ( $r = 0.79$ ), and for mosses of *S. fuscum* group only from typical habitats ( $r = 0.53$ ). For the mosses of the *S. balticum* group significant connections were detected both with the precipitation of the warm period ( $r = 0.65$ ), the sum of annual precipitation ( $r = 0.55$ ), and the precipitation amount for the preceding winter period ( $r = 0.40$ ). All this confirms the significant effect of the moisture regime on  $\delta^{13}\text{C}$  sphagnum mosses in the swamp group. At the same time, the effect of accumulation of atmospheric precipitation in bogs over a longer period is more significant. For mosses of this group from atypical habitats there are also found a negative correlations with the characteristics of the temperature of the warm period ( $r = -0.50$ ).

A multiple linear regression model in which the sum of temperatures above  $10^\circ\text{C}$ , the hydrothermal coefficient and the sum of the precipitation of the winter period are used as predictors allows us to explain from 25 to 50% ( $r = 0.49 \div 0.71$ ) of the observed variability of  $\delta^{13}\text{C}$  for all studied mosses and habitat groups, except mosses of the *S. fuscum* group from all habitats.

Thus, for the first time in Western Siberia, a large-scale study of  $\delta^{13}\text{C}$  in oligotrophic Sphagnum mosses was carried out. Median values and limits of their variation were determined for natural-climatic zones / sub-zones, their extremely sensitive response to changes in local conditions of moss growth was revealed. This confirms the possibility of using them for monitoring of climate change, the functional state of bogs, as well as for paleoecological and paleoclimatic reconstructions.

## Оценка влияния гидротермических условий на изотопный состав углерода в сфагновых мхах олиготрофных болот Западной Сибири

<sup>1</sup>Преис Ю.И., <sup>1</sup>Симонова Г.В., <sup>1,2</sup>Воропай Н.Н., <sup>1</sup>Дюкарев Е.А.

<sup>1</sup> Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

<sup>2</sup> Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия

E-mail: preisyui@rambler.ru, galina\_simonova@inbox.ru, voropay\_nn@mail.ru, egor@imces.ru

Исследование изотопного состава углерода в сфагновых мхах, являющихся основными торфообразователями олиготрофных болот, и связь его с гидротермическими условиями болотных экотопов и климата актуальны для современного и палеомониторинга изменений функционального состояния болот и климата. Данный вопрос наименее изучен для Западно-Сибирского региона.

Исследовались 176 образцов сфагновых мхов с типичных нативных и антропогенно нарушенных участков преимущественно олиготрофных болот семи зон/подзон Западной Сибири: тундры, лесотун-



дры, северной тайги, средней тайги, южной тайги, подтайги и лесостепи. Все образцы были разделены по принадлежности видов мхов к определенным экологическим группам по отношению к условиям увлажнения на группы: 1. *Sphagnum balticum* – аэрогидрофиты и субгидрофиты (*S. majus*, *S. balticum*, *S. fallax*, *S. riparium*, *S. girgensonii*, *S. squarrosum*), 2. *S. fuscum* – гидромезофиты (*S. fuscum*, *S. rubellum*, *S. capillifolium*, *S. fimbriatum*), а затем – на подгруппы: а) с благоприятными водными режимами (типичные местообитания), б) с неблагоприятными (местообитания максимально дренированные или переобводненные, с резко переменным режимом увлажнения, нарушенные мелиорацией или пожарами).

Части дернинок мха (5 мм) ниже их головок обрабатывались 3% HCl для удаления карбонатов, затем промывались деионизированной водой в ультразвуковой ванне. Высушенные и измельченные образцы паковались в оловянные капсулы и сжигались в окислительно-восстановительном реакторе элементного анализатора Flash 2000. Выделившийся при горении CO<sub>2</sub> анализировался в изотопном масс-спектрометре DELTA V Advantage (ТомЦКП СО РАН). Изотопный состав измерялся относительно газа-стандарта, прокальброванного по стандарту целлюлозы IAEA-CH-3 (МАГАТЭ). Погрешность результата измерения не превышала ±0,2 ‰.

В результате выявлено значительное варьирование δ<sup>13</sup>C внутри групп мхов, как в пределах всей исследуемой территории (*S. balticum* – от –23,1 до –32,1‰, рямовых – от –25,0 до –31,6‰), так и каждой зоны/подзоны (амплитуды варьирования топяных – от –4,1 до –9,0‰, рямовых – от –3,1 до –4,6‰). На типичных местообитаниях мхи группы *S. balticum* имеют более тяжелые значения δ<sup>13</sup>C (от –23,02 до –27,7‰), чем *S. fuscum* (от –27 до –29,6‰), что свидетельствует о лимитирующем влиянии условий увлажнения.

Выявлено значительное варьирование δ<sup>13</sup>C внутри каждой из групп мхов, как в пределах всей исследуемой территории (*S. balticum* – от –23,1 до –32,1‰, *S. fuscum* – от –25,0 до –31,6‰), так и для каждой зоны/подзоны (*S. balticum* – от –4,1 до –9,0‰, *S. fuscum* – от –3,1 до –4,6‰). Это свидетельствует о значительной чувствительности δ<sup>13</sup>C сфагновых мхов к изменению экологических условий их местообитаний и, следовательно, высокой индикаторной значимости данного показателя.

Максимальное варьирование δ<sup>13</sup>C характерно для группы топяных мхов, что свидетельствует об их более чутком отклике на изменение экологических условий, особенно на понижение уровня болотных вод. Меньшее влияние обсыхания поверхности болот на изменение изотопного состава углерода у мхов группы *S. fuscum* обусловлено более высокой влагоудерживающей способностью их дернины и наличием для сохранения влаги дополнительных механизмов саморегуляции плотности сфагновой дернины [1].

Значительное варьирование δ<sup>13</sup>C сфагновых мхов олиготрофных болот Западно-Сибирской равнины является региональной особенностью, отражающей разнообразие гидротермического режима болотных экотопов в условиях континентального климата. Это разнообразие обусловлено преломлением климата разномасштабными элементами рельефа поверхности болот и разным откликом болотных экотопов на резкие сезонные и годовые изменения режимов континентального климата. В результате здесь кроме типичных местообитаний, с благоприятными температурными, водными и водно-минеральными режимами экотопами, широко представлены местообитания с неблагоприятными режимами. Варьирование δ<sup>13</sup>C сфагновых мхов в пределах Западно-Сибирской равнины обусловлено и разной степенью антропогенной нагрузки.

На типичных местообитаниях мхи группы *S. balticum* имеют более тяжелые значения δ<sup>13</sup>C (от –23,02 до –27,7‰), чем мхи группы *S. fuscum* (от –27 до –29,6‰), что соответствует условиям увлажнения их местообитаний. В более влажных условиях изменяется газообмен между растением и атмосферой, приводя к изменению биохимического фракционирования, с обогащением <sup>13</sup>C [2]. Расхождение значений δ<sup>13</sup>C мхов групп *S. balticum* и *S. fuscum* происходит, в основном, при –27‰, а в подтайге и лесостепи – при –28‰. На типичных местообитаниях изменение δ<sup>13</sup>C мхов группы *S. balticum* по меридиональному трансекту в целом соответствует зональному характеру распределения осадков на исследуемой территории. В тоже время зональный характер изменение δ<sup>13</sup>C мхов группы *S. fuscum*, отсутствие тяжелых значений δ<sup>13</sup>C (от –27 до –28‰) в связи с более аридным климатом, проявляется лишь на юге и практически не выражен к северу от таежной зоны, вероятно в связи с компенсацией уменьшения осадков талыми водами деградирующей многолетней мерзлоты. Слабое варьирование на всей исследуемой территории δ<sup>13</sup>C мхов типичных местообитаний внутри каждой группы свидетельствует о слабом влиянии на них зональности, в частности, температурного фактора. При этом более существенное влияние оказывает неоднородность распределения осадков внутри зон и локальные различия водных режимов болотных местообитаний.

Зональные особенности δ<sup>13</sup>C сфагновых мхов проявляются на нетипичных местообитаниях. Значительное облегчение δ<sup>13</sup>C мхов группы *S. balticum* вызвано: в тундре и лесотундре значительным обсыханием в экстремально теплые, сухие годы даже типичных местообитаний: мочажин и просадок плоскостных болот и плато, вогнутых полигонов полигональных болот, а также спуском вод озер – хасыре-ев; в средней тайге и на вершинных плато раннеголоценовых болот подтайги – активной эмиссией метана в связи с широким распространением регрессивных явлений из-за высокой обводненности болот;

в лесостепи – резко-переменным характером увлажнения в связи с приуроченностью их к мелкозалежным окраинам болот. Некоторое облегчение  $\delta^{13}\text{C}$  всех мхов в подтайге и лесостепи, вероятно, связано и с большей загрязненностью атмосферы выбросами от сжигания твердого топлива, более аридным климатом, а на антропогенно нарушенных местообитаниях и воздействием мелиорации и пожаров. Для всех зон характерно облегчение  $\delta^{13}\text{C}$  мхов группы *S. fuscum* в условиях менее стабильного водного режима и более богатого водно-минерального питания (рослые ямы, согры, аапа-болота, участки болот, подвергавшиеся пожарам).

Для оценки степени влияния температурного и влажностного режимов на  $\delta^{13}\text{C}$  сфагновых мхов, были рассчитаны парные коэффициенты корреляции их средних значений с характеристиками температуры воздуха и атмосферных осадков по данным ближайших метеостанций за разные периоды. Значимые коэффициенты корреляции ( $r$ ) с гидротермическим коэффициентом Селянинова осредненным за 2010-2013 гг. были получены для мхов группы *S. balticum* для образцов из всех ( $r = 0.58$ ) или нетипичных местообитаний ( $r = 0.79$ ), а для мхов группы *S. fuscum* - только из типичных местообитаний ( $r = 0.53$ ). Для мхов группы *S. balticum* значимые связи выявлены как с осадками теплого периода ( $r = 0.65$ ), суммой годовых осадков ( $r = 0.55$ ) так и с суммой осадков за предшествующий зимний период ( $r = 0.40$ ). Все это подтверждает значительное влияние влажностного режима на  $\delta^{13}\text{C}$  сфагновых мхов топяной группы. При этом более значим эффект накопления атмосферных осадков в болотах за более длительный период. Для мхов этой группы из нетипичных местообитаний также существуют отрицательные корреляции с характеристиками температуры теплого периода ( $r = -0.50$ ).

Множественная линейная регрессионная модель, в которой в качестве предикторов используются сумма температур выше  $10^\circ\text{C}$ , гидротермический коэффициент и сумма осадков зимнего периода, позволяет объяснить от 25 до 50% ( $r = 0.49 \div 0.71$ ) наблюдаемой вариабельности  $\delta^{13}\text{C}$  для всех исследуемых групп мхов и местообитаний, за исключением выборки мхов группы *S. fuscum* из всех местообитаний.

Отсутствие или слабая выраженность связей  $\delta^{13}\text{C}$  всех сфагновых мхов из типичных местообитаний с метеопараметрами подтверждает азональный характер олиготрофных болот и свидетельствует об определяющем влиянии на  $\delta^{13}\text{C}$  локальных факторов. Зональные особенности  $\delta^{13}\text{C}$  проявляются лишь у мхов группы *S. balticum*, отобранных на нетипичных местообитаниях.

Таким образом, впервые для Западной Сибири проведено широкомасштабное исследование  $\delta^{13}\text{C}$  олиготрофных сфагновых мхов, определены медианные значения и пределы их варьирования по природно-климатическим зонам/подзонам, выявлен их чрезвычайно чуткий отклик на изменения локальных условий произрастания мхов, что подтверждает возможность использования их для мониторинга изменений климата, функционального состояния болот, а также для палеоэкологических и палеоклиматических реконструкций.

*Исследование выполнено при частичной финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта №17-05-00860-а.*

#### **Литература:**

1. Смоляницкий Л.Я. Некоторые закономерности формирования дернины сфагновых мхов / Л.Я. Смоляницкий // Ботанический журнал. 1977. № 9. Т. 62. С. 1262–1272.
2. Moss stable isotopes (carbon-13, oxygen-18) and testate amoebae reflect environmental inputs and microclimate along a latitudinal gradient on the Antarctic Peninsula / J. Royles et al. // Oecologia. 2016. V. 181 (3). P. 931-45.

## The temperature and hydrological regime of the Western Siberia wetlands: observations and mathematical modeling

<sup>1,2</sup>Bogomolov V., <sup>1</sup>Dyukarev E., <sup>2,3</sup>Stepanenko V., <sup>5</sup>Volodin E.

<sup>1</sup> Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia

<sup>2</sup> Research Computing Center, Moscow State University, Moscow, Russia

<sup>3</sup> Faculty of Geography, Moscow State University, Moscow, Russia

<sup>4</sup> Institute of Numerical Mathematics RAS, Moscow, Russia

E-mail: verminrus@mail.ru

The lack of knowledge about the state of the Earth surface plays an important role in forming uncertainty in forecasting climate change. The problems are mainly related to the determination of fluxes of energy, water and greenhouse gases from the surface, the temperature and humidity of the surface, and the state of vegetation. Flows on the underlying surface are characterized by complex feedbacks between the atmo-

sphere and terrestrial ecosystems. These links have a pronounced regional specificity and a special character in the wetlands of West Siberia. Peat soils are one of the main sources of CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> and N<sub>2</sub>O, released during the decay of the organic matter of peat, which is controlled by the hydrological and thermal regime of the peat deposit. Wetland ecosystems are included in some modern climate models in the form of a special kind of underlying surface. However, the entire variety of wetlands is reduced to a single type - an overmoistened type of soil. In fact, the combination of the prevailing vegetation cover (moss, grass, shrubs, trees), the level regime of bog waters, and the varying thickness of the peat deposit form specific types of wetland ecosystems. Different types of wetland ecosystems contribute significantly to the formation of heat and water fluxes at the surface-atmosphere boundary. The acquisition of new field data about temperature and hydrological regime of wetland ecosystems of various types in Western Siberia, the development of models of the underlying surface and the calibration of these models from the observations data will reveal the role of wetlands in the formation of a regional climate and clarify the parametrization of terrestrial ecosystems in modern climate models.

Land surface schemes (LSS or terrestrial models) are a crucial component of both Numerical Weather Prediction (NWP) and Climate Modelling. Permafrost regions pose specific challenges for LSSs. Permafrost itself is a crucial feature that can be simulated well only when in-soil phase transitions together with snowpack are realistically represented. The complexity of the problem is demonstrated by the huge range of simulated present-day permafrost coverage by CMIP5 models (4-25\*10<sup>6</sup> km<sup>2</sup>, Slater and Lawrence, 2013). Note, that LSS from INMCM4 model is characterized by the largest number of computational layers in soil (23) among the CMIP5 models, enabling the detailed reproduction of the vertical heat transfer, freezing and melting (Volodin and Lykosov, 1998 a,b). The permafrost state in INMCM4 is sensitive to small-scale features at the land-atmosphere interface like moss layer (Machul'skaya and Lykosov, 2009). Therefore, one can foresee a potential for improvement of permafrost simulation in the model via inclusion new effects at the land-atmosphere interface like special treatment of snow in forests or modify the surface flux schemes to better calculate surface energy fluxes under stable stratification (e.g., Zilitinkevich et al., 2013).

It is important that permafrost landscapes are characterized by specific hydrological regime, demonstrated by abundance of lakes and wetlands. Lakes (mostly underlain by permafrost) and wetlands occupy a significant portion of Western Siberia territory. They not only modify the thermodynamic interaction between land and the atmosphere but also serve as significant sources of greenhouse gasses (Tranvik et al., 2009), however studying greenhouse gasses' emissions is not a focus of this study.

## Температурный и гидрологический режим болот Западной Сибири: натурные наблюдения и математическое моделирование

<sup>1,2</sup>Богомолов В.Ю., <sup>1</sup>Дюкарев Е.А., <sup>2,3</sup>Степаненко В.М., <sup>4</sup>Володин Е.М.

<sup>1</sup> Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

<sup>2</sup> Научно-исследовательский вычислительный центр МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

<sup>3</sup> Географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

<sup>4</sup> Институт вычислительной математики РАН, Москва, Россия

E-mail: verminrus@mail.ru

**В**ажную неопределенность в прогнозировании изменений климата играет недостаточность знаний о состоянии наземной подстилающей поверхности. Проблемы в основном связаны с определением потоков энергии, влаги и парниковых газов с поверхности, температуры и влажности поверхностного слоя, состояния растительности. Потоки на подстилающей поверхности характеризуются сложными обратными связями между атмосферой и наземными экосистемами. Эти связи имеют выраженную региональную специфику и особый характер на заболоченных территориях Западной Сибири. Торфяные почвы являются одним из главных источников CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> и N<sub>2</sub>O, выделяемых в процессе распада органического вещества торфа, управляемого гидрологическим и термическим режимом торфяной залежи. Болотные экосистемы включены в некоторые современные климатические модели в виде особого вида подстилающей поверхности. Однако все разнообразие болот сводится к одному типу – переувлажненному типу почв. В действительности сочетание преобладающего растительного покрова (мох, трава, кустарнички, деревья), уровневого режима болотных вод, различной толщины торфяной залежи формируют специфические типы болотных экосистем. Различные типы болотных экосистем вносят существенно разный вклад в формирование потоков тепла и влаги на границе поверхность-атмосфера. Получение новых натурных данных и современном температурном и гидрологическом режиме болотных экосистем разного типа Западной Сибири, разработка моделей подстилающей поверхности и калибровка этих моделей по данным натурных наблюдений позволит выявить роль болот в фор-

мировании регионального климата и уточнить параметризацию наземных экосистем в современных климатических моделях.

Считается, что быстрый рост содержания диоксида углерода и метана в атмосфере, преимущественно вследствие антропогенных эмиссий, стал главной причиной глобального потепления климата планеты на  $0.85^{\circ}\text{C}$  относительно доиндустриального периода (Hartmann et al., 2013). Вместе с тем наблюдаемый рост температуры воздуха и увеличение температуры почвогрунтов приводит к увеличению естественных эмиссий парниковых газов почвой, что поддерживает потепление климата. Торфяные почвы являются одним из главных источников  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$  и  $\text{N}_2\text{O}$ , выделяемых в процессе распада органического вещества торфа, управляемого гидрологическим и термическим режимом торфяной залежи. Снижение уровня вод вызывает иссушение верхних слоев торфа, механическую усадку торфа, изменение температуры и аэрируемости торфяной залежи. Гидротермическая деградация торфяных почв приводит к нарушениям в биогеохимических циклах и изменениям потоков энергии и влаги на деятельной поверхности.

Современная система мониторинга погоды и климата Росгидромета на территории Сибири представлена довольно редкой наблюдательных сетью метеостанций. Метеостанции, проводящие наблюдения за температурой почвы расположены исключительно на минеральных почвах и данные о температурном режиме торфяных почв редки и нерегулярны. Для выявления характеристик температурного (и тесно связанного с ним гидрологического режима) торфяных почв и необходимо проведение мониторинга непосредственно на территории болотных экосистем с использованием автоматического оборудования. Интерпретация полученных данных и прогноз изменения температурного режима почв невозможны без применения современных математических моделей, описывающих ключевые процессы, формирующие почвенный климат. Разработка моделей деятельного слоя и калибровка этих моделей по данным натурных наблюдений позволит выявить закономерности реакции болотных экосистем на современные изменения климата уточнить параметризацию наземных экосистем в современных климатических моделях.

Для натурных исследований температурного режима почвогрунтов и характеристик микроклимата использован уникальный разработанный и изготавливаемый ИМКЭС СО РАН атмосферно-почвенный измерительный комплекс АПИК-03. АПИК предназначен для мобильных и стационарных долговременных автоматических измерений и регистрации основных параметров атмосферы и почвогрунтов до глубины 320 см. Некоторые модификации АПИК дополнены датчиками высоты и температуры снежного покрова, уровня болотных вод и сумм осадков.

Микроклиматические наблюдения проводятся в автоматическом режиме с высоким временным разрешением (15-60 минут) одновременно на нескольких наблюдательных площадках в пределах ключевых участков (КУ). Ключевые участки, в которых развернута сеть из 4-10 комплексов АПИК, расположены в северной тайге Западной Сибири (стац. Мухрино, Ханты-Мансийск ХМАО), в средней тайге (болото Центральное, пос. Нибегинский, Верхнекетский район Томской области), южной тайге (Бакчарское болото, пос. Польшанья, Бакчарский район Томской области и Кинзяровское болото, пос. Усть-Бакчар, Чаинский район Томской области). Наблюдательные площадки каждого КУ включают несколько болотных экосистем разного типа (заболоченный лес, рям, топь, грядово-мочажинный и/или грядово-озерковый комплексы) и реперные площадки с минеральной почвой (поле и лес).

На КУ Бакчарский (южная тайга) организовано 11 пунктов наблюдений (заболоченный лес, высокий рям, низкий рям, осушенный рям, ГМК-гряда, ГМК-мочажина, горелое болото, горелое болото восстановленное, хвойный лес, смешанный лес, поле. На КУ Кинзяровский (южная тайга) - 4 пункта (рям, топь, ГМК-мочажина, смешанный лес), КУ Нибегинский – 4 пункта (рям, ГМК-мочажина, ГМК-гряда, хвойный лес), КУ Мухрино – 6 пунктов (высокий рям, низкий рям, топь, ГМК-мочажина, ГМК-гряда, хвойный лес).

Результаты исследований температурного режима торфяных почв олиготрофного болота в южно-таежной зоне Западной Сибири, выполненные в период с 1 апреля 2011 г. по 3 октября 2017 г. с использованием атмосферно-почвенного измерительного комплекса (АПИК) [Кураков, 2012; Киселев и др., 2017] с шагом 1 час, показали существенные различия в температуре почв и глубине сезонного промерзания на площадках с высоким и низким уровнями болотных вод. При близких значениях температуры воздуха площадки с высоким УБВ в теплый период прогреваются лучше, чем площадки с низким УБВ. В среднем за год, различия температуры на одинаковых глубинах между площадками не превышают  $1.8^{\circ}\text{C}$ , но в теплый период на глубине 10–80 см различия достигают  $3.2\text{--}6.4^{\circ}\text{C}$ .

Формирование мезонно-мерзлого слоя, в среднем за 2011–2017 гг., начинается после 26 октября. Максимальная за зиму глубина промерзания торфяной залежи достигается в период с февраля по апрель. Наибольшая глубина промерзания почвы зафиксирована в рослом ряме в 2012 г. (61 см), минимальная – на мочажине ГМК в 2015 г. (19 см). Средняя многолетняя продолжительность существования сезонно-мерзлого слоя для всех площадок составляет 176 дней. Максимальная глубина промерзания хорошо прогнозируется при помощи предложенной регрессионной модели, в качестве предикторов в которой выступают максимальная высота снега и средняя за зиму температура воздуха.



Математическое моделирование процессов теплопереноса в болотах различного типа выполнено на основе схемы деятельного слоя суши в климатической модели ИВМ РАН (В.Ю. Богомолов, В.М. Степаненко) (Bogomolov. et al., 2016). Схема включает многослойную (23 уровня) модель почвы, описывающую перенос тепла, жидкой влаги, с учетом ее замерзания/таяния, и водяного пара (Лыкосов и Палагин, 1978; Володин и Лыкосов, 1998), а также многослойную схему теплопереноса в снежном покрове. Расчет поверхностного и подповерхностного стока, а также эффектов растительности на водный баланс почвы, осуществляется по параметризациям, использованным в модели ЕСНАМЗ (The ЕСНАМЗ atmospheric general circulation model, 1992).

На данный момент в модели деятельного слоя в рамках модели земной системы ИВМ РАН болота учитываются только как почва с минеральным составом и с тонкой водяной пленкой на поверхности. Нами предполагается на основе архитектуры модели ИВМ РАН создать модель учитывающую специфику различных типов болот с подбором коэффициентов пористости, теплопроводности свойственных различным типам болот основанных на данных измерений. На данном этапе предполагается расчет уровня грунтовых вод параметризацией построенной на основе учета данных измерений уровня грунтовых вод на болотах, а не с использованием модели учитывающей горизонтальный сток осадки как в модели CLM. В дальнейшем в рамках развития климатической модели данный подход будет изменен.

Численные эксперименты будут проводиться с использованием атмосферного форсинга для конкретных географических точек соответствующих ключевым участкам, будет проведен сравнительный анализ полученных вычислений и данных измерений.

*Исследование выполнено в рамках проекта 0347-2016-003 и при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта №18-05-00306.*

## Validation of simulation of ground cover type by humidification at a local level

**Kopysov S.G., Chernova N.A., Klimova N.V.**

Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems, SB RAS, Tomsk, Russia  
E-mail: wosypok@mail.ru

**D**uring the transition from one equilibrium state to another, one must be able to predict possible changes in the vegetation cover as the primary source of food energy for humans. To assess the ecological features of habitats, the ecological scale of plants of Ramensky (1956) is widely used.

We managed to combine the humidification stages (SS) for Ramenskoye with the method of hydrological and climatic calculations (HCC) by Mezentsev (1972). In accordance with HCC method evapotranspiration  $Z$  is determined by water equivalent of evapotranspiration energy resources  $Z_m$ , total watering of active surface  $H$  consisting from the sum of corrected precipitation  $X$  and soil water content ( $W_1-W_2$ ) of the active layer during calculation period as well as dimensionless parameters:  $n$ , showing the influence of landscape conditions on runoff formation and  $r$ , characterising the soil ability to bring water to the evaporating surface and spend it on evaporating (it depends on granulometric composition of soil) [2].

If a certain set of plant species thrives on a particular site, this indicates the existence of the necessary ecological conditions and the formation of appropriate soils. A quantitative characteristic of the vegetative component of ecosystems is humidification in steps on the scale of Ramensky ( $CV$ ), which can be associated with the soil (parameter  $r$ ) and geomorphological (parameter  $n$ ) components of the system through the relative humidity of the capillary rupture, reflecting the availability of moisture to plants and in combination with plant nutrition conditions determining the composition and structure of the soil cover.

In order to take into account the actual moisture content relative to the relative humidity of the capillary rupture, a correction factor is applied-the relative moisture content ( $\beta_H$ ), which for a long-term period determines the ratio  $H / V_{PK}$ . Proceeding from the above, the degree of humidification inherent in a particular landscape was calculated using the formula:

$$CV = 100 \cdot \beta_H \cdot V_{PK} = 100 \cdot \beta_H \cdot \left( \frac{r-1}{rn+1} \right)^{1/n}.$$

If we consider landscapes at the local level, then there can be closed depressions - valleys, in which the humidification will be much higher. In order to take into account this local specificity, for the central part of the valleys the relative moisture content should include the inflow of water from the catchment basin.

The application of the model for a territory with a basin relief and manifestations of marsh formation revealed a connection between the diversity of forms and the size of depressions with their moistening regime.

For flat-bottomed valleys - foci of primary water logging, local conditions are most important, since it significantly improves the accuracy of modeling. The determination of the model stages of humidification ( $CV$ ) of a specific type of vegetation cover is made according to ecological dependencies.

In the central part of flat-bottomed valleys in the initial stages of swamping, Ivnyakia is sedge-saber, the same result is obtained with modeling taking into account local conditions. Without taking into account local conditions for the model, there should be sedge birch forests, which contradicts the data of field studies.

In conclusion, it is worth noting the great prospects of the proposed model for forecasting, including at the local level. Thus, by specifying the predicted values of temperature and precipitation and (or) the values of the parameters of the transformed natural conditions, it is possible to calculate the moisture level and determine the type of plant communities corresponding to it that will prevail under the changed conditions.

## Валидация моделирования типа почвенного покрова по увлажнению на локальном уровне

Копысов С.Г., Чернова Н.А., Климова Н.В.

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия  
E-mail: wosypok@mail.ru

В период перехода климата от одного равновесного состояния к другому необходимо уметь прогнозировать возможные изменения растительного покрова, как первичного источника получения пищевой энергии для человека. Для оценки экологических особенностей местообитаний широко используются экологические шкалы растений Л.Г. Раменского с соавторами (1956). Они позволяют проводить ординационный анализ положения растительных сообществ на осях экологических факторов (Лапшина, 2010 и др.). Такая опосредованная экологическая ординация используется для подтверждения экологического своеобразия при определении классификационного положения растительных сообществ (Лашинский, Писаренко, 2016 и др.), а также при построении ряда моделей. Так, она используется при построении топо-ординационных моделей, позволяющих на одной модели визуализировать как экологическое положение растительных сообществ, так и их топологические связи (соседство), что позволяет прогнозировать изменения в растительном покрове той или иной территории, связанные с динамикой гидрологического режима (Королюк, 2010). Косвенная оценка экологических факторов по экологическим шкалам растений используется также при построении Модели сопки, что при сопряженном географическом и экологическом анализе типов растительных сообществ позволяет проводить сравнение сходных и различающихся по устройству земной поверхности ландшафтов (Королюк, 2008).

Такие модели используются исключительно в среде ботаников и в явном виде не пригодны для моделирования динамики гидролого-климатического режима, т.е. водно-балансовых исследований по базовым климатическим и ландшафтным характеристикам.

Однако, нам удалось решить эту проблему, совместив ступени увлажнения ( $CV$ ) по Л.Г. Раменскому с методом гидролого-климатических расчётов ГКР В.С. Мезенцева в котором при расчёте испарения ( $Z$ ) учитывается водный эквивалент теплоэнергетических ресурсов испарения ( $Z_m$ ) и суммарное увлажнение деятельной поверхности ( $H$ ), состоящее из суммы исправленных атмосферных осадков ( $X$ ) и изменения влажности деятельного слоя за расчётный период ( $W_1 - W_2$ ):

$$Z = Z_M \cdot [1 + \beta_H^{-m}]^{-1/m}, \text{ где } \beta_H = \frac{X + W_1 - W_2}{Z_M} \quad (1)$$

В модели водно-физические свойства почвы учитываются параметром  $r$ , который по нашим данным зависит от удельной поверхности  $S_0$  и объёмного веса  $\rho$  деятельного слоя почвы:

$$r = 1 + 0.01 \cdot S_0 \cdot \rho \quad (2)$$

Параметр ландшафтных условий стока ( $n$ ) можно рассчитать (Kopysov, et. al., 2015) Kopysov:

$$n = 1,1 + \frac{W_T}{6,1}, \quad (3)$$

где  $W_T$  – индекс потенциальной влажности (Wetness Index) определяемый с помощью специализированных ГИС. Для учёта локальных особенностей следует использовать формулу из работы С.Г. Копысова 2014 года.

Если на конкретном участке процветает какой-то набор видов растений, то это говорит о наличии необходимых экологических условий и формировании соответствующих почв, так как степень увлажнённости деятельного испаряющего почвенного слоя находится в полной соразмерности с теплоэнергетическими ресурсами, именно это обстоятельство и делает почву “зеркалом ландшафта”. Количественной характеристикой растительного компонента экосистем является увлажнение в ступенях по шкале

Л.Г. Раменского (СУ), которое можно связать с почвенной (параметр  $r$ ) и геоморфологической (параметр  $n$ ) компонентами системы через относительную влажностью разрыва капилляров  $V_{PK}$  (в долях от  $HВ$ ), отражающую доступность влаги растениям и в сочетании с условиями питания растений определяющую состав и структуру напочвенного покрова.

Для учёта несоответствие фактической увлажнённости оптимальной увлажнённости, к относительной влажности разрыва капилляров вводится поправочный коэффициент – относительная увлажнённость ( $\beta_H$ ), которая за многолетний период определяется отношением осадков к испаряемости  $Z_M$ . Исходя из вышесказанного, степень увлажнения свойственную конкретному ландшафту можно рассчитать:

$$СУ = 100 \cdot \beta_H \cdot V_{PK} = 100 \cdot \beta_H \cdot \left( \frac{r-1}{rn+1} \right)^{1/n} \quad (4)$$

Если рассматривать ландшафты на локальном уровне, то там встречаются замкнутые понижения – западины, в которых увлажнение будет существенно выше. Чтобы учесть эту локальную специфику, для центральной части западин относительная увлажнённость должна включать приток воды с водосбора западины:

$$\beta_{H\text{зап}} = \beta_H + \delta \cdot Y, \quad (5)$$

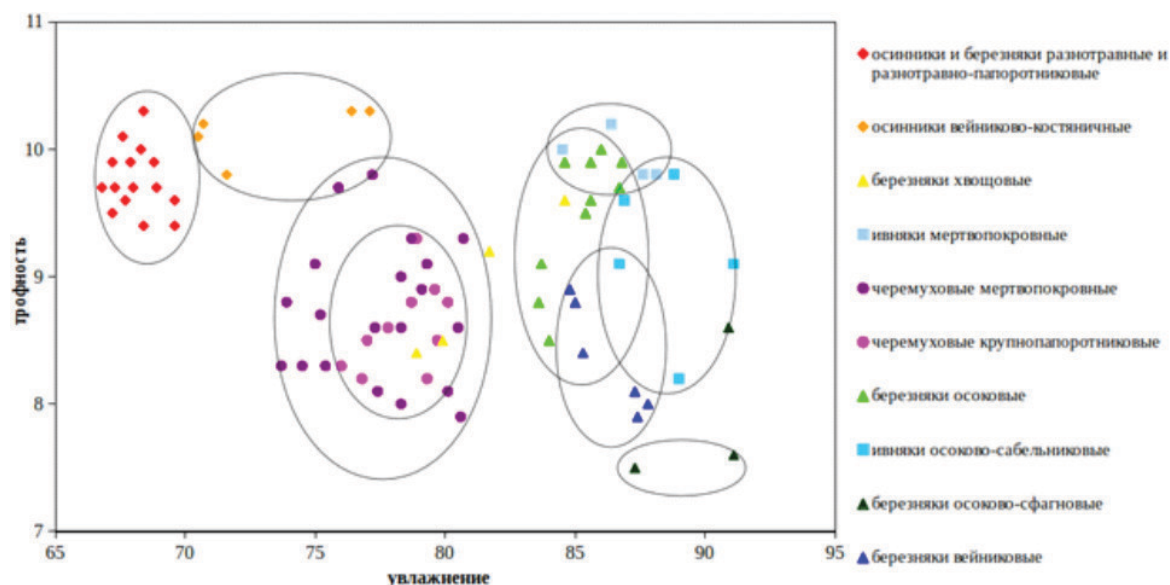
где  $Y$  – среднегодовой климатический сток с водосбора западины, а  $\delta$  – коэффициент боковой проточности, определяется по соотношению площадей ядра западины и её водосбора. Более подробно с гидрологическим режимом западин можно познакомиться в работе С.Г. Копысова 2015 года.

**Таблица 1.** Гидролого-экологические условия в центральной части различных типов западин Томского Приобья.

Тип западины	Коэффициент $\delta$	Параметр $r$	Параметр $n$	Степень увлажнения (СУ)		
				По модели		По ботаническим описаниям
				Без учета локальных условий	С учётом притока (ф-ла 5)	
Воронкообразная	0,03-0,06	2- 2.4	$2.8 \leq$	74-78	71-81	71-83
Переходная	0,06-0,125	2.4- 2.8	2.8 - 3.2	78-83	81-89	79-88
Плоскодонная	0,125-0,33	2.8- 3.5	$>3.2$	83-87	89-95	85-93

Применение модели для территории с западным рельефом и проявлениями болотообразования выявило связь разнообразия форм и размера понижений с их режимом увлажнения. В таб.1 представлены степени увлажнения полученные по результатам обработки полевых ботанических описаний и смоделированные по вышеизложенной методики. Для плоскодонных западин – очагов первичного заболачивания учёт локальных условий наиболее важен, так как существенно повышает точность моделирования.

Определение по модельным ступеням увлажнения (СУ) конкретного типа растительного покрова возможно по рис. 1. Однако для более точной характеристики необходимо учитывать трофность – богатство местообитания.



**Рис. 1.** Экологические условия произрастания в Томском Приобье.

В центральной части плоскодонных западин на начальных этапах заболачивания преобладают Ивняки осоково-сабельниковые, такой же результат получается при моделирование с учётом локальных условий. Без учёта локальных условий по модели там должны быть Березняки осоковые, что противоречит данным полевых исследований.

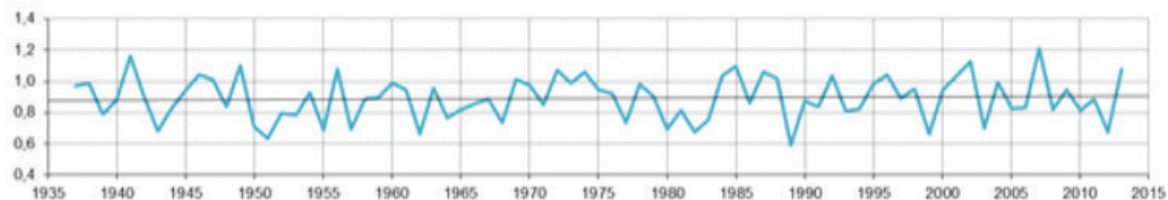


Рис. 2. Многолетняя изменчивость относительной увлажнённости  $\beta_H$  по данным ГМС Томск.

Напочвенный растительный покров можно использовать в роли индикатора экосистемных изменений. Биоценотический механизм адаптации экосистем к внешним воздействиям проявляется в пространственно-временной динамике растительного покрова. В естественных условиях экосистемы находятся в состоянии динамического равновесия вещественно-энергетического обмена, характеризуемого отношением суммарного увлажнения (атмосферных осадков, боковой приточности и изменения влажности деятельного слоя) к водному эквиваленту теплоэнергетических ресурсов испарения (рассчитывается по сумме положительных среднесуточных температур и дефициту влажности), т.е. фактической относительной увлажнённости -  $\beta_H$  расчётного периода (рис.2).

В крупных плоскодонных западинах наблюдается наиболее стабильный гидрологический режим, способствующий заболачиванию, и поддерживаются однообразные растительные сообщества (ивняк сабельниковый СУ от 87 до 91), переходящие в процессе эволюции болот в рослый ярям (СУ от 81 до 86). В то же время в небольших плоских западинах (черёмухово мертвопокровные понижения СУ от 68 до 82) формируется наиболее контрастный режим увлажнения, не позволяющий сформироваться какому-либо определенному типу напочвенного растительного покрова. Наибольшей устойчивостью обладают растительные сообщества обводненных (ивняк сабельниковый СУ от 87 до 91) и заболоченных (рослый ярям 81-86) участков, наименее устойчива структура растительных сообществ суходолов (62-82) и черёмуховых мертвопокровных понижений (68-82).

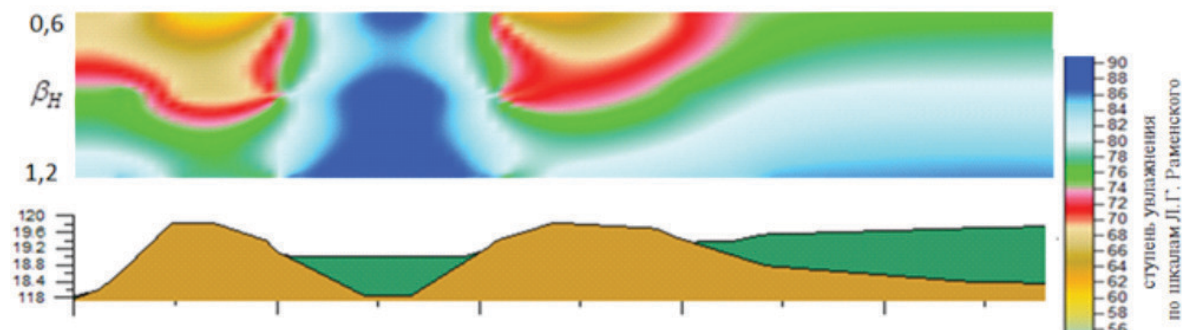


Рис. 3. Многолетняя изменчивость структуры растительных сообществ по идеальному профилю заболачивания в зависимости от  $\beta_H$ .

Проведенные исследования показали, структура растительных сообществ, по причине существенных колебаний увлажнённости деятельного слоя от года к году, может существенно меняться, что особенно заметно на экотонах. Эти изменения хорошо отражают ступени увлажнения (СУ) по шкалам Л.Г. Раменского. Однако, для полной смены растительных сообществ требуется длительное многолетнее однонаправленное изменение увлажнённости, а этого судя по рис.2 не происходит.

В заключение стоит отметить о больших перспективах предложенной модели для прогнозирования. Так задавая прогнозные значения температуры и осадков и (или) значениями параметров преобразованных природных условий, можно рассчитать степень увлажнения и определить соответствующий ей тип растительных сообществ которые будут преобладать при изменившихся условиях.

#### Литература:

1. Копысов С.Г., Erofeev A.A., Zemtsov V.A. Estimation of water balance over catchment areas taking into account the heterogeneity of their landscape conditions // *International Journal of Environmental Studies*, 2015. <http://dx.doi.org/10.1080/00207233.2015.1010876>
2. Копысов С.Г. Многолетний гидрологический режим западин юга таёжной зоны Западной Сибири // *Известия РАН. Серия географическая*, 2015, № 5, С.130-134



3. Копысов С.Г. Параметрический учёт ландшафтных условий стока в методе гидролого-климатических расчётов // *География и природные ресурсы*, 2014, № 3, С. 157-161.
4. Королюк А.Ю. Модель сопки — метод анализа структуры растительного покрова // *Растительность России*, 2008. № 13. С. 117–122. (Korolyuk A.Yu. Hill model – method of vegetation structure analysis. *Rastitel'nost' Rossii – Vegetation of Russia*. 2008;13:117-122. In Russian)
5. Королюк А.Ю. Проявление динамики экосистем в пространственной структуре растительного покрова на юге Западной Сибири // *Растительный мир Азиатской России*, 2010, № 2(6), 12–16. (Korolyuk A.Yu. Relationships between ecosystem dynamics and vegetation structure on the southern part of Western Siberia)
6. Лапина Е.Д. *Растительность болот юго-востока Западной Сибири*. Новосибирск: Редакционно-издательский центр НГУ, 2010. 186 с.
7. Лащинский Н.Н., Писаренко О.Ю. Темнохвойные леса Западно-Сибирской равнины на южном пределе распространения // *Растительность России*, 2016. № 28. С. 89–107.
8. Экологическая оценка кормовых угодий по растительному покрову / Раменский Л.Г., Цаценкин И.А., Чижиков О.Н., Антипин Н.А. М.: Сельхозгиз, 1956. 472 с.

## Mapping of West Siberian wetlands using Landsat and MODIS imagery

<sup>1</sup>Terentieva I.E., <sup>2,3</sup>Sabrekov A.F., <sup>3</sup>Filippov I.V., <sup>2,3,4,5</sup>Glagolev M.V., <sup>1</sup>Kurbatova J.A., <sup>6</sup>Maksyutov S.S.

<sup>1</sup> A.N. Severtsov Institute of ecology and evolution RAS, Moscow, Russia

<sup>2</sup> Water Problems Institute RAS, Moscow, Russia

<sup>3</sup> Yugra State University, Khanty-Mansiysk, Russia

<sup>4</sup> Moscow State University, Moscow, Russia

<sup>5</sup> Institute of Forest Science RAS, Uspenskoe, Moscow region, Russia

<sup>6</sup> National Institute for Environmental Studies, Japan

E-mail: kleptsova@gmail.com

High-latitude wetlands are important for understanding climate change risks because these environments sink carbon dioxide and emit methane. However, fine-scale heterogeneity of the wetland landscapes poses a serious challenge when generating regional-scale estimates of greenhouse gas fluxes from point observations. In order to reduce uncertainties at the regional scale, we need a typological wetland map with classification scheme developed for methane emission inventory.

In this study, we chose two types of satellite images of different resolution for mapping wetlands – MODIS and Landsat that are moderate and high-resolution images, correspondingly. Mapping using Landsat requires a lot of time and computer resources; on the other hand, MODIS is not so accurate for mapping fine-scale wetland patterns. The goal of the study was to reveal if the combination of these products could be the best to map Russian wetlands for developing methane emission inventory.

In contrast to mapping West Siberian taiga zone by Landsat imagery (Terentieva et al., 2016), in this study we chose mosaic mapping instead of scene-by-scene mapping. In case of MODIS, mosaic was made using 17-years median of MODIS reflectance for each pixel. As for Landsat, we used freely available mosaic dataset made by Hansen et al. (2013). This mosaic has four spectral bands instead of more than seven bands in original Landsat images, but the substantial effort was made to make it spectrally homogeneous.

There are a lot of available classification algorithms. Instead of choosing one of them, we are going to test several algorithms to determine the best one using R caret package. It provides an easy interface for the execution of many classifiers, allowing automatic parameter tuning and reducing the requirements on the researcher's knowledge (Fernandez-Delgado et al., 2014). At first, for testing classification algorithm we need to develop training sets both for MODIS and Hansen's mosaic. For this purpose, we used semi-automated classification plugin in QGIS with assigning training samples using the Region Growing Algorithm (RGA) which allows to select pixels similar to a seed one, considering the spectral similarity (i.e. spectral distance) of adjacent pixels (Congedo, 2016).

Using simplest wetland classification scheme and training set make by region growing algorithm, we developed a test map of West Siberian wetlands using MODIS median mosaic. The total wetland area was estimated at 43.7 Mha that is much lower than Landsat-based wetland area (43.7 vs 70.7 Mha, respectively) (Terentieva et al., 2016) due to the lower resolution of MODIS. Open water and fens are considerably underestimated in a MODIS map, so the effort should be made to map or mask them by Landsat instead of MODIS. Oppositely, patterned bogs and ryams are more or less accurately mapped only by MODIS.

We investigate several ways of solving this problem. One of them is the use of Hansen's mosaic or other images (PALSAR, Sentinel) for mapping the most challenging wetland types at the regional scale. We also tested several vegetation indices in search for the most efficient algorithm for mapping waterlogged hollows as well as open wetlands. The best results were found by linear transformation and then thresholding Bands 3, 4 and 5 of Hansen's mosaic. The development of training sets separately for ecological regions (at least for tundra, taiga, and steppe) is also promising.

Thus, the future investigations will be concentrated on the improvement of training sets. Then we are going to test classification algorithms and choose the best one for methane emission inventory. Using new training set and classification algorithm, we will develop a wetland map based on MODIS mosaic and combine it with the map of individual wetlands based on Hansen's dataset. Additional effort will be made to improve MODIS mosaic by smoothing artifacts. In addition, we will develop MODIS mosaic for the beginning and the end of the vegetation seasons.

*The study was supported by RFBR project № 18-35-00340*

## Создание карты болот Западной Сибири по спутниковым снимкам Landsat и MODIS

<sup>1</sup>Терентьева И.Е., <sup>2,3</sup>Сабреков А.Ф., <sup>3</sup>Филиппов И.В., <sup>2,3,4,5</sup>Глаголев М.В., <sup>1</sup>Курбатова Ю.А.,  
<sup>6</sup>Максютов Ш.Ш.

<sup>1</sup> Институт проблем экологии и эволюции имени А.Н. Северцова РАН, Москва, Россия

<sup>2</sup> Институт водных проблем РАН, Москва, Россия

<sup>3</sup> Югорский государственный университет, Ханты-Мансийск, Россия

<sup>4</sup> Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

<sup>5</sup> Институт лесоведения РАН, с. Успенское, Московская область, Россия

<sup>6</sup> National Institute for Environmental Studies, Japan

E-mail: kleptsova@gmail.com

### ВВЕДЕНИЕ

Болота играют важную роль в глобальном бюджете метана, внося в атмосферу от 15 до 40% от вклада всех источников (Solomon, 2007). Изучение болот и эмиссии метана из них особенно актуально в России, где болота вместе с заболоченными мелкоотрфованными землями занимают 21.6% территории (Вомперский, 1994), причем существенная их часть располагается в зоне вечной мерзлоты особенно чувствительной к климатическим изменениям.

Недавние исследования показали, что неопределенность существующих оценок эмиссий метана в значительной степени связана с неточностями используемой картографической основы (Bohn et al., 2015). На примере болот Западной Сибири нами было показано, что применение новой карты привело к двукратному росту оценки эмиссии метана при использовании того же набора данных о потоках (Terentieva et al., 2016).

Хотя все эти исследования указывают на важность инвентаризации площадей распространения различных типов болот, точность доступных в настоящий момент болотных карт вызывает большие сомнения (Frey and Smith, 2007). К примеру, у широко используемой узкой группой ученых карты (Вомперский, 1994) доступно лишь описание и неизвестна оценка точности.

Глобальной целью настоящего исследования является оценка эмиссии метана из болот России. При этом ставим задачу создания новой типологической карты болот России по спутниковым снимкам. В данной же работе представлены первые результаты разработки методики картографирования и создания типологической карты болот для последующей оценки эмиссии метана на основании данных MODIS и Landsat.

### ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для разработки новой методики картографирования мы использовали комбинацию снимков высокого и среднего разрешения. В качестве снимков высокого разрешения будут использоваться данные Landsat. В отличие от работы (Terentieva et al., 2016), где применялось посценное картографирование, в данном исследовании, напротив, будет использоваться именно мозаика для экономии человеческих ресурсов. Поскольку создание мозаик Landsat – это отдельная сложная задача, мы будем использовать уже

готовую и свободно доступную «мозаику Хансена» (Hansen et al., 2013). Разрешение данной мозаики составляет примерно 30 м, большинство снимков датируется 2014-м годом. Каждый пиксель итоговой мозаики является медианой пикселей нескольких безоблачных снимков Landsat взятых за вегетационный сезон для четырех каналов (3, 4, 5 и 7 каналы исходных снимков).

Что касается MODIS, то будет сделан «медианный продукт» на основании MOD13Q1. При этом каждый пиксель итоговой мозаики будет являться медианой 17-ти пикселей, которые брались из снимков за 2000-2016 года за определенный день вегетационного сезона. В результате такого подхода, возможные спектральные градиенты будут максимально сглажены, а состояние растительного покрова – усреднено за последние 17 лет. Пространственное разрешение итогового MODIS составляет 230 метров. Для 6-го и 7-го каналов с исходным разрешением 500 м оно получено путем кубической интерполяции сплайном.

Ключевые участки для классификации MODIS мы задавали вручную с помощью Semi-Automatic Classification Plugin (Congedo, 2016). Для определения типов болот использовались снимки сверхвысокого разрешения.

За основу для создания классификационной схемы была взята карта болот Западной Сибири (Terentieva et al., 2016). Легенда ее была редуцирована до пяти типов классов из-за более низкого разрешения MODIS:

- Грядово-мочажинные комплексы (ГМК) – верховые болота, образованные сосново-кустарничково-сфагновыми грядами и открытыми олиготрофными мочажинами.
- Рямы – типичные для таежной зоны ЗС сосново-кустарничково-сфагновые верховые болота с выпуклой поверхностью.
- Грядово-мочажинно-озерковые комплексы (ГМОК) – верховые болота, представляющие собой сочетание гряд, мочажин и обводненных мочажин (в том числе, небольших озер).
- Открытые мезо- и эвтрофные болота – интегральный класс, включающий все разнообразие открытых переходных и низинных болот.
- Озера и реки – любые водные объекты.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Картографирование болот, особенно такого большого региона, – это крайне сложная и ресурсозатратная задача. Даже использование мозаик Landsat требует огромных временных затрат и компьютерных мощностей. Напротив, снимки MODIS за счет среднего разрешения позволяют сделать итоговый продукт быстрее, хотя и гораздо менее точно. Для объединения достоинств обеих схем, наша методология сводится к комбинации этих двух продуктов с возможным присоединением других снимков, например, радарных данных PALSAR.

Наша концепция заключается в использовании снимков MODIS для выделения основных болотных типов и в целом отделения болот от окружающих ландшафтов. К сожалению, разрешения MODIS не хватает для адекватного выделения самых активных источников метана (например, обводненных мочажин ГМОК). Данные экосистемы будут дешифроваться отдельно с помощью мозаик Landsat, что позволит получить оптимальный результат по соотношению точности оценки эмиссии и трудозатрат.

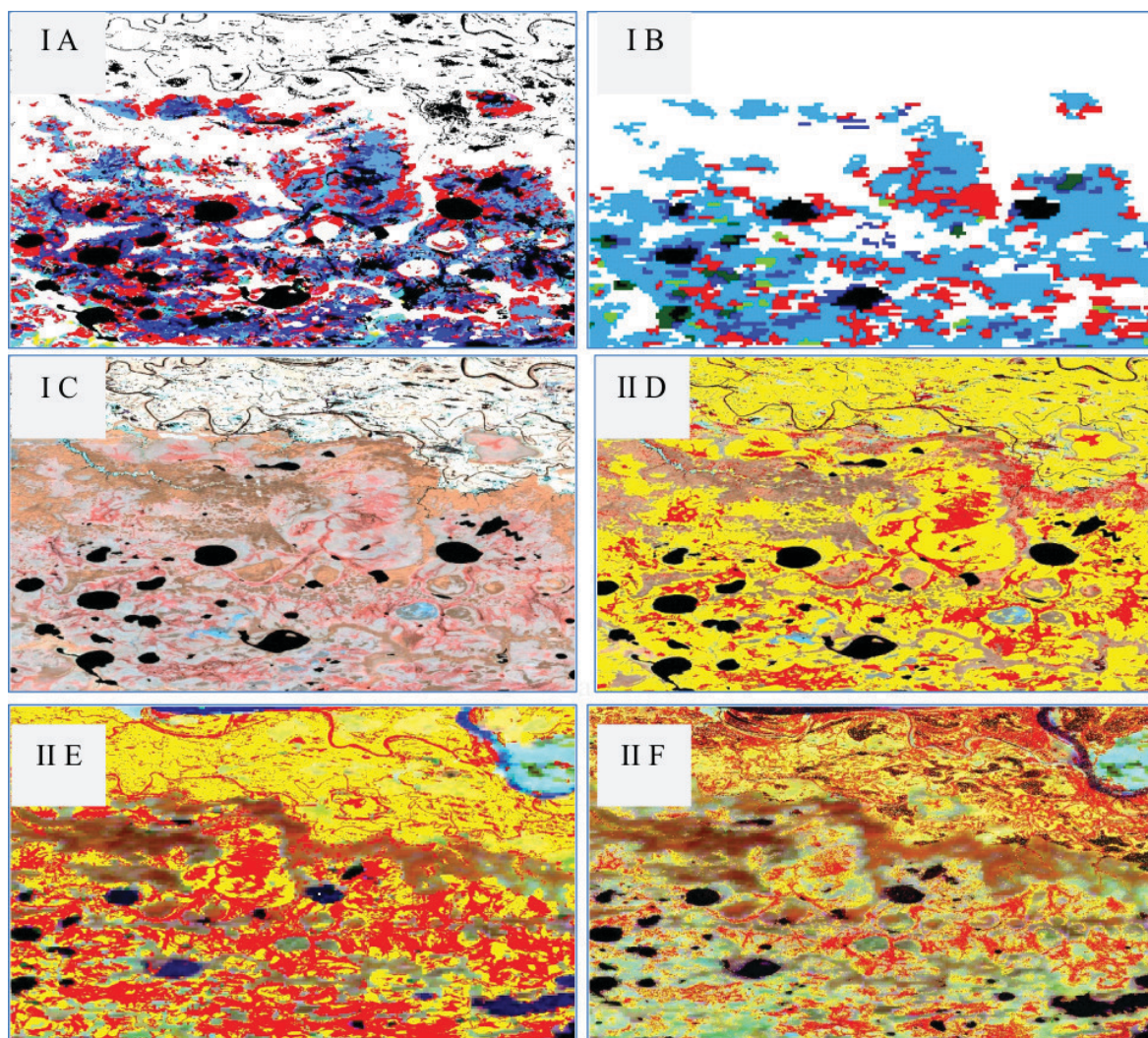
В данном исследовании мы создали первую версию карты болот по MODIS на примере Западной Сибири, поскольку именно для этой территории доступна детальная карта (Terentieva et al., 2016). Общая площадь шести разных типов болот была оценена в 43.7 Мга, что похоже на первые оценки площадей болот Западной Сибири однако сильно ниже наиболее современной оценки в 70.7 Мга. Сравнение участка карты болот по MODIS и Landsat представлено на рисунке 1 (I A и I B). Видно, что в целом расположение и типы болот близки друг к другу, хотя карта созданная по MODIS гораздо менее детальна за счет более низкого разрешения.

Что касается всей ЗС, то преобладающий в данном регионе тип болот – ГМК – занимает на карте MODIS 19.3 Мга, в то время как на карте Landsat его площадь составляет 14.3 Мга. Учитывая, что в случае MODIS в ГМК входят также бугристые болота за счет невозможности разделения гряд и мерзлых бугров в составе болотных комплексов, то итоговые площади ГМК оказываются очень близкими. Также на обеих картах достаточно близки площади ГМОК и рямов: 8.7 и 10.2 Мга занимают ГМОК, 7.2 и 10.6 Мга занимают рямы на карте MODIS и Landsat, соответственно. Напротив, существенно недооценены площади открытой воды (4 Мга и 15.5 Мга на карте MODIS и Landsat, соответственно). Площади мезо- и эвтрофных болот также сильно ниже (4.5 и 11.6 на карте MODIS и Landsat, соответственно).

Что касается площадей открытой воды, то они довольно просто оцениваются с помощью простого порогового значения по пятому каналу Landsat, как это было сделано в Terentieva et al. (2016). Сложнее дело обстоит с выделением мезо- и эвтрофных болот, а также повышением детальности контуров других болотных типов.

Что еще возможно сделать для улучшения нашей тестовой методологии? Во-первых, исследуемый регион может быть разбит на природно-климатические или какие-то другие экологические регионы.





**Рис. 1.** I. А, В – Карта болот участка в средней тайге Западной Сибири по Landsat (Terentieva et al., 2016, А) и MODIS (В) со следующими типами: ГМК (синий), ГМОК (темно-синий), рям (красный), мезо- и эвтрофные болота (зеленый); С – исходная мозаика Hansen et al. (2013) (4-5-3 каналы); II. Карта наиболее обводненных (красный цвет) и менее обводненных (желтый цвет) болот. D – пороговые значения по мозаике Хансена; E – пороговые значения по мозаике Хансена и маска лесов по MODIS; F – пороговое значение по снимкам PALSAR.

Для каждой из зон может быть применена своя методика выделения различных типов болот по вегетационным индексам, а также свой набор тестовых участков. Во-вторых, точность картографирования по MODIS можно повысить, как убрав артефакты его создания, так и сделав еще два аналогичных продукта за весенний и осенний сезон. Помимо этого, стоит рассмотреть потенциал других снимков, таких как PALSAR и Sentinel.

*Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-35-00340*

#### **Литература:**

1. *Вомперский С.Э. 1994. Биосферное значение болот в углеродном цикле // Природа. № 7. С. 44-50.*
2. *Bohn T.J., Melton J.R., Ito A., Kleinen T., Spahni R., Stocker B.D., Zhang B., Zhu X., Schroeder R., Glagolev M.V., Maksyutov S., Brovkin V., Chen G., Denisov S.N., Eliseev A.V., Gallego-Sala A., McDonald K.C., Rawlins M.A., Riley W.J., Subin Z.M., Tian H., Zhuang Q., Kaplan J.O. 2015. WETCHIMP-WSL: intercomparison of wetland methane emissions models over West Siberia // Biogeos. V. 12. P. 3321-3349.*
3. *Congedo L. 2016. Semi-Automatic Classification Plugin Documentation Release 5.3.6.1. URL. <http://dx.doi.org/10.13140/RG.2.2.29474.02242/1> (дата обращения: 04.04.2018).*
4. *Fernández-Delgado M., Cernadas E., Barro S., Amorim D. 2014. Do we need hundreds of classifiers to solve real world classification problems // J. Mach. Learn. Res. V. 15. № 1. P. 3133-3181.*



5. Frey K.E., Smith L.C. 2007. How well do we know northern land cover? Comparison of four global vegetation and wetland products with a new ground-truth database for West Siberia // *Global Biogeochem. Cy.*, V. 21. GB1016.
6. Hansen M.C., Potapov P.V., Moore R., Hancher M., Turubanova S., Tyukavina A., Thau D., Stehman S.V., Goetz S.J., Loveland T.R., Kommareddy A., Egorov A., Chini L., Justice C.O., Townshend J.R.G. 2013. High-resolution global maps of 21st-century forest cover change // *Science*. № 342(6160). P. 850-853.
7. Solomon S. (ed.). 2007. *Climate change 2007 – The physical science basis: Working group I contribution to the fourth assessment report of the IPCC*. Cambridge: Cambridge university press. 565 p.
8. Terentieva I. E. et al. Mapping of West Siberian taiga wetland complexes using Landsat imagery: implications for methane emissions // *Biogeosciences*. – 2016. – T. 13. – №. 16. – С. 4615-4626.

## Combined modeling of biotic turnover and peat deposit processes for peatland landscapes of southern taiga in Western Siberia with Complex Bog Landscape Model COMBOLA

Zavalishin N.N.

A.M. Obukhov Institute of atmospheric physics RAS, Moscow, Russia

E-mail: nickolos@ifaran.ru

Web: www.ifaran.ru

**B**iotic cycling processes in ecosystems consist of live organic matter producing branch and dead organic matter destruction one. The latter is accompanied by emission of greenhouse gases into the atmosphere. Since the dead organic matter destruction takes place over the whole depth profile the overall emission is closely connected with generation, transport and consumption of gases accompanying by heat and water transport. In peatlands, additional conditions are imposed due to the presence of water table depth (WTD) under which the destruction is anaerobic with methane generation while above WTD it is aerobic, and a part of the diffusing methane is consumed by methanotrophic bacteria. Hence due to complexity of heat and water transfer processes in peat deposit as well as nonlinearity of the biotic turnover functioning, it's necessary to make combined models of them on various time scales in order to assess possible evolution of peatland landscapes under climate change and economic exploitation.

Complex Model of BOg LANDscapes (COMBOLA) is a set of dynamic models of carbon and nitrogen turnover, net ecosystem exchange, water balance, heat and water transport, generation and transfer of CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> in a peat deposit on an annual, seasonal and daily time scales. The first main component is a number of biotic turnover models – from mass-balance equation on an annual to the NEE dynamics model on the daily time scales. Another important component of the system COMBOLA is the one-dimensional model of heat, water and gas exchange in the peat deposit. In a whole, COMBOLA can be characterized by the layer-module structure that provides the selected problem to be solved using a set of programming modules from different layers depending on the modeling goal, selected time scale (annual, seasonal, daily) and presence of initial data for calibration. A layer is called a set of identical phenomena on all time and spatial scales. A module is a part of the layer distinguished for description of concrete process on the selected time scale. Thus, a number of interconnected modules constitute an integrated mathematical model of the peatland landscape adopted for given initial information. Such a model is designed for a sedge-sphagnum fen, low and high forested bogs from the Western Siberia southern taiga, calibrated by the data on peat type, density and humidity as well as the deposit temperature profile and water table depth on monthly-averaged time scale.

*The work is supported by the project 16-07-01205-a of Russian Foundation of Basic Research.*

# Совместное моделирование биотического круговорота и процессов в торфяной залежи для болотных ландшафтов южной тайги Западной Сибири с помощью комплексной модели болотных ландшафтов КОМБОЛА

Завалишин Н.Н.

Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва, Россия

E-mail: nickolos@ifaran.ru

Web: www.ifaran.ru

## ВВЕДЕНИЕ

Процессы биотического круговорота в экосистемах обычно подразделяются на продукционные и деструкционные. Первые способствуют генерации органического вещества, а вторые отвечают за его разложение, которое сопровождается эмиссией парниковых газов в атмосферу. Поскольку разложение происходит не только на поверхности почвы, но и по профилю глубины, то результирующая эмиссия газов неотъемлемо связана с их генерацией, транспортом и поглощением, которые сопровождаются тепло- и влагопереносом. Эти процессы происходят одновременно, а в болотных экосистемах переувлажненные условия торфяной залежи налагают на них дополнительные особенности, связанные с наличием уровня болотных вод (УБВ), ниже которого разложение идет в анаэробных условиях с образованием метана, а выше – часть этого метана при транспорте окисляется в аэробном слое и потребляется метанотрофными микроорганизмами. Сложность процессов тепломассопереноса в торфяной залежи и нелинейность функционирования биологического круговорота в болотной экосистеме, а также необходимость получать грубые оценки эволюции болот при долговременных изменениях климата приводят к необходимости построения комбинированных моделей этих явлений на разных масштабах времени (Анисимов и др. 2005, Калюжный и Лавров, 2005; Калюжный и др., 2009). Особенностью перечисленных моделей является то, что каждая отражает лишь один или несколько из вышеуказанных процессов, уделяя слабое внимание остальным. Модели работ (Zhang et al., 2002; Лавров и Курбатова, 2005) более универсальны, но требуют довольно много параметров для идентификации, особенно для углеродного цикла. Поэтому разработка совместных динамических моделей функционирования биологического круговорота и биогеохимических процессов в торфяной залежи для болот различных типов является актуальной задачей в свете непрерывно идущего уточнения механизмов взаимодействия биосферы и климата.

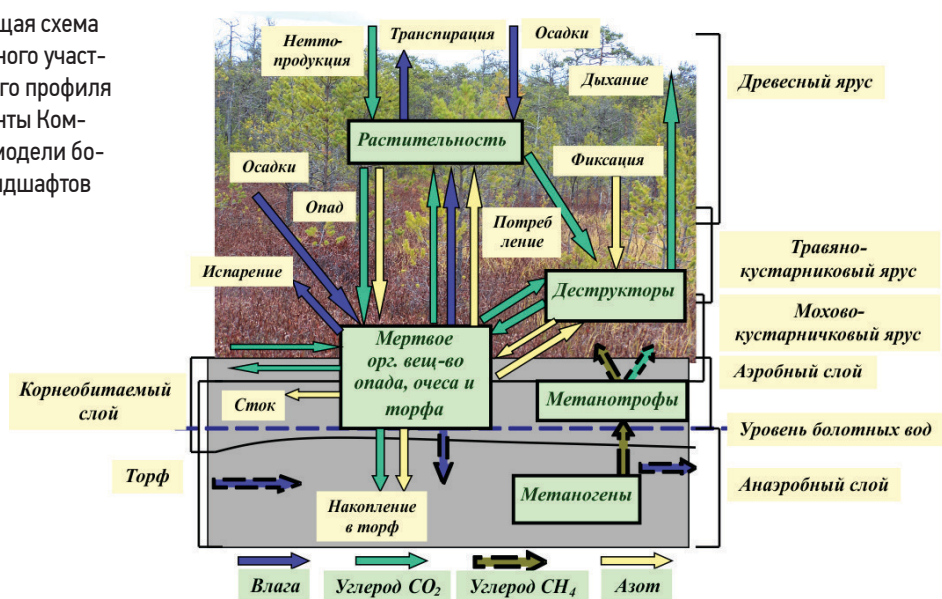
## КОНСТРУКЦИЯ КОМПЛЕКСНОЙ МОДЕЛИ БОЛОТНЫХ ЛАНДШАФТОВ.

КОмплексная Модель Болотных ЛАндршафтов (КОМБОЛА) представляет собой совокупность динамических моделей биотического круговорота, нетто-экосистемного обмена, водного баланса, тепловлагопереноса и генерации и переноса  $\text{CO}_2$  и  $\text{CH}_4$  в торфяной залежи, торфонакопления на верховых болотах в зависимости от УБВ на среднегодовом, сезонном и суточном интервалах времени. На рис. 1 изображена общая схема элементарного участка болотного ландшафта и элементы функционирования системы КОМБОЛА. Отображены в максимально агрегированной форме компоненты биотического круговорота, количество которых, как и сложность связей между ними, может быть произвольным, в зависимости от измерений, доступных исследователю.

Общая архитектура программного комплекса, реализующего систему моделей КОМБОЛА, характеризуется слоисто-модульной структурой, смысл которой состоит в том, что в зависимости от цели моделирования, выбранного шага времени (год, месяц, сутки) и наличия исходных данных формируется набор модулей из разных слоев, решающий выбранную задачу. Слоем называется набор однотипных явлений на всех принятых масштабах времени и пространства. Модуль – это часть слоя, выделенная на конкретном масштабе времени и сопряженная с частями других слоев для реализации частной математической модели. Например, на суточном масштабе времени для оценки углеродного баланса используется модель динамики чистого экосистемного обмена (NEE), а на среднегодовом шаге – полная динамическая блоковая модель круговорота углерода. Каждая представляет собой отдельный программный модуль, управляемый разными исходными данными. Возможно и «сквозное» моделирование от малого к большому масштабу времени с учетом естественных физических и биологических ограничений, а также полноты исходной информации.

По рис. 1 легко выделить модули, ответственные за круговорот углерода и тепломассоперенос в торфяной залежи на среднегодовом масштабе времени. Пусть УБВ выделяет в залежи два слоя – аэробный и анаэробный с различными плотностями, а эмиссия метана в данной задаче не учитывается, компонентами круговорота служат живое и мертвое органическое вещество. Разработана совместная динамическая модель диффузии и переноса углекислого газа и тепловлагопереноса в двухслойной торфяной залежи, про-

**Рис. 1.** Общая схема элементарного участка болотного профиля и компоненты Комплексной модели болотных ландшафтов КОМБОЛА.



ведена её частичная верификация на данных по плотности, стратификации торфа и профилям содержания парниковых газов в торфяной залежи осоково-сфагнуовой топи, низкого и высокого рямов южной тайги Западной Сибири. Основой похода к моделированию диффузии и эмиссии  $\text{CO}_2$  по торфяной толще стала модель из работ (Калюжный, Лавров, 2005; Лавров, Курбатова, 2005), которая подверглась модификации для учета биотического круговорота в надземной части экосистемы. Пробная калибровка этой модели показала, что ряд коэффициентов обладает сильной чувствительностью к количеству и распределению общего углерода в торфяном слое, который является ресурсом для образования углекислого газ в ходе аэробного разложения мертвого органического вещества.

Работа поддержана проектом № 16-07-01205-а РФФИ.

#### Литература:

1. Анисимов О.А., Лавров С.А., Ренева С.А., Оценка эмиссии метана из многолетнемерзлых болот криолитозоны России при изменении климата. // Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем, т. 20, 2005, с. 124-141.
2. Калюжный И.Л., Лавров С.А., Сезонная эмиссия двуокси углерода в засушливый год на олиготрофном болотном массиве северо-запада России. // Метеорология и гидрология, 2005, № 10, с. 81-93.
3. Калюжный И.Л., Лавров С.А., Решетников А.И., Парамонова Н.Н., Привалов В.И., Эмиссия метана на олиготрофном болотном массиве северо-запада России. // Метеорология и гидрология, 2009, № 1, с. 53-67.
4. Лавров С.А., Курбатова Ю.А., Математическое моделирование теплообмена и потоков  $\text{CO}_2$  на поверхности верхового болота. // Известия РАН. Физика атмосферы и океана, 2005, т. 41, № 5, с. 631-644.
5. Zhang Yu., Li C., Trettin C., Li H., Sun G., 2002, An integrated model of soil, hydrology, and vegetation for carbon dynamics in wetland ecosystems. // Global Biogeochemical Cycles, v. 16, #4, 1061, p. 9-1 – 9-17.

## State estimation of the drained bog site in the basin of the Gavrilovka river

<sup>1</sup>Maloletko A., <sup>1</sup>Sinyutkina A., <sup>1,2</sup>Gashkova L., <sup>1</sup>Magur M., <sup>1,2</sup>Kharanzhevskaya Yu.

<sup>1</sup> Siberian Research Institute of Agriculture and Peat – branch of Siberian Federal Scientific Centre of Agricultural Biotechnology, Tomsk, Russia

<sup>2</sup> National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia

E-mail: ankalaeva@yandex.ru

Currently drained wetlands are not used and a danger of occurrence of unfavorable ecological situations. Despite the low efficiency and significant environmental damage, on the territory of Western Siberia in 1970-1980 carried out work on the drainage of raised bogs. In particular, in the Eastern spurs of the Vasyugan bog areas for forest melioration is about 150 km<sup>2</sup>. The aim of the study is to evaluate the condition

and processes of transformation of drained bogs on the basis of analyzing the characteristics of structure and species composition of plant communities, peat deposits and the surface microrelief. The object of the study is key site located within Bakchar bog massif (part of the Great Vasyugan bog). Field studies includes plant and peat deposits descriptions, levelling survey of the mire surface. Peat cores were collected manually using a Russian peat core with a 50 cm sample chamber. Peat materials were classified using scale of decomposition and guidance for peat class determination by visual observation. GIS mapping included the construction of a model of a peat deposits using data on the thickness and types of peat deposits presented in archival geological data, the compilation of a landscape map using the different time-based satellite image Landsat.

Pine-shrub-sphagnum bog is the dominant geosystem occupied 65 % within the key area. Fuscum and magellanicum peat deposits dominate. The tree layer is represented by a *Pinus sylvestris*, with a height of up to 3 m. The projective covering of the grass-shrub layer with a height of 30-40 cm is 80%. The dominants are *Chamaedaphne calyculata* (projective cover 30%) and *Vaccinium uliginosum* (15%). Grass are represented by the *Eriophorum vaginatum*, *Rubus chamaemorus* and *Drosera rotundifolia*. The basis of the moss-lichen layer is *Sphagnum fuscum* (projective coating 70%), with an admixture of *Sphagnum magellanicum* and *Sphagnum angustifolium*. *Polytrichum strictum* (less than 10%) occurs in depressions. Lichens are represented by the *Usnea* and *Cladonia* (projective coverage is 10%). The difference between key site and undisturbed areas is an increase in the projective coverage of *Vaccinium uliginosum* and *Sphagnum fuscum*, and a decrease in the proportion of green mosses. In comparison with the archival data (1985), it should be noted an increase in the degree of peat decomposition by 5-10% in the 10-100 cm layer, which may be due to partial degradation of the peat deposit as a result of dehumidification. The differences between drained and natural bogs are expressed in the patterns of distribution of heights relative to the average surface of the mire, expressed in terms such as the coefficient of asymmetry and the proportion of heights at the middle surface in the interval from -5 to 5 cm. Natural areas are characterized by a proportional distribution of positive and negative forms (coefficient of asymmetry 0.1), for drained, the predominance of negative forms of micro-relief (skewness 0.78) is inherent. The proportion of heights at the mid-plane decreases from natural areas to drained from 44% to 37%. As a result of the research, differences in vegetation and distribution of mire surface heights are shown in comparison with natural areas outside the drainage network. On the basis of a comparison of the current data on the degree of decomposition of the peat deposit with the data obtained in the first year after drainage, a preliminary conclusion was made on the degradation of peat as a result of the draining.

## Оценка состояния осушенного участка верхового болота в бассейне реки Гавриловка

<sup>1</sup>Малолетко А.А., <sup>1</sup>Синюткина А.А., <sup>1,2</sup>Гашкова Л.П., <sup>1</sup>Магур М.Г., <sup>1,2</sup>Харанжевская Ю.А.

<sup>1</sup> Сибирский научно-исследовательский институт сельского хозяйства и торфа – филиал Сибирского федерального научного центра агроботехнологий РАН, Томск, Россия

<sup>2</sup> Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

E-mail: ankalaeva@yandex.ru

Осушение болот и последующая торфодобыча коренным образом меняют экосистему болота, изменяются водный режим, растительность, свойства торфяной залежи. В зависимости от исходного состояния болота и степени антропогенной нагрузки отмечается современная аккумуляция торфа или деградация торфяной залежи. Многими авторами обращается внимание на ряд негативных последствий, связанных с опасностью возникновения торфяных пожаров, изменением биогеохимических циклов, загрязнением почв, вод и атмосферы, увеличением эмиссии углекислого газа [1-3]. В 1970–80-х гг. на территории Томской области проводилось масштабное осушение заболоченных территорий, основной целью которого являлось регулирование поверхностного стока и снижение уровня болотных вод с перспективой разработки торфяных месторождений, сельскохозяйственного использования и гидроресомелиорации. В настоящее время эти болота не используются, последствия осушения на них не однозначны и нуждаются в комплексном изучении.

Целью исследования является оценка состояния и антропогенной трансформации геосистем Большого Васюганского болота на примере ключевого участка в бассейне реки Гавриловка с применением методов геоинформационного моделирования и полевых ландшафтных исследований. Полевые ландшафтные исследования выполнены в пределах доминантных видов урочищ и включили в себя проведение геоботанических описаний, исследование торфяной залежи и тахеометрическую съемку профиля вертикального сечения горизонта формирования микрорельефа на модельном участке с шагом 50 см. Статистический анализ данных таксационных измерений микрорельефа модельных участков включал расчёт средней ординаты профиля горизонта формирования микрорельефа, определение среднеквадратического отклонения и коэффициента асимметрии, характеристику распределения высот относительно средней поверхности и др. Геоинформационное ландшафтное моделирование включало в себя по-



строение модели торфяной залежи болота с использованием данных о мощности и видах залежи, представленных в [4], составление ландшафтной карты с использованием разновременных космических снимков Landsat 2012 и 2017 годов. Наблюдения за уровнем режимом осушенного болота проводились с помощью автономного дифференциального датчика давления (САМ, ИМКЭС СО РАН) с интервалом 4 часа в круглогодичном режиме.

В качестве объекта исследования выбран ключевой участок в пределах Бакчарского болотного массива (северо-восточный отрог Большого Васюганского болота) в бассейне р. Гавриловка площадью 3,2 км<sup>2</sup>. Абсолютные высоты поверхности колеблются в пределах 115-117 м с общим уклоном на север и северо-запад. Минеральное дно болота сложено преимущественно пылеватыми глинами и тяжелыми суглинками. Средняя мощность торфяной залежи составляет 1,7 м, преобладает верховой тип залежи. В начале 1980 гг. на рассматриваемой территории проведено осушение болот и заболоченных лесов с целью гидролесомелиорации. Расстояние между осушительными каналами составляет 150-160 м, планируемая ширина 1-2 м, глубина до 1 м. В настоящее время отмечается снижение водопрпускной способности каналов вследствие их зарастания и заторфовывания. В 2016 г на территории осушенного болота произошел пожар, охвативший площадь более 7 км<sup>2</sup>, в том числе на территории ключевого участка 0,57 км<sup>2</sup> (таблица).

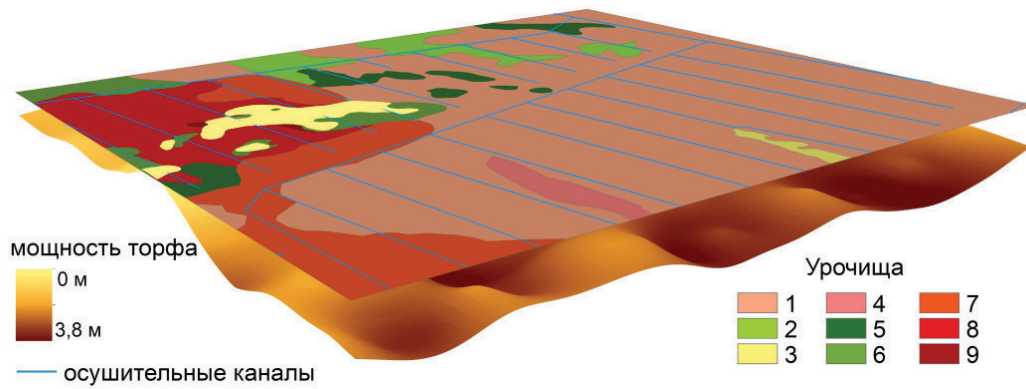
Большую часть ключевого участка (75%), в том числе его выгоревшая часть, занимает сосново-кустарничково-сфагновое верховое болото. В пределах урочища преобладает фускум-залежь, встречаются магелланикум и смешанная топяная виды залежи. На границе с высоким рямом и заболоченным лесом верховая залежь сменяется на низинную топяно-лесного вида. Следующим по площади распространения в пределах ключевого участка является сосново-кустарничковое травяно-сфагновое верховое болото с высокой сосной (15%), основная часть которого нарушена в результате пожара 2016 года. В пределах урочища распространена переходная лесо-топяная залежь. Остальные болотные и лесные урочища занимают незначительные площади (таблица, рисунок 1).

**Таблица.** Характеристики урочищ ключевого участка.

№	Название	Площадь, км <sup>2</sup>	Средняя мощность торфяной залежи, м (по данным [4])
1	сосново-кустарничково-сфагновое верховое болото	2,12	1,89
2	сосново-кустарничковое травяно-сфагновое верховое болото с высокой сосной (высокий рям)	0,19	0,86
3	травяно-сфагновое верховое болото	0,01	2,23
4	грядово-мочажинное верховое болото	0,03	2,05
5	сосновый заболоченный лес	0,13	0,54
6	осиново-березовый лес	0,15	0
7	выгоревший участок сосново-кустарничково-сфагнового верхового болота	0,27	1,87
8	выгоревший участок сосново-кустарничкового травяно-сфагнового верхового болота	0,29	0,90
9	выгоревший участок осиново-березового леса	0,01	0
	Ключевой участок	3,20	1,63

Полевые исследования проведены в пределах доминантного урочища ключевого участка –сосново-кустарничково-сфагнового верхового болота. Древесный ярус представлен сосной (*Pinus sylvestris*), высотой до 3 м и сомкнутостью крон 0,6. Единично встречаются кедры (*Pinus sibirica*) высотой до 4 м. Проективное покрытие травяно-кустарничкового яруса высотой 30-40 см составляет 80%. Доминантом данного яруса является хамедафне (*Chamaedaphne calyculata*) (проективное покрытие 30%), и голубика (*Vaccinium uliginosum*) (15%). Присутствуют также такие кустарнички, как багульник (*Ledum palustre*) (10%) андромеда (*Andromeda polifolia*), клюква мелкоплодная (*Oxycoccus microcarpus*) (менее 10%). Травы представлены пушицей влагалищной (*Eriophorum vaginatum*), моршккой (*Rubus chamaemorus*) (менее 10%) и росянкой (*Drosera rotundifolia*) (единично). Основу мохово-лишайникового яруса составляет *Sphagnum fuscum* (проективное покрытие 70%), с примесью *Sphagnum magellanicum* и *Sphagnum angustifolium*. В понижениях встречается *Polytrichum strictum* (менее 10%). Лишайники представлены родами *Usnea* и *Cladonia* (проективное покрытие 10%). В сравнении с результатами проведенных ранее исследований [5] отличие растительности от ненарушенных участков заключается в увеличении проективного покрытия голубики (*V. uliginosum*) и *Sphagnum fuscum*, и снижении доли зелёных мхов.

По данным зондирования и полевого описания торфяной залежи ее мощность составляет 2,4 м, относится к верховому типу. Верхние горизонты до глубины 1,3 м сложены верховым сфагновым торфом, степень разложения которого возрастает с глубиной от 10 до 20 %. Далее следуют слои травяно-мохового и древесно-травяно-мохового торфов со степенью разложения 30-35 %. В сравнении с данными, представ-

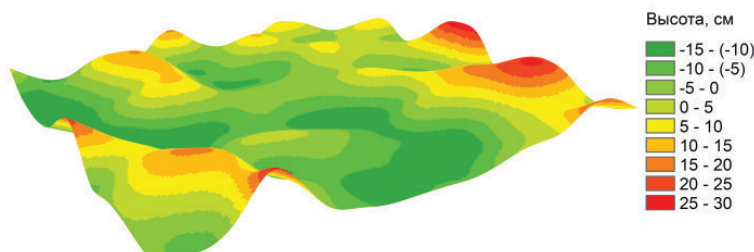


**Рис. 1.** Урочища и мощность торфяной залежи ключевого участка в бассейне р. Гавриловка (1,9×1,6 км): 1 – сосново-кустарничково-сфагновое верховое болото; 2 – сосново-кустарничковое травяно-сфагновое верховое болото с высокой сосной; 3 – травяно-сфагновое верховое болото; 4 – грядово-мочажинное верховое болото; 5 – сосновый заболоченный лес; 6 – осиново-березовый лес; 7 – выгоревший участок сосново-кустарничково-сфагнового верхового болота; 8 – выгоревший участок сосново-кустарничково-травяно-сфагнового верхового болота; 9 – выгоревший участок осиново-березового леса.

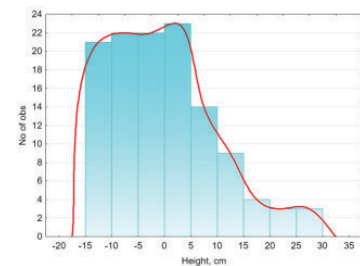
ленными в [4], следует отметить увеличение степени разложения торфа на 5-10 % в слое 10-100 см, что вероятно может быть связано с частичной деградацией торфяной залежи в результате осушения.

Микрорельеф участка крупнокочковатый, образован моховыми подушками и обширными выровненными понижениями (рисунок 2). Амплитуда колебаний высот и среднее значение вертикального расчленения микрорельефа составляют 40,5 см и 22,4 см/м<sup>2</sup> соответственно, что не отличается от показателей, характерных для естественных сосново-кустарничково-сфагновых болот. Среднеквадратическое отклонение, отражающие степень неоднородности поверхности болота несколько превышает значение, характерное для естественных болот (8,61 и 9,72 соответственно). В большей степени различия между рассматриваемым осушенным и естественными болотами выражены в закономерностях распределения высот относительно средней поверхности болота, выраженные в таких показателях, как коэффициент асимметрии и доля высот у средней поверхности в интервале от -5 до 5 см. Проведенные ранее исследования показали, что для естественных болот характерен нормальный закон распределения высот относительно средней поверхности со значениями коэффициента асимметрии около нуля и долей высот у средней поверхности около 50% [6]. Отклонение значений в пределах рассматриваемого осушенного участка от естественных болот отражает степень трансформации поверхности болота в результате понижения уровня болотных вод. Положительное значение коэффициента асимметрии, равное 0,78, показывает преобладание отрицательных форм микрорельефа, которые в пределах модельной площадки занимают 65 % поверхности и имеют глубину не более 15 см ниже средней поверхности. Положительные формы занимают меньшие площади, в сравнении с понижениями, высота их достигает 25-30 см относительно средней поверхности (рисунок 3). Уменьшение доли высот у средней поверхности с 44 до 37%, в сравнении с естественными участками, отражает наличие крутых склонов между положительными и отрицательными формами микрорельефа (рисунок 3). Отмеченные особенности микрорельефа поверхности могут объясняться увеличением продуктивности растительности на повышениях и некоторого опускания поверхности в результате осадки торфа в понижениях, в период после осушения. Сопоставление полученных данных с результатами проведенных ранее исследований [5] показало среднюю степень трансформации поверхности рассматриваемого участка.

В сравнении с естественными участками Васюганского болота (сосново-кустарничково-сфагновое болото, бассейн р. Ключ) [7] отмечаются более низкие (на 5-12 см) отметки уровней болотных вод, од-



**Рис. 2.** Цифровая модель микрорельефа участка осушенного сосново-кустарничково-сфагнового болота (5×5 м)



**Рис. 3.** Распределение высот микрорельефа участка осушенного сосново-кустарничково-сфагнового болота.

нако различия статистически не достоверны. По данным за апрель-сентябрь 2016 года был отмечен уровень болотных вод на отметке -24 см ниже средней поверхности болота, а амплитуда колебания составила 38 см. Сезонная динамика в целом характеризуется синхронностью колебаний уровней болотных вод с естественной частью Васюганского болота, однако в отдельные периоды эта тенденция нарушается, в том числе наблюдается более интенсивная реакция уровней болотных вод на выпадающие атмосферные осадки и существенное (до 22 см) превышение отметок естественных участков.

Проведенные исследования позволили оценить современное состояние осушенного участка верхового болота в бассейне реки Гавриловка. Показаны отличия растительности и распределения высот поверхности болота в сравнении с естественными участками Васюганского болота [5-7]. На основе сопоставления современных данных о степени разложения торфяной залежи с данными, полученными в первый год после осушения сделан предварительный вывод о деградации торфа в результате осушения.

*Исследование выполнено финансовой поддержке РФФИ в рамках научных проектов № 18-35-00376 –мол\_а (комплексная оценка состояния осушенного участка верхового болота) и № 16-07-01205 А (оценка мозаичности поверхности осушенного болота).*

#### Литература:

1. Перспективное использование выработанных торфяных болот: монография / Под общей редакцией В.В. Панова. Тверь : ООО «Издательство «Триада», 2013. 280 с.
2. Laine J., Vasander H., Laiho R. Long-Term Effects of Water Level Drawdown on the Vegetation of Drained Pine Mires in Southern Finland // *Journal of Applied Ecology*. 1995. Vol. 32. № 4. PP. 785-802. doi: 10.2307/2404818
3. Bacon K.L., Baird A.J., Blundell A., Bourgault M-A., Chapman P.J., Dargie G., Dooling G.P., Gee C., Holden J., Kelly T., McKendrick-Smith K.A., Morris P.J., Noble A., Palmer S.M., Quillet A., Swindles G.T., Watson E.J., Young D.M. Questioning ten common assumptions about peatlands // *Mires and Peat*. 2017. Vol. 19 (12). PP. 1-23. doi: 10.19189/MaP.2016.OMB.253
4. Отчет о детальной разведке торфяного месторождения Васюганское (участок № 5 у с. Красный Бакчар) Бакчарского района Томской области / Производственное геологическое объединение по разведке торфа Торфгеология, Горьковская геолого-разведочная экспедиция. – Горький, 1985.
5. Гашкова Л.П., Синюткина А.А. Оценка трансформации осушенного верхового болота (на примере участка Бакчарского болотного массива) // *Вестник Томского государственного университета. Биология*. 2015. № 1 (29). С. 164-179.
6. Синюткина А.А., Рочев В.В., Малолетко А.А. Оценка мозаичности болот таежной зоны Западной Сибири // *Двенадцатое Сибирское совещание и школа молодых ученых по климато-экологическому мониторингу: Тезисы докладов российской конференции.* / Под ред. М.В. Кабанова. Томск: ООО «Офсет центр», 2017. С. 175-176.
7. Харанжевская Ю.А. Особенности водного режима верховых болот Западной Сибири // *Болота Северной Европы: разнообразие, динамика и рациональное использование. Международный симпозиум (Петрозаводск, 2–5 сентября 2015 г.): Тез. докл. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2015. С. 76-77.*

## Modeling spatial structure of thermokarst lake fields in cryolithozone of Northern Eurasia accounting lognormal law of their size distribution

<sup>1,3</sup>Polishchuk V.Y., <sup>2</sup>Muratov I.N., <sup>2,4</sup>Polishchuk Y.M.

<sup>1</sup> Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia

<sup>2</sup> Yugra Research Institute of Information Technologies, Khanty-Mansiysk, Russia

<sup>3</sup> Tomsk Polytechnic University, Russia

<sup>4</sup> Institute of Petroleum Chemistry SB RAS, Tomsk, Russia

E-mail: liquid\_metal@mail.ru

Carbon is currently in a bound state as an organic matter in a layer of permafrost in the northern territories of Eurasia and America. With the warming of the climate, a rise in temperature will lead to the melting of frozen rocks and the additional release of methane as a product of the vital activity of microorganisms that process thawed organic matter, which can make an additional tangible contribution to climate

warming. At present, the dominating role in the accumulation of methane in small thermokarst lakes (with areas less than 0.01-0.05 ha) is established in the permafrost zone of Western Siberia. However, the contribution of millions of such lakes to the global greenhouse effect due to small size, their extremely high numbers and insufficient knowledge has not yet been taken into account.

To predict the dynamics of thermokarst lakes under conditions of continuing global warming, a geo-simulation model based on the use of remote sensing data on the number and area of lakes from space images of the average spatial resolution of Landsat (resolution 30 m) was proposed in [1]. However, this model does not take into account small lakes, which because of their small size are not found on Landsat images. In connection with the need to take into account in the model of spatial properties of small lakes, studies of the distribution of lakes in the cryolithic zone of Western Siberia using ultra-high resolution satellite images (resolution 0.6 m) of Resource-P, QuickBird and GeoEye-1 in combination with Landsat-8 images were carried out. A histogram of the size distribution of lakes is constructed, which is the result of the synthesis of two initial histograms of the distribution of lakes, obtained separately from ultra-high (SVR) and medium (SR).

The graph of the synthesized histogram of the lake size distribution according to their sizes over a wide range of lake sizes (from 5 to  $2 \times 10^8 \text{ m}^2$ ) for West Siberia is presented in comparison with the graphs of empirical histograms of the distribution of lakes in Sweden on the planet as a whole that take into account only large lakes with sizes larger  $104 \text{ m}^2$  (1 ha). The most important advantage and novelty of the histogram obtained for West Siberia is the inclusion of small lakes in the area of  $5 \text{ m}^2 - 104 \text{ m}^2$ , which makes it possible to study the distribution of small-size lakes and to estimate their contribution to the total amount of lake methane reserves. It is shown that the synthesized histogram is consistent with the lognormal law, according to the Pearson criterion, at a significance level of 0.99. A comparison of the lognormal and power law of the distribution of lakes has shown that in the region of small lakes the power law gives a significant overestimate of the number of lakes in comparison with the experimental data. For illustration, the report presents images of the model field of lakes, obtained in accordance with the lognormal distribution of lakes in size. The parameters of the lognormal distribution are determined from the experimental data for the lakes of Western Siberia from ultra-high and medium resolution photographs.

*The results can be used to predict the dynamics of thermokarst lakes fields in the permafrost zone of Northern Eurasia for the coming decades in the context of the decisions of the World Climate Summit (Paris, 2015).*

**Reference:**

1. Polishchuk V., Polishchuk Y. Modeling of thermokarst lake dynamics in West-Siberian permafrost. Chapter 6 // In Book: Permafrost: Distribution, Composition and Impacts on Infrastructure and Ecosystems (Edited by O. Pokrovsky), New York: Nova Science Publishers. 2014. pp. 205-236.

## Моделирование пространственной структуры полей термокарстовых озер криолитозоны Северной Евразии с учетом логнормального закона распределения их по размерам

<sup>1,3</sup>Полищук В.Ю., <sup>2</sup>Муратов И.Н., <sup>2,4</sup>Полищук Ю.М.

<sup>1</sup> Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

<sup>2</sup> Югорский научно-исследовательский институт информационных технологий, Ханты-Мансийск, Россия

<sup>3</sup> Томский политехнический университет, Томск, Россия

<sup>4</sup> Институт химии нефти СО РАН, Томск, Россия

E-mail: liquid\_metal@mail.ru

Современное глобальное потепление климата, наиболее явно проявляющееся в северных широтах планеты, ускоряет деградацию многолетней мерзлоты. Мерзлота, являясь хранилищем законсервированного углерода в обширных мерзлых торфяных болотах Северной Евразии, при потеплении климата может стать источником возникновения еще большего потепления при высвобождении парниковых газов, что послужит причиной формирования новых больших вызовов для мирового сообщества, связанных с нарушением взаимодействия человека и природы. Действительно, углерод в настоящее время находится в связанном состоянии как органическое вещество в слое многолетней мерзлоты на северных территориях Евразии и Америки. При потеплении климата повышение температуры будет приводить к таянию мерзлых пород и дополнительному высвобождению метана как продук-



та жизнедеятельности микроорганизмов, перерабатывающих оттаявшее органическое вещество, что способно внести дополнительный ощутимый вклад в потепление климата.

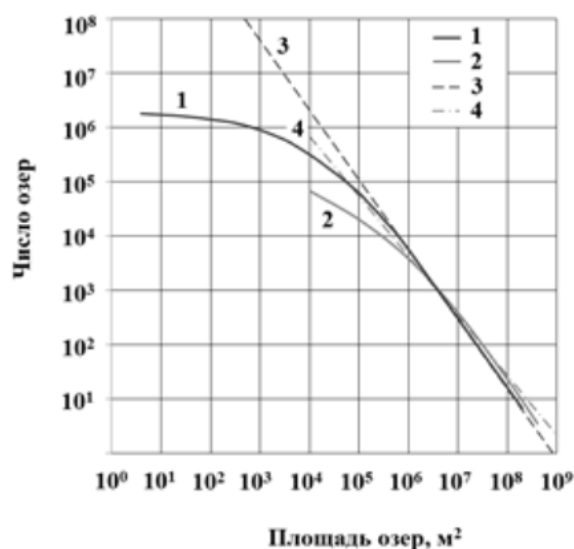
В [1] установлена доминирующая роль в накоплении метана в малых термокарстовых озерах (с площадями менее 0,01 – 0,05 га) в зоне мерзлоты Западной Сибири. Однако вклад миллионов таких озер в глобальный парниковый эффект из-за малых размеров, их крайне высокой численности и недостаточной изученности до сих пор не учитывается. Попытка их учета в оценке общего объема мировых запасов метана в недавно опубликованной статье [2], основанная на использовании теоретического степенного закона распределения озер по размерам ввиду отсутствия экспериментальных данных, вызывает большие сомнения, так как степенной закон не подтверждается экспериментальными данными [3]. Разработка мер по недопущению повышения среднегодовой температуры к 2050 году более чем на 2 градуса в соответствии с решениями Всемирного саммита по климату (Париж, 2015 г.) вызывает необходимость формирования обоснованных прогнозов динамики запасов озерного метана на северных территориях на ближайшие десятилетия, что потребовало развития методов и средств моделирования динамики полей термокарстовых озер, которые позволили бы учитывать вклад миллионов малых озер в общий объем запасов метана на обширных территориях Северной Евразии.

В настоящее время в изучении закономерностей распределения озер по размерам используются материалы инвентаризации озер как на планетарном [4], так и на региональном [5,6] уровнях, основанные на результатах дистанционных измерений площадей и численности озер по спутниковым снимкам среднего пространственного разрешения Landsat (разрешение 30 м). Однако на этих снимках не видны озера малых размеров (менее 0,2-0,5 га), что вызывает необходимость использовать спутниковые снимки высокого и сверхвысокого разрешения, которые позволили бы получить экспериментальные данные о численности и площадях малых озер. Для прогноза динамики термокарстовых озер в условиях продолжающегося глобального потепления в [5] предложена геоимитационная модель, основанная на данных дистанционных измерений численности и площадей озер по снимкам Landsat. В разработанной модели пространственная структура полей озер представляется совокупностью случайных окружностей, координаты центров которых, согласно экспериментальным данным, распределены по закону равномерной плотности, а площади окружностей - по экспоненциальному закону. Однако эта модель не учитывает малые озера, обладающие повышенной концентрацией метана в озерной воде, но не обнаруживаемые на снимках Landsat и поэтому не учитываемые в модели в рамках экспоненциального распределения озер по размерам.

В связи с необходимостью учета в модели пространственных свойств малых озер проведены исследования распределения озер в криолитозоне Западной Сибири с использованием космических снимков сверхвысокого разрешения Ресурс-П, QuickBird и GeoEye-1 (разрешение 0,6 м) в сочетании со снимками Landsat-8. Обработка космических снимков, проведенная с использованием стандартных средств геоинформационной системы ArcGIS 10.3, была направлена на получение данных о численности и площадях озер с существенно различающимися размерами с целью построения гистограммы распределения озер в очень широком диапазоне их размеров. Построение такой гистограммы распределения площадей озер в чрезвычайно широком диапазоне изменения их размеров (от единиц м<sup>2</sup> до сотен км<sup>2</sup>) по спутниковым снимкам осуществлено по методике, изложенной в нашей работе [7], в которой предложена 3-х этапная процедура построения гистограммы на основе интеграции спутниковых данных о площадях и численности озер. Такая гистограмма является результатом синтеза двух исходных гистограмм распределения озер, получаемых раздельно по снимкам сверхвысокого и среднего разрешения.

В связи с необходимостью построения единой гистограммы распределения площадей озер на основе синтеза (объединения) двух исходных гистограмм распределения озер было предложено для построения гистограмм выбирать частичные интервалы с неравномерным шагом (по логарифмическому закону), а именно: 5-10 м<sup>2</sup>, 10-20 м<sup>2</sup>, 20-50 м<sup>2</sup>, 50-100 м<sup>2</sup> и т.д. до 200 км<sup>2</sup>, что позволяет представить данные о распределении озер по интервалам их размеров достаточно компактно в очень широком диапазоне изменений площадей озер. В результате на основе интеграции данных из спутниковых снимков разного разрешения получена единая синтезированная гистограмма распределения площадей озер в широком диапазоне их размеров с учетом как больших, так и малых озер. График синтезированной гистограммы распределения озер по их размеру в широком диапазоне размеров озер (от 5 до  $2 \times 10^8$  м<sup>2</sup>) в Западной Сибири представлен на рис. 1 (кривая 1), где для сравнения приведен график эмпирической гистограммы распределения озер (рис. 3, кривая 2) в Швеции, по данным [3], которая учитывает лишь большие озера с размерами более 104 м<sup>2</sup>.

Важнейшим достоинством и новизной полученной нами гистограммы для Западной Сибири является учет малых озер в интервале площадей, что позволяет изучить особенности распределения озер малых размеров. Как видно из рис. 1, в диапазоне размеров малых озер наблюдается значительно большее отклонение от степенного закона, что может проявляться в виде завышения численности озер, например, в интервале площадей 10 - 100 м<sup>2</sup>, более чем на 2-3 порядка. Поэтому оценки запасов метана в малых озерах планеты при обычно используемом для этих целей степенном законе их распределения по размерам будут значительно завышенными. Иллюстрацией завышения численности малых озер (и соответственно объе-



**Рис. 1.** График гистограммы распределения озер по размерам на территории криолитозоны Западной Сибири (1) в сравнении с аналогичной гистограммой для Швеции (2). Линии степенной аппроксимации гистограмм обозначены: 3 – для Западной Сибири, 4 – для Швеции.

мов эмиссии метана) является работа [2], в которой для расчета числа малых озер ввиду отсутствия экспериментальных данных был использован степенной закон распределения их размеров.

Показано, что синтезированная нами гистограмма распределения озер по размерам по данным для Западной Сибири в соответствии с критерием Пирсона согласуется с логнормальным законом с вероятностью 0,99. Плотность вероятности для логнормального закона распределения площади озер ( $s$ ) определяется уравнением:

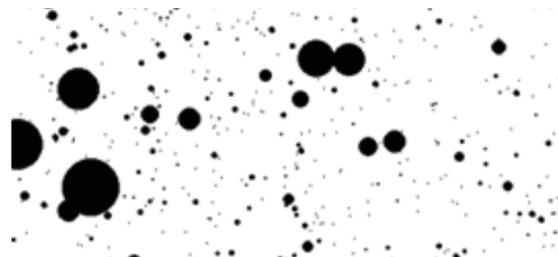
$$f(s) = \frac{1}{\sqrt{2\pi} s \sigma} \exp\left(-\frac{(\ln s - \mu)^2}{2\sigma^2}\right), \quad (1)$$

где  $\mu$  – математическое ожидание,  $\sigma$  – среднеквадратическое отклонение.

Для иллюстрации на рис. 2 приведен результат моделирования в виде фрагмента смоделированного изображения поля термокарстовых озер, характерного для зоны мерзлоты на территории Западной Сибири. При моделировании заданы следующие значения: число модельных озер – 3000, величины математического ожидания и дисперсии (в соответствии с экспериментальными данными) – 6,88 и 3,42 соответственно.

**Рис. 2.** Результат моделирования поля термокарстовых озер с логнормальным законом распределения площадей.

Полученные результаты могут быть использованы для получения прогнозов динамики полей термокарстовых озер криолитозоны Северной Евразии на ближайшие десятилетия в контексте решений климатического саммита (Париж, 2015).



#### Литература:

1. Pokrovsky O.S., Shirokova L.S., Kirpotin S.N., Audry S., Viers J., Dupre B. Effect of permafrost thawing on the organic carbon and metal speciation in thermokarst lakes of Western Siberia // *Biogeosciences*, 2011. Vol. 8. - pp. 565-583.
2. Holgerson M.A., Raymond P.A. Large contribution to inland water CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> emissions from very small ponds // *Nature Geoscience Letters*, 2016. Vol. 9. - pp. 222-226.
3. Cael B.B., Seekell D.A. The size-distribution of Earth's lakes. *Sci. Rep.* 2016. No. 6: 29633.
4. Verpoorter C., Kutser T., Seekell D.A., Tranvik, L.J. A global inventory of lakes based on high resolution satellite imagery. *Geophys. Res. Lett.*, 2014. Vol. 41. - pp. 1-7.
5. Polishchuk V.Y., Polishchuk Y. Modeling of thermokarst lake dynamics in West-Siberian permafrost. Chapter 6 // In Book: *Permafrost: Distribution, Composition and Impacts on Infrastructure and Ecosystems* (Edited by O. Pokrovsky), New York: Nova Science Publishers, 2014. - pp. 205-234.
6. Polishchuk Y.M., Bogdanov A.N., Polishchuk V.Y., Manasyrov R.M., Shirokova L.S., Kirpotin S.N. and Pokrovsky O.S. Size distribution, surface coverage, water, carbon, and metal storage of thermokarst lakes in the permafrost zone of the Western Siberia lowland // *Water*, 2017. V. 9. Issue 3. - pp. 1-18.
7. Полищук Ю.М., Богданов А.Н., Брыксина Н.А., Полищук В.Ю., Муратов И.Н., Куприянов М.А., Байсалямова О.А., Днепровская В.П. Опыт и результаты дистанционного исследования озер криолитозоны Западной Сибири по космическим снимкам различного разрешения за 50-летний период // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*, 2017. Т. 14. № 6. - С.42-55

# Ecological state evaluation for Lake Glubokoe in Moscow region

<sup>1</sup>Vilimovich E.A., <sup>1</sup>Erina O., <sup>1</sup>Tereshina M.A., <sup>1</sup>Sokolov D.I., <sup>2</sup>Korovchinsky N.M.

<sup>1</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

<sup>2</sup> Severtsov Institute of Ecology and Evolution of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

E-mail: a\_l\_e\_nka@mail.ru, oxana.erina@geogr.msu.ru

This study aims to assess the trophic state of a small lake in modern climatic conditions using numerical modelling method.

Temperate Glubokoe Lake, situated in western part of Moscow region, Russia, was chosen as the study object. It is a small (maximum length 1.2 km, width 0.8 km), but deep (up to 32 m) dimictic lake, classified in publications as mesotrophic.

Russia's oldest biological station is located on the shore of the lake, with records on zooplankton dynamics starting from 1896. Hydrological and hydrochemical observations were mostly conducted in first half of 20th century and are only occasional in later years. That makes it impossible to consider natural conditions for lake production and estimate their variability in the modern period based on existing data.

Numerical modelling method applied here solves the problem of data absence. MyLake model, introduced at Norwegian Institute for Water Research in 2004, was selected as a research tool. It is a one-dimensional thermodynamical model written in Matlab with timestep of 1 day and vertical resolution of 1 m. It calculates vertical distribution of water temperature, phosphorus and phytoplankton (based on chlorophyll concentration). Input parameters are lake's bathymetric curve, daily timeseries of meteorological elements (air temperature, precipitation, relative humidity, atmospheric pressure and wind speed), initial profiles of water temperature, total and mineral phosphorus, and chlorophyll-a. Mozhaysk weather station data was used as a source for meteorological information.

Model calibration was conducted on data collected during growing season of 2017 with extensive hydrological observation data. Validation was based on observation data from period of 1991–2015.

After model adaptation via automatic optimization, it was able to accurately describe lake's thermal regime and dynamics of parameters needed for trophic state evaluation – mineral phosphorus and chlorophyll concentrations.

Lake Glubokoe's trophic state dynamics, based on average summer chlorophyll concentration in surface layer, was reviewed from model simulation of its hydroecological regime over 1991–2015. Mean trophic level over this period was determined as  $\beta$ -mesotrophic, reaching  $\alpha$ -eutrophic in periods of intensive algal development. These estimates correlate well with observations on zooplankton dynamics in the lake.

## Оценка современного гидроэкологического состояния озера Глубокое (Московская область)

<sup>1</sup>Вилимович Е.А., <sup>1</sup>Ерина О.Н., <sup>1</sup>Терешина М.А., <sup>1</sup>Соколов Д.И., <sup>2</sup>Коровчинский Н.М.

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

<sup>2</sup> Институт проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова РАН, Москва, Россия

E-mail: a\_l\_e\_nka@mail.ru, oxana.erina@geogr.msu.ru

При постоянном сокращении сети гидрохимического и гидробиологического мониторинга на водных объектах, а также из-за недостаточной частоты наблюдений, натурными методами практически невозможно получить объективные оценки о состоянии водной экосистемы. В таких условиях эффективным методом является гидроэкологическое моделирование – современный инструмент для исследования гидрохимических и гидробиологических характеристик водоемов, а также для дальнейшего прогнозирования трансформаций водной экосистемы вследствие изменения климата или антропогенной нагрузки. При этом в настоящее время практически невозможно разделение воздействия природных факторов, обуславливающих изменение трофности озер, от техногенных, так как процент водных объектов, чьи экосистемы не были трансформированы в результате человеческой деятельности, невелик и продолжает стремительно уменьшаться.

В качестве объекта исследования выбрано озеро Глубокое, расположенное в Рузском районе Московской области, на территории одноименного государственного заказника. Объект был выбран из-за наличия многолетних наблюдений за температурой воды (с 1991 года), а также в связи с малой антропо-

генной нарушенностью водосборной территории, что крайне редко встречается в Московском регионе в настоящее время. В 2017 году на полигоне были проведены собственные наблюдения за динамикой гидрологических, гидрохимических и гидробиологических характеристик, которые помогли охарактеризовать условия вегетационного периода данного водоема в современный период, получить данные о вертикальных распределениях и сезонной динамике температуры воды, содержания растворенного кислорода, соединений азота и фосфора, хлорофилла а и др.

Максимальная длина озера составляет 1200 м, ширина – 850 м, максимальная глубина достигает 32 метров, средняя глубина – 9,3 м. Площадь зеркала составляет 593 тыс. м<sup>2</sup>, объем – около 5,5 млн м<sup>3</sup>, длина береговой линии – 3414 м. Вода в озеро поступает преимущественно из болот и канав, осадки составляют 74% от общего питания [2].

По термодинамическому режиму оз. Глубокое можно отнести к димиктическому типу. Озеро не имеет притоков, характеризуется малой минерализацией воды и невысокой биологической продуктивностью [3].

В качестве инструмента исследования в настоящей работе использовала модель MyLake, разработанная сотрудниками Норвежского института водных исследований (NIVA) в 2004 году. Это одномерная термодинамическая модель, временной шаг которой составляет 1 сутки, а расчётный шаг по глубине – 1 метр. MyLake воспроизводит вертикальное распределение температуры воды, динамику соединений фосфора и фитопланктона (по концентрации хлорофилла) [1].

Моделирование температурного профиля в модели MyLake основано на комплексе, объединяющем 2 подхода: первый основан на уравнении диффузии, второй – на энергетическом балансе. Для расчета распределения растворенных и взвешенных веществ использовалось уравнение адвекции-диффузии. Динамика фитопланктона рассчитывалась по классической схеме зависимости скорости роста фитопланктона от концентрации биогенных веществ, температуры воды и солнечной радиации. Удельная скорость роста фитопланктона рассчитывалась по уравнению Моно, а скорость убыли – по уравнению химической кинетики первого порядка с учетом температуры воды.

Входными данными для модели являются: батиграфическая кривая оз. Глубокое, ежесуточные ряды метеорологических характеристик (температура воздуха, количество осадков, относительная влажность, давление и скорость ветра), начальное вертикальное распределение температуры воды, содержания валового и минерального фосфора, хлорофилла а. В качестве метеорологических характеристик использовались данные наблюдений метеостанции Можайск.

Калибровочный расчет проводился для вегетационного периода 2017 года, наиболее обеспеченного материалами наблюдений за последние 50 лет, что позволило провести на основе этого материала подробную калибровку и оптимизацию параметров модели. Верификационный расчет проводился для периода с 1991 по 2015 гг. на основе данных наблюдений за температурой воды, проводимых сотрудниками станции на оз. Глубокое.

Выбор перечня калибровочных параметров для модели MyLake был основан на рекомендациях разработчиков, а также работами, посвященными анализу чувствительности результатов моделирования к изменению калибровочных параметров [4-5]. Оптимизация параметров модели проводилась автоматически с помощью функции modFit, реализованной в пакете FME [6] в программной среде R. Используемый метод оптимизации – алгоритм Нелдера-Мида по поиску локального экстремума (минимума) функции [7]. В качестве критерия оптимизации использовалось значение среднеквадратической ошибки RMSE.

Для оценки качества полученных результатов моделирования после калибровки и при верификации использовались средняя абсолютная ошибка (MAE), среднеквадратическая ошибка (RMSE) и индекс Тейла [8], который широко применяется в экологическом моделировании (качество моделирования считается удовлетворительным при значении индекса менее 0,4).

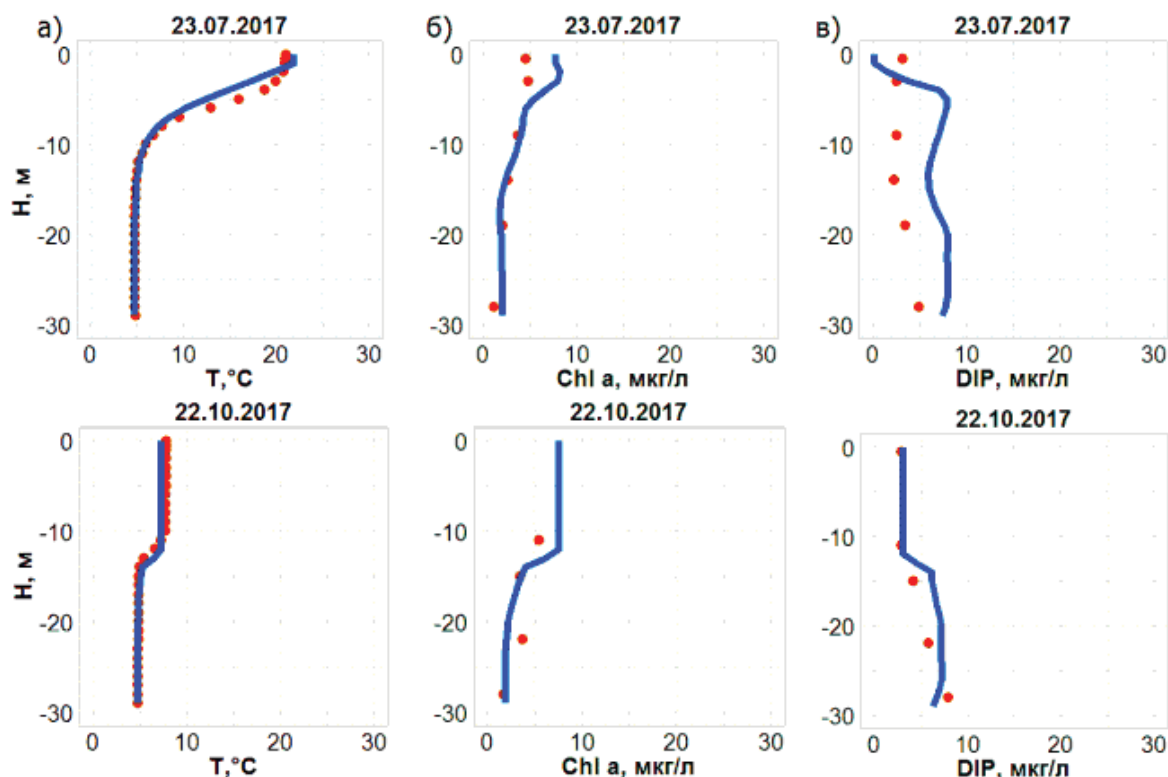
В результате процедуры оптимизации было получено несколько наборов параметров, для дальнейших расчетов был принят тот из них, при котором достигалось не только минимальное значение среднеквадратической ошибки, но и наилучшее воспроизведение вертикального распределения температуры, содержания хлорофилла а и растворенного минерального фосфора (DIP) в озере. Полученные количественные значения статистических критериев свидетельствуют о высоком качестве моделирования гидроэкологического состояния озера (таблица 1).

**Таблица 1.** Статистические критерии качества модельного расчета температуры, содержания хлорофилла а и растворенного минерального фосфора в оз. Глубокое в 2017 году.

Параметр	T, °C			Chl, мкг/л			DIP, мкг/л		
	RMSE	MAE	T	RMSE	MAE	T	RMSE	MAE	T
Значение	1,00	-0,34	0,02	1,83	0,10	0,02	3,62	0,43	0,06
Длина ряда, n	403	66	68						



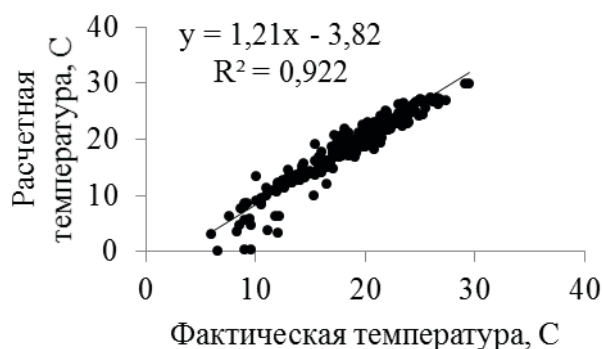
На рисунке 1 (а) видно, что моделью хорошо воспроизводится термическая структура озера и ее трансформация в течение вегетационного периода: прогрев эпилимниона, формирование и заглужение термоклина, а также осеннее выхолаживание водной толщи. Вертикальное распределение температуры в летний период является важнейшей основой для развития химико-биологических процессов, поэтому высокое качество моделирования термического режима необходимо для исследования гидроэкологического состояния водоемов.



**Рис. 1.** Вертикальное распределение а) температуры воды, б) содержания хлорофилла а, в) растворенного минерального фосфора в оз. Глубокое в вегетационный период 2017 года по данным наблюдений (точки) и результатам моделирования (линии).

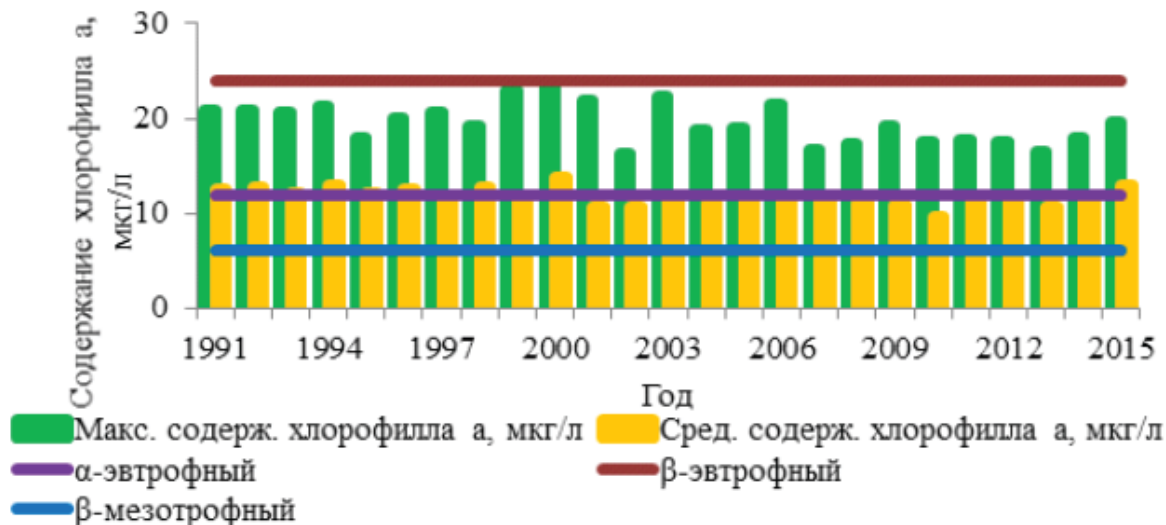
В результате калибровки параметров для содержания хлорофилла а тоже была достигнута существенная сходимость модельных результатов с данными наблюдений, в большинстве случаев расчетные эпюры повторяют фактические (рис. 1, б). При оценке качества расчета следует также учитывать, что при низком диапазоне содержания фотосинтетических пигментов погрешность спектрофотометрического метода определения хлорофилла а составляет 10%, а при концентрациях менее 1 мкг/л – 20%. При этом величина среднеквадратической ошибки расчета концентрации хлорофилла а составляет 1,83 мкг/л, а индекс Тейла – 0,024, поэтому результат можно считать хорошим.

Хуже всего моделью воспроизводится динамика соединений минерального фосфора. Вероятная причина возникающих погрешностей – отсутствие данных о поступлении фосфора с боковым притоком в озеро. Вследствие выедания фосфатов фитопланктоном его содержание у поверхности близко к нулю (рисунок 1, в), тогда как по данным наблюдений этого не происходит. Однако, как и в случае с хлорофиллом, стоит учитывать, что погрешность лабораторной методики определения фосфатов в воде составляет 5%, а нижний предел чувствительности – 5 мкг/л, при этом в части отобранных и проанализированных проб измеренные концентрации составляли менее данного предела, ввиду чего они не являются достоверными. В целом, можно считать, что модель удовлетворительно воспроизводит динамику распределения фосфора – величина RMSE = 3,62 мкг/л, индекс Тейла равен 0,061.



**Рис.2.** График связи расчетной и наблюдаемой температуры воды в поверхностном слое озера Глубокое за период 1991-2015 гг (n=262).

По результатам моделирования гидроэкологического режима оз. Глубокое с 1991 по 2015 гг. была рассмотрена динамика трофического статуса водоема, который определялся по средней за летний период концентрации хлорофилла а в поверхностном слое воды. Среднее содержание хлорофилла а в озере с июня по август за последние 35 лет составляет 11,7 мкг/л, что позволяет по классификации Китаева [9] отнести водоем к  $\beta$ -мезотрофному типу. При этом максимальные значения в летние месяцы колеблются от 16,3 до 23,3 мкг/л, в среднем составляя 19,5 мкг/л, что говорит о  $\alpha$ -эвтрофном типе. Наблюдается тенденция к эвтрофированию озера (рис. 3).



**Рис.3.** Максимальное и среднее содержание хлорофилла а (в мкг/л) в поверхностном слое оз. Глубокое в летние месяцы за период с 1991 по 2015 гг.

В результате настоящей работы при помощи метода математического моделирования были получены данные о гидроэкологическом состоянии озера Глубокое в современный период. Адаптация, автоматическая оптимизация параметров модели, а также ее верификация позволили добиться высокого качества воспроизведения термического режима озера, а также режима основных показателей, по которым проводится оценка трофического статуса водоемов – динамики содержания минерального фосфора в воде и концентрации хлорофилла. Согласно полученным оценкам трофический статус озера в среднем за период с 1991 по 2015 гг. был оценен как  $\beta$ -мезотрофный, в периоды максимальной интенсивности развития водорослей переходящий в  $\alpha$ -эвтрофный. Полученные оценки совпадают с данными о динамике сообщества зоопланктона в озере.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект 18-35-00691 мол а.*

#### Литература:

1. Saloranta, T.M., Andersen, T MyLake (v.1.1): Technical model documentation and user`s guide for version 1.1. // Norwegian Institute for Water Research, 2004. 44 p.
2. Муравейский С.Д. Морфометрия Глубокого озера. Труды Лимнол. Станции в Косине. Вып. 13-14, 1931. С. 29-46.
3. Щербаков А.П. Озеро Глубокое. М.: Издательство "Наука", 1967. 380 с.
4. Tuoto M. Saloranta, Tom Andersen. MyLake - A multi-year lake simulation model code suitable for uncertainty and sensitivity analysis simulations // Ecological modelling, Vol. 207, 2004. Pp. 45–60.
5. Hondzo, M., Stefan, H.G. Lake water temperature simulation model. J. Hydraulic Eng. Vol.119, 1993. Pp.1251–1273.
6. Soetaert, K., Petzoldt, T. Inverse Modelling, Sensitivity and Monte Carlo Analysis in R Using Package FME // Journal of Statistical Software, №33(3), 2010. Pp. 1-28.
7. Duggan, J. System dynamics modeling with R // Lecture Notes in Social Networks, 2016. 176 p.
8. Гидрологический режим водохранилищ Подмосковья (наблюдения, диагноз, прогноз). М.: Издательство "Перо", 2015. 286 с.
9. Китаев С.П. Основы лимнологии для гидробиологов и ихтиологов. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007. 395 с.

# Analysis of the surface wetness changes in mires in the south of West Siberia during the Little Ice Age (550–50 cal yr BP)

Kurina I.V., Blyakharchuk T.A.

Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia  
E-mail: irina.kuryina@yandex.ru; blyakharchuk@mail.ru

In this study the peat deposits of different mires are investigated using different paleoecological proxies to reconstruct the paleohydrology of the mires. The goal of our research is to compare the variations in surface wetness of mires during the Little Ice Age (LIA) in the area of the south of Western Siberia, including southern taiga, forest-steppe and mountain regions, and to consider our results on the background of the previously obtained paleoclimatic reconstructions of the study area.

We analyzed the data on the paleohydrology of peat deposits in six mires located in the southern taiga subzone, forest-steppe and in the mountains of the Western Sayans in the area of the south of West Siberia. At different sites we used pollen analysis, testate amoebae data or the degree of peat humification to reconstruct paleohydrology. Based on testate amoebae data, a quantitative reconstruction of the depth to water table has been calculated. Data on the degree of peat humification, with the exception of one mire from forest-steppe zone, were normalized relative to the mean value for each type of peat in the peat core. Pollen data allowed reconstructing the mean annual precipitation by the Klimanov method and the Bukreeva method. The radiocarbon dates for the investigated objects were calibrated in the BACON program and were presented in the number system – Before Present (from 1950 back). Our results of reconstructions in mires with previously published paleoclimatic reconstructions were compared. In our work, we used only objects with high time resolution of the samples allowed us to analyze the environmental conditions in the LIA.

As a result we have shown that in mires from southern taiga the increase of surface wetness was observed 600–400 cal yr BP, followed by drying 300–200 cal yr BP. On the contrary, in the mire from forest-steppe zone there was low surface wetness 500–400 cal yr BP, changed by increasing of surface wetness 400–300 cal yr BP and then short drying 300 cal yr BP. As for the mire from Western Sayan mountains region there was observed an increase of surface wetness 500–400 cal yr BP and drying after it 300–200 cal yr BP, as well as in the mires from the southern taiga region.

So, during the Little Ice Age, the cooling climate was noted on the territory of the entire globe. At the same time, the data on the climate humidity in this period are very contradictory. On the one hand, the dynamics of the surface wetness in the mires in the south of West Siberia and, most likely, the humidity of the regional climate varied in the local regions of the study area. On the other hand, the surface wetness of the mires, as well as the climate humidity, changed during the LIA; in studies with a higher time resolution, a series of short-term increases and decreases in the surface wetness of the mires were revealed. To clarify the possible causes and patterns of these changes, more of natural archives should be investigated (at least four to five for the local region under study), preferably with a higher time resolution of paleoecological reconstruction (no more than 50 years per sample).

## Анализ уровня обводненности болот на юге Западной Сибири в течение Малого Ледникового периода (550–50 л.н.)

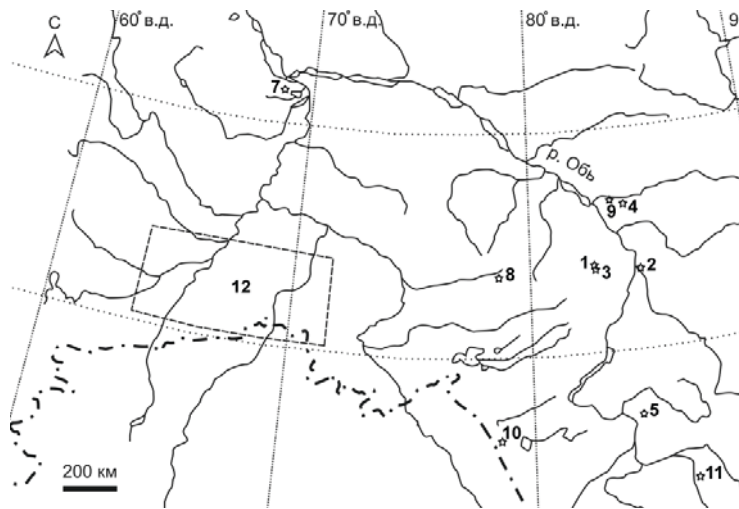
Курьина И.В., Бляхарчук Т.А.

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия  
E-mail: irina.kuryina@yandex.ru; blyakharchuk@mail.ru

Современные колебания климата, заметные для каждого человека, заставляют задуматься о причинах и механизмах этих колебаний и сопоставить их с климатическими колебаниями недавнего прошлого. Ряды метеорологических наблюдений позволяют проследить изменения климатических характеристик в течение последнего столетия, в лучшем случае, двухсот лет – на отдельных метеостанциях. Для более длительных временных периодов могут быть использованы результаты палеоклиматических и палеоэкологических реконструкций по разным природным архивам (преимущественно, озерным и торфяным болотным отложениям). В последнем тысячелетии голоцена выделяются не-

сколько ярких ключевых периодов, характеризующихся относительно контрастными климатическими условиями. Среди них Малый Ледниковый период (МЛП) наиболее близок к современности (550-50 лет назад в системе счисления от 1950 года) [1]. Основной чертой МЛП является похолодание, установленное в разных точках земного шара, преимущественно в северном полушарии, как более исследованном [1, 2]. Если с точки зрения температурной характеристики климата это был холодный период, то в отношении увлажненности климата данные варьируют [3-5]. Похолодание климата зафиксировано и в палеоэкологических летописях для юга Западной Сибири [2]. Однако наибольший интерес для нас представляют данные по увлажненности климата в этот период. Территория юга Западной Сибири охватывает разные широтные ландшафтно-климатические зоны и подзоны: южнотаежную, подтаежную, лесостепную, степную, включая и горные районы. Основными природными архивами палеоклиматических данных на этой территории являются озерные и торфяные отложения. Об увлажненности регионального климата мы можем судить на основе данных об уровне обводненности болот, исходя из того, что синхронные однонаправленные изменения обводненности на разных болотах одного региона, наиболее вероятно, вызваны действием колебаний регионального климата [6]. Целью нашего исследования является сравнение вариаций уровня обводненности болот в Малом Ледниковом периоде в зонах южной тайги, лесостепи и горных районов на юге Западной Сибири и сопоставление с результатами ранее полученных палеоклиматических реконструкций изучаемой территории.

Нами проанализированы данные по палеогидрологии торфяных отложений шести болот, расположенных в южнотаежной подзоне, лесостепи и в горах Западных Саян на юге Западной Сибири (рис. 11-6). На разных объектах данные по палеогидрологии получены при помощи спорово-пыльцевого метода, анализа раковинных амеб и степени гумификации торфа (рис. 2). На основе данных по раковинным амебам проведена количественная реконструкция глубины уровня болотных вод [7-10]. Данные по степени гумификации, за исключением [11], нормированы относительно среднего значения для каждого вида торфа по методике, предложенной в [7], и отражают поверхностную влажность на болоте. Спорово-пыльцевые данные позволили реконструировать среднегодовое количество осадков методом Климанова в [12] и Букреевой в [9]. Данные углеродного датирования для исследованных объектов откалиброваны в программе BACON [13] и представлены в системе счисления – лет назад от 1950 года. Проведено сравнение результатов реконструкций на болотах с полученными ранее реконструкциями в торфяных и озерных отложениях [4, 14-16] (рис. 17-12). В нашей работе мы использовали только те объекты, в которых временное разрешение проб позволило проанализировать условия природной среды в течение МЛП.



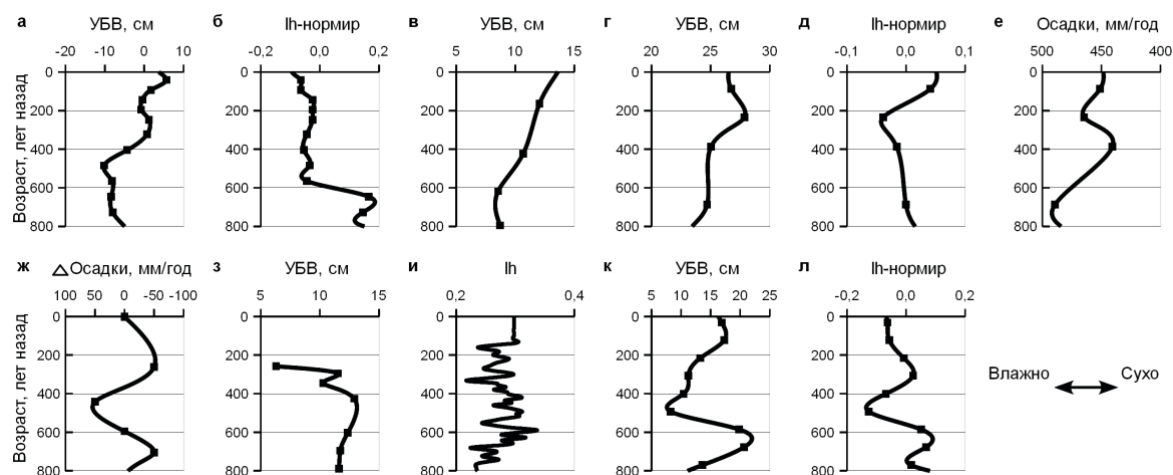
**Рисунок 1.** Географическое расположение точек исследований на карте юга Западной Сибири: штрих-пунктирной линией обозначена граница РФ; 1 – мочажина грядово-мочажинного комплекса Бакчарского болотного массива; 2 – болото Тёмное; 3 – болото Круглое; 4 – болото Петропавловское; 5 – болото Долгонькое; 6 – болото Безрыбное; 7 – болото Мухрино [4]; 8 – торфяная колонка SIB04 [14]; 9 – торфяная колонка SIB06 [14]; 10 – озеро Большое Яровое [16]; 11 – озеро Манжерок [Бляхарчук, неопubl.]; 12 – серия разрезов на Тобол-Ишимском междуречье в пунктирной рамке [15]

Результаты сопоставления уровня обводненности трех болот южнотаежной подзоны (рис. 2 а-д), а также палеоосадков по данным двух болот (рис. 2 е, ж) показали, что, в целом, 600-400 л.н. прослеживалось повышение поверхностной влажности болот, за которым 300-200 л.н. последовало обсыхание. Важно отметить, что данные реконструкции разными методами и на разных объектах несколько различаются. Относительно низкое временное разрешение полученных реконструкций (70-160 лет) позволяет нам на данном этапе судить лишь об общих тенденциях изменения уровня обводненности болот в МЛП.

Данные палеогидрологической реконструкции на болоте Долгоньком, расположенном гораздо южнее в зоне лесостепи (рис. 1,з), свидетельствуют об относительно низкой обводненности болота 500-400 л.н., которая затем возросла 400-300 л.н. (рис. 2з); 300 л.н. наблюдалось обсыхание поверхности болота (рис. 2 з,и). Данные по степени гумификации с более высоким разрешением отражают серию кратковременных (20-50 лет) изменений поверхностной влажности болота в МЛП (рис. 2 и).

Анализ реконструкции поверхностной влажности на болоте Безрыбное, находящемся в горах Западных Саян (рис. 1б), выявил период повышения обводненности 500-400 л.н., который затем сменился постепенным обсыханием поверхности болота 300-200 л.н. (рис. 2 к, л).





**Рисунок 2.** Динамика уровня обводненности болот на юге Западной Сибири в течение последних 800 лет, реконструированная по данным разных палеоэкологических методов: УБВ – уровень болотных вод ниже поверхности болота; Ih, Ih-нормир – степень гумификации торфа; а, б – мочажина грядово-мочажинного комплекса Бакчарского болотного массива [7]; в – болото Темное, торфяная колонка Т-16; г, д, е – болото Круглое [9]; ж – болото Петропавловское [12]; з, и – болото Долгонькое [8, 11]; к, л – болото Безрыбное [10]

Выявленные результаты показали, что уровень обводненности на болотах юга таежной зоны менялся сходным образом и это подтверждается данными разных методов, представляющих реконструкцию гидрологических условий среды, что позволяет нам предполагать, что они вызваны воздействием колебаний влажности регионального климата. Эти данные согласуются с результатами реконструкции поверхностной влажности болота среднетаежной подзоны Западной Сибири [4] (рис. 1<sub>7</sub>), где 500 л.н. выявлено повышение уровня обводненности болота, а затем ее снижение с максимальным обсыханием 300-250 л.н. Сходная динамика поверхностной влажности наблюдалась и на двух болотах в подтайге (рис. 18) и южной тайге [14] (рис. 1<sub>9</sub>), хотя на последнем тенденция к обсыханию наметилась немного раньше, 400-300 л.н., а затем вновь произошло обводнение 300-200 л.н.

Динамика уровня обводненности на болоте Долгоньком в лесостепи отличается от южнотаежных болот в МЛП. В то же время, в [15] отмечено увеличение увлажненности климата в подтаежной подзоне 700-500 л.н., в отличие от зоны лесостепи в пределах изучаемого региона Тобол-Ишимского междуречья (рис. 1<sub>12</sub>); в последующий период 500-300 л.н. различия по увлажненности сгладились, а в течение последних 300 лет наблюдалась общая тенденция повышения количества осадков на фоне умеренно теплых условий [15].

Результаты спорово-пыльцевого анализа отложений Большого Ярового озера в степной зоне в междуречье Оби и Иртыша [16] (рис. 1<sub>10</sub>) свидетельствуют об увеличении роли таежного биома в МЛП, по сравнению с биомами степи и пустынных территорий, что указывает на повышение увлажненности климата, в то же время по данным диатомового анализа этого озера выявлено его кратковременное иссушение в конце МЛП [16]. Изучение палеоспектров спор и пыльцы в отложениях озера Манжерок, расположенного южнее, в лесном поясе предгорий Алтая [Бляхарчук, неопубл.] (рис. 1<sub>11</sub>), показало, что в МЛП увеличивается содержание пыльцы *Betula* и *Artemisia*, что отражает распространение лесостепных ландшафтов и более сухие условия климата. Между тем, на болоте Безрыбном, находящемся в лесном поясе гор Западных Саян, динамика его уровня обводненности в МЛП оказалась сходной с динамикой обводненности южнотаежных болот и отличалась от таковой для лесостепного болота Долгонького.

Итак, в Малый Ледниковый период похолодание отмечено на территории всего земного шара. В то же время, данные по увлажненности климата в этот период очень противоречивы. С одной стороны, динамика уровня обводненности болот на юге Западной Сибири и, наиболее вероятно, увлажненность климата варьировали в отдельных локальных регионах данной территории. С другой стороны, уровень обводненности болот, как и увлажненность климата, изменялись в течение МЛП; в исследованиях с более высоким временным разрешением выявлены серии кратковременных повышений и понижений поверхностной влажности болот. Для выяснения возможных причин и закономерностей этих изменений требуется увеличение количества исследованных природных архивов (не менее четырех-пяти для изучаемого локального региона), желательно с более высоким временным разрешением палеоэкологических реконструкций (не более 50 лет).

**Литература:**

1. IPCC, 2007. *Climate change 2007: the physical science basis* // Solomon S., Qin D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averyt K.B., Tignor M., Miller H.L. (Eds.) *Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, United Kingdom and New York: Cambridge University Press.
2. Жилина Т.Н. *Западная Сибирь в малый ледниковый период (1550 – 1850 гг.): природа и русская колонизация*. Томск: Том. гос. ун-т, 2009. 180 с.
3. Chen J., Chen F., Feng S., Huang W., Liu J., Zhou A. *Hydroclimatic changes in China and surroundings during the Medieval Climate Anomaly and Little Ice Age: spatial patterns and possible mechanisms* // *Quaternary Science Reviews*. 2015. Vol. 107. P. 98–111.
4. Lamentowicz M., Slowinski M., Marcisz K., Zielinska M., Kaliszczak K., Lapshina E., Gilbert D., Butler A., Fialkiewicz-Koziel B., Jassey V.E.J., Laggoun-Defarge F., Kolaczek P. *Hydrological dynamics and fire history of the last 1300 years in western Siberia reconstructed from a high-resolution, ombrotrophic peat archive* // *Quaternary Research*. 2015. Vol. 84(3). P. 312–325.
5. Shiller J.A., Finkelstein S.A., Cowling S.A. *Relative importance of climatic and autogenic controls on Holocene carbon accumulation in a temperate bog in southern Ontario, Canada* // *The Holocene*. 2014. Vol. 24(9). P. 1105–1116.
6. Lavoie M., Pellerin S., Larocque M. *Examining the role of allogenic and autogenic factors in the long-term dynamics of a temperate headwater peatland (southern Québec, Canada)* // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2013. Vol. 386. P. 336–348.
7. Курьина И.В., Веретенникова Е.Э. *Воздействие климатических изменений на развитие глядово-мочажинного болотного комплекса в голоцене* // *Известия РАН. Серия географическая*. 2015. № 2. С. 74–87.
8. Kurina I.V., Blyakharchuk T.A. *Testate amoebae analysis in the peat deposits of the swamp Dolgon'koye in the south of Western Siberia and peatland paleohydrology for last 3150 years* // *Материалы Пятого международного полевого симпозиума «Западно-Сибирские торфяники и цикл углерода: прошлое и настоящее»*. 2017. С. 106–108.
9. Курьина И.В., Бляхарчук Т.А. *Вариации влажности климата в среднем и позднем голоцене по данным палеоэкологических исследований болот южной тайги Западной Сибири* // *Материалы Второй международной научной конференции «Климатология и гляциология Сибири»*. Томск: Том. гос. ун-т, 2015. С. 247–249.
10. Kurina I.V., Blyakharchuk T.A. *Rhizopod analysis in the peat-lake sediments of the mountain mire "Bezrybnoe" in the south of middle Siberia* // *Proceedings of the Moscow International Forum "Protist-2016"*. *Protistology*. 2016. Vol. 10. № 2. P. 39.
11. Бляхарчук Т.А., Бляхарчук П.А. *Динамика степени гумификации торфа как отражение климатической вариабельности позднего голоцена* // *Материалы российской конференции с международным участием «Регионы нового освоения: Современное состояние природных комплексов и вопросы их охраны»*. Хабаровск: ИВЭП ДВО РАН, 2015. С. 126–128.
12. Бляхарчук Т.А. *Новые палеопалинологические данные о динамике растительного покрова и климата Западной Сибири и прилегающих территорий в голоцене*. Новосибирск: Академическое изд-во «ГЕО», 2012. 139 с.
13. Blaauw M., Christen J.A. *Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process* // *Bayesian Analysis*. 2011. 6. P. 457–474.
14. Willis K.S., Beilman D., Booth R.K., Amesbury M., Holmquist J., MacDonald G. *Peatland paleohydrology in the southern West Siberian Lowlands: Comparison of multiple testate amoeba transfer functions, sites, and Sphagnum  $\delta^{13}C$  values* // *The Holocene*. 2015. Vol. 25(9). P. 1425–1436.
15. Zakh V.A., Ryabogina N.E., Chlachula J. *Climate and environmental dynamics of the mid- to late Holocene settlement in the Tobol-Ishim forest-steppe region, West Siberia* // *Quaternary International*. 2010. 220(1-2). P. 95–101.
16. Rudaya N., Nazarova L., Nourgaliev D., Palagushkina O., Papin D., Frolova L. *Mid-late Holocene environmental history of Kulunda, southern West Siberia: vegetation, climate and humans* // *Quaternary Science Reviews*. 2012. Vol. 48. P. 32–42.

# Temperature effect on the decomposition rate of peat-forming plants under the conditions of the model experiment

<sup>1</sup>Nikonova L.G., <sup>2</sup>Kurganova I.N., <sup>2</sup>Lopes de Gerenyu V.O., <sup>2</sup>Zhmurin V.A., <sup>1</sup>Golovatskaya E.A.

<sup>1</sup> Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia

<sup>2</sup> Institute of Physicochemical and Biological Problems in Soil Science RAS, Pushchino, Russia

E-mail: lili112358@mail.ru, golovatskayaea@gmail.com, vlopes@mail.ru, zhmurin.vasya@mail.ru, <http://www.issp.psn.ru>

The decomposition rate of plant residues in the peat deposit is influenced by biotic and abiotic factors. To quantify the contribution of various factors to the CO<sub>2</sub> losses during plant litter decomposition, a model experiment under given and controlled external conditions are needed. The study was aimed to quantify the effect of temperature on the rate of decomposition of the main peat-forming plants of oligotrophic bogs in the southern taiga subzone of Western Siberia under model experiment conditions.

The decomposition of the plant litter of the *Sph. fuscum*, *C. calyculata* and *E. vaginatum*) at the initial stages of decomposition (3 months) was studied in the incubation experiment at moisture levels corresponding to 60% of the total water capacity and different temperatures (2, 12, 22° C).

It is shown that the dynamics and C(CO<sub>2</sub>) emission rate during the experiment were significantly influenced by all studied factors - temperature and the type of plant litter. The increase in C(CO<sub>2</sub>) emission rate was observed for all plant samples through the initial stages of decomposition. It was caused by a rise of activity of microorganisms-destroyers and the presence of readily available compounds in the plant litter.

The increase in decomposition rate was observed at first at 22° C and after 1-2 weeks at 2° C. In this case, the decline of decomposition activity of plant litter at 2° C occurred much more slowly than at 22° C. During 3 months of the experiment, the *Sph. fuscum* lost only 3-5% of the initial amount of C, mixed samples lost a little bit more - 7-9%, and the C-losses from the *C. calyculata* and *E. vaginatum* varied from 9 to 18% depending on the temperature. Considering the effect of various factors on the total loss of C(CO<sub>2</sub>) during the decomposition of the main peat-forming plants within the given ranges of temperature, among the factors studied, the type of litter is the strongest (61%). The temperature coefficient Q<sub>10</sub> depended on the type of plant litter and varied from 0.97 to 1.3 in the low temperature range 2-12° C and from 1.34 to 2.16 in the temperature range of 12-22° C.

## Влияние температуры на скорость разложения растений-торфообразователей в условиях модельного эксперимента

<sup>1</sup>Никонова Л.Г., <sup>2</sup>Курганова И.Н., <sup>2</sup>Лопес де Гереню В.О., <sup>2</sup>Жмурин В.А. <sup>1</sup>Головацкая Е.А.

<sup>1</sup> Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

<sup>2</sup> Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, Пущино, Россия

E-mail: lili112358@mail.ru, golovatskayaea@gmail.com, vlopes@mail.ru, zhmurin.vasya@mail.ru, <http://www.issp.psn.ru>

Россия занимает одно из первых мест в мире по площади болот. Наиболее высокой заболоченностью отличается территория Западной Сибири. Особенностью болотных экосистем является их способность аккумулировать значительную часть углерода в виде торфяных залежей [1, 2]. В результате изменения климата на территории Западной Сибири может наблюдаться рост температуры и снижение уровня болотных вод (УБВ) и выражаться в ускорении процессов деструкции торфа [3]. Оценка влияния температуры, как наиболее важного абиотического фактора, на скорость разложения растительных остатков в болотных экосистемах требует особого внимания.

**Основная цель** исследования заключалась в количественной оценке влияния температуры на скорость разложения основных растений-торфообразователей олиготрофных болот южно-таежной подзоны Западной Сибири в условиях модельного эксперимента.

### МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДИКИ ИССЛЕДОВАНИЯ

Инкубационные исследования проводились на базе Лаборатории почвенных циклов азота и углерода Института физико-химических и биологических проблем почвы (г. Пущино, Московская область). Объектами исследования послужили основные растения-торфообразователи: листья кустарничка *Chamaedaphne*

*calyculata* Moench., ветошь травянистого растения *Eriophorum vaginatum* L, очес мха *Sphagnum fuscum* Klinggr. Образцы растительного опада отбирали в сентябре 2017 года на территории стационара «Васюганье» (ИМКЭС СО РАН) на олиготрофном болоте «Бакчарское» (Бакчарский район, Томская область, 56° 26' с.ш., 84° 50' в.д.). Кроме отдельных видов растений, был подготовлен смешанный образец из *Sph. fuscum* и *C. Calyculata* в соответствии с долей каждого вида в растительном опаде наиболее типичного фитоценоза на территории болота «Бакчарское»: 60% *Sph. Fuscum* и 40% *C. calyculata*.

Для проведения эксперимента навески растительного материала (1-3 г воздушно-сухой массы) помещали в стеклянные флаконы объемом 110 мл и увлажняли до состояния, соответствующего 60% их полной влагоемкости (ПВ, или водоудерживающей способности). Для увлажнения использовали болотную воду, в которой содержалась нативная микрофлора, характерная для того места, где произрастали растения. Флаконы с увлажненным растительным опадом выдерживали 7 дней при комнатной температуре (прединкубация), а затем помещали в термостаты для последующего непрерывного инкубирования в течение 3 месяцев при температурах: 2, 12 и 22°С. Во время эксперимента влажность поддерживали на заданном уровне путем добавления болотной воды в количестве, необходимом для поддержания постоянной массы исходных навесок. Опыт проводился в 3-х повторностях.

Определение скорости выделения CO<sub>2</sub>, или интенсивности разложения (*DecR*) основных растений-торфообразователей проводили регулярно: 3-5 раз в неделю в течение 1-го месяца эксперимента и 2 раза в неделю - все последующее время. В день проведения замера, флаконы извлекали из термостата, проветривали в течение 10 мин в токе воздуха, герметично закрывали резиновыми крышками и опять помещали в термостат. Спустя 3-4 часа проводили определение концентрации CO<sub>2</sub> с помощью проточного инфракрасного газоанализатора LiCoG-820 (USA). Между замерами флаконы закрывали полиэтиленовыми пленками, которые пропускали углекислый газ, но сдерживали испарение влаги.

В исходных растительных образцах определяли зольность, величину pH в водной и солевой (1M KCl) вытяжках (при соотношении субстрат: раствор = 1:25), гигроскопическую влажность и величину полной влагоемкости (ПВ, %), соответствующую влажности при которой происходило полное насыщение субстрата водой с последующим оттоком гравитационной влаги. В растительных образцах также определяли содержание углерода и азота (N) на автоматическом CHNS-анализаторе (Leco, USA).

Для расчета *DecR* (мкг С/г субстрата/час) использовали формулу [4]:

$$DecR = dC \cdot 12 \cdot V_{\text{флак}} \cdot 1000 / m \cdot 22.4 \cdot t \cdot 100, \quad (1)$$

где *dC* - показания прибора с учетом нулевого значения, объемные %; *V<sub>флак</sub>* - объем флакона, мл; *t* - время инкубации, час; *m* - масса абсолютно сухого субстрата, г.

Влияние температуры оценивали с помощью температурного коэффициента Q<sub>10</sub>, показывающего как изменяется интенсивность разложения субстратов при изменении температуры на 10°С, в соответствии с формулой [5]:

$$Q_{10} = (DecR_2 / DecR_1)^{10 / (T_2 - T_1)}, \quad (2)$$

Величину температурного коэффициента Q<sub>10</sub> в эксперименте определяли для двух температурных интервалов: 2–12° и 12–22°С.

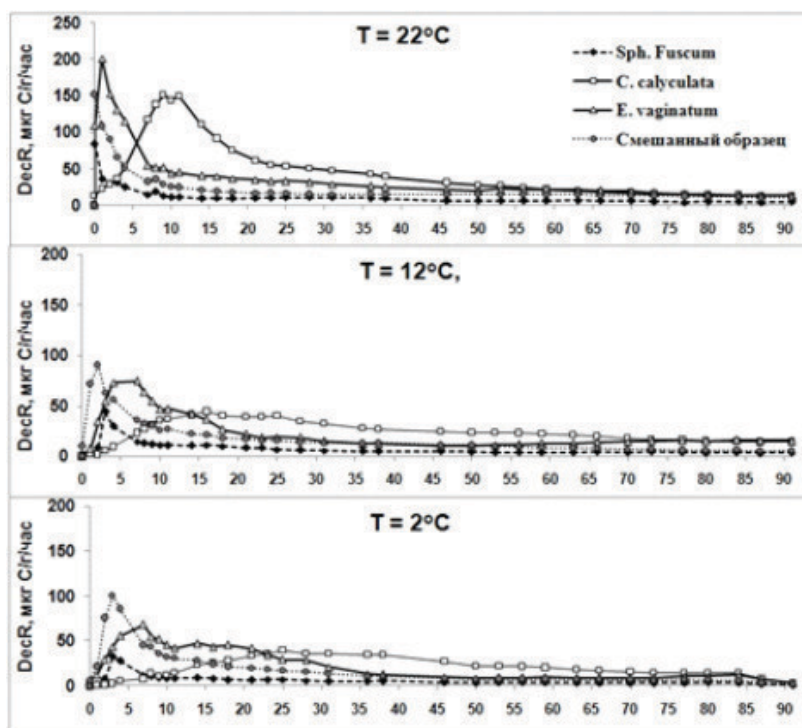


Рис. 1. Динамика скорости выделения С(СО<sub>2</sub>) из различных видов растительного опада при температурах (Т) 22, 12 и 2° С.



Количественная оценка влияния температуры ( $T$ ) и качество субстрата ( $P$ ) на величину  $C_{cum}$  (суммарные потери  $C(CO_2)$  за время всего эксперимента) проводили при помощи двухфакторного дисперсионного анализа (ANOVA) с использованием программы STATISTICA 6. Все статистические анализы выполнялись при уровне значимости  $\alpha = 0,05$ .

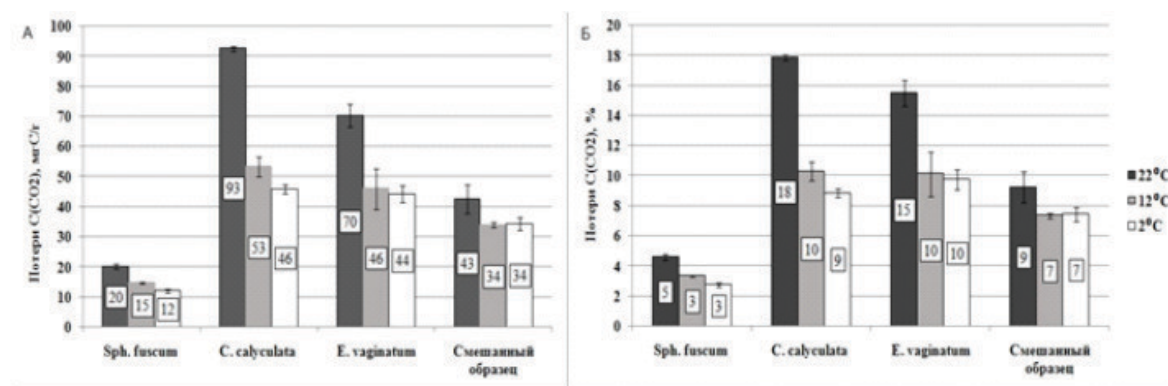
## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исходный химический состав исследуемых растительных образцов существенно отличался. Так *Sph. fuscum* характеризовался низким значением pH, невысоким содержанием C и N и широким соотношением C/N, что негативно сказывалось на скорости процессов разложения. Качественный состав *C. calyculata* был более благоприятным для протекания деструкционных процессов.

Динамика скорости разложения растительных образцов при различных значениях температуры заметно отличалась. При всех температурах происходил выраженный всплеск выделения  $C(CO_2)$  в первые 2-3 недели эксперимента, который с понижением температуры становился менее отчетливым (рис 1). Период максимального выделения  $C-CO_2$  в значительной степени зависел от вида растительного субстрата. Так, опад *C. Calyculata* характеризовался наиболее поздним проявлением периода с высокими значениями  $DecR$  при всех температурах.

Максимальное выделение  $C(CO_2)$ , связанное со всплеском активности микроорганизмов-деструкторов, сначала фиксировалось при  $22^\circ C$  и только спустя 1-2 недели - при  $2^\circ C$ . При этом угасание активности разложения растений при  $2^\circ C$  происходило намного медленнее, чем при  $22^\circ C$ . Так, например, у *E. vaginatum* при  $22^\circ C$  максимальные значения  $DecR$  были зафиксированы через сутки, а при  $2^\circ C$  - только на 7 суток после начала эксперимента. Динамика разложения смешанного образца из *Sph. fuscum* и *C. calyculata* примечательна тем, что максимальная величина  $DecR$  превышала соответствующие показатели его отдельных компонент (рис 1).

Суммарное выделение  $C(CO_2)$  за 3 месяца эксперимента ( $C_{cum}$ ) было самым высоким из образцов *C. calyculata* и *E. vaginatum* и составляла 93 и 90 мг C/г, соответственно, при температуре  $22^\circ C$  и снижаясь до 46 и 44 мг C/г при температуре  $2^\circ C$  (Рис. 2 А). Снижение температуры вызывало уменьшение общих потерь  $C(CO_2)$  за 3 месяца эксперимента. Наиболее заметно (в 2 раза) уменьшилась величина  $C_{cum}$  в образцах *C. calyculata* при снижении температуры с  $22^\circ C$  до  $2^\circ C$ . Образцы *Sph. fuscum* демонстрировали самую высокую устойчивость к разложению. Величина  $C_{cum}$  для смешанного образца принимала промежуточное значение между потерями  $C(CO_2)$ , полученными для его отдельных компонент и, как правило, уменьшалась при более низких температурах (рис. 2АБ).



**Рис. 2.** Суммарные потери  $C(CO_2)$  из различных видов растительного опада при температурах 2, 12 и  $22^\circ C$ : А – мг C/г растительного опада; Б - % от исходного количества C в образце.

В результате 2-х факторного дисперсионного анализа было выявлено, что вид растительного образца и температура значимо влияли на вариабельность величины  $C_{cum}$  за 3 месяца эксперимента (табл. 1). Вместе с тем, основное влияние на количество общих потерь  $C(CO_2)$  оказывал вид растения, объясняя 61% общей дисперсии величины  $C_{cum}$ . На долю температуры приходился 31% объясненной дисперсии.

Таблица 1. Доля дисперсии ( $\eta$ , %), объясненной влиянием вида растительного опада (P), температуры (T), и их сочетанием на величину общих потерь  $C(CO_2)$  за 3 месяца эксперимента.

Фактор	$\eta$ , %	F	P
P	61.0	450	< 0.0001
T	31.2	230	< 0.0001
P*T	4.3	32	< 0.0001

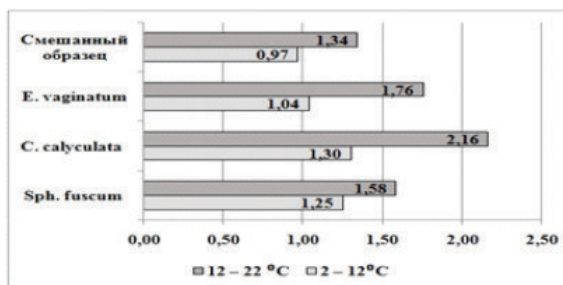


Рис. 3. Температурный коэффициент  $Q_{10}$  для средней скорости разложения различных видов растительного опада в температурных интервалах 2 – 12 и 12 – 22°C.

Температурный коэффициент  $Q_{10}$  в зависимости от вида растительного образца в низкотемпературном диапазоне 2-12°C варьировал от 0,97 до 1,30 и составлял 1,34-2,16 в температурном интервале 12-22°C (рис. 3), что чуть ниже типичных величин константы Вант-Гоффа, характерных для химических реакций:  $Q_{10}=2-3$ . Самые высокие значения  $Q_{10}$  были характерны в обоих температурных диапазонах для *C. calyculata* и *E. vaginatum*.

Температурная чувствительность органических субстратов в процессе длительной инкубации, как правило уменьшается, демонстрируя самые высокие значения величины  $Q_{10}$  в первый месяц эксперимента [6,7]. На поздних стадиях разложения в связи с возникновением адаптации сообщества микроорганизмов-деструкторов к гидротермическим условиям в ходе длительной инкубации, температурная чувствительность скорости разложения, как правило, ослабевает.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты проведенных исследований показали, что температура и вид растительного опада оказывали заметное влияние на динамику и интенсивность выделения  $C(CO_2)$  в процессе инкубационного эксперимента. На начальных этапах разложения наблюдалось усиленное выделение  $C(CO_2)$  из растительных образцов, который сначала фиксировался при 22°C и только спустя 1-2 недели - при 2°C. При этом угасание активности разложения растений при 2°C происходило намного медленнее, чем при 22°C. По силе влияния на общие потери  $C(CO_2)$  в процессе разложения основных видов растений-торфообразователей в рамках заданных диапазонов температуры на первом месте оказался вид растительного опада.

### Литература:

1. Вомперский С. Э. Роль болот в круговороте углерода //Биогеоэкологические особенности болот и их рациональное использование. М.: Наука. – 1994. – С. 5.
2. Gorham E. Northern Peatlands: role in carbon cycle and probable responses to climatic warming // *Ecological Applications*. 1991. V. 1. № 2. P. 182–195.
3. Hogg E. H., Lieffers V. J., Wein R. W. Potential Carbon losses from peat profiles: effects of temperature, drought cycles, and fire. *Ecological Applications*, 1992, Vol. 2, no 3, pp. 298-306
4. Kurganova, I.N., Lopes de Gerenyu, V.O., Gallardo Lancho, J.F., Oehm, C.T. Evaluation of the rates of soil organic matter mineralization in forest ecosystems of temperate continental, Mediterranean, and tropical monsoon climates // *Euras. Soil Sci.* 2012. N 45 (1), PP. 68–79.
5. Chen H, Dong S, Liu L, Ma C, Zhang T, Zhu X, Mo J. Effects of experimental nitrogen and phosphorus addition on litter decomposition in an old-growth tropical forest. *PLoS One*. 2013; 8(12):84-101.
6. Kurganova I., Lopes de Gerenyu V., Natalia Galibina N., Kapitsa E., Shorohova E. Coupled effect of temperature and mineral additions facilitates decay of aspen bark // *Geoderma*. 2018. N 316 PP. 27–37
7. Ларионова А.А., Мальцева А.Н., Лопес де Гереню В.О., Квиткина А.К., Быховец С.С., Золотарева Б.Н., Кудяров В.Н. Влияние температуры и влажности на минерализацию и гумификацию листового опада в модельном инкубационном эксперименте // *Почвоведение*. 2017. № 4. С. 438–448.

# Turbulent closures in a one-dimensional lakes model

<sup>1,2</sup>Bogomolov V., <sup>2,3</sup>Stepanenko V.

<sup>1</sup> Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia

<sup>2</sup> Research Computing Center, Moscow State University, Moscow, Russia

<sup>3</sup> Faculty of Geography, Moscow State University, Moscow, Russia

The turbulence closures most used in one-dimensional lake models are  $k - \varepsilon$  closure and Hendersson-Sellers diffusivity. As these closures are very different in underlying physics and mathematical properties, they lead to contrasting numerical stability and computational efficiency of a lake model as a whole. This study presents performance of a one-dimensional model LAKE using the abovementioned turbulence parameterizations in idealized vertical mixing scenarios and concrete lake simulations. Our results demonstrate that  $k - \varepsilon$  closure allows for a smooth solution at timesteps  $\Delta t < 450$  s, while the convergence of numerical scheme is attained at  $\Delta t < 100$  s. In contrast, convergence of a lake model scheme using Hendersson-Sellers diffusivity is achieved if  $\Delta t < 3600$  s, resulting in drastic reduction of the lake model runtime compared to using  $k - \varepsilon$  parameterization. At the same time, the correctness of simulation results obtained with both schemes was very similar.

## Турбулентные замыкания в одномерной модели водоема

<sup>1,2</sup>Богомолов В.Ю., <sup>2,3</sup>Степаненко В.М.

<sup>1</sup> Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

<sup>2</sup> Научно-исследовательский вычислительный центр МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

<sup>3</sup> Географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Активное развитие технологий кластерных вычислений и рост мощностей суперкомпьютеров привело к тому, что в начинающемся проекте CMIP7, разрешение климатических моделей Земной системы составляет примерно  $0,25^\circ - 0,5^\circ$  ( $\sim 25 - 50$  км), а большое количество экспериментов посвящено взаимодействию атмосферы с деятельным слоем суши. При таком разрешении многие ранее подсеточные объекты на земной поверхности, такие как водоемы, реки, болота и т.д., становятся крупномасштабными структурами и должны описываться явно.

Современный этап развития схем деятельного слоя суши в моделях Земной системы характеризуется усложнением параметризаций гидрологических процессов. Описание многих процессов, связанных с движением и фазовыми переходами воды (перенос и фазовые переходы влаги в почве, процессы формирования и развития снежного покрова, движение и транспирация влаги в растениях), присутствует в этих моделях сравнительно давно. В параметризациях водоемов (Bonan, 1995; Hostetler et al., 1990; Mironov et al., 2010; Dutra et al., 2010), основной упор делается на термодинамику взаимодействия с атмосферой, а моделирование динамики (имеется не во всех параметризациях) служит для адекватного представления вертикального турбулентного теплообмена внутри водоема. Однако, адекватное воспроизведение вертикального профиля температуры в водоеме также имеет большое значение, поскольку температура является ключевым фактором развития экосистем, которые, в свою очередь, могут оказывать влияние на атмосферные процессы. Так, в последнее десятилетие заметное внимание уделяется эмиссии метана с внутренних водоемов, в частности, термокарстовых озер (Walter et al., 2007). Усиление образования метана при участии соответствующих микроорганизмов в подошрном талике может быть обусловлено повышением температуры грунта, вызванным, в свою очередь, потеплением климата.

В рамках развития климатического моделирования к моделям водоема выдвигаются соответствующие требования к вычислительной эффективности, физической адекватности всех её параметризаций и возможности использования грубых шагов по времени порядка 1 часа. Также появляются требования к универсальности данной модели для разных климатических зон.

Ограничение, накладываемое на шаги, как по пространству, так и по времени, в параметризации водоема, вынуждают исследовать чувствительность численного решения и его сходимость при их варьировании, на примере идеализированных численных экспериментов, демонстрирующих роль отдельных ключевых механизмов теплообмена в водоеме, и на реальных объектах, с дальнейшим сравнением с данными измерений.

В рамках одномерного подхода моделирования процессов в водоеме рассматривается модель озера LAKE2.0 (Stepanenko et al., 2016). В ней водоем представляется параллелепипедом, а все уравнения усредняются по горизонтали. В данной модели явно воспроизводится профиль температуры и впервые реализован биогеохимический блок для водоема (Stepanenko et al., 2011), который воспроизводит про-

дукцию и эмиссию газов  $\text{CH}_4$  и  $\text{CO}_2$  в атмосферу. Турбулентные коэффициенты теплопроводности и вязкости в модели LAKE находятся по формуле Колмогорова, где турбулентная кинетическая энергии (ТКЭ)  $k$  и скорость ее диссипации  $\varepsilon$  вычисляются на основе турбулентного замыкания  $k - \varepsilon$ . Данное турбулентное замыкание широко распространено при решении задач технической и геофизической гидродинамики. В моделях геофизической гидродинамики, в частности, были показаны границы ее применимости и численной устойчивости при включении в дискретную трехмерную систему семи уравнений Рейнольдса (Kunz et al., 1992; см. также работу (Lotstedt and Carlbom, 1997)).

В рамках исследования в модель LAKE была добавлена одномерная параметризация параметризации коэффициента теплопроводности Хендерссон-Селлерс (H-S, 1986) для устойчиво стратифицированных озер совместно с схемой конвективного перемешивания водоема для случая неустойчивой стратификации (Bogomolov 2016).

В связи с использованием турбулентного замыкания  $k - \varepsilon$  и формулы Колмогорова в рамках модели водоема, который может иметь различную стратификацию, появляются вопросы к точности численного решения и его сходимости. Например при большом шаге по времени, при использовании не полностью неявной конечно-разностной схемы турбулентного замыкания (например, схемы Кранка-Николсона), а также к значениям самих коэффициентов Колмогорова, из экспериментов с нейтрально стратифицированной средой (Колмогоров, 1941с). Физически обоснованным подходом является рассмотрение данных коэффициентов как функций стратификации и сдвига скорости, таких как, например, функции Кануто (Canuto et al., 2001) и Гальперина (Galperin et al., 1988). Для анализа точности численного решения и его сходимости при различных вариантах замыкания  $k - \varepsilon$ , а также оценки правильности воспроизведения основных физических механизмов перемешивания, необходимо провести ряд численных экспериментов в частности для реальных озер.

Эксперимент для озера Куйваярви включал в себя следующие параметры: глубина озера задавалась 12,5 метров, атмосферный форсинг был заимствован из данных измерений, выполненных университетом Хельсинки на этом озере с 1.05.2013 по 10.11.2013 (Stepanenko et. al, 2012).

Для модели LAKE с параметризацией Хендерссон-Селлерс проводились две группы численных экспериментов варьируется шаг по времени  $\Delta t^k$ , фиксируется количество уровней по вертикали  $M$ ; варьируется количество уровней по вертикали  $M^k$ , фиксируется шаг по времени  $dt$ .

Результаты приведенных выше численных экспериментов с моделью LAKE с замыканием  $k - \varepsilon$  (с модификациями коэффициентов Колмогорова) с реальным атмосферным форсингом приводят к таким же выводам по условиям сходимости решения, что и в экспериментах Като-Филлипса. Приемлемая точность решения достигается при  $\Delta t \leq 50$  с.

Эксперименты с моделью LAKE при использовании параметризации Хендерссон-Селлерс показали, что приемлемая точность решения достигается при значительно более грубых шагах, как по пространству, так и по времени.

Сравнение с данными измерений показывает, что модель с параметризацией Хендерссон-Селлерс качественно воспроизводит распределение температуры с глубиной, а также динамику перемешанного слоя, незначительно занижая его в среднем на 1 метр кроме октября и ноября для которых значительно занижает глубину перемешанного слоя на 2,5–3 метра, также в августе модель не воспроизводит скачок в заглублении перемешанного слоя, связанного, по-видимому, с сильным ветровым напряжением и выхолаживанием поверхности. Тем не менее, эти отклонения не являются критичным для воспроизведения температуры поверхности водоема, особенно в случае климатического моделирования.

Модель с замыканием  $k - \varepsilon$  с различными вариантами коэффициентов Колмогорова достаточно качественно воспроизводит измеренное распределение поля температуры, динамику заглубления перемешанного слоя и скачок температуры в августе. Более качественно, нежели для параметризации Хендерссон-Селлерс, воспроизводится глубина перемешанного слоя в осенний период (его занижение незначительно). Стоит также отметить, что модель с замыканием  $k - \varepsilon$  с функциями устойчивости Гальперина, так же, как и для эксперимента Като-Филлипса, занижает глубину перемешанного слоя и сглаживает скачок, характерный для августа.

Эти результаты показывают, что в качестве параметризации для расчета коэффициента турбулентной теплопроводности можно использовать параметризацию Хендерссон-Селлерс и при больших шагах по времени  $\Delta t = 3600$  с, с сокращением времени счета в 20 раз по сравнению расчетом для  $\Delta t = 25$  с.

Разные версии замыкания  $k - \varepsilon$  воспроизводят фактически одинаковую динамику поля температуры и заглубление перемешанного слоя и в рамках экспериментов эмпирические константы Колмогорова дают такой же или лучший результат, чем математически сложные функции устойчивости.

*Расчет идеализированных экспериментов, оценка сходимости и устойчивости выполнены при поддержке гранта РНФ 17-17-01210, "Исследование процессов взаимодействия атмосферного пограничного слоя умеренных и высоких широт с деятельным слоем суши и водоёмами: разработка параметризаций для моделей Земной системы". Получение данных измерений, сравнение с численными экспериментами выполнены при поддержке проекта IX.138.2.1. программы фундаментальных исследований СО РАН.*



## СЕКЦИЯ 4

# Отклик наземных экосистем Северной Евразии на климатические изменения

## SESSION 4

# Response of Terrestrial Ecosystems of Northern Eurasia to climate change

## Systems approach to understanding carbon cycling of terrestrial ecosystems

<sup>1,2</sup>Shvidenko A., <sup>1,3</sup>Schepaschenko D.,  
<sup>1</sup>Kraxner F.

<sup>1</sup> International Institute for Applied Systems Analysis,  
Laxenburg, Austria

<sup>2</sup> V.N. Sukachev Institute of Forest SB RAS, Krasnoyarsk,  
Russia

<sup>3</sup> Bauman Moscow State Forest University, Mytishi,  
Russia

E-mail: shvidenk@iiasa.ac.at, schepd@iiasa.ac.at,  
kraxner@iiasa.ac.at

### INTRODUCTION

This report outlines major systems prerequisites and specifics of the Full and Verified Account of Carbon Cycle (FCA) of terrestrial ecosystems considering forest ecosystems of the northern non-tropical belt (temperate and boreal biomes) as the most appropriate for illustration goals case study. For definiteness, we used data and results of a FCA for Russian forests due to 1) huge scale of this phenomenon; 2) wide diversity of forest type, growing conditions, type of forest management, drivers, which impact productivity, resilience and ecosystem services of forests; and 3) expected critical climate change in continental boreal regions of Northern Eurasia.

Overall, current methodology of understanding integrated (socio-ecological-economic) systems puts a number of principal requirements to overall designing and major backgrounds of the research. With respect to the FCA, these include inter alia the following major prerequisites. 1) As a major objective, the FCA should provide two equally important outputs: an unbiased proxy value (or distribution) and its uncertainty. There are different final proxies of the FCA including Net Ecosystem Carbon Budget (NECB), Net Biome Production (NBP), Net Ecosystem Production (NEP), and Net Ecosystem Exchange (NEE). Uncertainty is quantified by bias and random errors. 2) The account should be full, i.e. include all “substantial” phenomena and processes, and should be verified, i.e. the uncertainty should be estimated, to a possible extent, comprehensively and reliably. 3) Final and major intermediate indicators of the FCA are presented spatially and temporally in an explicit way. 4) The system of the FCA accounting requires strict and monosemantic terms, definitions and classification schemes, as well as univocal structuring of the account and strict algorithms. 5) A limited use of soft knowledge within FCA is inevitable, but uncertainty of “soft data” should be formally estimated in an appropriate way.

The FCA is a typical fuzzy (underspecified) system (Shvidenko et al. 2010). In a simplified sense, it

means that the membership function of the FCA is inherently stochastic. This predetermines a principle impossibility of formal strict assessment of structural uncertainties of the FCA within any individually used method of carbon cycle studying and, consequently, the “within method” uncertainty presents only part of “full” uncertainties of the account. Possibility of independent empirical posterior validation (verification) of the FCA, particularly for large areas, is very limited due to complexity of such a work and need of large labor and financial resources. This necessitates the use of a methodology, which would be able to assess the “full uncertainty” of the FCA. Such a methodology is based on systems integration of different methods with following mutual constraints of results.

## OUTLINE OF THE METHODOLOGY

There are two background approaches for providing the FCA of terrestrial ecosystems: either by estimation of change in carbon stock (pool-based approach) or by quantification of carbon fluxes at boundary of forest ecosystems and environment (atmosphere, lithosphere and hydrosphere) – flux-based approach. The pool-based approach estimates the change of organic carbon in three major ecosystem pools of organic carbon – live biomass, dead vegetation and soil

$$\Delta C_E = \Delta C_{LB} + \Delta C_{CWD} + \Delta C_{SOIL}, \quad (1)$$

where  $\Delta C_E$ ,  $\Delta C_{LB}$ ,  $\Delta C_{CWD}$ , and  $\Delta C_{SOIL}$  note changes of total amount of organic carbon in forest ecosystem, carbon stock in live biomass, dead wood (coarse woody debris, CWD) and soil, respectively, and pool-based approach, e.g., assessing NECB as

$$NECB = NPP - SHR - DEC - ANT - FHYD - FLIT, \quad (2)$$

where NECB and NPP are net ecosystem carbon budget and net primary production, respectively, SHR – heterotrophic soil respiration, DEC – decomposition of CWD, ANT – flux caused by disturbances and consumption of forest products, FHYD and FLIT- fluxes to hydrosphere and lithosphere. All variables of equations (1) and (2) are in units of carbon mass per unit area and time. Evidently, any solid FCA methodology should provide comparable values of  $\Delta C_E$  and NECB.

Basic methods of studying the carbon cycling of terrestrial ecosystems include landscape-ecosystem approach, process-based models, inverse modelling, eddy covariance and multi-sensor remote sensing concept. They have different cognitive capacity, inherent strengths and weaknesses, and defines different proxies.

**Landscape-ecosystem approach** (LEA) serves as an empirical background of the FCA (Shvidenko, Schepaschenko 2014). It accumulates all appropriate spatially and temporally distributed information about landforms, land cover classes, ecosystems, landscapes, climate, regimes of forest management and disturbances etc., based on diversity of available sources (in situ measurements; different products of remote sensing; various inventories and surveys; maps; empirical aggregation and models etc.) and serves for strict designing the studied system, defining the interim and outer boundaries of the account.

Information basis of LEA is presented by an Integrated Land Information System (ILIS) in form of multi-layer and multi-scale GIS by polygons of a hybrid land cover (HLC, Schepaschenko et al. 2011). Relevant resolution of the ILIS is defined by requirement of system consistency of cartographical and attributive data. It could be shown that accuracy of major part of input data and empirically based models are logically consistent at the country's scale at resolution of 150-300 m. The HLC is developed based on multi-sensor remote sensing concept (12 different RS products were used in the current version), geographically-weighted regression and validation by Geo-Wiki tool that provided accuracy of the forest mask >95%.

The above resolution allows us to minimize the uncertainty to a level, which presumably is acceptable for policy makers, but requires, e.g. for forests, by-pixel knowledge of stand composition (at least dominant tree species), age, average height and diameter, site index, relative stocking, growing stock volume, stock of dead wood, soil characteristics, as well as live biomass, NPP etc.). However, inventory data for major part of Russian forests are obsolete (Schepaschenko et al. 2015). In order to cover this gap a system for actualization of forest inventory data by each forest enterprise (of the total amount of ~1600 for Russia) was developed based on regionally distributed models of dynamics of modal stands. A special optimization algorithm provides consistency of aggregated ILIS data with the most accurate available information sources (e.g., data of recent forest inventory or appropriate remote sensing products) by forest enterprises. The assigned by-pixel parameters are presented by the most likely values based on indexes of suitability which are calculated based on ILIS data aggregating the system characteristics of site and growth conditions (such as elevation and exposure in mountains, soils, hydrological regimes etc.). We showed that for the entire country the official statistics underestimated the total growing stock volume at ~11% (i.e., about 10 billion m<sup>3</sup>).

Within the pool-based approach, live biomass is calculated based on regionally distributed multi-dimensional regressions of Biomass Extension Factors which include region, aggregated forest type, dominant species, age, site index and relative stocking. These regressions are based on ~11000 sample plots and allow to assess live biomass by 7 components (stem wood, branches, foliage, coarse roots, fine roots, understory (undergrowth + shrubs), and green forest floor). Coarse woody debris that includes logs, snags, stumps, and dry

branches of living trees is assessed based on field measurements on sample plots and relevant data of forest inventory. Soil carbon is assessed for on-ground organic layer and 1m top layer of mineral soil based on soil map and database of typical soil profiles.

Major carbon fluxes (equation (2)) include NPP, Soil Heterotrophic Respiration (SHR), decomposition of coarse woody debris (DEC), fluxes due to disturbances (D), and lateral fluxes. By definition, NECB includes all carbon contained substances like methane (CH<sub>4</sub>), carbon oxide (CO), Volatile Organic Compounds (VOC) and particulates. NPP is assessed by an unbiased semi-empirical method which is based on modelling of full production of live biomass by components presented in models of bioproductivity. A special empirically based modelling system was used for assessing SHR (Mukhortova et al. 2015). Decomposition of dead wood is described by kinetic models of the 1st order. Impacts of elevated concentration of CO<sub>2</sub> and deposition of nitrogen on NPP were assessed using available empirical data. The above fluxes are corrected by monthly climatic data. Fluxes due to disturbances include fire, outbreaks of insects and pathogens and impacts of unfavorable weather and environmental conditions. Harvest and later fluxes of wood products (import, export) were assessed following Ciaia et al. (2008). Fluxes to the hydrosphere are estimated based on measurements of DOC in water reservoirs including estimation of outgassing. Emissions of methane and VOC were estimated based on datasets of field measurements and empirical aggregation for different classes of forest cover.

Uncertainties within LEA included analysis and quantification of accuracy of input data and the consequent application of the error propagation theory: for a function  $y = f(x_1, x_2, \dots, x_k)$ , where  $x_i$  ( $i = 1, \dots, k$ ) are stochastic variables with standard errors  $m_i$ , the standard error of  $y$  is defined as:

$$m_y^2 = \sum_{i=1}^k \left(\frac{dy}{dx}\right)^2 + 2 \sum_{i>j} \left(\frac{dy}{dx}\right) \left(\frac{dy}{dx}\right) r_{ij} m_{x_i} m_{x_j}, \quad (3)$$

where  $r_{ij}$  is the correlation coefficient between  $x_i$  and  $x_j$ , and  $dy/dx_i$  are the partial derivatives of  $y$  by  $x_i$ . Completeness of the account and „transformation” of precision in uncertainty are provided by sensitivity analysis with some expert estimates. Note that for input data basically „summarized errors”, i.e. a mixture of random and systematic errors, are usually known. Two end points of the uncertainty assessment is considered: estimation of the unknown „fixed true value” and „true distribution”.

Other methods of the FCA were used for mutual constraints of the final (and some of important intermediate) parameters and assessment of their uncertainty, using equation (4), where  $Y$  is a proxy of the FCA,  $Y_i$  are assumed to be unbiased and Gaussian-distributed with variance  $V_i$  ( $i = 1, \dots, k$ )

$$Y_{\text{Bayes}} = \sum_{i=1}^k \frac{Y_i}{V_i} \left(\sum_{i=1}^k \frac{1}{V_i}\right)^{-1}. \quad (4)$$

Different methods of carbon account accumulate different amount of information and present different possibility for assessing the uncertainties. *Process-based models* (basically Forest Landscape Models, FLM and/or Dynamic Global Vegetation Models, DGVMs) remain practically a sole method for explanation of processes and prediction. However, 1) both these types present, as a proxy, only part of NECB (either NBP or NEP); 2) DGVM use a very rough land cover classification; 3) major part of DGVMs operates with potential vegetation; 4) DGVM, as global models, are not able to properly describe some important regional features. *Eddy covariance method* presents a direct „bottom-up” estimate the NEE but due to very small amount of measurements (totally only 17 different sites of which 13 were in forests during the last decades over the Russian territory) it cannot provide satisfactory data for upscaling across the entire country. *Inverse modelling* is a method for top-down control of NBP and its uncertainty still remains high. Uncertainty of estimation of some components of the FCA by remote sensing (e.g., NPP) substantially depends on quality of regional parametrization of the corresponding models. The sense of uncertainties estimated by DGVMs and inverse modelling differ from that of LEA and eddy covariance because they are usually calculated as standard deviation between different models of the ensembles used. All this together impacts the final (system) results constrained by the Bayesian approach, particularly in judgments about confidential intervals.

## RESULTS AND DISCUSSION

Application of the LEA to Russian forests (the national definition of forests were used) for the last 10 year period demonstrated rather consistent estimates of NECB between ~550 to 750 Tg C yr<sup>-1</sup> with uncertainty around 25-30% (CI here and below is 0.9). In spite of the high total carbon sink over the country, substantial areas, particularly on permafrost and in disturbed forests, serve as a carbon source. Uncertainties of major carbon pools were estimated: live biomass ±5-6%, dead wood ±10-12%, soil carbon ±7-10%. The latter, taking into account a huge size of this pool, limits the practical importance of the pool-based methods in the FCA. Calculated uncertainties of major fluxes were estimated: NPP ±7-9%, HSR ±8-11%, decomposition of CWD (DEC) ±12-15%, fire ±23%, biotic factors ±30%, forest harvest and consumption of forest products ±25%, flux to the hydrosphere and hydrosphere ±30-35%. These data were obtained assuming that the estimates do not have statistically significant systematic errors.

Other published results of carbon budget of Russian forests are diverse. Pan et al. (2011), using the pool-based method and the FAO definition of forest, defined the sink of Russian forests at 463±116 Tg C yr<sup>-1</sup> during 1990-2007. Recalculation of the budget using the Russian definition gives the forest sink at ~530 Tg C yr<sup>-1</sup>, i.e.

very close to the above flux-based estimates by the LEA. However, this study calculated change of soil carbon by using models which are based on one-time assessment which probably underestimated the uncertainty. There are a number of other „inventory” based estimates of the carbon sink for different years. Basically they reported NBP in the range from 500-800 TgC yr<sup>-1</sup> (e.g., Moiseev, Filipchuk 2010 - 620, Kudejarov et al. 2005 - 800). These studies did not report uncertainties of the results received. Only the results of a group, which supplies estimates for the national reporting to the Secretariat of IPCC set asides of the above results, reporting for different periods after 1990 carbon sink in so called „managed forests” (about 75% of all Russian forests) in limits of 100-200 Tg C yr<sup>-1</sup> (Vth National Communication, 2010; National Report..., 2011; Cadastre... 2016; Zamolodchikov, 2011, 2013, 2017 etc.). One of the reasons of that we see in a number of incorrect or not optimal methods of carbon cycling assessment (e.g., dynamics of live biomass, emissions due to disturbances etc.). However, the main problem is generated by unsatisfactory quality of forest inventory data accumulated in the State Forest Register (SFR), taking into account that above 50% of Russian forests were inventoried more than 25 years ago and the SFR has no acceptable system of data actualization. Recent estimates of forest land cover dynamics reported that during 2000-2015 the Russian forest cover had substantial losses (Schepaschenko et al., 2015, Hansen et al. 2013). By estimates, which are based on partial data of National (State) Forest Inventory, the growing stock of Russian forests is dramatically underestimated (Filipchuk et al. 2017).

Carbon stock estimates by inverse modeling are rather consistent. Dolman et al. (2012) for different periods between 1992 and 2008 reported the average sink at -690 Tg C yr<sup>-1</sup> although the inter-model variation is high – the standard deviation was ±246 Tg C yr<sup>-1</sup> (12 different inversion schemes were used). Ciais et al. (2006) reported the average sink for 2000-2004 at 0.65±0.12 Pg C yr<sup>-1</sup> based on four different inversion schemes. IASA, within a study on assessment of uncertainty of Level 4 products from the Japanese satellite GOSAT, estimated the average sink in 2010-2014 at 770 Pg C yr<sup>-1</sup> (unpublished data). Data of inverse modeling relate to the entire land cover of the country; however, it was shown that the forest carbon sink comprises more than 92-95% of the sink of all terrestrial vegetation of the country. All the results are in line with a majority of previous applications of inverse modeling at the country level (Gurney et al. 2003; Maksyutov et al. 2003), or large geographical regions (Quegan et al. 2011).

Estimates by DGVMs are consistent only partially. While NPP estimates by ensembles of DGVMs are very close to major part of “semi-empirical” assessments (differences from the LEA estimates are in limits of 10-15%, the NBP differs at about 50%). The major reason of this discrepancy is, to a significant extent, in a mechanism of modelling heterotrophic respiration. However, the process of decomposition of dead organic matter is very slow in high latitudes, and fire also serves as a second important regulator of carbon turnover. In addition, DGVMs do not include some substantial regional features of forest ecosystems of high latitude.

Due to small amount of measurements, upscaling the direct measurements of NEE by eddy covariance is very uncertain. One of a very few attempts (Dolman et al. 2012) gave the estimate in range from -760 to -1097 Tg C yr<sup>-1</sup>. However, the certainty of this conclusion is very low.

Due to above considerations, results of mutual constraints by application of the Biasian approach at 630±130 Tg C yr<sup>-1</sup> (DGVMs was not included in the account) could be treated with caution.

## CONCLUSIONS AND RESEARCH NEEDS

The following overall conclusions and lessons could be derived from this study.

The Full and Verified Carbon Account of forest ecosystems requires as comprehensive as possible use of background principles of applied systems analysis taking into account that the object of the study is an under-specified (fuzzy) systems. During 2000-2015 the Russian forests provided a substantial carbon sink with a high interannual variability which basically depends on climate variability and concomitant natural disturbances, mostly fire, insects and pathogens. There are, however, large territories (mostly on permafrost and disturbed areas), which already serves as a sources or are in a transition from sink to source. Forests provide 92-95% of sink of the total land cover. The last decade shows a weak trend of decreasing the NECB, basically due to intensifying of natural disturbances and increasing mortality of trees.

In order to improve understanding of carbon cycling, particularly provide consistency between majority of scientific estimates of carbon cycling and national reporting, the accounting systems used require a systems analysis and corresponding improvements. The problems which should be addressed include, inter alia, the following ones. 1) Should be clearly defined the object of the study; this should be all forests of the country as a biophysical element of land cover, outside of different administrative subordinations and classifications. The national reporting to UN FCCC considers only so called „managed forests”. However, in order to have a solid judgement on the whole is not enough to consider its part, even if a vagueness and practical usefulness of such a notion is not considered. 2) Development of an integrated information base, which could serve for all major methods of understanding carbon cycling of terrestrial ecosystems. An experience of development of the Integrated Land Information System seems very promising, because such an approach might substantially improve cognitive capacity and practicality of process-based models, as well as generate a solid basis for upscaling of „point” measurements, e.g. in eddy covariance applications. There is also a need of system improvements and



compatibility of all methods of study of the biospheric role of terrestrial vegetation in a changing world. An important question is a search of relevant tools for harmonizing and mutual constraints of results are obtained independently because in current applications, the Biasian methods is limited by the normal theory. In spite of substantial decrease of uncertainties of the FCA and increase formal strictness of the results for Russian forests, a number of expert estimates and unrecognized biases remain.

#### References:

1. Ciais P. et al. 2008. *The impact of lateral carbon fluxes on the European carbon balance. Biogeosciences*, 5, 1259-1271.
2. Dolman A.J. et al. (2012). *An estimate of the terrestrial carbon budget of Russia using inventory-based, eddy covariance and inversion methods. Biogeosciences*, 9, 5323-5340.
3. Gurne, K.R. et al. (2003). *TransCom3 CO<sub>2</sub> inversion intercomparison; 1. Annual mean control results and sensitivity to transport and prior flux information, Tellus B*, 55, 555-579.
4. Maksyutov S. et al. (2003). *Effect of recent observation on Asian CO<sub>2</sub> flux estimate by transport model inversions, Tellus B*, 55, 522-529.
5. Mukhortova L. et al. 2015. *Soil contribution to carbon budget of Russian forests. Agricultural and Forest Meteorology*, 200, 97-108.
6. Quegan, S. et al. (2011). *Estimating the carbon balance of central Siberia using a landscape-ecosystem approach, atmospheric inversion and Dynamic Global Vegetation Models. Global Change Biology*, 17 (1), pp. 351-365.
7. Pan, Y. et al. (2011). 2011. *A Large and Persistent Carbon Sink in the World's Forests. Science* 19 August 2011: 988-993. Published online 14 July 2011 [DOI:10.1126/science.1201609]
8. Schepaschenko D.G. et al. (2015). *Area of Russian forests and its dynamics estimated at basis of synthesis of remote sensing products. Forest Science*, 3, 163-171 [in Russian].
9. Schepaschenko D.G. et al. (2011). *A new hybrid land cover dataset for Russia: a methodology for integrating statistics, remote sensing and in situ information. Journal of Land Use Science*, iFirst, doi: 10.1080/1747423X.2010.511681, 1-15.
10. Shvidenko A. et al. (2008). *Tables and models of growth and biological productivity of forests of major forest forming species of Northern Eurasia (standard and reference data), 2nd edition, supplemented. Federal Forest Service of Russia and International Institute for Applied Systems Analysis, Moscow, 886 pp. [in Russian].*
11. Shvidenko A. et al. (2010). *Can the uncertainty of full carbon accounting of forest ecosystems be made acceptable to policy makers? Climatic Change*, 103 (1-2), 137-157.
12. Shvidenko A. et al. (2011). *Impacts of wildfire in Russia between 1998-2010 on ecosystems and the global carbon budget. Proceedings of the Russian Academy of Sciences (Doklady Earth Sciences)*, Vol. 441, part 2, pp. 1678-1682.
13. Shvidenko, A.Z., Schepaschenko D.G. (2014). *Carbon balance of Russian forests. Siberian Forest Journal*, 1, 69-92.

## Quantitative Assessment of the Net Primary Product of Global Grassland and its effecting Factors Analysis Using modified CASA Model

Jianlong LI, Yue Yang

College of Life Science, Nanjing University, P. R. China

Grasslands are among the largest biomes in the world, accounting for nearly 25% of the land surface on earth. Grasslands have many ecological functions, such as wind prevention, sand fixation, soil and water conservation, climate adjustment and air clearness. Grasslands significantly contribute to food security by providing food for ruminants, which are sources of meat and milk for human consumption. Due to the largest distribution, grassland ecosystems also play a key role in balancing the concentrations of global atmospheric greenhouse gases, reducing the effects of green-house gases through carbon storage and sequestration. With the global climate change and intensification of human activities, structures and functions of grassland ecosystems have been changing accordingly. Assessing the effects of climate change on the spatiotemporal distribution and dynamic of grassland ecosystems and driving factors do not only help to understand in the interactions of global change and grassland ecosystems, but provide baselines for grassland carbon cycle and global terrestrial carbon cycle assessment.

This study is based on CASA model, on the basis of the model parameters are maximum light energy utilization coefficient and temperature stress of the optimum temperature of the algorithm is improved, and by using the improved CASA model to simulate the grassland net primary productivity in the world during 1982 to 2008, and we used the measured data to assessment the accuracy of the improved model. Results show that the improved CASA model can be used in the estimating of grassland NPP simulation NPP value of correlation between measured values with the ground reached significant level ( $R^2 = 0.77$ ,  $P < 0.05$ ).

This study used improved CASA model to simulate the global spatial distribution of grassland NPP from 1982 to 2008. We found that the global total grassland NPP in an average of  $24.73 \pm 0.27$  Pg C /yr. The growth trend of global grassland NPP to present more significantly ( $P < 0.05$ ) from 1982 to 2008, the growth trend of  $0.0254$  Pg C/yr. Using the piecewise linear regression model, the global grassland NPP from 1982 to 1982 showed significant growth trend ( $P < 0.05$ ), the annual growth rate of  $0.0554$  Pg C/yr, while show no significant downward trend from 1996 to 2008, annual growth rate of  $0.0337$  Pg C/yr. Analysis different grassland types, savannas has the highest average NPP, was  $560.07$  g C/m<sup>2</sup>/yr, followed by woody savannas,  $474.45$  g C/m<sup>2</sup>/yr, closed shrubland and non woody grassland were  $328.58$  and  $237.78$  g C/m<sup>2</sup> /yr, and the lowest was open shrubland,  $162.53$  g C/m<sup>2</sup>/yr.

By analyzing the space-time dynamic temperature and precipitation of global grassland, it is concluded that global average temperature of grassland presents ascendant trend during 1982-2008, and have a significant increase trend after 1995. And at the same time of the precipitation in 1982-1995, on the whole a decrease trend, the trend of decline is not significant. After 1995, the precipitation showed a rising trend of global grassland, and the increase of 1999-2006 trend is significant. Through the analysis of NPP and the interannual correlation between temperature and precipitation, we found that the positive correlation between temperature and the NPP was  $0.47$  and negative correlation was  $0.48$ ; the positive correlation between precipitation and NPP of was  $0.49$ , and the negative correlation was  $0.43$ . Therefore, in terms of global scale, precipitation is the main climate factor of grassland NPP. In the area or regional scale, the temperature's influence on the grassland NPP will become more prominent.

Using the CASA model to simulate the spatial distribution of the global potential NPP grassland, the actual NPP and the NPP affected by human activities. Based on time series of the changing rate of these three NPP, established the quantitative evaluation of human and climate factors of the grassland NPP scene model. The results showed that  $54.89\%$  of the world's grassland NPP increase at a rate of about  $1.76$  gC/m<sup>2</sup> annually, compared with  $45.1\%$  of the grassland  $0.54$  gC/m<sup>2</sup> per year rate reduce, play a leading role in the grassland NPP climate change, the cause of global grassland NPP increase  $64736.52$  GgC, climate and human interaction is the main factors of grassland NPP reduce caused the reduction of the grassland NPP  $4210.96$  GgC. The correlation between rainfall and NPP was the highest in the climate factor, is the main climate factor decided the grassland NPP. Climate and human factors of influence on the grassland NPP quantitative simulation helps to meet the global ecosystem carbon cycle, so as to provide basis for improving grassland ecosystem management and decision making.

## Cyclic Variation of Gas Components (Samples) in Tree-Rings Chronologies as Representation of Climatic Cycles

<sup>1</sup>Sapozhnikova V. A., <sup>1</sup>Ageev B.G., <sup>2</sup>Gruzhev A.N., <sup>1</sup>Ponomarev Yu.N.

<sup>1</sup> V.E. Zuev Institute of Atmospheric Optics SB RAS, Tomsk, Russia

<sup>2</sup> Obukhov Institute of Atmospheric Physics RAS, Moscow, Russia

E-mail: sapo@iao.ru

**F**orests are unique integral bioindicators of the processes taking place in the environment. Tree-ring chronologies are formed by habitat temperatures and precipitations and in them one can even identify such a feature as the influence of the variation of solar activity on tree-ring width.

In spite of a small solar activity variations in a cycle ( $\sim 0.1\%$ ), it is believed that it can have a modulating effect on the behavior of the local (region) climate. The annual tree-ring formation and growth of cells is inextricably linked with the growth cell respiration, i.e. by the release of  $\text{CO}_2$ . Using the technique developed by us [1], we obtained tree-ring chronologies of  $\text{CO}_2$ , ( $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ ) and the total pressure of extracted gas samples from the wood of the stem and large root rings of certain coniferous trees (Tomsk Region, Russia). To estimate the periodic and temporal variations in the obtained chronologies, use was made of high-resolution spectral and cross-spectral analyses and Fourier analysis (Fast Fourier Transform, FFT) with use of an ORIGIN software was also employed for testing periodic signals. It turned out, that the disc tree-ring ( $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ ) chronologies of conifers which grew in the same region (Tomsk Region, Russia) exhibit 2-4- years, 6-8 years and  $\sim 10$ -12 year

cycles. The same cyclic behavior of gas components (and total pressure of extracted samples) were found for large roots [2]. The steady 4-year cyclicality in the obtained ( $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ ) chronologies can be explained by the influence of the climatic conditions in which the same cyclicality is observed. The cycle observed in the results that is close to the 11-year period can be related to the 11-year solar activity cycle through the temperature variation. The presence of these cyclic variations indicates that the release of  $\text{CO}_2$  from the stems and roots of conifers can have perennial quasiperiodic variations, which are not taken into account in the measurements of  $\text{CO}_2$  released by biota.

*The work was performed in the framework of a Basic Research Program (Project IX.138.1.4) of the Russian Academy of Sciences.*

#### References:

1. Sapozhnikova V. A., Gruzdev A. N., Ageev B. G., Ponomarev, Yu. N. and Savchuk D. A. Relationship between  $\text{CO}_2$  and  $\text{H}_2\text{O}$  Variations in Tree Rings of Siberian Stone Pine and Meteorological Parameters // *Doklady Earth Sciences*, 2013, Vol.450, Part 2, 652-657.
2. Ageev B.G., Gruzdev A.N., Sapozhnikova V.A. Variations in gas components and total pressure in stem and root disc wood of conifer species // *Atmos. Ocean. Opt.* 2017. V.30, №2. P.209-215.

## Циклические вариации газовых компонентов в древесно-кольцевых хронологиях как отражение климатических циклов

<sup>1</sup>Сапожникова В.А., <sup>1</sup>Агеев Б.Г., <sup>2</sup>Груздев А.Н., <sup>1</sup>Пономарев Ю.Н.

<sup>1</sup> Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, Томск, Россия

<sup>2</sup> Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова Российской академии наук, Россия, 119017, Москва, Пыжевский пер., 3  
E-mail: sapo@iao.ru

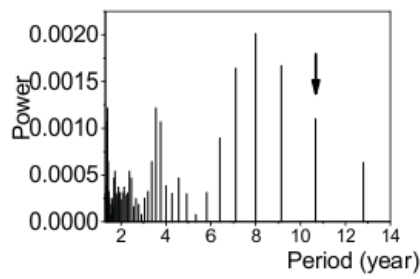
Леса являются своеобразными интегральными биоиндикаторами процессов, протекающих в окружающей среде. Каждое дерево обладает уникальной особенностью характеризовать прошедший год приростом годичного кольца, формирующегося под влиянием температур и осадков региона произрастания. Анализ длинных хронологий ширин колец деревьев позволяет находить корреляцию между ширинами колец и климатическими параметрами, а в ряде случаев даже выявить такую особенность, как влияние вариации солнечной активности на прирост годичного кольца. Хотя солнечная активность в цикле меняется очень мало (~0.1%), считается, что она может оказывать модулирующее влияние на поведение местного (регионального) климата [1,2].

Годичные кольца деревьев, имеющие точную датировку, отражают вариацию внешних климатических условий, а формирование годичных колец дерева, рост клеток, неразрывно связан с ростовым дыханием клеток, т.е. выделением  $\text{CO}_2$ . Наши эксперименты показали, что часть выдыхаемого растением  $\text{CO}_2$  или ( $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ ) сохраняется пористой древесиной кольца, таким образом реально существует картина погодичного распределения сохранившихся в стволе (или спиле) газов [3]. Ранее нами было показано, что распределение стволового  $\text{CO}_2$  по кольцам имеет связь с климатическими параметрами [4] и «солнечный след» мог бы проявиться в  $\text{CO}_2$  хронологиях как через модуляцию климатических параметров, так и через непосредственное влияние на фотосинтез растения, поэтому естественно ожидать появления «солнечного следа» как в хронологиях  $\text{CO}_2$ , так и в ( $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ ).

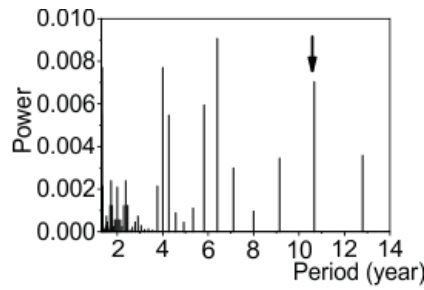
Так как древесина. погодично сохраняет долю транспирационной воды, а в ней часть выдыхаемого растением  $\text{CO}_2$  в растворенном виде, основное внимание в работе было уделено анализу ( $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ ) хронологий. Наши исследования представлены результатами для спилов сосны (*Pinus sylvestris L.*), ели (*Picea obovata Ledeb.*), лиственницы (*Larix sibirica Ledeb.*), и кедра (*Pinus sibirica Du Tour*), т.е. основных представителей хвойных пород деревьев данного региона. На рис.1. приведен результат Фурье-анализа полученных ( $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ ) хронологий (графический пакет ORIGIN) ( $N$  – число проб, равное числу колец):

Рисунок 1 показывает, что хронологии колец ( $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ ) хвойных деревьев, растущих в одном регионе (Западная Сибирь, Россия) характеризуются циклами с периодами, близкими 4 годам, 6-8 лет, ~10-12 лет. Аналогичное циклическое поведение газовых компонентов (и общего давления извлекаемой пробы) было зафиксировано и для крупных корней сосны и кедра [5].

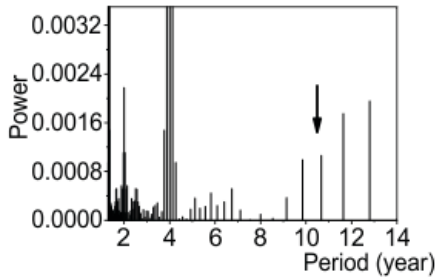
Для объяснения этого явления были проанализированы хронологии температур и осадков региона произрастания деревьев, рассчитанные методом максимальной энтропии по данным, осредненным за вегетационный период года с мая по сентябрь (рис. 2).



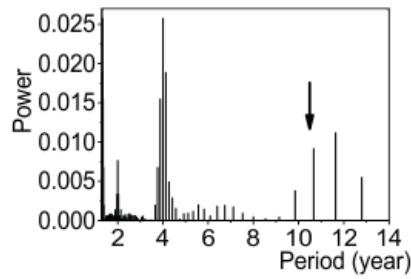
a) N=36 , 1979-2014



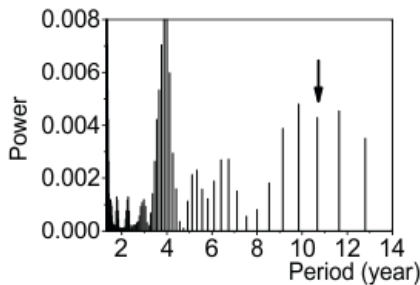
b) N=48, 1968-2015



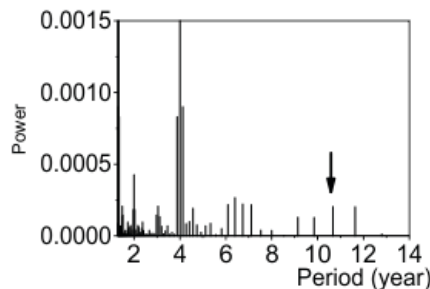
c) N=104, 1902-2005



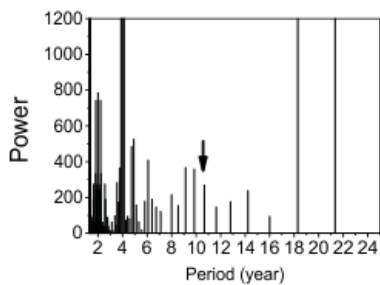
d) N=128, 1878-2005



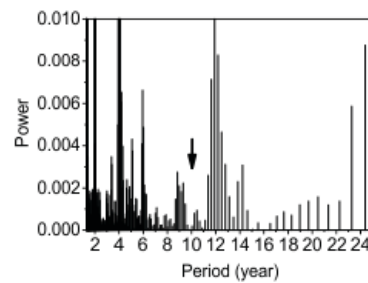
e) N=67 , 1938-2004



f) N=96, 1919-2004

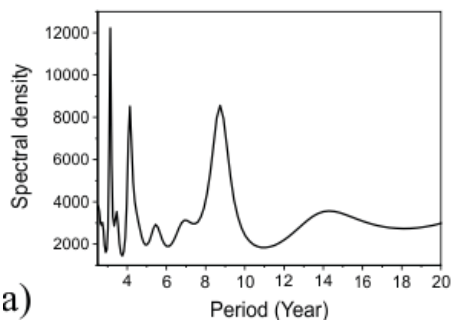


g) N=117, 1879-1994

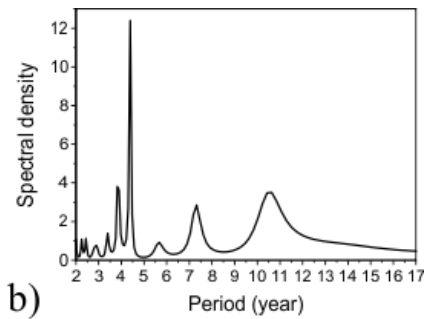


h) N=285, 1724-2008

Рис.1. Результаты быстрого преобразования Фурье (FFT) хронологий ( $\text{CO}_2+\text{H}_2\text{O}$ ) из древесины колец спилов сосны (a, b, c, d), ели (e, f), кедра (g), лиственницы (h). Предварительно исключены линейные тренды.



a)



b)

Рис. 2. Спектры осадков (a) и температуры (б) в Томске, рассчитанные методом максимальной энтропии по данным, осредненным за вегетационный период года с мая по сентябрь.

Из рисунка 2 видно, что хронологии содержат циклы, близкие 4-летнему и в хронологиях осадков нет цикла, близкого 11-летнему, однако, в спектре температур, осредненной по теплomu полугодью такой цикл есть. Таким образом, появление в хронологиях ( $\text{CO}_2+\text{H}_2\text{O}$ ) вариаций с периодом, близким к 4-летнему, можно связать с цикличностью климатических условий данного региона, в которых наблюдается та же самая цикличность. Несомненно, периодическое увеличение летних осадков создает избыточное давление в корне, которое, в свою очередь, увеличивает давление в стволе, также фиксированное



в нашем эксперименте [6]. Появление в хронологиях ( $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ ) цикла близкого к 11-летнему можно связать с солнечным циклом через вариации температур, полагая, что для данного региона существует модуляция температур с циклом, близким к 11-летнему циклу солнечной активности Швабе-Вольфа. Следует отметить, что наличие этих циклических вариаций указывает на то, что выделение  $\text{CO}_2$  из стволов хвойных деревьев, зависящее от времени суток и сезона, может иметь многолетние квазипериодические изменения, которые пока не принимаются во внимание при измерениях выделения  $\text{CO}_2$  биотой.

*Работа выполнена в рамках Проекта IX.138.1.4 Программы фундаментальных исследований государственных академий наук*

#### **Литература:**

1. Rigozo N.R., Nordemann D.J.R., da Silva H.E., de Souza Echer M.P., Echer E. Solar and climate signal records in tree ring width from Chile (AD 1587-1994) // *Planetary and Space Science*. 2007. V. 55. P.158-164.
2. Lean J. L., Rind D. H. How natural and anthropogenic influences alter global and regional surface temperatures: 1889 to 2006 // *Geophys. Res. Lett.* 2008. V. 35. L18701. P.1-6. doi.10.1029/2008GL034864.
3. Ageev B.G., Gruzdev A.N., Sapozhnikova V.A. Variations in gas components and total pressure in stem and root disc wood of conifer species // *Atmos. Ocean. Opt.* 2017. V.30, №2. P.209-215.
4. Sapozhnikova V. A., Gruzdev A. N., Ageev B. G., Ponomarev, Yu. N. and Savchuk D. A. Relationship between  $\text{CO}_2$  and  $\text{H}_2\text{O}$  Variations in Tree Rings of Siberian Stone Pine and Meteorological Parameters // *Doklady Earth Sciences*, 2013, Vol.450, Part 2, 652-657.
5. Ageev Б.Г., Груздев А.Н., Пономарев Ю.Н., Сапожникова В.А. Вариации остаточного  $\text{CO}_2$  и давления в древесине корней хвойных деревьев // *Оптика атмосферы и океана*. 2017. V.30, №11. С.941-947.
6. Ageev B.G., Gruzdev A.N., Savchuk D.A., Ponomarev Yu.N., Sapozhnikova V.A. The Characteristics of Residual Tree-ring  $\text{CO}_2$  and  $\text{H}_2\text{O}$  Chronologies for Conifer Species // *Advances in Sensors: Reviews*, Vol. 3. Sensors, Transducers, Signal Conditioning and Wireless Sensors Networks. Chapter 5. P.115-134.

## The model of intra-annual water flow distribution for geological tasks solving

**Savichev O.G., Moiseeva J.A.**

Tomsk Polytecnic University, Tomsk, Russia  
E-mail: OSavichev@mail.ru, jamoiseeva@mail.ru

At present, there are many programs systems for computer modeling of hydrological processes – MIKE-SHE, SMS, ECOMAG, SWAP and others [Loucks, Van Beek, 2005; Gelfan, 2010; Виноградов, Виноградова, 2010; Гусев, Насонова, 2010]. The purpose of such systems is to solve the problems of the assessing the current state of water objects, as well as the forecasting the elements of the hydrological regime within the limits of predictable meteorological conditions, or from qualitative analysis based on climate change scenarios. But in all these cases a large amount of meteorological, hydrological, geobotanical and other types of information is required. And also, the laboriousness of obtaining certain types of such information is compensated by the uncertainty of others [Виноградов, Виноградова, 2010]. For this reason, there are a need for coherence of the used models of hydrological processes and initial information.

This aspect is especially important for when solving the insufficiently developed questions of paleohydrological reconstructions and the hydrological conditions modeling of mineral deposits formation. Therefore, the aim of the study is to develop a model for intra-annual distribution of water flow (mean annual and mean monthly values) and methods of its application, suitable for reconstructing of a zonal runoff in West Siberia with minimum of initial information.

The model was obtained with the following assumptions: 1) the change of the moisture content reserves of the river catchment area  $W_U$  is proportional to the change in the water runoff  $V_Y$  and the basin lag tiltmeter  $\tau$  for the period  $dt$  (1); 2) the change of the catchment area  $F$  is insignificant, and it can be neglected (2); 3) the velocity of lag tiltmeter  $\beta$  is proportional to the velocity of groundwater flow, which is proportional to the filtration coefficient in the saturated zone  $k_0$ , soil moisture  $\omega$  minus its ice content  $\varepsilon$ , and to the average gradient of river  $J$  and the river length  $L$ , or the amplitude of the heights ( $Z_{max} - Z_{wla}$ ) and catchment area  $F$  (3); 4) the change of the velocity of lag tiltmeter is proportional to the coefficient of subsurface water flow (the ratio of groundwater

runoff ( $Y_{gr}$ ) and the total runoff ( $Y$ ); 5) the humidification of the catchment area  $H$  occurs due to liquid atmospheric precipitation  $H_r$  falling out at positive air temperature  $T_a$ , and water yield of snow cover  $H_{sm}$  (5); 6) the scheme for equation (2) has form (6):

$$V_U = V_H - V_E - V_Y = \frac{dW_U}{dt} \approx \tau \cdot \frac{dV_Y}{dt} + V_Y \cdot \frac{d\tau}{dt}, \quad (1)$$

$$\frac{dV_Y}{dt} = \frac{d(F \cdot Y \cdot a)}{dt} \approx a \cdot F \cdot \frac{dY}{dt} = \frac{1}{\tau} \cdot \left( H - E - Y \cdot \left( 1 + \frac{d\tau}{dt} \right) \right), \quad (2)$$

$$\beta = \frac{1}{\tau} \approx \frac{k_0 \cdot (\omega - \varepsilon)^b \cdot J}{L} \approx \frac{k_0 \cdot k_1 \cdot (\omega - \varepsilon)^b \cdot (Z_{max} - Z_{wla})}{F}, \quad (3)$$

$$Y \cdot \frac{d\tau}{dt} \approx k_2 \cdot Y_{gr}, \quad (4)$$

$$H = H_r + H_{sm}, \quad (5)$$

$$Y_{t+1} = Y_t \cdot \frac{1 - 0.5 \cdot \Delta t \cdot \beta_t}{1 + 0.5 \cdot \Delta t \cdot \beta_{t+1}} + \frac{\Delta t}{2 + \Delta t \cdot \beta_{t+1}} \cdot (\beta_{t+1} \cdot H_{t+1} + \beta_t \cdot H_t + (\beta_{t+1} + \beta_t) \cdot k_2 \cdot Y_{gr}) + \mu_0, \quad (6)$$

where  $V_H, V_E, V_Y, V_U$  – volume of humidification, evaporation, total (surface and groundwater) runoff and change in the moisture content for the period  $dt$ ;  $H, E, Y$  – depth of humidification, evaporation and total runoff for the same period;  $a$  – coefficient of dimension;  $\Delta t$  – the time step (in this work  $\Delta t = 1$ );  $k_1, k_2, b$  – empirical coefficients;  $\mu$  – closing error of calculation scheme with mathematical expectation  $\mu_0$ ;  $Z_{max}$  – the maximum height surface watershed.;  $Z_{wla}$  – the average river level in the calculated range. The values  $k_0, k_1, k_2, b, \mu_0$  are determined by optimization methods.

Water yield of snow cover in month  $t$  is determined by the difference in moisture reserves.  $WS$  for the months  $t$  and  $(t-1)$  using of the degree-day melting factor [Бефани, Калинин, 1983], data on the hydromorphological characteristics of the Western Siberia rivers [Основные гидрологические..., 1979] and the distribution of coniferous and deciduous forests on the territory of their catchments [Дюкрев и др., 1991]. The evaporation from the catchment area surface  $E_i$  in  $i$ -th month was calculated by the Hargrave equation taking into account the recommendations [Allen et al., 1998]:

$$E_t = k_4 \cdot M_t \cdot R_0 \cdot (T_{a,t} + k_5) \cdot \sqrt{T_{max,t} - T_{min,t}}, \quad (7)$$

where  $R_0$  – extraterrestrial radiation,  $\text{kJ}/(\text{cm}^2 \cdot \text{month})$ ;  $T_{max,t}, T_{min,t}$  – maximum and minimum monthly values of air temperature. ( $^{\circ}\text{C}$ );  $k_4$  and  $k_5$  – the empirical coefficients calculated by the selection (the method of the general decreasing gradient in MS Excel) under condition of maximum approximation to the values of the mean annual monthly evaporation calculated by the Penman-Tortweit method [Allen et al., 1998; Hendrics, 2010] from the measurements of the elements of the heat balance at meteorological station in Western Siberia. As an estimate of the degree of approximation  $R^2$ , the Nash and Sutcliffe criterion was used [Nash, Sutcliffe, 1970]. According to data for watersheds of rivers of the taiga, forest-tundra and forest-steppe zones of Western Siberia, the values  $k_4=0.004$  и  $k_5=30$ .

According to [Befani, Kalinin, 1983], the calculation of soil moisture is carried out according to the empirical formulas (11-13) for the given average values of the measured moisture reserves in the meter layer of soil and soil for the third decade of May and August [Dyukarev et al., 1991]:

$$\omega_t \approx \frac{\omega_{1b,t} + \omega_{1e,t}}{2000}, \quad (8)$$

$$\omega_{1e,t} = (\omega_{1b,t} + H_{r,t} + H_{sm,t}) \cdot \exp(-0.007 \cdot E_0), \quad (9)$$

$$E_{0,t} = 0.18 \cdot (T_{a,t} + 25)^2 \cdot (1 - f_{a,t}), \quad (10)$$

where  $\omega_t$  – monthly average of soil moisture,  $\text{m}^3/\text{m}^3$ ;  $\omega_{1b,t}$  and  $\omega_{1e,t}$  – moisture content в metre-deep layer at the beginning and end of the  $i$ -th month, mm;  $E_{0,t}$  – evapotranspiration, mm/month;  $f_{a,t}$  – average monthly relative atmospheric air humidity, in fractions of unit. The calculation starts from the end of March. Initial moisture content в metre-deep layer (at the end of March) are selected from the condition of a minimum of the sum of the absolute deviation calculated and measured values. Расчёт льдистости почвы  $\varepsilon$  для месяцев с отрицательной температурой почвы выполнен подбором (метод общего понижающего градиента в MS Excel) согласно [Гельфан, 2007; Гусев, Насонова 2010]. The average monthly soil temperature at a depth of 0.5 m from the surface is determined from the empirical dependence (11) obtained by the least squares method from the interpolation data of mean monthly soil temperatures at a depth of 0.4 and 0.8 m [Научно-прикладной..., 1993; 1997]:

$$T_{s,t} = k_6 \cdot T_{a,t} + k_7, \quad (11)$$

where  $k_{s,1} = 0.589 \pm 0.057$ ;  $k_{s,2} = 5.586 \pm 0.216$ ; square of the correlation ratio between the calculated and measured values  $R^2 = 0.80$ . The groundwater component of the river flow  $Y_{gr}$  is determined according to [Моисеева, Савичев, 2017]. The intra-annual groundwater runoff distribution (based on observations and modeling data) is obtained as follows: 1) during the winter runoff low (from December to March) groundwater runoff is assumed to be equal to the total; 2) in the remaining months, the groundwater runoff is determined by linear interpolation between the values of the groundwater runoff in March and December.

Thus, the initial information for the monthly water runoff model (6-20) is the average monthly air temperature, monthly amount of precipitation, average monthly relative humidity, initial moisture content at the end of the winter runoff low. The model can be used in two cases: 1) for the studying of the mechanism of water flow formation and the factors of its change; 2) for the reconstruction of the intra-annual distribution of water. In the first case, the monthly values of the total runoff layer are also related to the initial data, and the initial data are taken for a conditionally homogeneous period according to climatic and hydrological directories. In the second case, the calculation begins at the end of the winter runoff low, when a value of 11% of the annual groundwater runoff  $Y_{gr}$  is taken as the monthly total runoff; remaining initial data are taken from typical intra-annual distribution for natural zones with mean annual precipitation and air temperatures values determined by paleobotanical and other methods.

Testing of the model carried out by using the date of the hydrological and climatic conditions in the watersheds of medium rivers - the major tributaries of the Ob River (table.) for two periods - from 1971 to 1994 and after 1995. Such choice is determined by the results of long-term changes analysis in the annual rivers runoff in the region and its groundwater component, indicating a disruption in the homogeneity of the series around the border of the 1960s-1970s, and by groundwater runoff in the mid-1990s.

**Table.** The main hydromorphological characteristics and parameters of the model (6-20) in calculating the intra-annual total water flow distribution of the Ob River tributaries.

River – point of observation, characteristic	river Tym - v. Napas	river Chaya – v. Podgornoye
$R^2$	0.96	0.63
$k_0 \cdot k_1$ in equation (3)	11568.569	327.362
$b$ in equation (3)	2.264	0.613
$\Delta t$ in equation (6)	1.0	1.0
$k_3$ in equation (6)	0.000	-0.456
$\mu_0$ in equation (6)	-0.759	-0.841

**Note:** The values of  $Z_{wla}$  are taken according to [Савичев, 2010], the values of  $F, L, J, Zb$ , according to [Основные..., 1979], the values of  $Z_{max}$  according to topographic maps; the remaining values are determined by selection (the method of the general reducing gradient) in Excel.

Analysis of the results of the models (6-20) testing showed that, firstly, the usage of the model allows to satisfactorily describe the observable change of total runoff and groundwater component with minimum information. Secondly, there is the increase in the air temperature in average for the calculated multi-year periods and for March-April. A statistically significant increase in atmospheric precipitation is not observed everywhere, but even with constant atmospheric moisture and warming in early spring, the total run-off in these months increases due to an increase in water yield of snow cover and conditionally liquid precipitation. In addition, there is an underground component of the runoff for the year as a whole, which is explained by an increase in groundwater runoff in the winter period, some decrease in the ice content (increase in filtration properties), and an increase in the amount of atmospheric precipitation for the warm period - one of the important factors of infiltration. Thirdly, during the last decades the increase of resources bog water and groundwater, as evidenced by negative values of  $k_2$  and  $\mu_0$  and this is confirmed by data on vertical growth peat deposits at about 1 mm/year [Пологова, Лапшина, 2002] and the increasing of groundwater levels in Tomsk [Савичев, 2010; Shiklomanov et al., 2013]. It should also be noted that the developed model (6-20) is suitable mainly for studying the water balance of medium rivers, in which the changes in runoff are in general subject to zonal regularities. For small rivers, some correction are required taking into account local geological conditions, and for large rivers an integral assessment of the runoff transformation coming from different natural zones is required.

*The reported study was funded by RFBR according to the research project № 17-05-00042.*

## Модель внутригодового распределения стока для решения геологических задач

Савичев О.Г., Моисеева Ю.А.

Томский политехнический университет, Томск, Россия  
E-mail: OSavichev@mail.ru, jamoiseeva@mail.ru

В настоящее время существует целый ряд систем компьютерного моделирования гидрологических процессов – MIKE-SHE, SMS, ECOMAG, SWAP и другие [Loucks, Van Beek, 2005; Gelfan, 2010; Виноградов, Виноградова, 2010; Гусев, Насонова, 2010]. Их назначение – решение, прежде всего, задач оценки современного состояния водных объектов, а также прогноза элементов гидрологического режима в границах предсказуемых метеоусловий, либо в режиме качественного анализа на основе сценариев изменения климата. Но во всех указанных случаях требуется большой объем метео-, гидро-, геоботанической и иных видов информации. Причем трудоемкость получения отдельных видов подобных сведений в ряде случаев нивелируется неопределенностью других [Виноградов, Виноградова, 2010]. По этой причине возникает необходимость соответствия используемых моделей гидрологических процессов и исходной информации.

Особенно важен этот аспект при решении пока еще недостаточно проработанных вопросов палеогидрологических реконструкций и моделирования гидрологических условий формирования месторождений полезных ископаемых. Это и определило цель рассматриваемого исследования – разработку модели внутригодового распределения водного стока (средних годовых и средних месячных значений) и методики её применения, пригодных для реконструкций слоя зонального водного стока Западно-Сибирской равнины при условии минимума исходной информации.

Модель получена при следующих допущениях: 1) изменение влагозапасов речного водосбора  $W_U$  пропорционально изменению водного стока  $V_Y$  и времени добегания  $\tau$  водных масс по водосбору за период  $dt$  (1); 2) изменение площади водосбора  $F$  незначительно, и им можно пренебречь (2); 3) скорость добегания  $\beta$  водных масс пропорциональна скорости движения подземных вод, которая, в свою очередь, пропорциональна коэффициенту фильтрации в насыщенной зоне  $k_0$ , влажности почвы  $\omega$  за вычетом её льдистости  $\varepsilon$ , а также средневзвешенному уклону реки  $J$  и длине реки  $L$ , либо амплитуде высот ( $Z_{max} - Z_{wla}$ ) и площади водосбора  $F$  (3); 4) изменение скорости добегания водных масс по водосбору пропорционально коэффициенту подземного стока (отношению слоя подземного ( $Y_{gr}$ ) и суммарного ( $Y$ ) стока); 5) увлажнение водосбора  $H$  происходит за счет жидких атмосферных осадков  $H_r$ , выпадающих при положительной температуре атмосферного воздуха  $T_a$ , и водоотдачи из снежного покрова  $H_{sm}$  (5); 6) неявная разностная схема для уравнения (2) имеет вид (6):

$$V_U = V_H - V_E - V_Y = \frac{dW_U}{dt} \approx \tau \cdot \frac{dV_Y}{dt} + V_Y \cdot \frac{d\tau}{dt}, \quad (1)$$

$$\frac{dV_Y}{dt} = \frac{d(F \cdot Y \cdot a)}{dt} \approx a \cdot F \cdot \frac{dY}{dt} = \frac{1}{\tau} \cdot \left( H - E - Y \cdot \left( 1 + \frac{d\tau}{dt} \right) \right), \quad (2)$$

$$\beta = \frac{1}{\tau} \approx \frac{k_0 \cdot (\omega - \varepsilon)^b \cdot J}{L} \approx \frac{k_0 \cdot k_1 \cdot (\omega - \varepsilon)^b \cdot (Z_{max} - Z_{wla})}{F}, \quad (3)$$

$$Y \cdot \frac{d\tau}{dt} \approx k_2 \cdot Y_{gr}, \quad (4)$$

$$H = H_r + H_{sm}, \quad (5)$$

$$Y_{t+1} = Y_t \cdot \frac{1 - 0.5 \cdot \Delta t \cdot \beta_t}{1 + 0.5 \cdot \Delta t \cdot \beta_{t+1}} + \frac{\Delta t}{2 + \Delta t \cdot \beta_{t+1}} \cdot (\beta_{t+1} \cdot H_{t+1} + \beta_t \cdot H_t + (\beta_{t+1} + \beta_t) \cdot k_2 \cdot Y_{gr}) + \mu_0, \quad (6)$$

где  $V_H$ ,  $V_E$ ,  $V_Y$ ,  $V_U$  – объем увлажнения, испарения, суммарного (поверхностного и подземного) стока и изменения влагозапасов в водосборе за период времени  $dt$ ;  $H$ ,  $E$ ,  $Y$  – слой увлажнения, испарения и суммарного стока за тот же период;  $a$  – коэффициент размерности;  $\Delta t$  – шаг по времени (в рассматриваемой работе принято  $\Delta t = 1$ );  $k_1$ ,  $k_2$ ,  $b$  – эмпирические коэффициенты;  $\mu$  – невязка расчетной схемы с математическим ожиданием  $\mu_0$ ;  $Z_{max}$  – максимальная отметка поверхности водосбора;  $Z_{wla}$  – средний уровень речных вод в расчетном створе. Значения  $k_0 \cdot k_1$ ,  $k_3$ ,  $b$ ,  $\mu_0$  определяется методами оптимизации.

Водоотдача из снежного покрова в месяц  $t$  определена по разнице влагозапасов  $WS$  за месяцы  $t$  и  $(t-1)$  с использованием коэффициентов стаивания [Бефани, Калинин, 1983], данных о гидроморфологических характеристиках рек Западной Сибири [Основные гидрологические..., 1979] и распространению на территории их водосборов хвойных и лиственных лесов [Дюкрев и др., 1991]. Испарение с поверхности водосбора  $E_i$  в  $i$ -м месяце вычислено по уравнению Харгрейва с учётом рекомендаций [Allen et al., 1998]:

$$E_t = k_4 \cdot M_t \cdot R_0 \cdot (T_{a,t} + k_5) \cdot \sqrt{T_{max,t} - T_{min,t}}, \quad (7)$$

где  $R_0$  – внеземная радиация, кДж/(см<sup>2</sup>·месяц);  $T_{max,t}$ ,  $T_{min,t}$  – максимальные и минимальные месячные значения температуры атмосферного воздуха (°C);  $k_4$  и  $k_5$  – эмпирические коэффициенты, рассчи-



танные подбором (метод общего понижающего градиента в MS Excel) при условии максимального приближения к значениям среднемноголетнего месячного испарения, вычисленного по методу Пенмана-Тортвейта [Allen et al., 1998; Hendrics, 2010] по данным измерений элементов теплового баланса на метеостанциях Западной Сибири. В качестве оценки степени приближения использовался критерий Нэша и Сатклифа R2 [Nash, Sutcliffe, 1970]. По данным для водосборов рек таежной, лесотундровой и лесостепной зон Западной Сибири получены значения  $k_4 = 0.004$  и  $k_5 = 30$ .

Расчёт влажности почвы в уравнении (3) выполнен, согласно [Бефани, Калинин, 1983], по эмпирическим формулам (8–10) по заданным средним значениям измеренных влагозапасов в метровом слое почвы и грунта на третью декаду мая и августа [Дюкарев и др., 1991]:

$$\omega_t \approx \frac{\omega_{1b,t} + \omega_{1e,t}}{2000}, \tag{8}$$

$$\omega_{1e,t} = (\omega_{1b,t} + H_{r,t} + H_{sm,t}) \cdot \exp(-0.007 \cdot E_0), \tag{9}$$

$$E_{0,t} = 0.18 \cdot (T_{a,t} + 25)^2 \cdot (1 - f_{a,t}), \tag{10}$$

где  $\omega t$  – среднее месячное значение влажности почвы,  $m^3/m^3$ ;  $\omega_{1b,t}$  и  $\omega_{1e,t}$  – влагозапасы в метровом слое почвы и грунта на начало и конец  $i$ -го месяца, мм;  $E_{0,t}$  – испаряемость, мм/месяц;  $f_{a,t}$  – среднемесячная относительная влажность атмосферного воздуха, в долях единицы. Расчёт начинается с конца зимней межени (в Западной Сибири это – март). Начальные влагозапасы в метровом слое почвы и грунта (в конце марта) подбираются из условия минимума суммы модулей отклонений расчётных и измеренных значений. Расчёт льдистости почвы  $\varepsilon$  для месяцев с отрицательной температурой почвы выполнен подбором (метод общего понижающего градиента в MS Excel) согласно [Гельфан, 2007; Гусев, Насонова 2010]. Средняя месячная температуры почвы на глубине 0.5 м от поверхности определяется по эмпирической зависимости (19), полученной методом наименьших квадратов по данным интерполяции среднемесячных значений температуры почвы на метеостанциях Западной Сибири [Научно-прикладной..., 1993; 1997] на глубине 0.4 и 0.8 м:

$$T_{s,t} = k_6 \cdot T_{a,t} + k_7, \tag{11}$$

где  $k_{s,1} = 0.589 \pm 0.057$ ;  $k_{s,2} = 5.586 \pm 0.216$ ;  $R^2 = 0.80$ . Подземная составляющая годового речного стока  $Y_{gr}$  определена согласно [Моисеева, Савичев, 2017]. Внутригодовое распределение подземного стока (как по материалам наблюдений, так и по данным моделирования) получено следующим образом: 1) в месяцы зимней межени (с декабря по март) подземный сток принимается равным суммарному; 2) в остальные месяцы подземный сток определяется линейной интерполяцией между значениями подземного стока в марте и декабре.

Таким образом, исходной информацией для модели месячного водного стока (6–20) являются среднемесячные значения температуры атмосферного воздуха, месячных сумм атмосферных осадков, среднемесячных значений относительной влажности, начальных влагозапасов в конце зимней межени. Модель может использоваться в двух режимах: 1) для изучения механизма формирования водного стока и факторов его изменения; 2) собственно для реконструкции внутригодового распределения стока. В первом случае к исходным данным также относятся месячные значения слоя суммарного стока, а сами исходные данные принимаются для условно однородного периода по климатическим и гидрологическим справочникам. Во втором случае расчет начинается с конца зимней межени, когда за месячный суммарный сток принимается величина, составляющая 11% от годового подземного стока  $Y_{gr}$ ; остальные исходные данные принимаются по типовым внутригодовым распределениям для природных зон со среднемноголетними значениями атмосферных осадков и температуры атмосферных воздуха, определенных палеоботаническими и иными методами.

Апробация модели проведена по данным о гидрологических и климатических условиях в водосборах средних рек – крупных притоков реки Обь (табл.) для двух периодов – с 1971 до 1994 г. и после 1995 г. Подобный выбор определяется результатами анализа многолетних изменений годового стока рек региона и его подземной составляющей, свидетельствующими о нарушении однородности рядов примерно на границе 19960-1970-х гг., а по подземному стоку – и в середине 1990-х гг. [Савичев, 2010; Schiklomanov et al., 2013].

**Таблица.** Основные гидроморфологические характеристики и параметры модели (6–20) при расчете внутригодового распределения слоя суммарного водного стока притоков реки Обь.

Река-пункт	р. Тым – с. Напас	р. Чая – с. Подгорное
$R^2$	0.96	0.63
$k_0 \cdot k_1$ в уравнении (3)	11568.569	327.362
$b$ в уравнении (3)	2.264	0.613
$\Delta t$ в уравнении (6)	1.0	1.0
$k_3$ в уравнении (6)	0.000	-0.456
$\mu_0$ в уравнении (6)	-0.759	-0.841

**Примечание:** значения  $Z_{vla}$  приняты по [Савичев, 2010], значения  $F, L, J, Z_b$  – по [Основные..., 1979], значения  $Z_{max}$  – по топографическим картам; остальные величины определены подбором (метод общего понижающего градиента) средствами Excel

Анализ результатов собственно апробации модели (6–20) показал, что, во-первых, ее использование позволяет удовлетворительно описать наблюдаемые изменения суммарного стока и его подземной составляющей при минимуме исходной информации. Во-вторых, повсеместно наблюдается увеличение температуры атмосферного воздуха в среднем за расчетные многолетние периоды и для марта–апреля. Статистически значимое увеличение атмосферных осадков зафиксировано не везде, но даже при постоянном атмосферном увлажнении и потеплении в начале весны возрастает суммарный сток в эти месяцы за счет увеличения суммы водоотдачи водоотдачи из снежного покрова и условно жидких осадков. Кроме того, отмечается подземная составляющего стока за год в целом, что объясняется увеличением подземного стока на границах зимнего периода, некоторым уменьшением льдистости (увеличением фильтрационных свойств) и возрастанием суммы атмосферных осадков за теплый период – одного из важных факторов инфильтрации. В-третьих, в течение последних десятилетий происходит увеличение ресурсов болотных и подземных вод, о чем свидетельствуют отрицательные значения  $k_2$  и  $\mu_0$  и что подтверждается данными о вертикальном приросте торфяной залежи со скоростью около 1 мм/год [Пологова, Лапшина, 2002] и увеличении уровней подземных вод в Томской области [Савичев, 2010; Shiklomanov et al., 2013]. Также следует отметить, что разработанная модель (6–20) пригодна изучения водного баланса преимущественно средних рек, изменения стока в которых в целом подчиняются зональным закономерностям. Для малых рек требуется коррекция с учетом локальных геологических условий, а для больших – интегральная оценка трансформации стока, поступающего из разных природных зон.

*Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 17-05-00042.*

#### **Литература:**

1. Loucks D.P., Van Beek E. *Water resources systems planning and management. An Introduction to Methods, Models and Applications.* – Turin: UNESCO Publ., printed by Ages Arti Grafiche, 2005. – 679 p.
2. Gelfan A. *Extreme snowmelt floods: Frequency assessment and analysis of genesis on the basis of the dynamic-stochastic approach // Journal of Hydrology 388 (2010) 85–99. doi:10.1016/j.jhydrol.2010.04.031.*
3. Виноградов Ю.Б., Виноградова Т.А. *Математическое моделирование в гидрологии.* – М.: «Академия», 2010. – 304 с.
4. Гусев Е.М., Насонова О.Н. *Моделирование тепло- и влагообмена поверхности суши с атмосферой.* – М.: Наука, 2010. – 327 с.
5. Бефани Н.Ф., Калинин Г.П. *Упражнения и методические разработки по гидрологическим прогнозам.* – Л.: Гидрометеоиздат, 1983. – 390 с.
6. *Основные гидрологические характеристики. Т. 15. Алтай. Западная Сибирь и Северный Казахстан. Вып. 1. Верхняя и Средняя Обь.* – Л.: Гидрометеоиздат, 1979. – 487 с.
7. Дюкарев А.Г., Львов Ю.А., Хмелёв В.А. и др. *Природные ресурсы Томской области.* – Новосибирск: Наука. Сибирское отделение. 1991. – 176 с.
8. Allen R.G., Pereira L.S., Raes D., Smith M. *Crop evapotranspiration. Guidelines for computing crop water requirements - FAO Irrigation and drainage paper 56. Water Resources, Development and Management Service FAO. FAO - Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome, 1998. – 276 p.*
9. Hendriks M.R. *Introduction to Physical Hydrology. Oxford; New York, Oxford University Press, 2010. 331 p.*
10. Nash J.E., Sutcliffe J.V. *River flow forecasting through conceptual models. P. I. A discussion of principles. Journal of Hydrology, 1970, vol. 10 no. 3, pp. 282–290.*
11. Гельфан А.Н. *Динамико-стохастическое моделирование формирования талого стока.* – М.: Наука, 2007. – 279 с.
12. Вершинина Л.К., Крестовский О.И., Калужный И.Л., Павлова К.К. *Оценка потерь талых вод и прогнозы объема стока половодья.* – Л.: Гидрометеоиздат, 1985. – 189 с.
13. Непряхин Е.М. *Почвы Томской области.* – Томск: Изд-во Том. гос. ун-та, 1977. – 437 с.
14. *Научно-прикладной справочник по климату СССР. Серия 3. Многолетние данные. Части 1–6. Вып. 20. Томская, Новосибирская, Кемеровская области, Алтайский край.* – СПб.: Гидрометеоиздат, 1993. – 718 с.
15. *Научно-прикладной справочник по климату СССР. Серия 3. Многолетние данные. Части 1–6. Вып. 17. Тюменская и Омская области.* – СПб.: Гидрометеоиздат, 1998. – 702 с.
16. Моисеева Ю.А., Савичев О.Г. *Способ расчета и возможные изменения подземного стока в Западной Сибири в голоцене // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2017. Т. 328. № 2. 6–14.*

17. Shiklomanov A.I., Lammers R.B., Lettenmaier D.P., Polischuk Yu.M., Savichev O.G., and Smith L.G. *Hydrological Changes: Historical Analysis, Contemporary Status, and Future Projections. Environmental Changes in Siberia: Regional Changes and their Global Consequences*. Eds. P.Ya. Groisman, G. Gutman. Dordrecht, Springer, 2013. Ch. 4, pp. 111–154.
18. Савичев О.Г. *Водные ресурсы Томской области* – Томск: Изд-во Томск. политехн. ун-та, 2010. – 248 с.
19. Пологова Н.Н., Лапина Е.Д. *Накопление углерода в торфяных залежах Большого Васюганского болота // Большое Васюганское болото. Современное состояние и процессы развития / под ред. М.В. Кабанова.* – Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2002, С. 174 – 186.

## Long-term dynamics of NDVI in the basin of Lake Baikal

Айурзханаев А.А., Содномов В.В., Гармаев Е.Ж., Цыдыпов В. З.

Baikal Institute of Nature Management SB RAS, Ulan-Ude, Russia  
E-mail: aaayurzhanayev@yandex.ru

Lake Baikal basin is characterized by an exceptional diversity of ecosystems, due to natural conditions of the region, located on the border of the boreal and arid regions of Eurasia. It is noted that the basin of Lake Baikal due to its position and potential is one of the main strategic regions of the east of Russia and the north of Mongolia [1].

Arid climate in the area, coupled with poor environmental management leads to significant vulnerability of terrestrial ecosystems. There are negative natural-anthropogenic processes, such as degradation of vegetation, soil erosion and deflation, salinization. Our previous studies have revealed some peculiarities in vegetation changes in different climatic zones of the region [2, 3]

The aim of this work is a regional assessment of the dynamics of the vegetation cover of the Lake Baikal basin on the basis of the analysis of the MODIS NDVI trends.

The initial data was the NDVI time series of the MODIS Terra thematic product MOD13Q1 [4]. Preliminary processing of the data was carried out, consisting in restoring the erroneous or missing values and smoothing the NDVI time series. The removal of the seasonal component of time series is carried out using a moving average with a window width equal to the number of composites used per year [5].

As a result of processing satellite information, a spatial picture of the distribution of linear NDVI trends for the Lake Baikal basin was obtained. Territories with a negative NDVI trend correspond to steppe plant communities which are mainly located in intermountain hollows. Negative NDVI trend is characterizing a photosynthetically active biomass decline. Territories with a positive NDVI trend confine to forest landscapes. However, typical for forest ecosystems is the presence of minimum and maximum trends, caused, respectively, by fires and logging and reforestation.

For spatial comparison of NDVI trends with climatic variability in the basin of Lake Baikal, the trends of surface air temperature and total precipitation amount were calculated from monthly data from 2000 to 2016 for 24 meteorological stations. In the Mongolian part of the basin, the trends of total precipitation amount are positive, for the Russian part - negative, which agrees with the dynamics of steppe vegetation.

It is planned to organize series of field work to study the factors that influence on spatial-temporal dynamics of NDVI in the basin of Lake Baikal. Expeditionary work involves the allocation and detailed study of permanent model sites evidencing different responses of terrestrial ecosystems to climate change and nature management.

*The reported study was funded by Russian Foundation for Basic Research according to the research project No. 17-05-01059.*

## Долговременная динамика NDVI в бассейне оз. Байкал

Аюрзханаев А. А., Содномов В.В., Гармаев Е.Ж., Цыдыпов В.З.

Байкальский институт природопользования СО РАН, Улан-Удэ, Россия  
E-mail: aaayurzhanayev@yandex.ru

### ВВЕДЕНИЕ

Бассейн оз. Байкал характеризуется исключительным разнообразием экосистем, обусловленным природными условиями региона, расположенного на рубежах бореальной и аридной областей Евразии. Отмечается, что бассейн озера Байкал благодаря своему положению и потенциалу является одним главных стратегических районов востока России и севера Монголии [1].

Трансформации наземных экосистем региона способствует аридность, суровость и континентальность климата с высокими годовыми и суточными амплитудами температур, неравномерным по сезонам года характером ветрового режима и выпадения атмосферных осадков, преобладающий во многих местах легкий механический состав почв и подстилающих пород, большая расчлененность рельефа, наличие больших площадей оголенных и слабозакрепленных растительностью земель и т.д. Засушливость климата на рассматриваемой территории в совокупности с нерациональным природопользованием приводят к существенной уязвимости наземных экосистем негативными природно-антропогенными процессами, такими как деградация растительного покрова, эрозия и дефляция почв, вторичное засоление. Данные антропогенные процессы усиливаются в связи с периодическими тенденциями к аридизации в климатической системе, следствием чего является не только неблагоприятное изменение условий увлажнения, но и снижение продуктивности пашен и пастбищ, что, в свою очередь, отражается на экономике региона. Ранее проведенные нами исследования выявили тенденции изменения растительного покрова в различных климатических зонах региона [2, 3].

Изучение реакции наземных экосистем бассейна оз. Байкал на климатические изменения является актуальной задачей в свете разработки эффективных мер противодействия негативным явлениям. Актуальность темы подтверждается необходимостью сохранения оз. Байкал - участка Всемирного природного наследия ЮНЕСКО, для чего важно иметь надежные оценки изменения природной среды.

Разумеется, подобные исследования должны носить комплексный мониторинговый характер с привлечением разнообразных средств и методов дистанционного и наземного контроля. К настоящему времени накоплен значительный объем данных дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) различного пространственного, временного и спектрального разрешения. Целью данной работы является региональная оценка динамики растительного покрова бассейна оз. Байкал на основе анализа трендов NDVI.

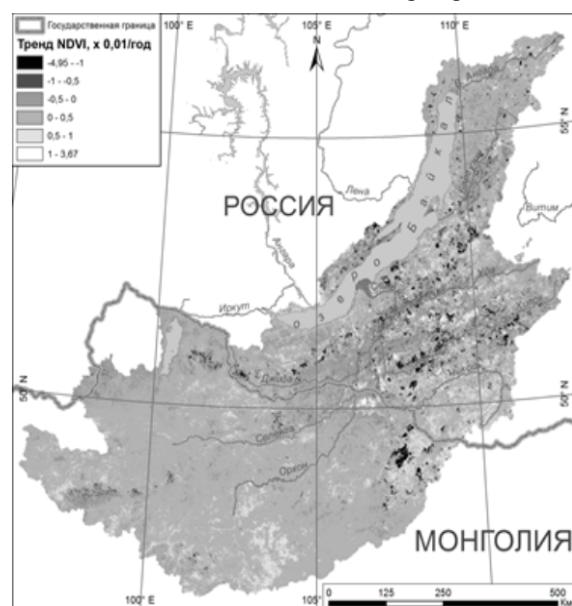
## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Исходными данными послужили временные ряды NDVI тематического продукта MOD13Q1 спектрометра MODIS спутника Terra [4]. Продукт представлен растровыми 16-дневными композитами вегетационных индексов с пространственным разрешением 250 м. Размер композита составляет 4800 на 4800 пикселей, что соответствует площади размерами 1200 на 1200 км на земной поверхности. В работе использованы снимки, полученные в период вегетации растительного покрова с 2000 по 2016 гг.

Проведена предварительная обработка данных, заключающаяся в восстановлении ошибочных или отсутствующих значений и сглаживании временного ряда NDVI. Некорректные значения пикселя заменены его средним значением за весь период. Для сглаживания временных рядов использован фильтр Савицкого-Голея. Удаление сезонной компоненты временных рядов проведено с помощью скользящего среднего с шириной окна равной количеству использованных композитов в году [5]. Полученные после предварительной обработки данные использованы для построения линейной регрессионной модели.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

В результате обработки спутниковой информации получена пространственная картина распределения линейных трендов NDVI для бассейна оз. Байкал (рис. 1). Проведена оценка направленности изменений NDVI для различных типов растительности в пределах исследуемого региона. Для анализа использована мелкомасштабная карта растительности бассейна оз. Байкал, легенда которой содержит



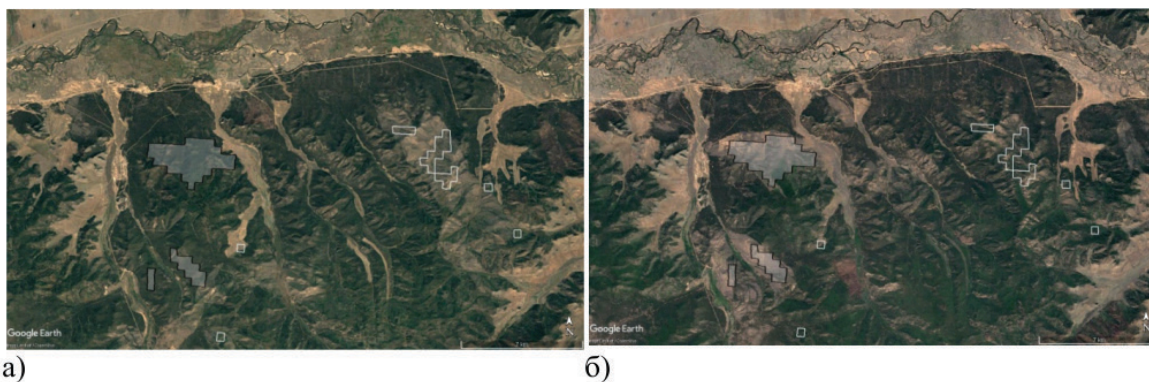
96 классов [1]. Анализ распределения количества пикселей по значениям тренда NDVI выявил, что для всех классов растительности преобладают положительные значения линейного тренда.

Несмотря на то, что, в целом, для большинства классов растительности преобладают положительные тренды NDVI, обнаружены сплошные зоны с негативным трендом преимущественно в котловинных степных ландшафтах Западного Забайкалья, тогда как в Монголии степные сообщества показывают положительную динамику.

Рис. 1. Тренды NDVI в бассейне оз. Байкал.



По данным визуальной верификации с помощью спутниковых изображений сверхвысокого пространственного разрешения и натурных исследований определено, что экстремальные тренды NDVI приурочены к участкам природно-антропогенного воздействия на лесные экосистемы (вырубки, лесовосстановление, пожары). На рисунке 2 представлена серия снимков Landsat сервиса Google Earth, на которых зафиксированы рубка и восстановление леса на Будуу-Горхонском хребте в долине р. Уды. Линиями выделены территории с наибольшими и наименьшими значениями тренда NDVI.



**Рис. 2.** Изменение ландшафтов в долине р. Уды (а – 2001 г., б – 2015 г.). Участки со светлой линией – территории лесовосстановления, участки с темной линией и полупрозрачным светлым фоном – территории с вырубкой леса.

Для пространственного сопоставления трендов NDVI с климатической изменчивостью в бассейне оз. Байкал выполнен анализ метеорологических параметров – рассчитаны тренды приземной температуры воздуха и количества осадков по месячным данным с 2000 по 2016 гг. для 24 метеорологических станций. Обнаружено, что в монгольской части бассейна тренды количества осадков имеют положительное значение, для российской – отрицательное, что согласуется с динамикой растительности степных зон. Практически для всех метеостанций наблюдается положительная динамика приземной температуры воздуха с 2000 по 2016 гг. при этом все температурные тренды статистически не значимы.

Планируется организовать экспедиционные работы для изучения факторов, влияющих на пространственно-временную динамику NDVI в бассейне оз. Байкал. Экспедиционные работы предполагают выделение и детальное изучение постоянных модельных участков на рассматриваемой территории, свидетельствующих о различной реакции наземных экосистем на изменение климата и характер природопользования.

*Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 17-05-01059.*

#### **Литература:**

1. *Экологический атлас бассейна озера Байкал / Отв. ред. А.Р. Батуев, Л.М. Корытный, Ж. Оюунгэрэл, Д. Энхтайван. – Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, – 2015. – 140 с.*
2. *Цыдыпов Б.З., Гармаев Е.Ж., Алымбаева Ж.Б., Батоцыренов Э.А., Аюржанаев А.А., Саяпина Д.О., Жарникова М.А., Содномов Б.В., Тулохонов А.К. Пространственно-временная оценка изменения растительного покрова засушливых климатических зон по Байкало-Гобийскому трансекту // Научное обозрение. – 2016. – № 5. – С. 8-16.*
3. *Zharnikova M.A., Alymbaeva ZH.B., Ayurzhanayev A.A., Garmaev E.ZH. Vegetation cover dynamics of the Mongolian semiarid zone according to multi-temporal LANDSAT imagery (the case of Darkhan test range) // IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science [The electronic resource] – IOP Publishing, 2016. – Vol. 48. - № 1. 012015. doi:10.1088/1755-1315/48/1/012015*
4. *Huete A., Justice C., Van Leeuwen W. Modis vegetation index (MOD13): Algorithm theoretical basis document, Version 3. USGS Land Process Distributed Active Archive Center, 1999. 129 p.*
5. *Sodnomov B.V., Ayurzhanayev A.A., Tsydyпов B.Z., Garmaev E.Zh. Algorithm of assessment of the MODIS NDVI long-term variations, J. Sib. Fed. Univ. Eng. Technol., 2018, 11(1), 61-68. Doi: 10.17516/1999-494x-0009.*

## Dendroindication of lake Baikal level dynamics

Balybina A.

Sochava Institute of Geography SB RAS, Irkutsk, Russia  
E-mail: balybina@irigs.irk.ru  
OI: 10.5281/zenodo.1244985

This paper estimates and analysis the water level dynamics in the lake Baikal in 15-20 centuries by the method of dendroindication. Dendrochronological material for the study has been picked up in the region of Bolshaya Cheremshannaya and Kedrovaya rivers runoff in the Zabaikalsky National Park in 2007. Dendrochronological samples were collected both close to the water-front (up to 10 m) and at larger distances from the front. Apart from the chronologies of 2007, the temporal data-sequence was extended by incorporating the tree-rings chronologies collected in 1950-s by G.I. Galasy and the staff of the Laboratory of botany and dendrochronology of Limnological Institution, which they published in the digest "Dendrochronological scales of Soviet Union" [1].

Degree of the influence of dendro-climatic factors on trees' increments, or detection of their relations with other environmental factors, was estimated with the response functions, i.e. by computing partial coefficients of correlations between radial increments and climatic (hydrological) indexes. For these purposes, data of meteorological station of the island Bolshoy Uskany on atmospheric precipitation for 1951-2006 were used. This source includes monthly, annual as well as cold and warm seasonal data. Data on the water level in the lake Baikal were taken from the State report of 2003 on the lake condition [2]. The data sequence is not uniform because of the abrupt increase in the level after construction of the Irkutsk Hydropower station in 1959. The data were recomputed to a homogeneous sequence with the method suggested in [3].

The largest coefficients of positive correlation were found between the K10 sample and cumulative monthly precipitations of February and October and also between the K2 sample and precipitations of November and cool period (November-March). The positive relation with February precipitation is possibly explained by the effect of heat storage in the near-roots system and also by increased humidity content in soil in the pre-vegetation period. Both positive and negative responses of the increments of annual rings on the lake Baikal level were found and the absolute values of the correlation coefficients were larger than for the correlation with precipitation. The positive response was found for the trees separated by a considerable distance from the costal line while the rings of the trees growing close to the coast react negatively on the increase of the lake level (erosion of the coast and root system, excessive humidity). More tight relation between the annual rings increments and the lake level existed before construction of the Hydropower station in Irkutsk, but after the construction also, the increments were rather sensitive to changes in the level. Significant relations between the increments variability and the lake Baikal level allowed the quantitative model for reconstruction of the lake level to be developed. The model reproduces up to 60% of the known level variations. The reconstruction shows high level epochs (1471-1477, 1511-1523, 1537-1542, 1678-1682, 1693-1697, 1792-1794) as well as durable epochs of low level (1418-1465, 1490-1508, 1553-1561, 1613-1617, 1641-1652, 1685-1689, 1739-1742, 1810-1814, 1860-1865, 1889-1894, 1919-1928). The spectral Fourier analysis reveals cycles of 53, 33, 23, 17 and 11 years in the reconstructed series of the lake Baikal level. Multiple epochs of low level have, therefore, occurred earlier but normal level always recovered afterwards.

### Reference:

1. Galasy, G. I. *Dendroscales of Baikal region and Putorana plateau // Dendroclimatic Scales of Soviet Union*. – Kaunas – 1981 – Pp.31-38 (in Russian).
2. [www.geol.irk.ru/baikal](http://www.geol.irk.ru/baikal)
3. Andreev, S. G., Vaganov, E. A., Naurzbaev, M. M., and Tulokhonov, A. K. *Long-term variation of precipitations, river Selenga runoff and lake Baikal level recorded by tree-rings of pine // Dokladi Akademii Nauk*. – 1999 – V.368 – №3. – Pp. 400-403 (in Russian).

## Дендроиндикация динамики уровня озера Байкал

Балыбина А.С.

Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия  
E-mail: balybina@irigs.irk.ru  
DOI: 10.5281/zenodo.1244985

В последние несколько все более актуальным становится проблема понижения уровня оз. Байкал. С 1994 г. по 2015 г. уровень озера Байкал (по показателям среднесуточных и среднемесячных норм) постепенно понижается. Стоит отметить, что понижение уровня озера Байкал может стать причиной серьезных экологических проблем, вызовет перестройку структуры прибрежного биоценоза,

окажет неблагоприятное воздействие на экосистему дельты реки Селенга, что, в свою очередь, негативным образом отразится на качестве байкальских вод [1].

Целью нашей работы является анализ и оценка динамики уровня оз. Байкал в 15-20 вв. с помощью метода дендроиндикации. Дендрохронологический материал отбирался на территории Забайкальского национального парка на побережье оз. Байкал, в местах впадения рек Большая Черемшана и Кедровая в 2007 г. Сбор дендрологических образцов проводился на разных участках – как находящихся непосредственно у уреза воды (до 10 м), так и существенно удаленных от него (характеристика образцов дана в таблице 1).

**Таблица 1.** Характеристика и возраст модельных деревьев (ДКХ- совр.).

Индекс модельного дерева	Участок	Высота дерева, м	Диаметр, см	Возраст, лет	Расстояние до уреза воды
К1	Кедровая	16	30	75	50 м., (кедровое редколесье)
К2		16	30	90	~ 30 м
К3		12	35	73	50 м., (кедровое редколесье)
К4		14	35	47	~ 30 м
К5		14	30	59	~ 40 м
К6	Большая Черемшана	16	35	88	~ 100 м
К7		17	40	100	~ 15 м
К8		15	40	80	~ 30 м (кедровое редколесье)
К9		18	50	80	5 м., (песчано-галечный береговой вал)
К10		16	55	71	~ 30 м

Кроме хронологий, полученных в 2007 году, для удлинения временного ряда, использованы древесно-кольцевые хронологии, полученные Галазием Г.И. и сотрудниками лаборатории ботаники и дендрохронологии ЛИИ СО АН СССР в 1950-х гг. и опубликованные в сборнике "Дендроклиматологические шкалы Советского Союза" [2] (характеристика хронологий дана в таблице 2).

**Таблица 2.** Характеристика древесно-кольцевых хронологий (ДКХ- Гал.).

Индекс ДКХ	Район исследований	Протяженность шкалы (годы)	Местообитание
К1/4	Оз. Байкал, Чивыркуйский залив, устье р. Б. Чивыркуй	1415-1944	Правый берег р. Б. Чивыркуй, кедровое редколесье
Л3/3	Оз. Байкал, р-н Северного Байкала, мыс Понгонье	1431-1944	Галечный береговой вал
Л11/1	Оз. Байкал, Малое Море, мыс Зогдук	1544-1944	Галечный береговой вал
Л12/2	Оз. Байкал, р-н Северного Байкала, мыс Котельниковский	1744-1943	Валунно-галечный береговой вал

Оценка степени влияния гидроклиматических факторов на древесный прирост, или выявление связей с другими факторами среды, осуществляются с помощью функций отклика – расчет частных коэффициентов корреляции между радиальным приростом и климатическими (гидрологическими) показателями. Для этого использованы метеорологические данные м/с о-в Большой Ушканий – атмосферные осадки (1951-2006 гг.) – как месячные значения, так и годовые и сезонные (теплый и холодные периоды). Значения уровней озера Байкал взяты из Государственного доклада о состоянии озера Байкал в 2003 г. [3]. Так как в 1959 г. уровень Байкала резко поднялся из-за строительства Иркутской ГЭС, то ряд наблюдений неоднороден. По методике, использованной в [4] значения были пересчитаны и приведены к однородному ряду. На рис.1. показана многолетняя динамика уровня оз. Байкал с 1900 по 2003 гг.

На рис. 2, 3 показаны отклики в приросте годичных колец на суммы атмосферных осадков и уровень озера Байкал соответственно.

Коэффициенты корреляции с атмосферными осадками подсчитаны только по ДКХ-совр., так как с ДКХ-Гал. расчет невозможен, в связи отсутствием совпадающего периода. Как можно видеть (рис.2), наибольшие положительные коэффициенты корреляции наблюдаются у модельного образца К10 с фев-

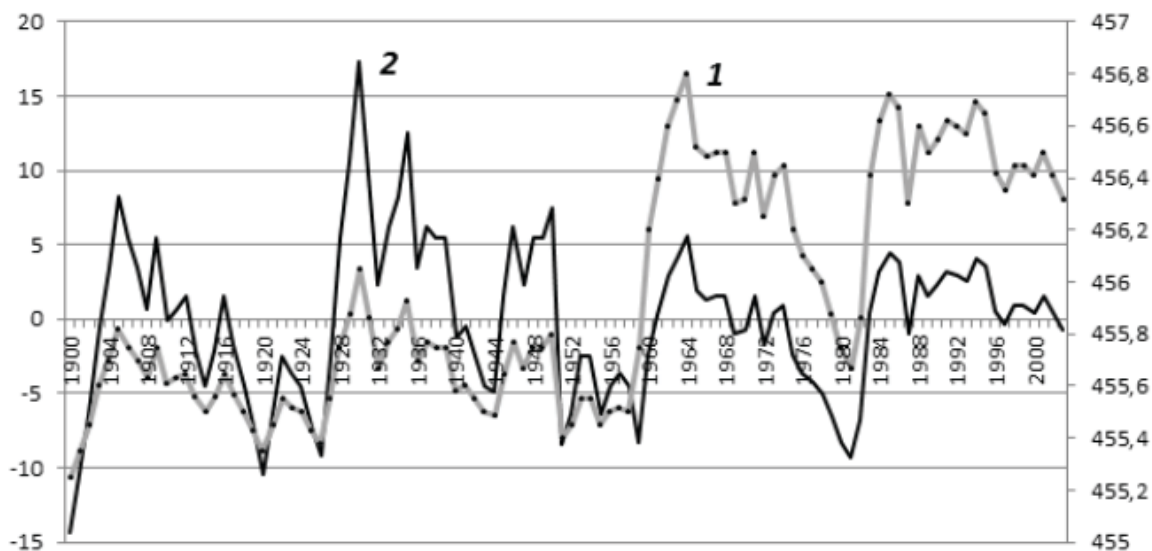


Рис. 1. Многолетняя динамика уровня озера Байкал. 1 – фактические значения; 2 – значения, приведенные к однородному ряду.

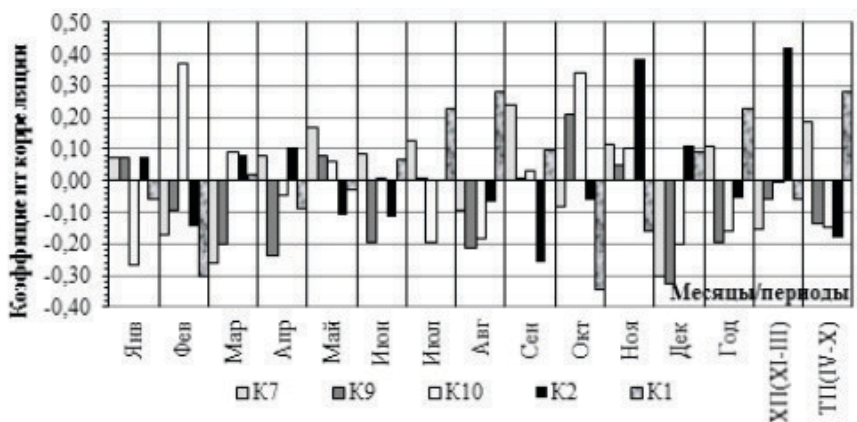


Рис.2. Коэффициенты корреляции между суммами атмосферных осадков на м/с Б. Ушканий о-в и ДКХ-совр.

ральскими и октябрьскими суммами атмосферных осадков, а также у K2 с суммой осадков за ноябрь и за XII (ноябрь-март). Обратная связь наблюдается у модельных деревьев K1 с осадками за октябрь и K9 с осадками за декабрь. Положительная связь с февральскими осадками возможно объясняется эффектом сохранения тепла в прикорневой системе, так как снежный покров способствует этому, а также повышается количество влаги в почве в предвегетационный период.

Далее на рис. 3 (а,б) показан отклик значений уровня озера Байкал в приросте годичных колец – ДКХ - совр (3а) и ДКХ-Гал. (3б).

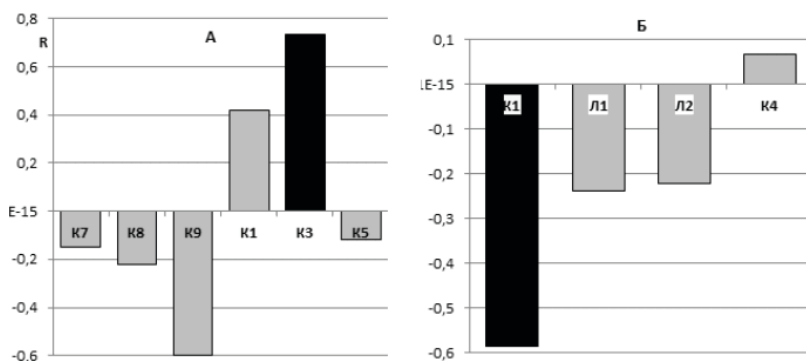


Рис. 3. Коэффициенты корреляции значений уровня озера Байкал с приростом годичных колец ДКХ - совр. (а) и ДКХ-Гал. (б).

Анализ гистограмм, представленных на рис.3., показывает, что отклик на уровень озера Байкал в приросте годичных колец наблюдается как положительный, так и отрицательный, причем значения по модулю выше, чем коэффициенты корреляции между температурами воздуха, атмосферными осадками и приростом годичных колец. Положительный отклик наблюдается при росте дерева на значительном расстоянии от береговой линии, в то время как древесно-кольцевые серии деревьев растущих в непосредственной близости от уреза воды испытывают негативное влияние повышения уровня озера (под-



мыв берега, корневой системы, повышенная влажность). Более тесная связь прироста годичных колец и уровня озера наблюдается до строительства Иркутской ГЭС, однако и после – отклик в приросте на изменения уровня достаточно высок.

Сравнительный анализ откликов радиального прироста на уровень озера Байкал выявил ДКХ с наибольшими значениями коэффициентов корреляции  $K_3$  (ДКХ-совр.) и  $K_1$  (ДКХ-Гал.) - на рис.3. выделены черным цветом. Это позволяет использовать две хронологии для поиска регрессионных уравнений с целью реконструкции уровней озера Байкал в доинструментальный период наблюдений.

Значимые связи между изменчивостью прироста и уровнем оз. Байкал позволили получить количественную модель реконструкции уровня оз. Байкал по дендрохронологическим данным.

На рисунке 4 представлены реконструированные значения уровней озера Байкал, приведенные к однородному ряду. Точками выделены погодичные значения уровней, сплошной линией – скользящее 5-летнее среднее.

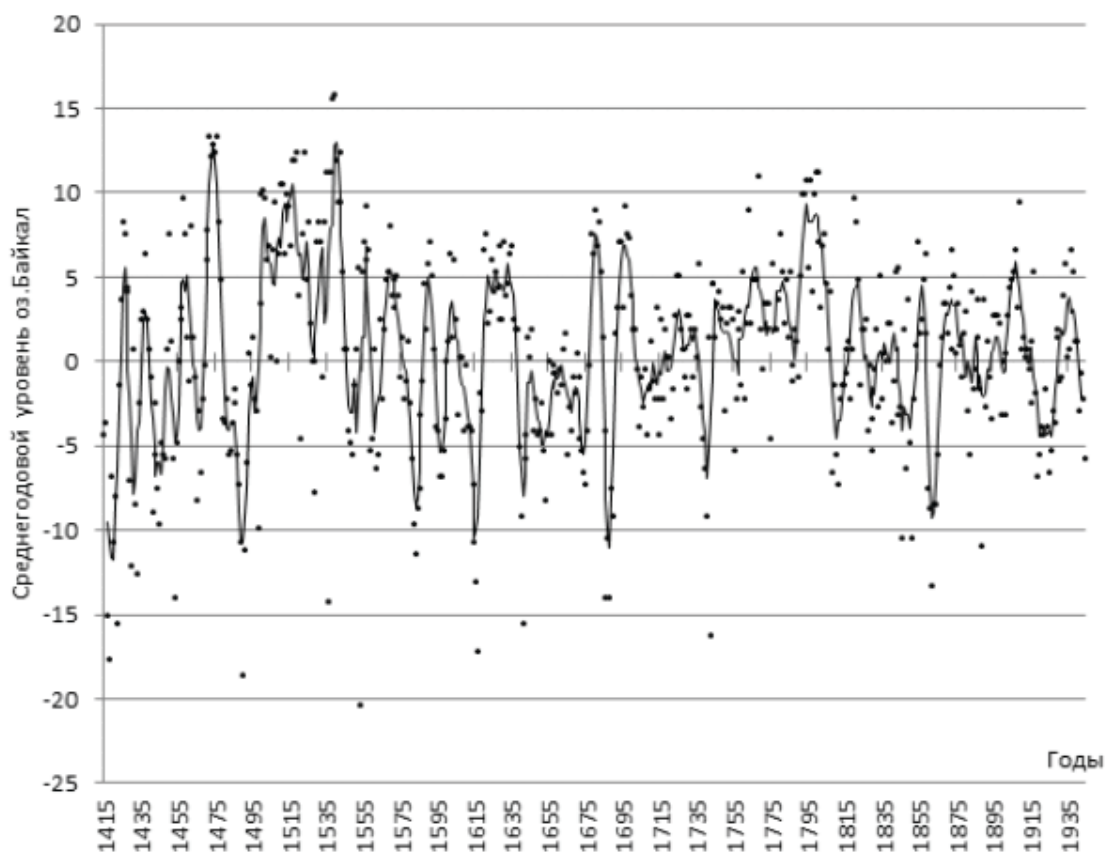


Рис.4. Реконструированные значения уровня оз. Байкал.

Модель реконструкции отписывает до 60% изменчивости уровня озера. Реконструкция индицирует периоды высоких уровней (1471-1477, 1511-1523, 1537-1542, 1678-1682, 1693-1697, 1792-1794), а также довольно длительные периоды низких уровней (1418-1465, 1490-1508, 1553-1561, 1613-1617, 1641-1652, 1685-1689, 1739-1742, 1810-1814, 1860-1865, 1889-1894, 1919-1928).

В реконструированном ряде значений уровня озера Байкал методом спектрального Фурье-анализа обнаружены следующие циклы: 53, 33, 23, 17 и 11 лет. Из полученного следует, что периоды с довольно низким уровнем озера наблюдались и ранее, однако после происходило восстановление нормальных значений.

*Работа выполнена в рамках проекта НИР № 0347-2016-003.*

#### Литература:

1. Бадматарова С.Э. Факторы и ожидаемые последствия изменений уровня оз. Байкал // Экология Южной Сибири и сопредельных территорий. Т.2. – Абакан. – 2015. – С.15.
2. Галазий Г.И. Дендрошкалы Прибайкалья и плато Путорана // Дендроклиматологические шкалы Советского Союза. – Каунас. – 1981. – С.31-38.
3. [www.geol.irk.ru/baikal](http://www.geol.irk.ru/baikal)
4. Андреев С.Г., Ваганов Е.А., Наурызбаев М.М., Тулохонов А.К. Регистрация годичными кольцами сосны многолетних колебаний атмосферных осадков, стока реки Селенги и уровня озера Байкал // Доклады Академии Наук. – 1999. – Т.368. – №3. – С. 400-403.

# Phytoindication of debris flows and avalanches in the Aktru river upper reaches (Central Altai Mountains)

Belova M.N., Nikolaeva S.A.

Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia  
E-mail: marina\_dirks@mail.ru

In the Altai Mountains, according to predictions, there will be an increase in avalanche and debris flow activity in the first quarter of the 21st century, which affects mountain ecosystems. The aim of the paper is to present an experience of phytoindication of avalanches and debris flows in the Aktru headwater (the central Altai Mountains, Russia, 50°04'N, 87°45'E).

The total number of species, participation (number and/or cover) of the species of the most of ecological groups (xerophytes, xeromesophytes, mesophytes, hygromesophytes, psychrophytes and petrophytes) and the most representative species of growth forms (taproot, short- and long-rhizome perennial herbs) increased from the forest belt to the forest-tundra ecotone, and hygrophytes decreased (See Figure 1-2). The trophicity, aerrivity, and coldness of the ecotopes increased, and humidification decreased [6]. In the accumulation zone of avalanche the absence of a tree storey and a well developed shrub storey were indicators of frequent avalanches (more than once per 10 years). The cover of the mossy storey was lower and the role of psychrophytes and hygrophytes was higher here in comparison with undisturbed communities (See Figure 1-2). In general, the parameters of the ecotopes varied slightly. Relatively increased coldness and humidity and reduced trophicity of substrates were typical for birch (*Betula fruticosa*, *B. rotundifolia*) communities, and lowered humidity and increased trophicity of the ecotopes were common for meadows. In the accumulation zone of the debris flow, a 170–200-year-old tree stand has been preserved, cover of herbaceous-dwarf shrub and mossy storeys and the number of species of hygrophytes and psychrophytes, short-rhizome herbs were higher as compared with the undisturbed communities. Composition of the ground cover was similar to that of the undisturbed forest 32 years after the debris flow event. The transit zone of the debris flow at the present is a channel of temporary streamflow. There was a low similarity in species composition and cover and the highest number of hygrophytes, psychrophytes, petrophytes, and short-rhizome herbs here in comparison with all other communities (See Figure 1-2 C). The vegetation parameters indicated colder, poorly developed and periodically waterlogged ecotopes in comparison with the undisturbed communities. These ecotopes seem to be influenced by frequent external impacts at the present: regular and short-term flows of melted spring and heavy rainfall water and mudflows or debris flows (once per 10 years) from the higher slope areas. A number of sites in terms of the degree of impact of geomorphological factors on vegetation and their ecotopes are as follows: the undisturbed – the debris flow (the accumulation zone) – the avalanche (the accumulation zone) – the debris flow (the transit zone) sites.

## Фитоиндикация селей и лавин в верховьях р. Актру (Центральный Алтай)

Белова М.Н., С.А. Николаева

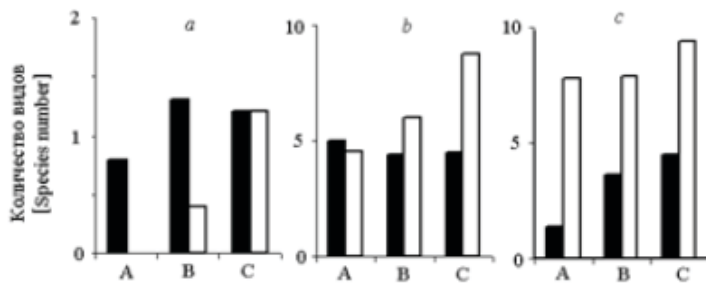
Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия  
E-mail: marina\_dirks@mail.ru

Сели и лавины являются характерными для гор рельефообразующими, или геоморфологическими природными процессами [3]. Климатические изменения, выражающиеся в увеличении температур воздуха и более интенсивном выпадении ливневых осадков, способствуют усилению этих процессов в высокогорьях. Согласно прогнозам [2, 5], горы Алтая являются одной из территорий, где произойдет усиление их активности в первой четверти XXI в. Геоморфологические процессы изменяют организацию растительных сообществ, внешний вид и особенности роста их отдельных компонентов. У верхней границы леса на них в первую очередь реагируют деревья. На особенностях реакции видов, популяций и сообществ растений на внешние воздействия основаны методы фитоиндикации геоморфологических явлений. Верховья р. Актру (северный макросклон Северо-Чуйского хребта, Центральный Алтай, 50°04' с.ш., 87°45' в.д.) характеризуются высокой активностью и значительной мощностью селей и лавин. Здесь выделен 51 лавинный и 17 селевых очагов [2, 4], регулярные наблюдения за которыми, как и в целом по Алтаю, отсутствуют. Цель доклада – представить опыт фитоиндикации селей и лавин в верховьях р. Актру.

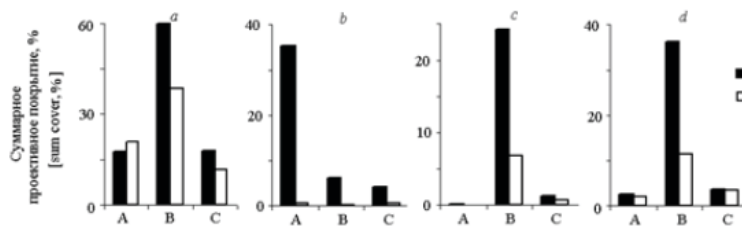
Реакция растительности на геоморфологические процессы многообразна и зависит от типа, интенсивности и продолжительности воздействия этих событий, а также от параметров среды, накладывающихся на действующий процесс: метеофакторы, субстрат и т.п. [3, 9]. Исследования, в которых рассматриваются отдельные аспекты пространственного и/или временного изменения состава и структуры растительности под воздействием схода селей [8, 10, 12, 13], лавин [1, 8, 14, 15] проводились в разных горных системах с разнообразными условиями существования растительности. На основе этих работ можно сделать вывод, что основными факторами, влияющими на ее состав и структуру, являются экологические нарушения, вызванные геоморфологическими событиями, рельеф, эдафические условия и стадии сукцессии. Причем влияние изучаемого геоморфологического фактора нередко сильно затушевывается изменениями остальных, а сами изменения растительности имеют региональный и даже локальный характер.

Обследованные лавинный комплекс и селевой бассейн, расположенные по левому склону долины р. Актру в непосредственной близости от географической станции Томского гос. университета, относительно небольшие и имеют простое строение с тремя зонами: зарождение (очаг), транзит (лоток) и аккумуляция (конус выноса). Их очаги находятся на высоте 2 500–3 000 и 3 000 м над ур. м., конусы выноса – 2 150–2 270 и 2 150–2 170 м, а площади последних составляют 86 и 9,3 тыс. м<sup>2</sup> соответственно [7]. В селевом конусе выноса микрорельеф имеет два типа элементов: (1) русла временных водотоков, по которым в настоящее время идет основной поток весенних и дождевых вод, и (2) более или менее вытянутые валы отложений обломочного материала около стволов деревьев.

Обследованные участки растительности охватывают верхнюю часть лесного пояса и нижнюю часть лесотундрового экотона (2150–2340 м над ур. м.), где границу леса образуют кедр сибирский (*Pinus sibirica* Du Tour) и лиственница сибирская (*Larix sibirica* Ledeb.) Анализ состава растительных сообществ в верховьях р. Актру показал, что большинство изученных показателей наиболее сильно зависят от высотного пояса и в меньшей мере – от геоморфологических особенностей участков склона. Общее количество видов, участие (количество и/или покрытие) видов большинства экологических групп (ксерофиты, ксеромезофиты, мезофиты, гигромезофиты, психрофиты и петрофиты) и наиболее представленных видов жизненных форм (стержнекорневые, коротко- и длиннокорневищные) увеличивается от лесного пояса к лесотундровому экотону, а гигрофитов – уменьшается (рис. 1-2, 1-2). Качественная и полуколичественная оценка экотопов показала, что с переходом из лесного пояса в экотон аэрируемость и холодность экотопов возрастают, а увлажнение снижается [6].



**Рис. 1.** Количество видов гигрофитов (а), психрофитов (б), и короткокорневищных многолетних трав (с) в составе растительных сообществ, произрастающих в местах схода селей и лавин в верховьях р. Актру. Высотный пояс: 1 – лесной пояс, 2 – лесотундровый экотон. Участки: А – ненарушенные, В – лавинные, С – селевые.



**Рис. 2.** Суммарное проективное покрытие кустарников (а), мхов (б), гигрофитов (с), психрофитов (д) растительных сообществ, произрастающих в местах схода селей и лавин в верховьях р. Актру.

Лавины обычно сильно повреждают деревья, древостои и слабо – нижние ярусы леса. Они создают открытую среду обитания и способствуют преобладанию светолюбивых видов, а также приводят к усложнению структурного разнообразия (количество и состав видов, мозаичность) растительности [3, 9]. В северных известняковых Альпах (Австрия) [11] и на северо-западе Алтая [1] показано неоднозначное распределение количества видов на лавинных трассах, а в Швейцарских Альпах [15] – их значимое увеличение на участках действующих лавин по сравнению с ненарушенным лесом. Количество видов возрастает с увеличением размеров лавинных трасс и частоты схода лавин, но эта картина часто искажается из-за неоднородности рельефа [1, 9, 11, 15]. В ряде лавинных комплексов Алтая наблюдалась тенденция увеличения количества видов многолетних трав (стержнекорневые, коротко- и длиннокорневищные) с возрастанием степени воздействия лавин в ряду: лиственнично-пихтовый лес – периферия лавинной трассы – ее центр [1]. В Швейцарских Альпах на действующих лавинных трассах по измене-

ниям состава растений установлена тенденция снижения температуры и увеличения изменчивости температуры и влажности по сравнению с ненарушенным листовечно-еловым лесом [15]. На северо-западе Алтая по изменениям в соотношении экологических групп растений сделан вывод о сильном варьировании увлажнения на лавинных конусах в зависимости от увлажненности хребтов в целом, размеров лавинных трасс и частоты схода лавин [1].

В верховьях р. Актру в изученном лавинном конусе, который находится в пределах лесного пояса и отчасти в лесотундровом экотоне, изменилось состояние сообществ: исчез древесный ярус, но сохранились отдельные травмированные деревья и подрост, резко снизилось покрытие мохового яруса и сильно разрослись кустарники по сравнению с лесными сообществами. Кроме того, возросла экологическая роль психрофитов (виды холодных и влажных субстратов) и гигрофитов (виды местообитаний с высокой влажностью воздуха и/или субстрата) по сравнению с ненарушенными лесными сообществами (рис. 1-2, В). В целом параметры экотопов изменились незначительно, но наблюдается сочетание местообитаний с контрастными условиями: повышенное увлажнение и пониженные трофность и температура одних (под ерниками из *Betula fruticosa*, *B. rotundifolia*), и пониженное увлажнение и повышенные трофность и температура других (луга в экотоне). Отсутствие древесного яруса и хорошо развитый ярус кустарников на обследованном лавинном конусе являются индикаторами частого схода лавин [по: 3, 14]: один раз и более за 10 лет. Этот вывод подтверждается дендрохронологическими данными [7]: за последние 10 лет здесь зафиксировано 5 лет со сходами лавин.

В обследованном селевом бассейне также изменилось состояние экосистем. В конусе выноса, который находится в пределах лесного пояса, снизилось проективное покрытие травяного и особенно мохового ярусов, незначительно возросло количество гигрофитов, короткокорневищных трав, но не их покрытие, по сравнению с ненарушенными сообществами (рис. 1-2, С 1). В зоне транзита, которая находится в пределах экотона, наблюдается низкое сходство видового состава и покрытие видов, наибольшее количество гигрофитов, психрофитов, петрофитов и короткокорневищных трав по сравнению со всеми другими сообществами (рис. 1-2, С 2). В целом в этом бассейне повышенная холодность, кратковременное повышение увлажнения субстрата и относительно слабая его освоенность в зоне транзита сочетается со средними по увлажнению, трофности и холодности местообитаниями в зоне аккумуляции [6].

На площади конуса выноса этого бассейна длительное время существует древесный ярус (170-200 лет). Это свидетельствует о маломощности даже относительно крупных селей этого бассейна, т.е. эти сели переносят относительно небольшой объем материала по сравнению с таковым в других горных системах, например на Кавказе [8]. Здесь 24 июня 1984 г. сошел крупный сель. Мы предполагаем, что после этого события в его конусе выноса была содрана и/или погребена под отложениями обломочного материала большая часть растительности нижних ярусов, а поверхности нового субстрата начали заселяться растениями практически заново. Через 32 года после схода селя разнотравно-зеленомошный напочвенный покров стал близок по составу к таковому ненарушенного леса [6]. Большая давность схода селя подтверждается дендрохронологическими данными [7]. Аналогичная картина на Кавказе и горах Северной Америки (запад США), где относительно устойчивые фитоценозы формируются через 30-50 лет [8], 28-55 [10] лет после схода селя.

Зона транзита селя в настоящее время является руслом временных водотоков, в то же время здесь возможен сход лавин. Растительность указывает на более холодные, слабо освоенные и периодически переувлажненные экотопы по сравнению с ненарушенными сообществами. Эти местообитания, по-видимому, подвергаются частым внешним воздействиям и в настоящее время: регулярное, но кратковременное, поступление талой (ежегодно весной) и дождевой (ливни летом) воды и селевых и лавинных потоков, влияние которых на экосистемы нам разделить не удалось. Состояние растительности здесь соответствует первым десяти годам после схода селя, установленным для гор Северной Америки (запад США) [12, 13]. По дендрохронологическим данным [7], частота их воздействия на деревья – более одного раза за 10 лет. Следовательно, наибольшие отличия параметров экосистем в транзитной зоне обследованного селевого бассейна по сравнению с таковыми других экосистем, по-видимому, объясняются более частым и/или более интенсивным воздействием селевых, лавинных и водных потоков на них.

Таким образом, на участках склона, где проявляется воздействие лавин и селей, по сравнению с ненарушенными сообществами происходит локальное изменение показателей экосистем: (1) исчезновение древесного яруса, увеличение покрытия кустарникового и снижение покрытия мохового ярусов, (лавинный конус выноса), (2) снижение покрытия всех ярусов (зона транзита селя), (3) увеличение участия (по количеству и/или покрытию) отдельных экологических групп растений в составе сообществ: психрофитов, мезогигрофитов, гигрофитов и отчасти петрофитов, (4) локальные сдвиги в параметрах среды – изменяются увлажнение, трофность, температура, аэрация субстрата. Первые три показателя можно использовать в качестве маркеров геоморфологических явлений. С использованием этих маркеров нами выделены зоны, различающиеся частотой схода лавин и селей: (1) зона аккумуляции селевого бассейна (один раз в 30-50 лет), (2) зона аккумуляции лавинного комплекса и зона транзита селевого бассейна (один раз и более в 10 лет).



**Литература:**

1. Быков Н.И. Растительность лавиносборов Алтая и возможности фитоиндикации лавинных процессов // *География и природопользование Сибири*. Барнаул : Изд-во Алтайск. ун-та, 2013. Вып. 15. С. 23–31.
2. *География лавин* / под ред. С.М. Мяжкова, Л.А. Канаева. М.: МГУ. 1992. 334 с.
3. Горчаковский П.Л., Шиятов С.Г. Фитоиндикация условий среды и природных процессов в высокогорьях. М.: Наука, 1985. 209 с.
4. Душкин М.А. Лавины в верховьях долины Актру // *Гляциология Алтая*. Томск: Изд-во Том. гос. ун-та, 1974. Вып. 8. С. 39–59.
5. Мальнева И.В., Кононова Н.К. Активность селей на территории России и ближнего зарубежья в XXI в. // *Геориск*. 2012. № 4. С. 48–54.
6. Николаева С.А., Белова М.Н. Фитоценотическая оценка местообитаний в местах схода селей и лавин в верховьях р. Актру // *Вестник Томск. гос. ун-та. Биология*. 2017. № 40. С. 181–205.
7. Николаева С.А., Савчук Д.А., Кузнецов А.С. Особенности датирования селей, лавин и камнепадов в верховьях р. Актру (Северо-Чуйский хребет, Центральный Алтай) по травмам деревьев // *Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология*. 2017. № 4. С. 35–47.
8. Петрушина М.Н. Влияние селевых потоков и снежных лавин на высокогорные ландшафты // *Материалы гляциологических исследований*. 2001. Вып. 91. С. 96–104.
9. Bebi P., Kulakowki D., Rixen Ch. Snow avalanche disturbances in forest ecosystems – State of research and implications for management // *Forest Ecology and Management*. 2009. Vol. 257. PP. 1883–1892.
10. Bowers J.E., Webb R.H., Pierson E.A. Succession of desert plants on debris flow terraces, Grand Canyon, Arizona, U.S.A. // *Journal of Arid Environments*. 1997. № 36. PP. 67–86.
11. Erschbamer B. Vegetation on avalanche path in the Alps // *Vegetatio*. 1989. Vol. 80, № 2. PP. 139–146.
12. Gecy J.L., Wilson M.V. Initial establishment of riparian vegetation after disturbance by debris flows in Oregon // *American Midland Naturalist*. 1990. Vol. 123. PP. 282–291.
13. Pabst R.J., Spies T.A. Ten years of vegetation succession on a debris flow deposit in Oregon // *Journal of the American Water Resources Association*. 2001. Vol. 37, № 6. PP. 1693–1708.
14. Patten R.S., Knight D.H. Snow avalanche and vegetation pattern in Cascade Canyon, Grand Teton National Park, Wyoming, U.S.A. // *Arctic, Antarctic and Alpine Research*. 1994. Vol. 26, №. 1. PP. 35–41.
15. Rixen Ch., Haag S., Kulakowski D., Bebi P. Natural avalanche disturbance shapes plant diversity and species composition in subalpine forest belt // *Journal of Vegetation Science*. 2007. Vol. 18. PP. 735–742.

## Methodology of dating of geomorphic events in mountains (Aktru glacier basin in the Altai Mountains as an example)

Nikolaeva S.A., Savchuk D.A.

Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia  
E-mail: sanikol1@rambler.ru, savchuk@imces.ru

Since 21 century dendrogeomorphological investigations are abruptly activated in Western Europe but are appreciable reduced in Russia. The investigation standard has developed in the dendrogeomorphological literature. But it need to adopt to current mountain area. The goal of the paper is to provide an overview on the dendrogeomorphological methods of dating of the geomorphic processes. The features of the methods are demonstrated in the dendrogeomorphological studies of the debris flows and snow avalanches in the Aktru glacier basin (the Severo-Chuisky Range, the Altai Mountains) as an example. The preparatory stage of the investigation included: identifying the features of geomorphic processes in the selected area and the factors contributing to their activation, the analysis of the area images for different years, the analysis of characteristics and distribution of tree vegetation, the collection of evidence on geomorphic events, and the selection of model (key) areas. Selection of trees with external disturbances and their mapping, taking into account various types of tree disturbances, the type of wood sample and its height on the trunk, and accounting for the number of injured and uninjured (control) trees were carried out in the field stage. The laboratory stage included preparation and measurement of wood samples, cross-dating, dating of mechanical disturbances and growth responses, normalizing and analysis of tree-ring series, and determination of the tree age and the time of the main genera-

tions. The dendrogeomorphological methods include the following dendroindications: 1. traumatic (indication of the date of tree mechanical disturbances), dendrometric (indication of the date of the changes in absolute or relative values of radial growth), deformation (indication of the date of the tilted and bended tree trunk eccentric growth onset), anatomical (indication of the date of the changes in the tree ring anatomic structure, i.e. tangential rows of traumatic resin ducts and reaction wood), and aged (indication of the date of the main tree and shrub generations). The combination of the dendrogeomorphological methods of dating of the geomorphic events varies depending on the prevailing geomorphic process, the tree and shrub species, their distribution on the slope, and other features of the area and climate. Dating is limited by the tree age and accuracy. The dating of the event was considered reliable if it was confirmed by several trees and if the results were coincided by different dendrogeomorphological methods, for example, by injuries and growth changes. The application of a combination of dendrogeomorphological methods makes it possible to improve the reliability of dating of the past geomorphic events (debris flows and avalanches) in the Aktru glacier basin.

## Методология датирования склоновых явлений в горах (на примере горно-ледникового бассейна Актру, Горный Алтай)

Николаева С.А., Савчук Д.А.

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

E-mail: sanikol1@rambler.ru, savchuk@imces.ru

На Алтае активно проявляются разнообразные геоморфологические процессы, в т.ч. склоновые (обвалы, оползни, сели, лавины и другие площадные перемещения обломочного материала под действием силы тяжести), наблюдения за которыми нерегулярны. Для датирования этих явлений наиболее перспективными оказались дендроиндикационные, или дендрогеморфологические, методы. Такие исследования в Западной Европе резко активизировались с начала XXI в., в то время как в России, наоборот, значительно сократились. Цель доклада – дать обзор методов дендроиндикационных исследований при датировании склоновых событий. Особенности применения этих методов будут проиллюстрированы на примере быстроразвивающихся процессов (сели и лавины) в горно-ледниковом бассейне Актру (Северо-Чуйский хребет, Горный Алтай).

На подготовительном этапе анализируются особенности проявления склоновых процессов на территории и факторы, способствующие их активизации (наличие обломочного материала, климат и т.п.), изображения территории (спутниковые, аэрофотоснимки, карты), распределение древесной растительности по площади, наблюдения (архивные/исторические материалы, свидетельства очевидцев). Такой анализ позволил подобрать модельные участки в Актру [2–3]. Отбор деревьев на местности зависит от типа геоморфологического процесса и наличия поврежденных деревьев. Он может осуществляться четырьмя способами: целенаправленный отбор, отбор по трансектам, метод сетки, случайный отбор. Учитывая относительную простоту строения модельных участков и их небольшие размеры в Актру, деревья отбирались целенаправленным способом: (1) травмированные и/или с погребенными основаниями стволов, (2) растущие по периферии лавинного конуса и вдоль основного и дополнительных русел селевого бассейна. Все модельные деревья фиксируются на спутниковых изображениях, записывается информация о них.

Полевые исследования включают (1) отбор деревьев с внешними нарушениями на конкретных участках склона, (2) их картирование, (3) учет различных типов нарушений деревьев, (4) вид древесного образца и высоту его взятия на стволе дерева, (5) определение объема выборки деревьев, необходимых для исследования.

В Актру при сходе селей и лавин наиболее часто встречаются такие типы нарушений (механические повреждения) у деревьев, как травмы ствола, обломы верхних частей ствола и кроны, слом ствола от привершинной части до основания, облом нижних ветвей, а также погребение основания ствола обломочным материалом [3]. Другие типы нарушений, такие как оголение корней и характерные для лиственных и молодых хвойных деревьев наклон и/или изгиб ствола, здесь чаще встречаются на крутых участках склона и обычно вызваны медленно развивающимися склоновыми процессами (оползни и т.п.).

Для анализа ростовых реакций используют три вида древесных образцов: спил, выпил (клин) и керн. При современных дендроиндикационных исследованиях с живых деревьев обычно берутся керны, с погибших спилов. В Актру при отборе образцов с одного дерева брали не менее двух кернов: один со стороны воздействующего фактора (через сектор ствола с корой, травмой или каллюсной тканью), второй – с противоположной. Если травм на стволе было несколько, керны брали через 2–4

поврежденных сектора. Спилы/выпилы отбирали только с лежащих стволов и пней, в основании сучков из нижней части ствола, стволиков и ветвей сильно травмированного подроста, ниже погибших верхушек деревьев. Деревья, с которых отбирались спилы, отличаются низкой сохранностью самого материала: сухой и остатки лежащих стволов быстро разбираются на дрова, а пни в самых нижних частях конусов выноса, особенно на флювиогляциальных отложениях, достаточно быстро сгнивают. Высота отбора образцов на стволе дерева зависела от наличия изгиба в основании ствола и высоты его травмированных участков. Керны брали на высоте от 0,2–0,5 до 2 м: в местах травм и максимально низко к поверхности субстрата, но выше корневых лап дерева.

Минимальное количество деревьев (размер выборки), необходимых для датирования склоновых событий, возрастает при увеличении размера и сложности строения участков со склоновыми процессами, а также при датировании медленно развивающихся процессов по сравнению с быстроразвивающимися. Не существует стандартной величины для минимального количества деревьев. Общее эмпирическое правило: чем больше, тем лучше. Считается, что при определении размера выборки должны быть сбалансированы продолжительность исследования, полевая логистика, требования техники безопасности и финансовые затраты. Анализ литературы показал, что минимальный размер выборки составляет от 6 до 35 деревьев. Реконструированная по такой выборке частота событий будет неполной [5, 7]. В Актру небольшие размеры ( $n=10-36$ ) выборок для конкретных участков склона обусловлены: (1) первым этапом наших исследований, (2) ростом деревьев не на всем пути движения материала, а только в зоне аккумуляции и частично в зоне транзита, (3) плохой сохранностью сломанных и снесенных вниз стволов деревьев. Кроме того, (4) относительная простота строения и небольшие размеры селевых бассейнов и лавинных комплексов, (5) отнесение изучаемых склоновых процессов к быстроразвивающимся и (6) целенаправленный отбор деревьев позволили снизить количество отбираемых деревьев. По этим причинам на обследованных участках склонов были датированы в основном относительно крупные события.

Контрольные деревья подбираются на соседних, территориально близких к изучаемым участкам склона [6]. Анализ литературы показывает, что количество таких деревьев обычно составляет от 15 до 30. Для построения обобщенной древесно-кольцевой хронологии отбираются деревья с возрастом, близким к таковому травмированных, или сведения о возрасте отсутствовали. Но при этом часто упоминается неоднородность возрастной структуры древостоев на конусе и в контроле. В Актру в массиве леса, соседнем с изучаемыми участками, взято 31 контрольное дерево, возраст большинства которых более 400 лет. Для дендрометрической индикации склоновых процессов, проводимой по разработанной нами методике (см. ниже), требовались контрольные деревья близкого с травмированными возраста (180–200 лет). Подобрать такие деревья на этом склоне долины по объективным причинам оказалось сложно: найдено всего несколько контрольных деревьев необходимого возраста.

**Лабораторные исследования** включают (1) подготовку и измерение собранных древесных образцов, (2) перекрестное датирование древесно-кольцевых серий, (3) датирование разных видов механических повреждений, (4) выявление и датирование ростовых реакций, (5) анализ хронологий радиального прироста и их нормирование, (6) определение возраста деревьев и времени появления их основных генераций.

**Травматическая дендроиндикация** – определение времени нанесения механического повреждения дереву. Травма, как правило, сопровождается образованием каллюсной ткани. Перекрестное датирование древесных образцов, взятых с поврежденных и неповрежденных секторов ствола и ветвей, сначала проводится в пределах одного дерева, затем с соседними деревьями одного вида, а также с контрольными. В Актру такое сопоставление позволило определить даты роста последнего наблюдаемого годового кольца образцов. Для датирования склоновых событий использованы травмы ствола, обломы ствола на разной высоте и нижних ветвей, а также появление побегов замещения. Например, гибель вершины дерева кедра часто приводит к формированию побегов замещения или к активизации роста более старых ветвей, расположенных ниже зоны слома ствола. Их прирост резко усиливается одновременно с резким снижением прироста ствола, а ствол около сломанной вершины резко снижает или прекращает свой рост. Массовые механические повреждения дерева совместно с другими маркерами (резкие и продолжительные изменения прироста) позволяют датировать сели и лавины. Так, за 55 лет (1960–2015 гг.) в одном из селевых бассейнов сошли 3 селя и 1 лавина, в одном из лавинных комплексов – 11 лавин [3].

**Дендрометрическая индикация** – определение времени воздействия склоновых событий на деревья по изменениям абсолютных или относительных величин радиального прироста. При этом требуется выделить геоморфологический сигнал из древесно-кольцевой серии.

Для подтверждения склонового события используется методика, в которой изменения в ширине годовых колец оцениваются совместно с механическим повреждением ствола дерева. Такие изменения представляют собой резкие, значительные и относительно продолжительные снижения/повышения радиального прироста. Способы анализа таких изменений роста, проводимые по каждому древесному

образцу отдельно, пока еще не унифицированы и требуют дальнейшей проверки. Анализ изменений прироста травмированных селями и лавинами деревьев в Актру показал, что прирост резко изменяется на следующий год после схода лавины и в год схода селя. Если последнее наблюдаемое кольцо на травмированном секторе ствола совпадает с минимумом/максимумом прироста ксилемы и резким изменением прироста на следующий год, то это кольцо непосредственно предшествовало травме дерева и, соответственно, склоновому событию. В противном случае произошел обдир не только коры, но и нескольких верхних слоев древесины либо воздействие было незначительным.

Нами предложен способ нормирования рядов для датирования селей, который опробован на деревьях кедра, растущих на селевом конусе. Индекс прироста считается как дробь, в числителе которой отношение текущей и предыдущей величины прироста у травмированных деревьев, в знаменателе – аналогичное отношение у контрольных. Одним из условий применения формулы является близкий возраст травмированных и контрольных деревьев. Формула позволяет минимизировать влияние возрастных, фитоценологических и климатических факторов и выявить воздействие селей. Пороговая величина прироста должна быть выше, чем в годы с известными крупными событиями (1984 г.), но ниже, чем в годы, когда такие сели отсутствовали (последние полвека). В одном из селевых бассейнов она оказалась близка к 70% от нормированного прироста, и соответственно, годы, когда величина прироста была ниже этого порога – 1901, 1939 и 1984 [2].

Деформационная дендроиндикация – определение времени начала эксцентричного роста ствола дерева при его наклоне и/или изгибе его основания. Эксцентричность роста является косвенным маркером медленно развивающихся процессов (оползни и т.п.). Появление эксцентричных колец после события может запаздывать на несколько лет. Эксцентричные кольца у хвойных деревьев обычно появляются в относительно молодом возрасте, пока ствол способен изгибаться. Наши исследования показывают, что использование этого метода при оценке быстроразвивающихся процессов (сели, лавины) в Актру ограничено малым количеством относительно молодых деревьев с визуально видимыми изгибами ствола, техническими сложностями взятия кернов в основании ствола у взрослых деревьев.

Анатомическая дендроиндикация – определение времени появления изменений в анатомической структуре древесины. Это – образование (1) травматических, или патологических, смоляных ходов, (2) реакционной древесины. Этот метод используется для разграничения геоморфологических событий на конусах смешанного генезиса в районах с муссонным климатом, в условиях которого лавины сходят в начале сезона вегетации, а сели – в конце. Такие отклики дерева на нарушение являются сложными (могут проявляться с задержкой по времени) и видоспецифичными (различными у разных видов деревьев) [7]. Установлено, что травматические смоляные ходы формируются в ксилеме хвойных непосредственно после удара – *Larix decidua*, *Picea abies*, *Abies alba*, но не образуются у деревьев р. *Pinus* [4, 6]. Анализ дат образования таких структур у *Larix sibirica* на Алтае показал случайный характер их распределения [1]. Наш материал подтверждает этот вывод и для *Larix sibirica*, и для *Pinus sibirica*. Реакционная древесина имеет иные, чем в обычных кольцах, форму и строение клеток, и образуется после наклона/изгиба ствола. Для индикации обычно используется древесина сжатия голосеменных, которая визуальнo определяется по более темному цвету кольца. Реакционная древесина и эксцентричность роста имеют общую причину образования – наклон ствола [7].

Возрастная дендроиндикация – определение времени появления основных генераций древесных видов. Если событие было достаточно сильным и разрушительным, чтобы уничтожить деревья, то его оценка проводится по возрастной структуре появившегося древостоя. Этот метод дает приблизительную оценку даты события [6–7]. Неопределенность датирования таким методом связана с (1) трудностью определения точного возраста дерева по годичным кольцам, которая с увеличением возраста только возрастает и 2) видоспецифичностью и локальностью времени заселения деревьями участка территории после разрушительного геоморфологического события.

Точность датировки геоморфологических событий травматической индикацией составляет 1–2 года, дендрометрической – 1 год, анатомической – сезон, возрастной – десятилетие и больше, деформационной – от 1 до нескольких лет. Для оценки быстроразвивающихся процессов (сели, лавины) в качестве основных подходят травматическая и дендрометрическая индикации, дополнительных – возрастная и деформационная. Анатомическая индикация требует дополнительной проверки для условий континентального, как в горно-ледниковом бассейне Актру, климата. Датировка события считалась надежной, если она подтверждалась по нескольким деревьям и при совпадении результатов, полученных разными дендроиндикационными методами, например, по травмам и изменениям прироста.

Набор методов дендроиндикационного датирования склоновых событий варьирует в зависимости от преобладающего типа склонового процесса, вида и распределения древесных растений в пространстве и других особенностей территории и климата. Датирования ограничены возрастом деревьев и своей точностью. Комбинация нескольких методов позволяет минимизировать эти ограничения, существенно повышают надежность датировок.



**Литература:**

1. Мыглан В.С., Баринов В.В., Назаров А.Н. Построение тысячелетних древесно-кольцевых хронологий Коксу и Тага для территории Алтая // Журн. Сиб. фед. ун-та. Биология. 2015. Т.8. № 3. С. 319–332.
2. Николаева С.А., Савчук Д.А., Кузнецов А.С. Датирование селевой активности в горноледником бассейне Актру (Горный Алтай) // Геориск. 2017а. Т. 2. С. 56–63.
3. Николаева С.А., Савчук Д.А., Кузнецов А.С. () Особенности датирования селей, лавин и камнепадов в верховьях р. Актру (Северо-Чуйский хребет, Центральный Алтай) по травмам деревьев // Геоэкол. Инж. геол. Гидрогеол. Геокриол. 2017б. № 4. С. 35–47.
4. Bollschweiler M., Stoffel M. Tree rings and debris flows: recent developments, future directions // Progress phys. Geogr. 2010. Vol. 34. № 5. P. 625–645.
5. Butler D.R., Sawyer C.F. Dendrogeomorphology and high-magnitude snow avalanches: a review and case study // Nat. haz. Earth sys. sci. 2008. Vol. 8. P. 303–309.
6. Stoffel M., Bollschweiler M. Tree-ring analysis in natural hazards research – an overview // Nat. haz. Earth sys. sci. 2008. Vol. 8. P. 187–202.
7. Tumajer J., Treml V. Meta-analysis of dendrochronological dating of mass movements // Geochronometria. 2013. Vol. 40. № 1. P. 59–76.

## Climate as a complex of abiotic factors affecting the survival and conservation of populations of ticks *Ixodes ricinus* L. and *I. persulcatus* Sch. (on the example of St. Petersburg and the Leningrad region)

<sup>1</sup>Samoylova E.P., <sup>2</sup>Osipova T.N., <sup>1</sup>Grigoryeva L.A.

<sup>1</sup> Zoological Institute RAS, Saint-Petersburg, Russia

<sup>2</sup> Saint-Petersburg State University, Russia

E-mail: Lazyta@yandex.ru

The increased attention of scientists and the public to the issue of the spread of natural focal infections and their dependence on the changing climate has led to the emergence of a large number of studies and publications on this issue in recent decades. Until now, scientists have not come to a common opinion about the role of meteorological and climatic factors in the dynamics of tick-borne population processes.

A large number of meteorological factors and their combinations significantly complicates the problem. Among scientists, there is no clear agreement on which meteorological data to use to find their connection with the number of active ticks. The set of meteorological characteristics considered by different authors differs and often depends on the region in which the studies are conducted and on the availability of initial data. To date, of all the climatic factors affecting the number of active ticks, the temperature and humidity have been most thoroughly investigated (Estrada-Peña et al., 2013). Not always correct data on the number and tick activity are used to identify connections. It is worth noting that medical statistics do not reflect the real distribution of ticks, so attempts to build research on it can lead to false conclusions. Before examining the effect of climate change on the areas of ticks, it is necessary to assess both the current state of climatic indexes and their long-term changes in these areas.

Many experts believe that the spatial distribution of ticks generally coincides with the corresponding climatic, landscape, geobotanical and other characteristics of the respective territories. These postulates were used as the basic concepts for creating tick distribution maps (*I. persulcatus*) on the basis of already existing natural-climatic maps of different scale, often with very limited data on the real findings of these animals in nature (Vershinsky, 1984). A more real picture of the population of ticks, as shown in *I. persulcatus*, can be obtained from large-scale population mapping in key areas (Korenberg, 1979).

Distribution of ticks has a mosaic distributional pattern, on the basis of this, it can be concluded that standard climatic indexes do not correspond to the actual microclimate of habitats of ticks. In this matter, we are inclined to the point of view of Estrada-Peña, who believes that in order to find the relationship between the number of active ticks and the temperature, it should be used the temperature range of data that was obtained in the field during the tick picking season and the feeder should be used (Estrada-Peña et al., 2013). On the other hand, although the microclimate has a more direct effect on the tick than the macroclimate and the mesoclimate, only macroclimatic and mesoclimatic data are available for modeling the distribution of ticks at large spatial scales.

To model and predict the tick activity, the researchers mainly use linear regression methods (Alonso-Carne' et al., 2015, Carpi et al., 2008) and spectral analysis (Korotkov et al., 2007), some authors generally refuse the use of meteorological indicators as predictors in forecast models (Nikitin et al., 2005).

The absence or presence of a snow cover which protects ticks from the effects of low temperatures is important. Direct influence on the physiology of ticks will be exerted by microclimatic factors in combination with other peculiarities of tick-borne biotopes. Many questions are caused by the influence of the photoperiod on the ticks, which means the duration of a light day.

For individual regions of Russia, an increase in the abundance of ticks of the genus *Ixodes* can be a real threat to the safety of the population. In St. Petersburg, on the contrary, there has been a decrease in the number of ticks in the last 30 years against the background of weak long-term changes in meteorological factors, and this is explained by the intense anthropogenic impact on tick-borne biotopes. Therefore, the prospects for further research on the problem lie in the study of the microclimatic features of tick-borne biotopes that affect the physiology and number of ticks of the genus *Ixodes* for the purpose of predicting the possible habitats of ticks in the territory of St. Petersburg and its environs.

## Климат как комплекс абиотических факторов, влияющих на выживание и сохранение популяций клещей *Ixodes ricinus* L. и *I. persulcatus* Sch. (на примере Санкт-Петербурга и Ленинградской области)

<sup>1</sup>Самойлова Е.П., <sup>2</sup>Осипова Т.Н., <sup>1</sup>Григорьева Л.А.

<sup>1</sup> Зоологический институт РАН, Санкт-Петербург, Россия

<sup>2</sup> Санкт-Петербургский государственный университет, Институт Наук о Земле, Россия

E-mail: Lazyta@yandex.ru

Повышенное внимание ученых и общественности к вопросу распространения природно-очаговых инфекций и их зависимости от изменяющегося климата привело в последние десятилетия к появлению большого числа исследований и публикаций по данной проблеме. До сих пор ученые не пришли к единому мнению о роли метеорологических и климатических факторов в динамике клещевых популяционных процессов.

Структура популяций таёжного и европейского лесного клещей, переносчиков основных зооантропонозных трансмиссивных инфекций в России, временных эктопаразитов с пастбищным типом нападения, отличается исключительной сложностью. Одна генерация включает 4 фазы развития: яйцо, личинка, нимфа, взрослые (имаго) самки и самцы. Личиночная, нимфальная и имагинальная фазы могут быть на стадии голодных, питающихся и напитавшихся особей. Каждая фаза образует отдельную гемипопуляцию, занимающую свою микросреду обитания и специфично реагирующую на весь набор биотических и абиотических факторов (Балашов, 1998). Паразитическое существование ограничивается суммарными сроками питания всех 3 фаз развития таёжного клеща и занимает не более 12—20 сут. Непаразитический период жизни всех фаз развития таёжного клеща в условиях Санкт-Петербурга и Ленинградской области составляет 3 года (Grigoryeva et Stanyukovich, 2016), европейского лесного – 3-6 лет (Григорьева, 2017). В это время клещи наиболее зависимы от воздействия комплекса абиотических факторов: температуры и влажности в микростациях их обитания.

Большое количество метеорологических показателей и их сочетаний, неоднозначная оценка степени влияния разномасштабных метеорологических процессов и климата на численность и активность клещей значительно осложняют определение их роли в качестве абиотических факторов, регулирующих скорости разнообразных биологических процессов у таких пойкилотермных организмов как иксодовые клещи. Все это осложняет выбор метеорологических данных, влияющих на формирование среды обитания клещей.

Набор метеорологических характеристик, рассматриваемых разными авторами, отличается, часто зависит от региона исследований и доступности исходных данных. Используются как спутниковые данные (Agoulon et al., 2012), так и данные метеорологических станций и полевых наблюдений (Alonso-Carne' et al., 2015). Различия в периодах наблюдений и пространственная неоднородность исходных данных приводит к тому, что связи между метеоэлементами и количеством клещей, установленные в одних регионах не подтверждаются в других (Коротков и др., 1992; Коротков и др., 2007).

К настоящему времени из всех климатических факторов, влияющих на количество активных клещей наиболее полно исследованы температура и влажность (Estrada-Peña et al., 2013). Однако разные авторы используют различные температурно-влажностные показатели: суммы активных температур

(Коренберг, 1979), дефицит насыщения (Perret et al., 2000; Williams, 2015), гидротермический коэффициент (Кнар et al., 2009), относительная влажность (Burgi et al., 2011) и другие. Всего этих метеофакторов насчитывается более 30.

Имеются методические ошибки со сбором материала, отражающего сезонную активность клещей. Оценку влияние климатических факторов на количество активных клещей проводят на основе непосредственно сборов клещей (Bugmyrin et al., 2012; Ямборко и др., 2015) либо на основе статистики обращений населения за медицинской помощью после укуса клеща (Болотин, 2004; Никитин и др., 2005; Bennet et al., 2006; Jaenson et al., 2012, Ясюкевич и др., 2013). Медицинская статистика не отражает реального распределения клещей, построенные на ней исследования приводят к ложным выводам.

Прежде чем исследовать влияние изменений климата на ареалы обитания клещей, необходимо оценить как современное состояние климатических показателей, так и их многолетние изменения в данных ареалах.

Многие специалисты полагают, что пространственное расселение иксодид в целом совпадает с соответствующими климатическими, ландшафтными, геоботаническими и другими характеристиками соответствующих территорий. Эти постулаты были положены в основу создания карт распространения клещей *I. persulcatus* на основе уже существующих природно-климатических карт разного масштаба, часто при очень ограниченных данных о реальных находках этих животных в природе (Вершинский, 1984). К сожалению, эти карты не могут воспроизвести мозаичный, или пятнистый, тип расселения иксодовых клещей.

Более реальная картина населения иксодид, как показано на примере *I. persulcatus*, может быть получена на основе крупномасштабного картирования популяций на ключевых территориях (Коренберг, 1979). Так, на основании данных санитарно-эпидемиологической службы РСФСР и литературных сведений составлена обзорно-справочная карта распространения *Ixodes persulcatus* в Советском Союзе. Детально описаны границы (сумма активных температур воздуха выше 1400<sup>о</sup>С и коэффициент увлажнения 0,45-0,60) ареала этого вида.

Указанное выше исследование было проведено почти 40 лет назад, однако, некоторые авторы (Ясюкевич и др., 2009), опираясь на информацию о границах ареала клещей *I. persulcatus*, делают прогноз перемещения клещей в зависимости от смещения изолиний сумм активных температур и коэффициентов увлажнения. К сожалению, в данной модели не учитываются иные абиотические и биотические факторы, которые играют определяющую роль в формировании микростадий клещей, перемещение прокормителей, фаунистические изменения.

Распространение клещей имеет мозаичный характер, исходя из этого, можно сделать вывод, что принятые в метеорологии показатели климата не соответствуют реальному микроклимату местообитаний клещей. Мы склоняемся к точке зрения Estrada-Peña (2013), который считает, что для поиска связей между количеством активных клещей и температурой следует использовать тот температурный ряд данных, который был получен в поле в течение сезона сбора клещей на флаг и на прокормителя. Измерения температуры на метеорологических станциях производятся на высоте 2 м над землей, поэтому ряд данных полученных на ближайшей к клещевому биотопу метеостанции не будет отражать реальный микроклимат клещевого биотопа. Как правило, колебания температуры и влажности меньше на высоте 2 м над землей, чем в слое растительности. Тонкие изменения температуры исследуемого микроклимата клещевого биотопа почти наверняка будут потеряны в ряду данных, полученных на метеорологической станции, и возможную связь между метеорологическими факторами и клещевой активностью будет невозможно обнаружить (Estrada-Peña et al., 2013).

С другой стороны, хотя микроклимат имеет более непосредственное влияние на клеща, чем макроклимат и мезоклимат, только макроклиматические и мезоклиматические данные, влияющие на формирование микроклимата клещевых биотопов, доступны для моделирования ареалов распространения клещей в большом пространственном масштабе.

Для моделирования и прогнозирования клещевой активности исследователи в основном используют методы линейной регрессии (Alonso-Carne' et al., 2015; Carpi et al., 2008) и спектрального анализа (Коротков и др., 2007), некоторые авторы вообще отказываются от использования метеопоказателей в качестве предикторов в моделях прогноза (Никитин и др., 2005).

В исследовании для Санкт-Петербурга и Ленинградской области мы попытались выявить закономерности многолетнего хода метеорологических показателей и количества активных клещей посредством спектрального анализа, а также сделать прогноз количества активных клещей с помощью дискриминантного анализа с использованием в качестве предикторов только метеорологические показатели, так как они являются единственными доступными численными показателями для прогнозирования. Наш прогноз оправдался на 74%. При использовании любой методики для улучшения прогноза следует включать в модель комплекс метеорологических показателей, а также другие факторы среды, влияющие на количество иксодид.

Существует гипотеза о том, что долговременное изменение метеорологических показателей не может привести к увеличению или уменьшению количества активных клещей, так как это количество, как

и все в природе, находится в балансе: сокращение количества клещей полученных из каждой отдельно взятой кладки к концу их жизненного цикла нивелируется большим количеством яиц, которое откладывает каждая отдельно взятая самка. Однако экстремальные температуры могут оказать существенное влияние на численность клещей. Так низкие температуры позволяют клещам выжить в течение долгого времени, но при длительном воздействии таких температур большинство клещей погибает до завершения развития и линьки или же яйцекладки (Daniel, 1993). Важно отсутствие или наличие снежного покрова, который защищает клещей от воздействия низких температур.

В связи с этим, за основу берется положение о том, что баланс клещевой системы нарушается под воздействием экстремальных для клещей редких метеорологических событий, через которые и проявляется влияние макро- и мезоклимата на количество активных клещей. Использование закона редких событий в нашем исследовании позволило подтвердить данную гипотезу.

Много вопросов вызывает влияние на клещей фотопериода, под которым понимают продолжительность светового дня. Определен критический фотопериод (Коротков и др., 1991), однако критическая дата меняется по годам в довольно значительных пределах, а фотопериодический порог непостоянен (Коротков, 2014). Таким образом, индукция диапаузы зависит от взаимодействия климатических параметров (Коротков, 2014; Григорьева, 2015).

Для отдельных регионов России рост обилия иксодовых клещей может являться реальной угрозой для безопасности населения. В Санкт-Петербурге, наоборот, наблюдается снижение количества клещей в последние 30 лет на фоне слабых многолетних изменений метеорологических факторов, однако рост числа пострадавших объясняется интенсивным антропогенным вмешательством в клещевые биотопы. Поэтому перспективы дальнейшего исследования проблемы заключаются в изучении микроклиматических особенностей клещевых биотопов, влияющих на физиологию и количество иксодовых клещей для целей прогноза возможных мест обитаний клещей на территории Санкт-Петербурга и в его окрестностях.

#### Литература:

1. Балашиов Ю. С. 1998. *Иксодовые клещи — паразиты и переносчики инфекций*. СПб. Наука. 287с.
2. Болотин Е.И. 2004. *Структурная и функциональная организация природных очагов клещевого энцефалита: Автореф. дис. ... д-ра биол. наук. — Владивосток, 44 с.*
3. Вершинский Б.В. 1984. *Палеогеографические факторы становления природных очагов клещевого энцефалита и современная структура нозоареала*. *Паразитол. Сб.* 1984. 32: 124-138.
4. Григорьева Л.А. 2015. *Особенности развития таежного клеща *Ixodes persulcatus* Sch. (Parasitiformes: Ixodidae) в условиях природных биотопов Ленинградской области*. *Труды Зоологического института РАН*, 319, 2: 269–281
5. Григорьева Л.А. 2017. *Жизненный цикл европейского лесного клеща, *Ixodes ricinus* L., 1758 Aacari: Ixodidae) в условиях северо-запада России*. *Зоологический институт РАН, Санкт-Петербург. Материалы Юбилейной отчетной научной сессии, посвященной 185-летию Зоологического института РАН (Санкт-Петербург, Россия, 13–16 ноября 2017 г.)*. *Сборник статей*. 238 с, с. 58-61.
6. Коренберг Э. И. 1979. *Биохронологическая структура вида*. М., 172 с.
7. Коротков Ю.С. 2014. *Жизненный цикл таежного клеща *Ixodes persulcatus* в темно-хвойных лесах низкогорий Восточно-Саянского хребта*. *Паразитол.* 48, 1:20-36.
8. Коротков Ю.С., Акулова Л.М., Хазова Т.Г., Килина А.И., Кисленко Г.С., Чунихин С.П. 1992. *Циклические изменения численности таежного клеща в заповеднике «Столбы»*. *Мед. Паразитол. Паразит. Болезни* 3: 7–10.
9. Коротков Ю.С., Никитин А.Я., Антонова А.М., Вержуцкий Д.Б., Вершинин Е.А., Корзун В.М., Мельникова О.В., Козлова Ю.А. 2007. *Временная структура численности таежного клеща в пригородной зоне Иркутска*. *Бюллетень ВСНЦ СО РАМН*, 3, 55 ПРИЛОЖЕНИЕ: 126-130
10. Никитин А.Я., Антонова А.М. 2005. *Учеты, прогнозирование и регуляция численности таежного клеща в рекреационной зоне города Иркутска - Иркутск: Иркут. ун-т*, 116 с.
11. Ямборко А.В., Третьяков К.А., Муравьева В.П. 2015. *Первые находки *Ixodes persulcatus* (Acarina, Ixodidae) в Магаданской области*. *Зоол. журнал*, 94, 5: 499–504
12. Ясюкевич В.В., Казакова Е.В., Попов И.О., Семенов С.М. 2009. *Распространение клещей *Ixodes ricinus* L.? 1758 и *Ixodes persulcatus* Shulze, 1930 (Parasitiformes, Ixodidae) на территории России и соседних стран и наблюдаемые изменения климата*. *Доклады академии наук*. 427,5: 688-692
13. Ясюкевич В.В., Титкина С.Н., Попов И.О., Давидович Е.А., Ясюкевич Н.В. 2013. *Климатозависимые заболевания и членистоногие переносчики: возможное влияние наблюдаемого на территории России изменения климата*. *Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем*. 25: 314-359
14. Agoulon A., Malandrin L., Lepigeon F., Vénisse M., Bonnet S., Becker C.A.M., Hoch T., Bastian S., Plantard O., Beaudeau F. 2012. *A Vegetation Index qualifying pasture edges is related to *Ixodes ricinus* density and to *Babesia divergens* seroprevalence in dairy cattle herds* // *Vet. Parasitol.* 185: 101–109



15. Alonso-Carné J, García-Martín A, Estrada-Peña A. Assessing the statistical relationships among water-derived climate variables, rainfall, and remotely sensed features of vegetation: implications for evaluating the habitat of ticks. *Exp Appl Acarol.* 2015;65:107–24.
16. Bennet L., Halling A., Berglund J. 2006. Increased incidence of Lyme borreliosis in southern Sweden following mild winters and during warm, humid summers. *Eur J Clin Microbiol Infect Dis.* Source: Department of Clinical Sciences, General Practice/Family Medicine, University Hospital of Malmö, Lund University, Malmö, Sweden. 2006, 426-432.
17. Bugmyrin S.V., Bespyatova L.A., Korotkov Y.S., Burenkova L.A., Belova O.A., Romanova L.Iu., Kozlovskaya L.I., Karganova G.G., Ieshko E.P. 2008. Distribution of *Ixodes ricinus* and *I. persulcatus* ticks in southern Karelia (Russia). *Ticks and Tick-borne Diseases.* 4: 57–62
18. Carpi G., Cagnacci F., Neteler M., Rizzoli A. 2008. Tick infestation on roe deer in relation to geographic and remotely sensed climatic variables in a tick-borne encephalitis endemic area. *Epidemiol Infect.* 136:1416–1424
19. Daniel M., Influence of the microclimate on the vertical distribution of the tick *Ixodes ricinus* (L.) in Central Europe // *Acaralgia*, t. XXXIV, fasc. 2, 1993. 105-113
20. Estrada-Peña A, Gray JS, Kahl O, Lane RS, Nijhof AM (2013) Research on the ecology of ticks and tick-borne pathogens-methodological principles and caveats. *Front Cell Infect Microbiol* 3:29
21. Grigoryeva L.A., Stanyukovich M.K. 2016. The features of the taiga tick life cycle *Ixodes persulcatus* Sch., (Acari: Ixodinae) in the North-West of Russia. *Exp. Appl. Acarol.* 69, 3: 347-357. DOI 10.1007/s10493-016-0038-1
22. Jaenson T.G.T, Jaenson D.G.E, Eisen L., Petersson E., Lindgren E. 2012. Changes in the geographical distribution and abundance of the tick *Ixodes ricinus* during the past 30 years in Sweden. *Parasites & Vectors* . 5:8
23. Knap N., Durmisi E., Saksida A., Korva M., Petrovec M., Avsic-Zupanc T. 2009. Influence of climatic factors on dynamics of questing *Ixodes ricinus* ticks in Slovenia. Source: Institute of Microbiology and Immunology, Medical Faculty, Ljubljana, Slovenia. P. 275-281
24. Perret J. L., Guigoz E., Rais O., and Gern L. 2000. Influence of saturation deficit and temperature on *Ixodes ricinus* tick questing activity in a Lyme borreliosis-endemic area (Switzerland). *Parasitol. Res.* 86: 554–557. doi: 10.1007/s004360000209
25. Williams H.W., Cross D.E., Crump H.L., Drost C.J., Thomas C.J. 2015. Climate suitability for European ticks: assessing species distribution models against null models and projection under AR5 climate. *Parasites & Vectors.* 8:440.

## Conceptual model of the upper forest line in the oroclimatic conditions of the Severo-Chuiski Range (Central Altai)

Timoshok E.N., Filimonova E.O., Timoshok E.E.

Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia  
E-mail: ten80@mail.ru, smelena82@mail.ru, timoshokee@mail.ru

The upper forest line changes under the modern global changes are of the most important scientific interests. The peculiarities of invasion of tree species to the forest-tundra ecotone and the dynamics of the forest line and the tree line bring on significant scientific interest to the international scientific community. Monitoring of these indicators is carried out around the globe.

In our work we considered the forest-tundra ecotone as a dynamic structure, which includes the ecotone itself, the upper part of the closed forests and the lower part of the tundra. This system has a significant response to climatic impacts. Under the modern conditions it reacts on them by the beginning of secondary succession which transforms lower part of the tundra communities to the forest-tundra ones and lower part of the ecotone to the forest communities. During the previous global coolings the process was reversed as found evidences suggest.

We isolated 2 zones of the modern forest tundra ecotone. The first one is the zone of sustainable self-reproduction where adult *Pinus sibirica* individuals can be found. In this zones ecesis of *P. sibirica* is already occurred and its local populations are able to proliferate. The second zone is the zone of the unstable self-reproduction where only young individuals, pre-generative of *P. sibirica* can be found. In this zone tree species invasion is successful but ecesis is not occurred yet and local populations of the zone still dependent on the external seed stream to exist

The zones are divided with 3 boundaries: stable forest boundary at the elevation of the forest line; stable self-reproduction boundary (usually on the elevation of the highest tree groups) at the lower ecotone and un-

stable self-reproduction boundary on the elevation of the tree line. For better understanding of ecological factors which control local specifics of the boundary movement we've develop a conceptual model.

$$h = f(T, p, r, E, B, S, t),$$

где  $h$  – boundary elevation,  $T$  – mean temperature,  $p$  – precepitation,  $r$  – landform,  $E$  - ecological peculiarities of the invading speceis,  $B$  – influence of other species (both competition and/or facilitation),  $S$  –soil influence,  $t$  – time.

## Концептуальная модель динамики верхней границы леса в ороклиматических условиях Северо-Чуйского хребта (Центральный Алтай)

Тимошок Е.Н., Филимонова Е.О., Тимошок Е.Е.

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН  
634055, г. Томск, Россия  
E-mail: ten80@mail.ru, smelena82@mail.ru, timoshokee@mail.ru

В последние десятилетия, в связи с глобальным потеплением климата, актуальным является изучение реакции растительных сообществ на его изменения. Одной из наиболее быстро меняющихся зон с наиболее выраженной реакцией сообществ на изменения климата является лесотундровый экотон (Holtmeier, 2003; Шиятов и др., 2005 и др.).

По данным Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК) современное потепление началось в середине XIX в., однако наиболее интенсивное глобальное потепление на Земле зафиксировано с 1976 г. (IPCC AR5, 2013), При этом повышение средней многолетней температуры Земного шара с 1850 по 1976 гг. ( $\approx 125$  лет) год составило  $0,5^{\circ}\text{C}$ , а в современный период, с 1976 по 2012 гг. ( $\approx 35$  лет),  $-0,85^{\circ}\text{C}$  и имело выраженный положительный тренд. Скорость повышения температуры за последние 30 лет составила для Земного шара около  $0,25-0,27^{\circ}\text{C}/10$  лет, для России – около  $0,4^{\circ}\text{C}/10$  лет (IPCC AR5, 2013). На территории Алтая температура в этот период увеличилась на  $0,5^{\circ}\text{C}$  за 10 лет, на фоне инструментально зафиксированного потепления климата с 1986 по 2002 гг. наблюдался внутривековой влажный период, с 2003 г. начался период пониженного увлажнения (Харламова, 2012).

Особенности заселения лесотундрового экотона и динамика границ леса и дерева в условиях современного потепления климата изучались многими исследователями в разных регионах мира: в Северной Америке (Mellmann-Brown, 2005 и др.), Северной (Kullman, 2010; Öberg, Kullman, 2011 и др.) и Центральной Европе (Dullinder et al., 2004 и др.). На территории России такие исследования проводятся главным образом на Урале (Шиятов, 2009; Григорьев и др., 2012 и др.).

Наши междисциплинарные исследования динамики заселения лесотундрового экотона проведены в 2004-2014 гг. на северном макросклоне Северо-Чуйского хребта, в модельном горно-ледниковом бассейне Актру (Timoshok et al., 2016). По данным метеостанции Актру (2150 м над ур. м.) для бассейна характерны низкие среднегодовые ( $-5,2^{\circ}\text{C}$ ) и летние ( $+8,7^{\circ}\text{C}$ ) температуры. Вегетационный период короткий, не более 3 месяцев, при этом на протяжении всего периода возможны заморозки и снегопады. Среднее годовое количество осадков по данным метеостанции Актру составляет 521 мм, по данным гидрологического контроля стока ледников - 1000 мм (Тронов и др., 1965). Основная часть осадков (75 %) выпадает в теплый период. В течение всего года преобладают ветры южного и юго-западного направления. Вследствие метелевого переноса накопление снега происходит на северных и северо-западных склонах.

Методической основой наших исследований лесотундрового экотона являлось представление о взаимосвязи лесных и экотонных экосистем с потоками вещества, энергии и информации, за счет которых на склонах долины представлена сопряженная пара экосистем, включающая высокогорные авангардные леса и тундру. На границе этих экосистем находится лесотундровый экотон. Климатический отклик подобной системы представляет собой климатогенную вторичную сукцессию, направленную на адаптацию систем и входящих в них фитоценозов к климатическим изменениям в соответствии с принципом Ле-Шателье – Брауна. При потеплении климата нижняя часть тундры, входящая в лесотундровый экотон, трансформируется в лес, на границе которого формируется новый экотон. При похолодании климата верхняя часть леса, аналогично, должна трансформироваться в тундру, на границе которой формируется новый экотон. Прохождение подобной трансформации в прошлом подтверждается обнаружением М.В. Троновым (1949) погибших крупных деревьев в современном, на момент наблюдения, лесотундровом экотоне. Современный процесс вторичной сукцессии, связанный с колонизацией экотона, преимущественно кедром сибирским, можно наблюдать непосредственно.

Применение к анализу этой сукцессии представлений о сукцессионных процессах, разработанных F. Clements (1928) и развитых S. Pickett et al. (1987), позволяет предположить, что наиболее важным аспектом этой сукцессии является не только колонизация современного экотона деревьями кедр сибирского, в меньшей степени, лиственницы сибирской, но и захват ими местообитаний (эцезис), проявляющийся в появлении семенного возобновления этих видов деревьев в экотоне, что в значительной степени снижает потребность в дальнем заносе семян кедровкой (кедр) и ветром (лиственница). В результате успешного захвата местообитаний кедром и лиственницей появляется возможность самоподдержания их популяций и возможность увеличения их площади.

Подобный подход позволил нам выделить в экотоне две основные зоны – зону устойчивого самоподдержания – то есть зону в которой имеется семенное размножение заселившихся деревьев кедр и лиственницы, и зону неустойчивого самоподдержания, в которой ценопопуляциям требуется внешний поток семян для самоподдержания. Наличие двух зон приводит к естественному выделению трех границ:

- Границы стабильных лесов, по сути - нижней границы экотона, проходящей по верхней границе сомкнутых лесов. Ниже этой границы в современных условиях леса стабильны и в настоящий момент не подвержены изменениям.
- Границы устойчивого самоподдержания ценопопуляций в нижней части экотона. Деревья, заселившиеся выше этой границы представлены в основном молодыми особями и подростом кедр, которые еще не плодоносят. Фактическая высота этой границы, за редким исключением, совпадает с высотой распространения групп деревьев.
- Границы неустойчивого самоподдержания ценопопуляций, находящейся в верхней части экотона и отделяющей его от тундры. Высота этой границы совпадает с границей дерева. Выше нее находятся стабильные на настоящий момент тундровые сообщества.

Для описания всех границ была предложена концептуальная модель, отображающая пространственно-временную динамику границ модельных индикаторных видов: кедр сибирского и лиственницы сибирской, на примере криосемигумидного климата высокогорий Северо-Чуйского хребта (модельный бассейн Актру).

Модель представляет функцию вида:

$$h = f(T, p, r, E, B, S, t),$$

где  $h$  – абсолютная высота границы,  $T$  – температура,  $p$  – осадки,  $r$  – рельеф,  $E$  – экологические потребности модельного вида,  $B$  – влияние других видов,  $S$  – влияние почвы,  $t$  – время.

При этом высоты границ стабильных лесов, устойчивого самоподдержания ценопопуляций и неустойчивого самоподдержания ценопопуляций обозначались как  $h_1$ ,  $h_2$  и  $h_3$ .

В рамках этой модели изменение температуры  $\Delta T$  и осадков  $\Delta p$ , при постоянстве рельефа ( $r = \text{const}$ ), экологических потребностей вида ( $E = \text{const}$ ) и влияния других видов ( $B = \text{const}$ ), за время  $\Delta t$  происходит изменение границ распространения данного вида на высоту  $\Delta h$ . При этом влияние почвы ( $S$ ) изменяется со временем.

Практическое применение этой модели позволило нам выявить основные факторы среды, учет которых необходим для того, чтобы понять особенности динамики лесотундрового экотона.

Фактические высоты, на которых находятся границы групп деревьев и отдельных деревьев, при равенстве изменения климата, определяются: мезорельефом (экспозиция, крутизна склона)  $r$ ; наличием фрагментов ландшафта, где выживание вида невозможно, то есть условия по рельефу ( $r$ ) или почве ( $S$ ) выходят за пределы пессимальных и определяют эдафическую границу леса; межвидовыми взаимоотношениями ( $B$ ); изменением почвы под влиянием климата ( $\Delta S$ ).

В современный период в модельном бассейне граница стабильных лесов ( $h_1$ ) проходит в среднем на высоте  $2228 \pm 66$  м над ур. м. на всех склонах, независимо от их ориентации. В условиях восточно-юго-восточного склона высоты границ устойчивого и неустойчивого самоподдержания ( $h_2, h_3$ ) оказались ниже на 20-30 м, чем на западно-северо-западном склоне, несмотря на существующие изменения климата. Если принять, что основное движение границ  $h_2, h_3$  на западно-северо-западном склоне вверх началось после 1894 г. (возраст старейших деревьев в нижней части современного лесотундрового экотона составлял в 2013 г. 119 лет), то можно установить, что средняя скорость продвижения границ вверх составила около 0,17 – 0,25 м/год. Граница стабильных лесов  $h_1$  осталась практически неизменной, что может быть связано со скоростью развития почв ( $\Delta S$ ), недостаточной для движения границы вверх. Причины существования изменения почвы ( $\Delta S$ ) описываются часто используемой в почвоведении моделью Докучаева-Йенни (Докучаев, 1951; Jenny, 1980).

Доказательство наличия изменения почвы в ходе сукцессии получено посредством фитоиндикации абиотических факторов: увлажнения и активного богатства почв, проведенной в обследованном экотоне с применением шкал Раменского-Цаценкина (Цаценкин и др., 1978), в которых ступени этих факторов, отражают динамику почвенных характеристик.

Понимая современный лесотундровый экотон как хронопоследовательность, в которой расположенные выше участки находятся на более ранних стадиях вторичной сукцессии, чем участки, располо-

женные ниже, мы отмечаем существенное влияние рассмотренных абиотических факторов на сукцессионный процесс. Так, среднее увлажнение и активное богатство почв местообитаний кедра и лиственницы в авангардных лесах вблизи границы стабильных лесов ( $h_1$ ) равны 68 и 7,5 ступеням соответственно, в лесотундровом экотоне – 66 и 8,5 ступени соответственно, что отражает тенденцию к увеличению влагоудерживающей способности и снижению активного богатства почв в лесах.

Достоверность гипотезы, о важности развития почвы для движения границ  $h_1, h_2, h_3$  вверх подтверждается тем, что при равенстве климатических изменений ( $\Delta T, \Delta p$ ) на западно-северо-западном и восточно-юго-восточном склонах, движение границ на последнем, существенно замедленно. Наиболее значительными различиями (за вычетом рельефа) между склонами являются именно почвенные: для восточно-юго-восточного склона характерно отличное от западно-северо-западного воздействие организмов на почву, а также замедленное развитие ее водоудерживающих свойств. Таким образом, важнейшими факторами, создающими различия между скоростью движения границ стабильного леса, устойчивого и неустойчивого самоподдержания ценопопуляций в модельном бассейне являются экспозиция и крутизна склонов, режим нарушений, снеговой режим и динамика почв.

Практическое применение этого подхода, включая концептуальную модель, позволило нам выделить ряд показателей, наблюдения за которыми позволяют с наибольшей эффективностью оценивать динамику верхней границы леса. Поскольку индикаторные виды - деревья, формирующие верхнюю границу леса, имеют виолентную экологическую стратегию, межвидовое взаимодействие с другими видами высших растений – в первую очередь конкуренция, при которой тундровые доминанты с эксплерентно-патентной стратегией практически не имеют возможности успешно сопротивляться колонизации. Такой экологический фактор как почва является климатически зависимым, но ее развитие происходит с задержкой (лагом), обусловленной низкой скоростью почвенных процессов. С другой стороны экологические потребности кедра и лиственницы в условиях климатических изменений приобретают особую роль. Так, например, климатические оптимумы, являющиеся необходимым условием размножения видов деревьев (в условиях Алтая – кедр и лиственница) могут в значительной степени отличаться. Так, в современных условиях, заселение лиственницы в экотон практически прекратилось вскоре после начала современного периода глобального потепления (с начала 80-х годов XX века).

Таким образом главными факторами определяющими границу леса на практике являются климатические изменения, особенности почв, экологические потребности вида и мезорельеф. Из-за наличия почвенного лага время так же становится важным фактором.

Использование этого подхода позволило идентифицировать причины различий в скорости продвижения границ стабильного и нестабильного самоподдержания ценопопуляций деревьев вверх на склонах различной экспозиции, определить причины задержки продвижения вверх границы леса.

#### Литература:

1. Григорьев А.А., Моисеев П.А., Нагимов З.Я. Формирование древостоев в высокогорьях Приполярного Урала в условиях современного изменения климата. Екатеринбург: Урал. гос. лесотехн. ун-т, 2012. – 170 с.
2. Докучаев В. В. Сочинения. Т. 6. – М.: Изд-во Академии наук СССР, 1951. – 596 с.
3. Тронов М.В. Очерки оледенения Алтая. М.: Географгиз, 1949. – 276 с.
4. Тронов М.В., Тронова Л.Б., Белова Н.И. Основные черты климата горно-ледникового бассейна Актру // Гляциология Алтая. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1965. вып. 4. – С. 3-48.
5. Харламова Н.Ф. Оценка и прогноз современных изменений климата Алтайского региона: автореф. дисс. ... канд. геогр. наук. Барнаул, 2012. – 19 с.
6. Шиятов С.Г., Терентьев М.М., Фомин В.В. Пространственно-временная динамика лесотундровых сообществ на Полярном Урале. // Экология. 2005. №2. – С. 83-90.
7. Шиятов, С.Г. Динамика древесной и кустарниковой растительности в горах Полярного Урала под влиянием современных изменений климата. Екатеринбург, 2009. – 219 с.
8. Цаценкин И.А., Савченко И.В., Дмитриева С.И. Методические указания по экологической оценке кормовых угодий тундровой и лесной зон Сибири и Дальнего Востока по растительному покрову. М.: ВНИИК им. В.П. Вильямса, 1978. – 302 с.
9. Clements F. Plant succession and indicators. New York: The H.W. Wilson company, 1928. – 454 p.
10. Dullinger S., Dirnböck T., Grabherr G. Modelling climate change-driven treeline shifts: relative effects of temperature increase, dispersal and invisibility // Journal of Ecology, 2004. Vol. 92. №2. – P. 241-252.
11. Holtmeier F.-K. Mountain timberlines. Ecology, patchiness, and dynamics. Advances in Global Change Research. London: Kluwer Academic Publishers, 2003. – 369 p.
12. IPCC: Fifth assessment report. – New York: Cambridge university press, 2013. – 1532 p.
13. Jenny H., The soil resource: Origin and behaviour. Ecological Studies. Vol. 37. Springer-Verlag, Berlin, 1980. – 377 pp.
14. Kullmann L. Alpine flora dynamics – a critical review of responses to climate change in the Swedish Scandes since the early 1950. // Nordic Journal of Botany. 2010. Vol. 28. – P. 398-408



15. Mellmann-Brown S. Regeneration of whitebark pine in the timberline ecotone of the Beartooth Plateau, U.S.A. // *Mountain Ecosystems: Studies in Treeline Ecology*. Berlin: Springer, 2005. – P. 97-115.
16. Öberg L., Kullmann L. Ancient Subalpine Clonal Spruces (*Picea abies*): Sources of
17. Postglacial Vegetation History in the Swedish Scandes // *Arctic*. 2011. Vol. 64. № 2. – P. 183-196.
18. Pickett S.T.A., Collins S.L., Armesto J.J. Mechanisms and pathways of succession // *Botanical Review*, 1987. Vol.53. №3. – p. 335–371.
19. Timoshok E. E., Timoshok E. N., Nikolaeva S.A., Savchuk D.A., Filimonova E. O., Skorokhodov S. N., Bocharov A. Yu. 2016. Monitoring of high altitudinal terrestrial ecosystems in the Altai Mountains. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science* Vol. 48. P. 1-9. doi:10.1088/1755-1315/48/1/012008. Available at <http://iopscience.iop.org/article/10.1088/1755-1315/48/1/012008/pdf>

## Influence of different amount of precipitation on soil CO<sub>2</sub> emission in the pine forests of boreal zone in Central Siberia

<sup>1</sup>Makhnykina A.V., <sup>1</sup>Polosukhina D.A., <sup>2</sup>Prokushkin A.S.

<sup>1</sup> Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia

<sup>2</sup> V. N. Sukachev Institute of Forest SB RAS, Krasnoyarsk, Russia

E-mail: amakhnykina@sfu-kras.ru

The boreal forests in Siberia covered more than 70% area of this region. Due to the climate change these ecosystems represent a very sensitive and significant source of carbon. In forests, total ecosystem respiration tends to be dominated by soil respiration, which accounts for approximately 70% of this large flux. Global dynamic vegetation models predict that soil respiration will increase more than total net primary productivity in response to climate warming and increase in precipitation. In consequence, the terrestrial carbon sink is expected to decline.

The aim of the present study was to identify the response of the soil CO<sub>2</sub> efflux to the different amount of water input for two highly differentiated years due to the precipitation conditions in the lichen pine forests of Central Siberia.

The study area was located in the Turukhansk region of Krasnoyarsk krai, Russia (60°N, 90°E), Russia. The climate of the region is very continental. The soil is represented by sandy podzols with a low-power organic horizon.

We constructed the field experiment based on the addition of different amount of water (0%, 25%, 50% and 100% sites) after each rain event during two growing seasons – 2015 and 2016. It was made the small greenhouses with plastic measuring collars inside of each. We used the automated soil CO<sub>2</sub> flux infrared analyzer LI-8100 for measuring the soil CO<sub>2</sub> emission. Soil temperature was measured with Soil Temperature Probe Type E in three depths 5, 10, 15 cm. Volumetric soil moisture was measured with Theta Probe Model ML2.

We found that the amount of precipitation has a huge impact to the value of soil CO<sub>2</sub> emission. For the wet season (2015) the fluxes were almost in twice higher compared to the less precipitated or dry season (2016). The max fluxes during the season in 2015 observed at the site without any water input – 0% precipitation, and the smallest – for the 100% precipitation site (natural rain conditions). In 2016 we identified the opposite response: the max soil efflux was observed at the site with 100% precipitation conditions. During the season the max soil efflux fixed in July for both seasons. We suggest that for lichen pine forest with sandy podzol soil a specific feature is a rapid response to the amount of precipitation of the territory, through an increase or decrease in soil CO<sub>2</sub> emission. This forest type is not resistant to the drop in precipitation conditions due to the climate change.

It was detected that the highest dependence during the season between the soil temperature and soil CO<sub>2</sub> emission presented at the site with 25% of water addition for both seasons. The main difference in this dependence was in the value of dependence. For the wet season of 2015 year this value was in two times higher (R<sup>2</sup>=0.78) than in 2016. Further analysis showed that the reason for this is the soil moisture which was equal 15-20% and the number of days with this moisture. For both seasons the max number of days with this moisture range was at the site corresponding 25% of water addition.

To conclude that 15-20% soil moisture is the moisture when soil CO<sub>2</sub> emission does not have limitation by the precipitation conditions. Our experiment proved that temperature is the an important controlling factor for soil CO<sub>2</sub> emission but when there is no any water limitation or water stress conditions.

*The reported study was funded by RFBR according to the research project № 18-34-00736 «Impact of the main limiting factors (precipitation and soil nitrogen content) to the soil CO<sub>2</sub> emission in the boreal forests of Central Siberia».*

# Влияние дифференцированного количества увлажнения на почвенную эмиссию CO<sub>2</sub> в сосновых лесах бореальной зоны Центральной Сибири

<sup>1</sup>Махныкина А.В., <sup>1</sup>Полосухина Д.А., <sup>2</sup>Прокушкин А.С.

<sup>1</sup> Сибирский федеральный университет, Красноярск, Россия

<sup>2</sup> Институт леса им. В. Н. Сукачева СО РАН, Красноярск, Россия

E-mail: amakhnykina@sfu-kras.ru

## ВВЕДЕНИЕ

Бореальные леса покрывают около 11% земной поверхности суши, являясь крупнейшим наземным биомом. Эти леса играют значительную роль в глобальном углеродном цикле и особенно чувствительны к будущему потеплению климата (Lindroth et al., 1998). Почвы бореальной области содержат огромные запасы углерода, накопившиеся за сотни лет. Таким образом, способ реагирования почв бореальной зоны на текущие изменения климата (IPCC, 2001), вероятно, существенно отразится на устойчивости лесных экосистем и будущей концентрации CO<sub>2</sub> в атмосфере.

В масштабе сезона потоки CO<sub>2</sub> из почвы сильно коррелируют с изменениями температуры почвы, когда вода не является лимитирующим фактором (Yuste et al., 2003). Сильное ингибирование скорости потоков наблюдалось при низком содержании воды в почве (Borken et al., 1999; Irvine and Law, 2002), которая в основном объясняется уменьшением разложения вследствие микробной активности. Однако, как отражается повышенное содержание воды в почве остается предметом дебатов. Зависимость потока CO<sub>2</sub> от влажности зачастую будет носить специфический характер, который зависит от географического расположения территории. Кроме того, сезонная зависимость почвенной эмиссии CO<sub>2</sub> от содержания воды в почве до сих пор плохо изучена, поскольку изменения температуры почвы и содержания воды часто коррелируют между собой, и независимое влияние каждой переменной трудно обнаружить или интерпретировать (Davidson et al., 1998).

Основной целью данной работы было рассмотреть реакцию почвенной эмиссии CO<sub>2</sub> на дифференцированное количество осадков для двух кардинально отличающихся по условиям увлажнения сезонов в сосновых лесах Центральной Сибири.

## МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

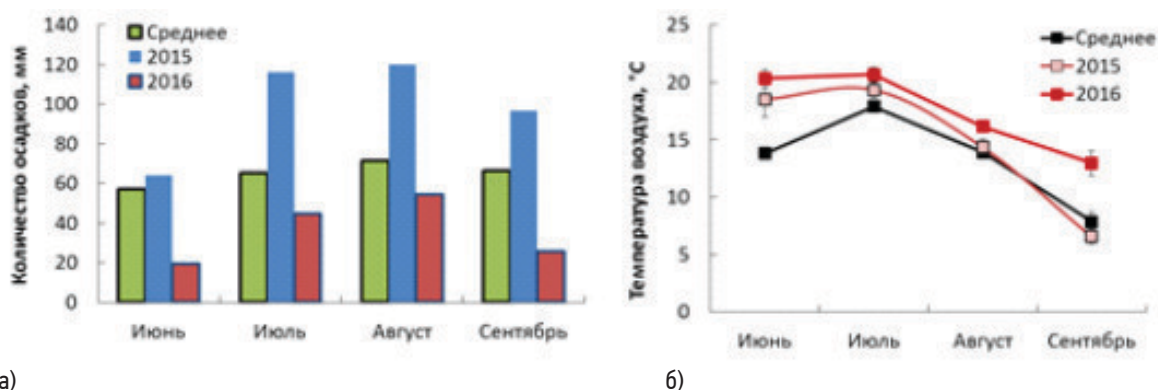
Исследования проводились в Туруханском районе Красноярского края (60° N, 90° E). Основным фактором распределения растительных сообществ в данном районе является уровень грунтовых вод. Климат района резко континентальный. Сумма температур выше 10 °C составляет 800–1200 °C. Среднегодовая температура воздуха минус 3.7 °C. Амплитуда колебания среднемесячных температур 41.9 °C. Среднегодовая относительная влажность воздуха 76 %. Сумма атмосферных осадков 590 мм за год (Лесные экосистемы, 2002).

Исследования проводились в сосняке лишайниковом, которые представляет не только основу лесосырьевой базы региона, но и отличается низкими темпами восстановления после различных видов внешних воздействий. Экспериментальные работы по внесению дифференцированного количества осадков проводились в течение вегетационного сезона (июнь-сентябрь) в 2015 и 2016 годах. Были выбраны 4 уровня по количеству осадков – 0%, 25%, 50% и 100% от выпавшего количества осадков. Внесение дифференцированного количества осадков осуществлялось после каждого дождя.

На каждой пробной площади были установлены пластиковые кольца диаметром 20 см до начала эксперимента – весной 2015. Измерение потоков CO<sub>2</sub> с поверхности почвы производились при помощи автоматизированной системной установки, на основе инфракрасного газоанализатора – LI 8100A (Licor Biogeosciences Inc., США). Температура почвы замерялась с помощью термодатчика Soil Temperature Probe Type E (Omega, США). Измерения влажности почв осуществлялись на глубине 5 см от поверхности почвы, используя влагомер Theta Probe Model ML2 (Delta T Devices Ltd., Великобритания). Подробная методика измерений была описана в нашей более ранней работе (Махныкина и др., 2016).

## РЕЗУЛЬТАТЫ

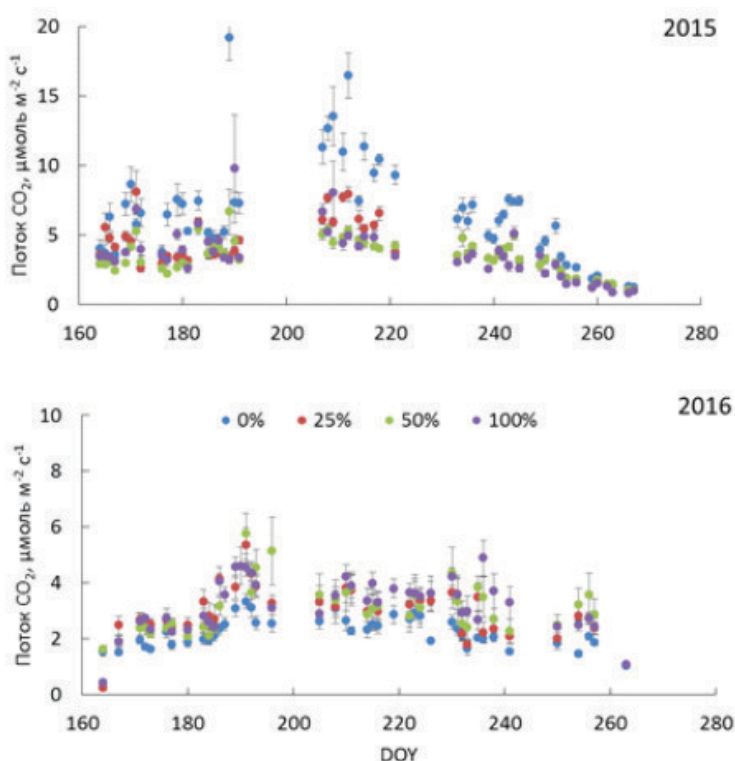
Сезоны проведения эксперимента заметно отличались по метеорологическим условиям (рис. 1). При сравнении со средними многолетними значениями по количеству осадков (рис. 1а), в 2015 году почти на всем протяжении сезона превышает вдвое норма осадков, исключение составляет лишь начало сезона. Следующий сезон напротив демонстрирует противоположные условия увлажнения, когда сумма осадков в начале и в конце сезона в 3 раза была ниже среднемноголетних значений.



а) б)  
**Рис. 1.** Метеорологические условия сезонов измерений в сравнении со средними многолетними значениями: а) количество осадков; б) температура воздуха. Данные представляют собой среднемесячные значения со стандартными ошибками.

Что касается температурных условий, то здесь не наблюдается такого значительного различия в значениях для двух лет проведения эксперимента. Однако, по ряду параметров (характеристик) можно выявить некоторые различия. В начале сезона (июнь) для двух сезонов измерений температура воздуха на  $5.6 \pm 0.9$  °C превышает среднемноголетние значения. Следующим отличием, только для 2016 года, является превышение среднемноголетних значений в конце сезона в 1.6 раза (на 5.1 °C) в конце сезона (сентябрь).

Метеорологические условия сезона нашли свое отражение потоках  $\text{CO}_2$  из почвы. Исходя из величины потоков, максимальные наблюдались в 2015 году, с переувлажненными условиями почти на всем протяжении сезона. Максимальные темпы почвенной эмиссии  $\text{CO}_2$  были присущи участку без внесения осадков в течение сезона (рис. 2). Средними темпами характеризуется участок с 25% от выпавшего количества осадков. Такие результаты стали следствием ингибирования потоков  $\text{CO}_2$  значительным количеством воды. Для второго сезона проведения эксперимента были получены в значительной степени отличающиеся результаты. Идентифицировать участок с максимальной почвенной эмиссией было достаточно сложно. Ввиду небольших отличий участок со 100% количеством осадков характеризуется наибольшей почвенной эмиссией  $\text{CO}_2$  за сезон.

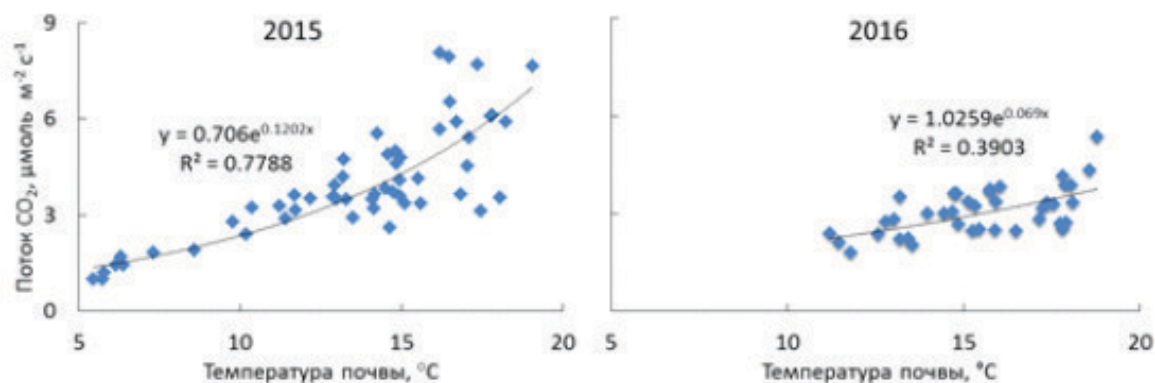


**Рис. 2.** Сезонная динамика почвенной эмиссии  $\text{CO}_2$  для двух сезонов проведения эксперимента. Данные представляют собой среднесуточные значения со стандартными ошибками.

В целом, сезон 2016 года, на всем протяжении отличался засушливыми условиями, которые сопровождалась в начале и в конце сезона повышенными температурами. Минимальная скорости эмиссии  $\text{CO}_2$  наблюдались на участке без внесения осадков.

Зависимость потоков  $\text{CO}_2$  от метеорологических параметров почв для двух сезонов также существенно различалась. Установлено, что наиболее сильная зависимость между потоком  $\text{CO}_2$  и температу-

рой почвы отмечалась для участка с 25% от количества выпавших осадков (рис. 3). При дальнейшем рассмотрении было обнаружено следующая зависимость: чем больше количество дней с влажностью почв от 15 до 20%, тем сильнее зависимость.



**Рис. 3.** Взаимосвязь между температурой почвы и потоком  $\text{CO}_2$  для участка с 25% от выпавшего количества осадков для двух сезонов проведения эксперимента.

## ВЫВОДЫ

Особенностью сосновых лесов Центральной Сибири являются высокая чувствительность к увлажнению территории в течение вегетационного сезона. Изученные сезоны продемонстрировали диаметрально противоположную реакцию почвенной эмиссии  $\text{CO}_2$  на дифференцированное количество осадков. Изменение в их количестве может ингибировать (при значительных количествах) или интенсифицировать (оптимальные условия увлажнения) скорости потоков  $\text{CO}_2$  из почвы.

Метеорологические характеристики почвы в течение сезона могут различно участвовать в формировании почвенной эмиссии  $\text{CO}_2$ . В ходе эксперимента были определены оптимальные условия увлажнения, при которых поток  $\text{CO}_2$  наблюдалась наиболее сильная зависимость между температурой почв и почвенной эмиссией  $\text{CO}_2$ , т.е. не наблюдалось лимитирования по данному фактору.

*Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-34-00736 «Влияние основных лимитирующих факторов (количество осадков и содержание азота в почве) на эмиссию  $\text{CO}_2$  из почвы в бореальных лесах Центральной Сибири».*

### Литература:

1. Лесные экосистемы Енисейского меридиана (исследования по международной геосферно-биосферной программе), 2002. Плешиков Ф.И. (ред.) Новосибирск, Наука СО РАН, 356 с.
2. Махныкина, А. В., Прокушкин А. С., Ваганов Е. А., Верховец С. В., Рубцов А. В., 2016. Динамика потоков  $\text{CO}_2$  с поверхности почвы в сосновых древостоях Средней Сибири. Журнал Сибирского федерального университета. Серия Биологическая 3 (2016-9). 338-357.
3. Borken, W., Xu, Y.-J., Brumme, R., Lamersdorf, N., 1999. A climate change scenario for carbon dioxide and dissolved organic carbon fluxes from a temperate forest soil: drought and rewetting effects. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 63, 1848–1855.
4. Davidson, E.A., Belk, E., Boone, R.D., 1998. Soil water content and temperature as independent or confounded factors controlling soil respiration in a temperate mixed hardwood forest. *Global Change Biol.* 4, 217–227.
5. IPCC, 2001. *Climate change 2001. In: Third Assessment Report of the IPCC*, Cambridge University Press, Cambridge, UK, pp. 183–237.
6. Irvine, J., Law, B.E., 2002. Contrasting soil respiration in young and old-growth ponderosa pine forests. *Global Change Biol.* 8, 1183–1194.
7. Lindroth, A., Grelle, A., More'n, A.-S., 1998. Long-term measurements of boreal forest carbon balance reveal large temperature sensitivity. *Global Change Biol.* 4, 443–450.
8. Yuste, J.C., Janssens, I.A., Carrara, A., Meiresonne, L., Ceulemans, R., 2003. Interactive effects of temperature and precipitation on soil respiration in a temperate maritime forest. *Tree Physiol.* 23, 1263–1270.



# Рентгенография и томография годовичных колец хвойных в климатологии

<sup>1</sup>Бондаренко С.Л., <sup>2</sup>Батрагин А. В., <sup>1</sup>Смирнов С. В., <sup>3</sup>Стучебров С. Г.

<sup>1</sup> Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

<sup>2</sup> Инженерная школа неразрушающего контроля и безопасности, Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск, Россия

<sup>3</sup> Исследовательская школа физики высокоэнергетических процессов, Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск, Россия

E-mail: bond\_sl@inbox.ru

В статье рассматриваются методические аспекты использования рентгеновской микротомографии для отображения структуры и измерений плотности годовичных колец хвойных деревьев. Приводятся изображения структуры древесины для различных режимов измерений рентгеновским микротомографом. Получение томографических срезов (iSee, CTvox) и их усреднение при помощи «statistical script» (Adobe Photoshop), преобразование средних изображений в многомерные массивы данных с последующим усреднением профилей изображений (OriginCalc) позволяют в итоге получить двумерный массив – дендрохронологический ряд плотности годовичных колец. Проверка результатов измерений весовым способом подтвердила достоверность измерений и выбранного алгоритма обработки данных. Показано, что для дендрохронологических исследований плотности колец в зависимости от их ширины можно использовать пространственное разрешение сканирования 80 мкм для широких колец и 30 мкм для узких. Для отображения структуры древесины внутри кольца (внутрисезонные изменения) требуется разрешение менее 10 мкм.

## X-ray imaging and computed tomography of conifers tree rings for climatology

<sup>1</sup>Bondarenko S. L., <sup>2</sup>Batranin A. V., <sup>1</sup>Smirnov S. V., <sup>3</sup>Stuchebrov S. G.

<sup>1</sup> Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia

<sup>2</sup> School of Non-Destructive Testing & Security, National Research Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russia

<sup>3</sup> Research School of High-Energy Physics, National Research Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russia

E-mail: bond\_sl@inbox.ru

### INTRODUCTION

To analyze the correlation between solar activity and wood growth, tree-ring characteristics were first used by A. E. Douglass [1] at the beginning of XX century. Other investigators, H. C. Frittsin [2] in particular, showed that environmental conditions greatly affect the tree growth, and tree rings were found to be an effective indicator of climatic changes.

The main dendrometric characteristics are the number and size (width) of tree rings, structure (pattern) and wood density [3]. To analyze these, visual, electro-optical and radiometric conventional techniques are used. X-ray radiation to measure the wood density was used by many researchers [3–5]. X-ray densitometric techniques are being successfully developed nowadays. The X-ray computed tomography (XCT) technique is one of them. X-ray tomographs used in medicine do not provide eligible spatial resolution that is required for tree-ring analysis [6]. Industrial X-ray tomographs have the highest resolution, but limit the sizes of wood cores [6, 7]. The problem can be successfully solved by using spiral XCT or synchrotron radiation tomographic microscopy techniques [8–10]. The techniques allow the analysis of large-sized wood cores with resolution less than 100 μm.

The research aimed to develop a technique to assess the structure and density of tree rings of trunk wood using a high resolution scanning X-ray tomograph to solve dendroclimatology and biometeorology related problems. To test the efficiency of the developed technique, we compared the results obtained for the density of tree rings using a tomograph and measurements of the weight and size of individual rings or a group of rings.

### METHODS, INSTRUMENTS AND MATERIALS

The XCT technique implies mathematical reconstruction of the inner three-dimensional structure of an object based on measurements of X-ray absorption under multiple irradiation of an object in different intersecting areas [11, 12]. The radiation absorption depends on density of the substances that form an internal structure

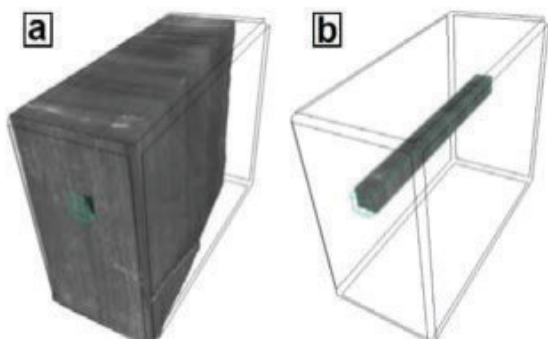
of an object. For visual and quantitative evaluation of the X-ray density (R), the scale in Hounsfield Units (HU) is used to indicate the degree of radiation attenuation in the materials. The scale shows the ratio of radiation attenuation in the air to that in distilled water, X-ray density of these being equal to 0 and 1000 HU, respectively, at standard pressure and temperature. X-ray density is determined by the equation:

$$R = \frac{\mu - \mu_{water}}{\mu_{water} - \mu_{air}} \times 1000,$$

where  $\mu$ ,  $\mu_{water}$  and  $\mu_{air}$  are linear attenuation coefficients for the material, water and air under normal conditions, respectively. Negative R values indicate substances with less density as compared to water, and positive R values refer to those of higher density.

The X-ray density of the wood depends on both the type of wood and physical state of the test wood sample, the main characteristics of which are temperature and humidity. To determine the physical density of wood based on XCT results obtained for test samples, calibration is performed using tomographic scanning of the reference wood sample with known density.

In dendroclimatology and biometeorology, dendrometric characteristics are determined through the analysis of samples in the form of cores or wood cuts of both fresh and dead trees. The selected samples were limited in maximum allowable size and number of cores to prevent damage to a fresh tree. However, this limitation may reduce the representativeness of dendrometric characteristics.

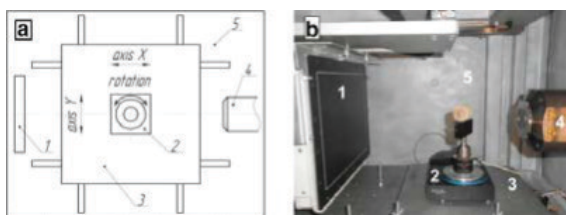


**Fig. 1.** Extraction of the model 3D core (b) from the X-ray tomogram of the whole wood sample (a).

The numerical experiment was carried out based on extraction of the model 3D core from X-ray tomogram of the whole wood sample to eliminate this contradiction. Fig. 1a shows a tomogram of a 10×10×5 cm wood sample of 130-year Siberian pine. Fig. 1b shows extraction of a core from the sample with a 12×12 mm cross-section. The image of the pine sample is presented in Fig. 3.

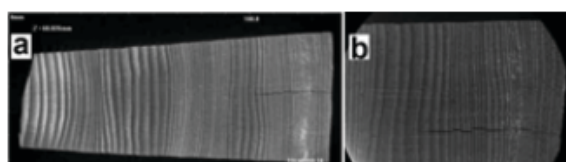
The analysis of the virtual cores of different diameters indicated that statistically significant sample to measure dendrometric characteristics must contain not less than 7–8 cores with a diameter of 5 mm or 4 cores with a diameter of 12 mm. The obtained results are in good agreement with the data reported by Gjerdrum and Eikenes [13].

In the research, we used two high-resolution X-ray tomographs TOLMI [10] and Orel-MT [14], where the test sample is scanned during its rotation. The tomographs have been developed in Tomsk Polytechnic University. TOLMI is the first design, and Orel-MT is an advanced version. The tomographs contain similar components and use the same operational parameters. However, Orel-MT has better contrast sensitivity and dynamic range, and it provides higher operational stability and shorter scanning time. X-ray sources are fine focus X-ray tubes with transmission targets. X-ray detectors are Gadox flat panels with TFT scintillators. The scan schemes use a cone beam geometry. The tomograph's scheme and interior view of the Orel-MT are shown in Fig. 2.



**Fig. 2.** The tomograph's scheme (a) and interior view of the Orel-MT (b): X-ray matrix detector (1); slewing table for examples (2); rail support (3); X-ray (tube) transmitter (4); protective housing (5).

In our first dendrometric experiment, we analyzed wood samples of 4–5-year pine (*Pinus sylvestris*), birch (*Betula pendula*) and Eurasian aspen (*Populus tremula*). The samples were taken in the forest near Tomsk and had diameters of 4–6 cm. The experiments were carried out with the tomograph TOLMI. The X-ray tube voltage varied from 60 to 100 kV, and the voxel size was about 70  $\mu\text{m}$ . The results of this experiment are discussed in the following section. Then we scanned the wood sample of 130-year Siberian pine grown in the Tomsk region. This experiment was carried out with the Orel-MT. The X-ray tube voltage was varied from 60 to 100 kV, and the current was about 50  $\mu\text{A}$ . The voxel size varied from 30 to 90  $\mu\text{m}$ . The results are presented in Fig. 3.



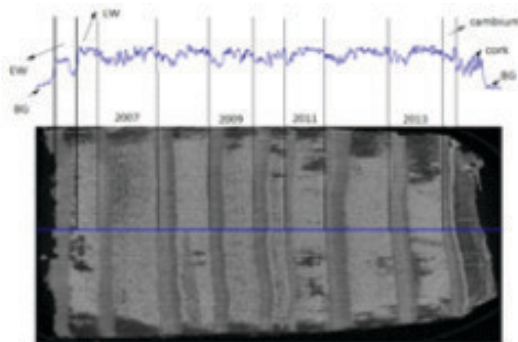
**Fig. 3.** The X-ray images of 10×10×5-cm wood sample of Siberian pine obtained at voltage 80 kV of the X-ray tube: a is an image of the whole samples scanned with ~87- $\mu\text{m}$  resolution; b is an image of a fragment of the sample scanned with ~30- $\mu\text{m}$  resolution.

ANALYSIS, RESULTS AND DISSCUSSION

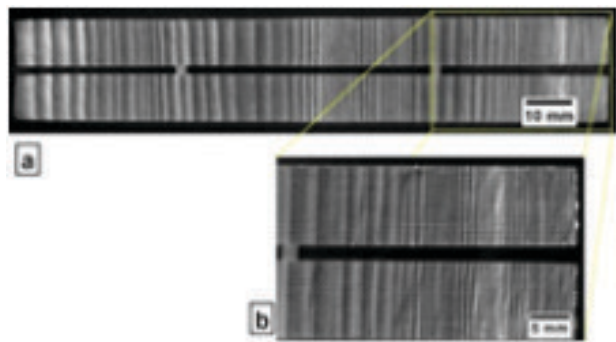
To achieve an optimal contrast for a scanned image, the tomograph operation modes were selected individually for each sample. Despite this, different physical density of wood samples affected the image contrast, which was different for different species of trees. The X-ray images of pine and aspen samples have better contrast than those of the birch sample. However, despite different contrast, the wood density profiles obtained from X-ray scanning show all seasonal and annual changes of tree rings.

The quality of wood sample is essentially affected by its biophysical properties or state, which primarily implies wood moisture and gum resin (in coniferous trees). The pine wood sample was scanned immediately after sawing and drying in the open air for several weeks to estimate the effect of moisture on the X-ray image. The freshly sawn wood sample had a natural moisture of 70–80 %. The natural moisture of the freshly sawn wood sample was 70–80 %, and after drying it reached an equilibrium moisture content of 10–15 %. Therefore, to employ the XCT technique the wood samples should be dried before scanning or mathematical processing of X-ray images of the freshly sawn sample should be performed to eliminate the impact of moisture on X-ray radiation absorption.

The possibility to analyze changes in the tree ring density using the XCT technique is shown in Fig. 4, which presents the XCT image and density profile of the fresh (non-dried) pine wood obtained by XCT scanning with 10- $\mu\text{m}$  spatial resolution. The X-ray image shows the layers of early (EW) and late (LW) wood in tree rings, as well as their fine structure that reflects the wood growth in different vegetation periods depending on changes in the environmental conditions, including climate and weather impact. The brightest areas in the image indicate moisture-saturated wood cavities and pores.



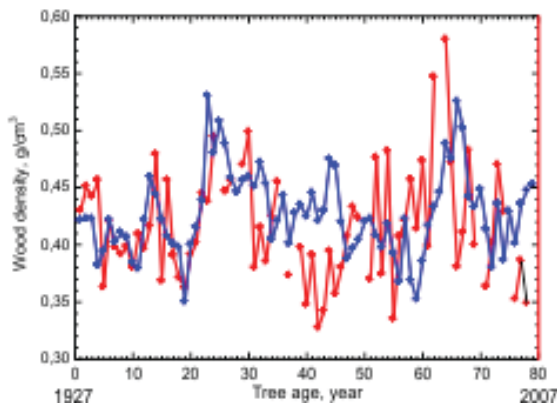
**Fig. 4.** XCT image and density profile of the pine sample that illustrates a fine lamellar structure of wood density. Here BG is the background, i. e. the X-ray density of air.



**Fig. 5.** The X-ray images of two 12×1-cm wood samples of Siberian pine obtained at voltage 80 kV of the X-ray tube: a is image of the whole samples scanned with 81- $\mu\text{m}$  resolution; b is image of sample fragment scanned with ~30- $\mu\text{m}$  resolution.

The measurement data obtained for tree ring density by the XCT technique was compared with the data obtained by the gravity (weight) technique to assess the measurement accuracy by the XCT technique. For this purpose, two wood samples in the form of 126×10×10 mm rectangular parallelepipeds were prepared from a radial segment of the Siberian pine cross cut dried to equilibrium moisture content. At first, a full-size scan of the samples was performed with 81- $\mu\text{m}$  resolution (Fig. 5a). For higher resolution imaging (~30  $\mu\text{m}$ ), the samples were roughly divided into three parts and each part was scanned separately (Fig. 5b).

The tree-ring measuring station Lintab-5 [15] was used to determine the number of tree rings and their width in the samples. Then the samples were cut into layers with the width equal to that of tree rings. If the ring width was less than 1 mm, a separated layer included several rings. At the same time, the layer dimensions were constantly monitored using a caliper with an accuracy of 0.1 mm. The layers were weighed using the electronic



**Fig. 6.** Changes in the tree ring density of Siberian pine over 80-year period after the start of they early tree-ring formation growth according to the measurement data obtained by gravitational (red) and tomographic (blue) techniques.

balance Kern ABS-220-4 [16] with an accuracy of 0.1 mg. The wood density of tree rings was calculated for all layers. For the layers with several thin rings, the density of a single ring was assumed as an average value.

The results of tree ring density measurement obtained by averaging over two wood samples using both techniques are shown in Fig 6. Several values were removed from the density measurement data obtained by the weight technique due to errors occurred during sample division into layer/rings. Therefore, this data (red line) has some gaps.

As shown in Fig. 6, the values over the first thirty years after the start of the yearly tree-ring formation almost coincide, for the growing period from 39 to 47 years the values show inverse tendency, and after 50 years, the coincidence of the values is satisfactory. The correlation coefficient between two data series is 0.24 at the significance level of 5 %. The average relative discrepancy between the values is less than 2 %, the maximum discrepancy does not exceed 28 %.

In our view, the observed differences are mainly due to the errors in manual division of samples into layers/rings during preparation for weighing. Tree rings of width less than 0.5 mm are quite difficult to divide. To do this, a special high-precision equipment is required, but we did not have that. The complexity in division of very fine tree rings is a serious drawback of the weight technique if compared to the tomographic technique that is free of this shortcoming.

## CONCLUSION

The experiments performed using a high-resolution scanning X-ray tomograph to determine the structure and density of trunk wood tree rings showed that the XCT technique can be applied to solve dendroclimatology and biometeorology problems. The XCT technique enables investigation of wood fine structure and precise measurement of the width and density of tree rings without destruction of wood samples. In addition, the technique allows elimination of subjective human errors to perform highly efficient dendrometric measurements and thus to preserve samples for further study or use.

This work was carried out within the framework of the Program of Fundamental Scientific Researches of the State Academies of Sciences in 2013–2020 (projects VIII.77.1.1 and VIII.77.1.2) and supported by the Competitiveness Enhancement Program of Tomsk Polytechnic University. We are gratefully acknowledged Dmitry A. Savchuk for measuring on Lintab-5.

### References:

1. Douglass A.E. *The secret of the Southwest solved by talkative tree rings* // *National Geographic Magazine*, 1929, 56, 736–770.
2. Fritts H.C. *Dendroclimatology and dendroecology* // *Quaternary Research*, 1971, 1, 419–449.
3. Vaganov E.A., Hughes M.K., Shashkin A.V. *Growth dynamics of conifer tree rings: images of past and future environments*. Berlin, Heidelberg: Springer, 2006.
4. Polge H. *The use of X-ray densitometric methods in dendrochronology* // *Tree-ring Bulletin*, 1970, 30, 1–10.
5. Schweingruber F.H., Fritts H.C., Bräker O.U., Drew L.G., Schär E. *The X-ray technique as applied to dendroclimatology* // *Tree-ring Bulletin*, 1978, 38, 61–91.
6. Bill J., Daly A., Johnsen O., Dalen K.S. *DendroCT – dendrochronology without damage* // *Dendrochronologia*, 2012, 30, 223–230.
7. Okochi T., Hoshino Y., Fujii H., Mitsutani T. *Nondestructive tree-ring measurements for Japanese oak and Japanese beech using micro-focus X-ray computed tomography* // *Dendrochronologia*, 2007, 24, 155–164.
8. Van den Bulcke J., Wernersson E.L., Dierick M., Van Loo D., Masschaele B., Brabant L., Van Acker J. *et al. 3D tree-ring analysis using helical X-ray tomography* // *Dendrochronologia*, 2014, 32, 39–46.
9. Mannes D., Marone F., Lehmann E., Stapanoni M., Niemez P. *Application areas of synchrotron radiation tomographic microscopy for wood research* // *Wood Science and Technology*, 2010, 44, 67–84.
10. Batranin A.V., Chakhlov S.V., Grinev D.V., Kapranov B.I., Klimenov V.A. *Design of the X-ray micro-CT scanner TOLMI-150-10 and its perspective application in non-destructive evaluation* // *Appl. Mech. and Mat.*, 2013, 379, 3–10.
11. Cormack A.M. *Early two-dimensional reconstruction and recent topics stemming from it. Nobel Lectures in Physiology or Medicine 1971–1980*. World Scientific Publishing Co.: 1992, 551–563.
12. Hounsfield G.N. *Computed Medical Imaging. Nobel Lectures in Physiology or Medicine 1971–1980*. World Scientific Publishing Co.: 1992, 568–586.
13. Gjerdrum P., Eikenes B. *A model for spatial wood density gradients in Norway spruce stems and stochastic between stem dissimilarities for basic and dry density* // *Wood Science and Technology*, 2014, 48, 71–84.
14. [http://portal.tpu.ru/departments/laboratory/tti/eng/products/orel\\_tomo](http://portal.tpu.ru/departments/laboratory/tti/eng/products/orel_tomo).
15. <http://www.rinntech.de>.
16. <http://www.kern-sohn.com>.



# Influence of global warming on the spatio-temporal trends of NDVI vegetation index in Eastern Siberia

Varlamova E.V., Solovyev V.S.

Yu.G. Shafer Institute of Cosmophysical Research and Aeronomy of SB RAS, Yakutsk, Russia

E-mail: varlamova@ikfia.ysn.ru, solo@ikfia.ysn.ru

Web: <http://ikfia.ysn.ru>

Many studies show that there is a significant climate warming in high latitudes of northern hemisphere over the past several decades. The fragile ecosystems in permafrost region of Eastern Siberia are sensitive to global climate change. In this study we analyzed spatio-temporal variations of NDVI of Eastern Siberia vegetation cover under global warming using the long-term satellite observations.

Based on GIMMS NDVI3g data (1982-2015) the map of seasonal NDVI trend (May-September) was constructed. To evaluate relationship between NDVI and meteorological parameters (surface air temperature, precipitation amount) the correlation coefficients were calculated and their maps were constructed for same years.

The results of our study show that the map of NDVI trend (1982-2015) in Eastern Siberia is inhomogeneous, but the positive trend is prevailing. The average NDVI trend is about 4% for study period. Areas with the highest NDVI linear trend (10 – 15%) are located in the northern part of Yakutia. The highest NDVI seasonal trend is mainly caused by significant increase of May values.

The positive correlation between NDVI and air temperature prevails in Eastern Siberia for study period. It should be noted that highest positive correlation (~0.7 – 0.8) is found in northern part of Yakutia. The correlation between NDVI and precipitation is very small.

Assessment of the relationship between NDVI variations (May values) and meteorological parameters in the test site showed a significant correlation ( $R=0.8$ ) between NDVI and air temperature. The analysis of NDVI trend for study period showed a significant increase of NDVI trend (~27%) during 2004-2015. The significant increase of air temperature (~30C) during 2004-2015 is also observed. While the relationship between NDVI and precipitation is negligible.

## Влияние глобального потепления на пространственно-временные тренды индекса NDVI растительности Восточной Сибири

Варламова Е.В., Соловьев В.С.

Институт космифизических исследований и аэронавтики им. Ю.Г. Шафера СО РАН, Якутск, Россия

E-mail: varlamova@ikfia.ysn.ru, solo@ikfia.ysn.ru

Web: <http://ikfia.ysn.ru>

### ВВЕДЕНИЕ

Заметное потепление климата в российской Арктике в течение последних десятилетий ведет к перспективам более широкого освоения ресурсов и развития добывающей промышленности, что, безусловно, повысит экологические риски этого региона. Это обстоятельство обуславливает актуальность мониторинговых исследований в арктической зоне. Растительный покров является одним из компонентов природной экосистемы, наиболее чувствительный к внешним воздействиям [1-7]. Целью работы является исследование пространственно-временного отклика вегетационного индекса NDVI растительности Восточной Сибири на потепление климата за период 1982-2015 гг. по данным спутников NOAA.

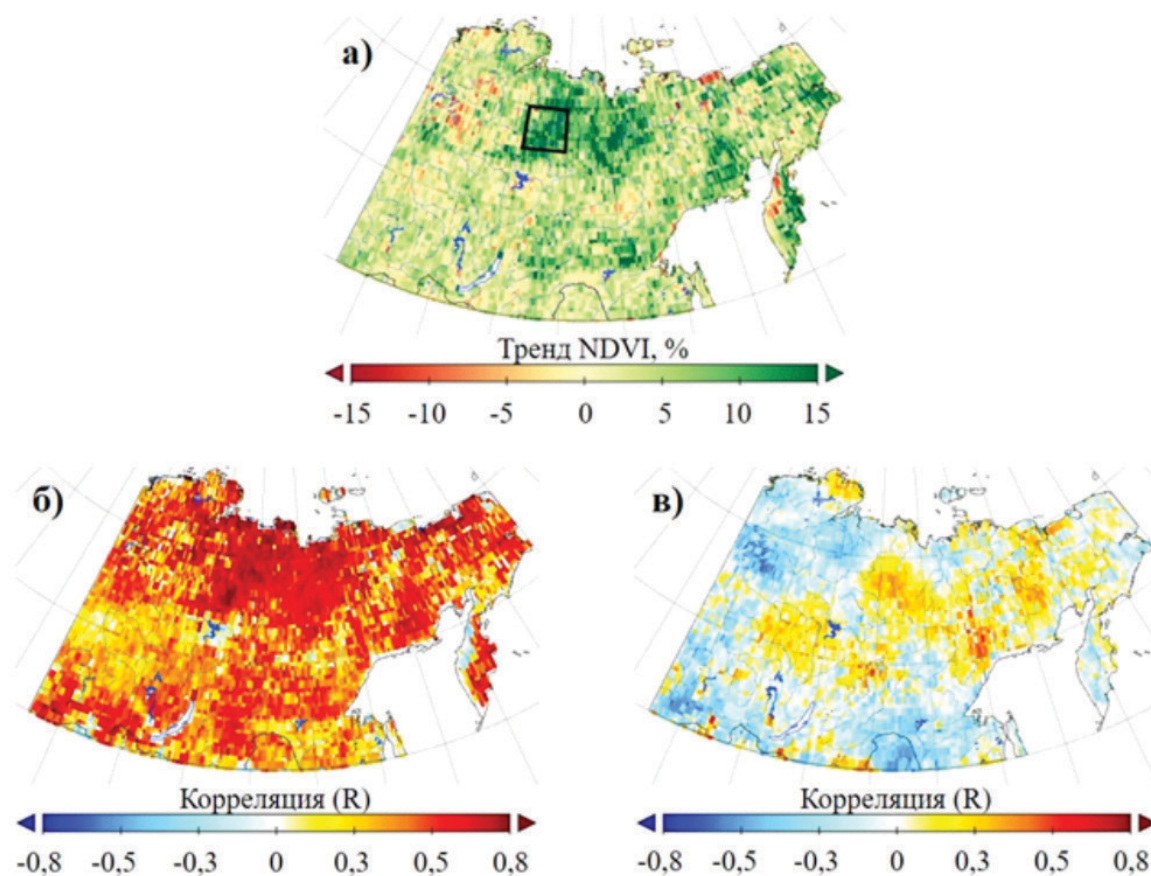
### ДАнные И МЕТОДИКА

В работе использованы данные спутников NOAA (1982-2015 гг.) проекта GIMMS v.3 (Global Inventory Modeling and Mapping Studies), представляющие собой набор максимальных 15-дневных значений NDVI [8]. Значения приземной температуры воздуха и атмосферных осадков за аналогичный период взяты из среднемесячного набора данных CRU TS v.4.01 [9]. Для выбора тестового участка с однородным типом растительности использована цифровая карта наземных экосистем Северной Евразии [10].

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЯ

На основе данных проекта GIMMS были рассчитаны средние значения вегетационного индекса NDVI за май-сентябрь, и построена карта линейного тренда NDVI Восточной Сибири за период 1982-2015 гг. представленная на рис. 1а. Цветовой кодировкой (см. легенду карты) с шагом 5% в диапазоне  $-15\%$  –  $+15\%$  показаны области с различными значениями прироста тренда NDVI. Как следует из рис. 1а, карта распределения тренда NDVI Восточной Сибири за период 1982-2015 гг. имеет неоднородный характер – присутствует заметная градация положительных и отрицательных значений. Тем не менее, в целом, преобладает положительная динамика со средним ростом тренда NDVI около 4%. На севере Якутии (выше 64-й параллели) наблюдается обширная область с наиболее высоким приростом тренда NDVI (10–15%).

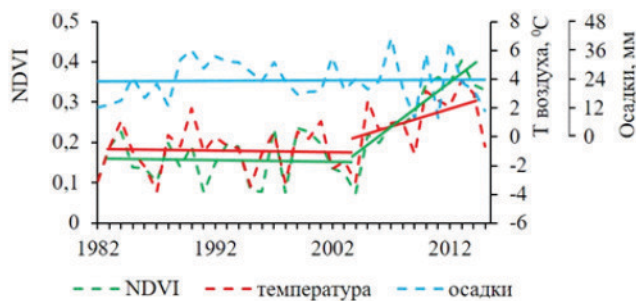
Для анализа связи NDVI с температурой воздуха и атмосферными осадками были рассчитаны соответствующие коэффициенты корреляции, карты распределения которых представлены на рис. 1 (б, в), соответственно. Значения коэффициентов корреляции отображены в соответствии с цветовой кодировкой (см. легенды карт) в диапазоне  $-0,8$  –  $0,8$ . Как следует из рис. 1б на исследуемой территории доминируют положительные значения корреляции NDVI с температурой воздуха, при этом средний показатель коэффициента корреляции составил  $\sim 0,4$ . Наиболее высокие показатели корреляции ( $\sim 0,7$  –  $0,8$ ) наблюдаются на севере Якутии, там же где наблюдаются наибольшие тренды NDVI. Можно отметить, что на участках, где корреляция отсутствует, чаще наблюдаются отрицательные тренды NDVI (рис. 1а) либо их отсутствие. Связь NDVI с осадками выглядит иначе (рис. 1в) – на всей территории наблюдается неоднородное распределение незначительного по величине коэффициента корреляции ( $\sim -0,3$  –  $+0,3$ ), что можно интерпретировать как отсутствие значимой связи роста NDVI с атмосферными осадками.



**Рис. 1.** Динамика изменения NDVI и его связь с температурой воздуха и атмосферными осадками за период 1982–2015 гг.: а) карта тренда сезонных (май–сентябрь) значений NDVI, прямоугольником отмечен тестовый участок; б) карта корреляций сезонных значений NDVI и температуры воздуха; в) карта корреляций сезонных значений NDVI и атмосферных осадков.

Следует отметить, что анализ месячных трендов NDVI (май, июнь, июль, август, сентябрь) показал, что наиболее существенный вклад (до 15–20%) в прирост сезонного тренда NDVI вносят майские значения. Для оценки связи роста майских значений NDVI с метеопараметрами на севере Якутии был выбран тестовый участок (прямоугольник на рис. 1а), характеризующийся однородным типом растительности и высокими значениями ( $>10\%$ ) прироста тренда NDVI. Для тестового участка были построены вариации майских значений NDVI, приземной температуры воздуха и атмосферных осадков (рис.

2). Графики указанных параметров (штриховые линии) имеют довольно изменчивый характер. Тем не менее, вариации NDVI и температуры хорошо согласуются. За весь исследуемый период наблюдается значимая корреляция ( $R=0,8$ ) вариаций NDVI с температурой воздуха и ее отсутствие ( $R=0$ ) с уровнем осадков. На графике тренда NDVI (рис. 2) можно выделить два периода – 1982-2004 гг., когда тренд отсутствует или он минимален, и 2004-2015 гг., когда наблюдается резкий его рост (27%). Подобным образом ведет себя и тренд температуры воздуха, рост в 2004-2015 гг. составил  $\sim 30^{\circ}\text{C}$ .



**Рис. 2.** Вариации маяских значений NDVI, температуры и осадков тестового участка (отмечено на рис. 1а) за период 1982-2015 гг. Сплошными линиями показаны линейные тренды.

## ВЫВОДЫ

Карта распределения тренда NDVI растительности Восточной Сибири за период 1982-2015 гг. имеет неоднородный характер. Однако, в целом, преобладает положительная динамика со средним значением тренда NDVI около 4%. Обширная область с наиболее высоким приростом тренда NDVI (10 – 15%) наблюдается на севере Якутии, существенный вклад в который вносит рост маяских значений NDVI.

На всей исследуемой территории в основном наблюдается положительная корреляция температуры воздуха с индексом вегетации NDVI. Наиболее высокие показатели коэффициента корреляции ( $\sim 0,7 - 0,8$ ) также наблюдаются на севере Якутии. Корреляция NDVI с атмосферными осадками незначительна.

Оценка связи роста NDVI с метеопараметрами на тестовом участке показала значимую связь ( $R=0,8$ ) вариаций маяских значений NDVI с приземной температурой воздуха. Анализ тренда вариаций маяских значений NDVI за 1982-2015 гг. выявил период (2004-2015 гг.), в течение которого наблюдается устойчивый рост NDVI ( $\sim 27\%$ ), также согласующийся с ростом температуры воздуха ( $\sim 30^{\circ}\text{C}$ ). Корреляция NDVI с количеством осадков не наблюдается.

### Литература:

1. Stocker T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.), IPCC, 2013: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press. Cambridge. United Kingdom and New York. NY. USA. 1535 p.
2. Haibo Li, Cuizhen Wang, Lijuan Zhang, Xiaxiang Li & Shuying Zang. *Satellite monitoring of boreal forest phenology and its climatic responses in Eurasia // International Journal of Remote Sensing*, 2017, V. 38, No. 19, P. 5446-5463, doi: 10.1080/01431161.2017.1339925
3. Lanhui Wang, Rasmus Fensholt. *Temporal Changes in Coupled Vegetation Phenology and Productivity are Biome-Specific in the Northern Hemisphere // Remote Sensing*, 2017, Vol. 9, P. 1277, doi:10.3390/rs9121277
4. Varlamova E.V., Solovyev V.S. *Study of NDVI Variations in Tundra and Taiga Areas of Eastern Siberia (Yakutia) // Atmospheric and Oceanic Optics*. 2015. Vol. 28. No. 1. P. 64–67.
5. Varlamova E.V., Solovyev V.S. *Study of NDVI vegetation index in East Siberia under global warming // Proceedings of SPIE on 22nd International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics*. 2016. V. 10035. P. 100355K. doi:10.1117/12.2248092
6. Varlamova E.V., Solovyev V.S. *Spatio-temporal variations of vegetation indicators in Eastern Siberia under global warming // Proceedings of SPIE on 23rd International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics*. 2017. V. 10466. P. 1046660. doi:10.1117/12.2287360.
7. Варламова Е.В., Соловьев В.С. *Исследование трендов NDVI и фенологических параметров растительности мерзлотного региона Сибири по спутниковым наблюдениям // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2017. Т. 14. № 3. С. 206-214.
8. Pinzon J.E, Tucker C.J. *A Non-Stationary 1981-2012 AVHRR NDVI3g Time Series // Remote Sensing*, 2014, Vol. 6, P. 6929-6960.
9. Harris I.C., Jones P.D. *University of East Anglia Climatic Research Unit, CRU TS4.01: Climatic Research Unit (CRU) Time-Series (TS) version 4.01 of high-resolution gridded data of month-by-month variation in climate (Jan. 1901- Dec. 2016)*. Centre for Environmental Data Analysis, 04 December 2017. doi: 10.5285/58a8802721c94c66ae45c3baa4d814d0.
10. Bartalev S.A., Belward A.S., Erchov D.V., Isaev A.S. *A new Spot4-vegetation derived land cover map of northern Eurasia // International Journal of Remote Sensing*, 2003, Vol. 24, No. 9, P. 1977–1982.



# Numerical simulation of heat transfer in forest canopy

<sup>1</sup>Maslyaev M., <sup>1,2</sup>Stepanenko V., <sup>3</sup>Kurbatova J.

<sup>1</sup>Faculty of Geography, Moscow State University, Moscow, Russia

<sup>2</sup>Research Computing Center, Moscow State University, Moscow, Russia

<sup>3</sup>A.N. Severtsov Institute of Ecology and Evolution, Moscow, Russia

E-mail: miklema@list.ru

Estimation of contemporary climate variations is one of the major tasks for modern climatology. Climate models, which have evolved into Earth system models (ESMs) by simulating different geophysical media, provide the most precise way of these evaluations. Nowadays these models contain different units and subroutines that represent specific physical and ecological processes. The main task of this work is development of program unit that simulates heat transfer in tree canopy to determine heat flux values from and within forest landscapes for INM RAS Earth System model. That improvement could increase the quality of model results given simplicity of vegetation parametrizations currently operational in the ESM. The big leaf model that is used now does not represent the vertical structure of forest canopy. Therefore, its ability to determine stratification parameters and heat fluxes is reduced in comparison even to the simplest 1-D models.

Solar radiation penetration in model is represented by a multi-layer model, developed by F. Zhao and R. Qualls [Zhao and Qualls, 2005]. This scheme provides sufficient quality of diffuse radiation estimations and is able to reflect vertical structure of canopy. It is able to calculate values of diffuse and direct radiation on different levels inside the canopy so these values can be used to heat sources from solar radiation in the heat transfer equation. The optical properties such as transmittance, reflection and absorption of the canopy should be estimated for specific ecosystems individually to represent microscale differences between them. Long wave radiation is calculated by the simple assumption that only the uppermost layer emits longwave flux into the atmosphere.

Heat and water vapor transfer is calculated by diffusion type equations for temperature and humidity. It is justified to consider heat flux only in vertical direction due to low values of horizontal gradients of temperature and humidity in comparison to the vertical. The turbulent conductance is calculated from friction velocity by scheme, presented in [Flerchinger, Pierson, 1991]. Implicit finite-difference method is used to ensure stability of scheme on larger time steps. Convective mixing is parametrized in the model by recursive subroutine that sets the average value of temperature and humidity for two layers if the higher layer has higher temperature than the lower one.

The output vertical distribution of temperature represents the realistic canopy situation in canopy: unstable stratification in nights created by radiative heat loss at the tree tops and stable stratification during day time when the upper canopy absorb large portion of solar radiation.

*The work is supported by Russian Science Foundation, grant 17-17-01210.*

## Численное моделирование термического режима лесной экосистемы

<sup>1</sup>Масляев М.А., <sup>1,2</sup>Степаненко В.М., <sup>3</sup>Курбатова Ю.А.

<sup>1</sup>Географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

<sup>2</sup>Научно-исследовательский вычислительный центр МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

<sup>3</sup>Институт проблем экологии и эволюции имени А.Н. Северцова, Москва, Россия

E-mail: miklema@list.ru

Одной из наиболее актуальных проблем современности является изменение климата. Это явление ставит перед метеорологами и климатологами задачи оценки возможных вариаций климата для научных и прикладных экономических задач. Одним из наиболее совершенных методов прогноза изменений климата является использование климатических моделей. Современные климатические модели представлены программными комплексами, содержащими множество специализированных блоков, воспроизводящих различные экологические и физические системы. Это связано с тем, что для достоверного отображения изменений климата Земли, нужно с достаточной точностью воспроизводить процессы, протекающие как в атмосфере, так и у поверхности. В работе рассматривается процесс создания параметризации процессов тепло- и влагообмена, протекающих в пологом леса. Экосистемы земли имеют значимое влияние на климат Земли, которое выражается, в частности, в формировании большей части потока водяного пара с суши, создании особенных термических условий у поверхности и интенсивном газообмене с атмосферой.



Данная работа нацелена на создание прототипа модели полого для блока деятельного слоя климатической модели ИВМ РАН. Действующая в модели ИВМ РАН параметризация принадлежит к классу "моделей большого листа" и не учитывает явно вертикальную структуру растительности. Следствием этого является то, что она воспроизводит потоки тепла и влаги с поверхности с недостаточным качеством. Использование более детального математического описания полого растительности позволит получить более точные потоки в атмосферу, что повлияет на работу модели в целом.

Одним из наиболее значимых источников в пологе леса является поглощение солнечного излучения. Радиационный перенос в блоке описывается при помощи приближения рассеяния на множестве слоев, разработанного В. Жао и Р. Куоллсом [Zhao and Qualls, 2005]. Особенностью данной параметризации является то, что она рассматривает процессы множественного переотражения, пропускания и рассеяния, протекающие в пределах каждого слоя растительности. Таким образом, можно соотнести уровни, получающиеся при создании сетки для решения конечно-разностных уравнений теплопроводности, с границами слоев для уравнения переноса коротковолновой радиации, что позволит считать потоки энергии через границы и через их разности определить величину поглощенной радиации.

Схема переноса рассеянного излучения требует задание источников, связанных с взаимодействием прямой радиации и среды. Величина потока на  $i - 1$ -ом уровне задается через  $i$ -й при помощи функции перехвата  $I(\psi)_i$ , определяющей, какая часть прямого излучения поглотилась или рассеялась в слое:

$$I(\psi) = 1 - \exp(-K(\psi) \cdot LAI_i),$$

где  $K(\psi)_i$  - коэффициент ослабления по направлению  $\psi$ ,  $LAI_i$  - величина листового индекса, сосредоточенного в слое  $i$ . Для эллиптического распределения листьев, которое в общем случае подразумевает, что листья любой ориентации встречаются в пологе и которое можно применить для моделирования леса, коэффициент ослабления по направлению можно принять следующим:

$$K(\psi)_i = \frac{\sqrt{x^2 + \tan^2 \psi}}{x + 1744(x + 1182)^{-0.733}},$$

В этой формуле  $x$  является константой, отражающей строение полого. Для описания экосистемы с преобладающими вертикальными листьями (нижние части злаков и т.д.)  $x = 0$ , для случая горизонтальных листьев  $x \rightarrow \infty$ , а для равномерно распределенных по направлениям  $x = 1$ . Подобный подход позволяет определить вертикальное распределение прямой солнечной радиации, которое для условий, например, хвойного леса имеет структуру, представленную на рисунке 1.а.

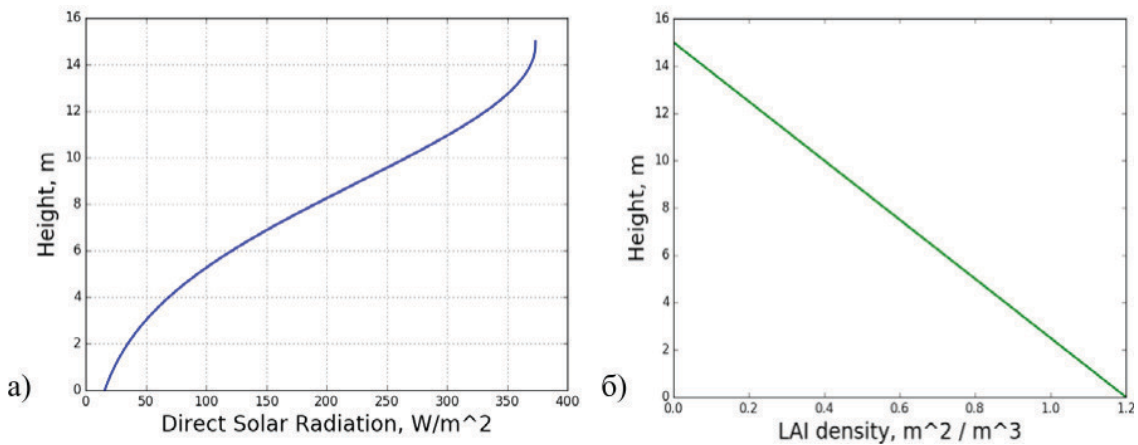


Рис. 1: Вертикальное распределение потока прямой радиации и плотности листового индекса

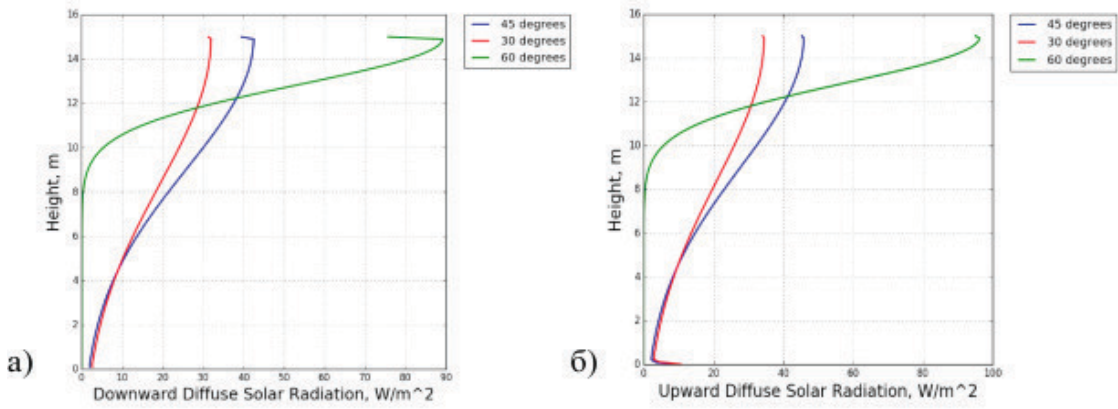
Схема Жао и Куоллса предполагает решение системы линейных уравнений, связывающей значения потоков восходящей/нисходящей рассеянной радиации. Её вывод основывается на том, что каждую величину потока излучения можно представить, как сходящийся ряд потоков, полученных при взаимодействии излучения и слоев, между которыми расположен расчётный уровень. Под взаимодействием рассматривается пропускание, поглощение и отражение рассеянной радиации и переход в прямой радиации в рассеянную. В итоге получается следующая система линейных уравнений:

$$A \times SW = C,$$

$$SW = [SWu_0, SWd_1, SWu_1, \dots, SWd_i, SWu_i, \dots, SWd_n, SWu_n, SWd_{n+1}]^T,$$

Вектор-столбец  $C$  определяет переход прямой радиации в рассеянную; в полученной системе уравнений каждое уравнение определяет взаимодействие потоков на соответствующем уровне.

В приведенной системе  $(2n + 2)$  уравнений и  $(2n + 2)$  неизвестных  $i$ , так как матрица  $A$  является трехдиагональной, для решения применяется метод прогонки. Величина энергии, получаемая  $i$ -слоем, описывается через баланс потоков прямой и рассеянной радиации на его границах, что соответствует условию сохранения энергии. Вычисления проводятся отдельно для двух диапазонов коротковолнового



**Рис. 2:** Вертикальное распределение плотности потока нисходящей и восходящей рассеянной радиации в зависимости от угла падения лучей

излучения: фотосинтетически-активной радиации и ближнего инфракрасного излучения, которые различаются особенностями взаимодействия с тканями растений.

Для проведения эксперимента были заданы условия, соответствующие еловому лесу. Это связано с тем, что для верификации модели в дальнейшем предполагается использовать данные с измерительных мачт, расположенных в Центральном-Лесном заповеднике, где преобладают ненарушенные хвойные экосистемы. Плотность листового индекса для упрощения задана линейной функцией так, чтобы при интегрировании по высоте получилось значение  $7 \text{ м}^2/\text{м}^2$ , характерное для хвойного леса. График плотности листового индекса представлен на рис. 1.б. При подобном распределении получаются вертикальные структуры потоков радиации, представленные на рис. 2 а и б.

При рассмотрении переноса тепла в пологом лесу можно использовать одномерный случай уравнения теплопроводности. Данное упрощение правомерно, так как горизонтальные градиенты температуры в большинстве ситуаций значительно меньше вертикальных:

$$\rho C_p \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( \lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right) + Q,$$

где  $\rho$  - плотность,  $C_p$  - удельная теплоёмкость при постоянном давлении (для сухого воздуха),  $C_p = 1005 \text{ Дж/кг} \cdot \text{К}$ ,  $T$  - температура,  $t$  - время,  $\lambda$  - коэффициент турбулентной теплопроводности,  $z$  - высота,  $Q$  - функция источников.

Для вычисления коэффициента турбулентной теплопроводности используется схема, описанная в модели Флершингера и Пирсона [Flerchinger, Pierson, 1991] по принципам, изложенным в [Campbell, 1977]. Согласно использованной схеме коэффициент является функцией динамической скорости  $u^*$  и вычисляется по следующей схеме для высот, превышающих границу слоя вытеснения:

$$\lambda = ku \frac{(z - d + z_h)}{\phi_s},$$

и для уровней ниже слоя вытеснения на основе принципов, изложенных в [Thorn, 1974]:

$$\lambda = ku \frac{z_h}{\phi_s},$$

где  $k$  - постоянная Кармана,  $z_h$  - высота слоя шероховатости (примерно 0.13 высоты леса),  $d$  - высота слоя вытеснения (около 0.77 высоты леса),  $\phi_s$  - неадиабатический фактор коррекции, зависящий от числа Ричардсона, который в первом приближении можно задать равным 1.

Решение уравнения теплопроводности производится методом конечных разностей по неявной схеме. В предыдущих версиях модели использовалась явная схема, однако для возможности проведения расчетов при любых шагах по пространству и времени был совершен переход к неявной схеме. Частные производные аппроксимируются следующим способом:

$$\frac{\partial}{\partial z} \left( \lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right) = \frac{F_i^{n+1} - F_{i+1}^{n+1}}{\Delta z_i} + O(h^2), \text{ где } F_i^{n+1} = -\lambda_i \frac{T_{i-\frac{1}{2}}^{n+1} - T_{i+\frac{1}{2}}^{n+1}}{\frac{1}{2}(\Delta z_{i-1} + \Delta z_i)},$$

При переходе к конечным разностям уравнение теплопроводности принимает вид:

$$\frac{-\Delta Q_{s,i}}{\Delta z_i} + \rho C_p \frac{T_{i+\frac{1}{2}}^{n+1} - T_{i+\frac{1}{2}}^n}{\tau} = \frac{1}{\Delta z_i} \left( -\lambda_i \frac{T_{i-\frac{1}{2}}^{n+1} - T_{i+\frac{1}{2}}^{n+1}}{\frac{1}{2}(\Delta z_{i-1} + \Delta z_i)} + \lambda_{i+1} \frac{T_{i+\frac{3}{2}}^{n+1} - T_{i+\frac{1}{2}}^{n+1}}{\frac{1}{2}(\Delta z_{i+1} + \Delta z_i)} \right),$$

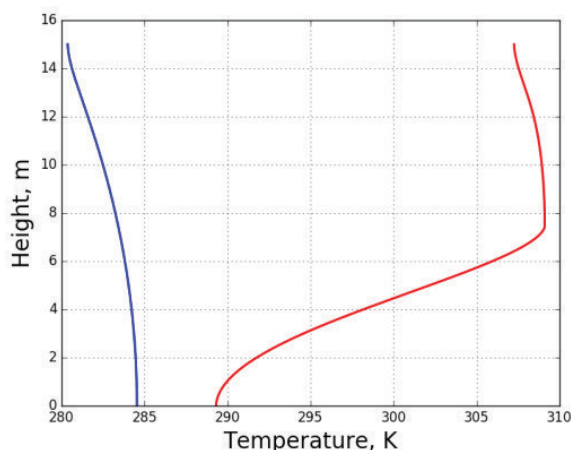
В результате можно составить систему линейных уравнений относительно значений температуры в слоях воздуха с трехдиагональной матрицей, которая решается методом прогонки.

В текущей версии модели в качестве источников тепла рассматривается поглощение коротковолновой радиации в слое полого леса, излучение и поглощение длинноволновой радиации в верхнем слое

растительности и турбулентный теплообмен на верхней границе, который также учитывается в верхнем слое и рассчитывается по уже существующим в модели ИВМ РАН процедурам, реализующим теорию Монино-Обухова. Аналогичный подход используется для решения уравнения переноса водяного пара.

Для параметризации процессов конвективного теплообмена, выражающегося в восходящих движениях объемов нагретого воздуха, в модели используется упрощенное приближение. Вычисление профиля температуры, сформировавшегося после перемешивания объемов воздуха, проводится итерационно путем выравнивания температуры двух смежных слоев воздуха, если нижележащий имеет более высокую температуру, чем вышележащий. Эта процедура повторяется до момента, когда каждый последующий слой не холоднее предыдущего при движении вверх по профилю.

Пример результата вычислений моделью профиля температуры представлен на рисунке 3. Два произведенных профиля: ночной (синий) и красный (день) отражают стратификацию, характерную для лесных территорий при соответствующих условиях: неустойчивую в ночные часы и устойчивую днем.



**Рис. 3:** Вертикальные профили температуры днем (красная линия) и ночью (синяя линия)

Работа поддержана Российским научным фондом, грант 17-17-01210.

#### Литература:

1. Thorn A.S. *Momentum, mass and heat exchange of plant communities. Vegetation and the Atmosphere*, 1:57–109, 1974.
2. Campbell G.S. *An introduction to environmental biophysics. Water Resour. Res.*, 159, 1977.
3. Flerchinger G. N. and Pierson F. B. *Modeling plant canopy effects on variability of soil temperature and water. Agric. For. Meteorol.*, 56:227–246, 1991.
4. Zhao W. and R. J. Qualls. *A multiple-layer canopy scattering model to simulate shortwave radiation distribution within a homogeneous plant canopy. Water Resour. Res.*, 41, 2005. W08409.

## Calculation of the thermal diffusivity coefficient of the snow cover on the snow temperature measurement

Makeev E.A., Dyukarev E.A., Kurakov S.A.

Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia  
E-mail: forword@sibmail.com

The most important climatic parameters, determining the temperature of the soil and its freezing-thawing, include the air temperature and the thickness of the snow cover. Also of great importance are the regime of seasonal accumulation of snow, its density, thermophysical characteristics, etc.

The temperature is measured using a measuring guide representing a three-wire printed circuit board with small digital temperature sensors mounted on it, the number of which provides resolution, and a small cross-section of the rail reduces the parasitic heat transfer and reduces the effect on the natural snow cover, the sensors are installed at the same distance.

The preliminary calculation algorithm is as follows: the snow-air interface is determined by exceeding the predetermined criterion of the difference in the value between two adjacent thermometers, starting from the lower one. This method allows us to determine the depth of the snow cover with an accuracy of 5 cm. Under a certain conditions (when leveling the temperature profile in the surface air and snow), it is not possible to determine the depth of the snow cover.

The proposed method for determining the depth of the snow cover and the effective thermal diffusivity of snow is based on a numerical solution of the heat transfer equation in the snow pack.

Using the preliminary algorithm, the estimated depth of the snow cover is calculated, which sets the calculation area. It is assumed that the values above the assumed level are equal to the temperature of the upper sensor of the measuring rail. The air-snow boundary is determined by the smallest root-mean-square deviation between the simulation results and the measurement data. The minimum root-mean-square deviation is determined by changing the calculation area and updating the simulation data. By varying the thermal diffusivity coefficient and updating the simulation data, a minimum standard deviation is searched for the thermal diffusivity coefficient.

The presented method of calculation allows us to refine the depth of the snow cover calculated by the preliminary algorithm, as well as calculate the effective coefficient of thermal diffusivity. To calculate by the presented method requires a large number of calculations, which is reduced by using a preliminary algorithm. Calculation of the thermal diffusivity coefficient makes it possible to estimate the phase transitions occurring in the snow cover.

## Расчет коэффициента температуропроводности снежного покрова по данным измерений профиля температуры снега

Макеев Е.А., Дюкарев Е.А., Кураков С.А.

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия  
E-mail: forword@sibmail.com

Начиная с середины 1960-х гг., в России преимущественно отмечается потепление климата (Второй оценочный ..., 2014; Груза и др., 2015). Повышение температуры воздуха оказывает существенное влияние на состояние грунтов в зоне многолетней мерзлоты России, которая занимает более 65% территории РФ (Анисимов, Шерстюков, 2016; Павлов, 2008). К наиболее важным климатическим параметрам, определяющим температуру почвы и её промерзание – протаивание, относятся температура воздуха и толщина снежного покрова. Также большое значение имеют режим сезонного накопления снега, его плотность, теплофизические характеристики и т.д. (Осокин, Сосновский, 2016; Трофимова, Балыбина, 2013). Теплозащитные свойства снежного покрова определяются его термическим сопротивлением равным отношению толщины снежного покрова к коэффициенту эффективной теплопроводности снега (Осокин, и др., 2013). Последний используется при расчёте глубины промерзания почв и грунтов и оценке тепловых потоков в системе атмосфера – снежный покров – подстилающие породы при моделировании климатических изменений (Чернов, 2013).

Динамика термического сопротивления снежного покрова определяется изменением его высоты и плотности. В первые месяцы холодного периода величина термического сопротивления растёт. Однако во второй половине зимы для ряда районов эти изменения могут быть небольшими, так как рост термического сопротивления за счет увеличения высоты снежного покрова может компенсироваться увеличением его плотности (Осокин, Сосновский, 2016).

Для натурных исследований температурного режима почвогрунтов и характеристик микроклимата в Институте мониторинга климатических и экологических систем СО РАН разработан уникальный атмосферно-почвенный измерительный комплекс АПИК (Кураков, 2012). АПИК предназначен для мобильных и стационарных долговременных автоматических измерений и регистрации основных параметров атмосферы, почвогрунтов и водоемов. Некоторые модификации АПИК комплектуются датчиками высоты и температуры снежного покрова, уровня болотных вод, сумм атмосферных осадков, скорости и направления ветра, характеристик солнечной радиации, концентрации углекислого газа и пр.

Измерительная рейка выполнена в виде трехпроводной печатной платы с припаянными к ней высокоточными цифровыми термометрами (Патент..., 2015), подключенными по однопроводному интерфейсу к регистратору. Рейка размещена в белой термоусадочной трубке. Предлагаемая конструкция датчика позволяет снизить паразитную теплопередачу между датчиками на рейке, ухудшающую точностные характеристики из-за отсутствия большого количества проводов. За счёт снижения габаритов рейки и применения цифровых термометров уменьшить её влияние на естественный снежный покров, как за счёт образования «наддувов» и «выветриваний», а также за счёт оттаивания снега около зонда из-за его нагрева солнцем.

Предлагаемый датчик высоты снежного покрова имеет возможность использовать большее количество (50...100) цифровых термометров, что позволяет увеличить разрешающую способность и точность измерения. Датчики температуры размещаются над поверхностью почвы с регулярным шагом от 1 до 5 см.



Предварительный алгоритм расчета заключается в следующем: граница раздела снег-воздух определяется по превышению заданного порогового значения разницы показаний между двумя соседними термометрами, начиная с нижнего. Данный метод позволяет определять высоту снежного покрова с точностью 5 см. В определенных условиях (при выравнивании профиля температуры в приземном воздухе и снеге) определить высоту снежного покрова не удастся.

Предлагаемый метод определения высоты снежного покрова и коэффициента эффективной теплопроводности снега основан на численном решении уравнения теплопереноса в снежном покрове.

Уравнение теплопереноса имеет вид

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = a \times \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} \quad (1)$$

где  $\theta$  – температура снега,  $t$  – время,  $z$  – координата по глубине снежной толщи,  $a = \lambda_s / (c\rho_s)$  – коэффициент теплопроводности,  $\rho_s$  – плотность снега,  $c$  – удельная теплоемкость.

Для решения уравнения (1) начальным условием будет значение профиля температуры в определенном момент времени, а граничными условиями – температура на верхней границе снега и на поверхности почвы.

Уравнение (1), записанное в конечных разностях имеет следующий вид:

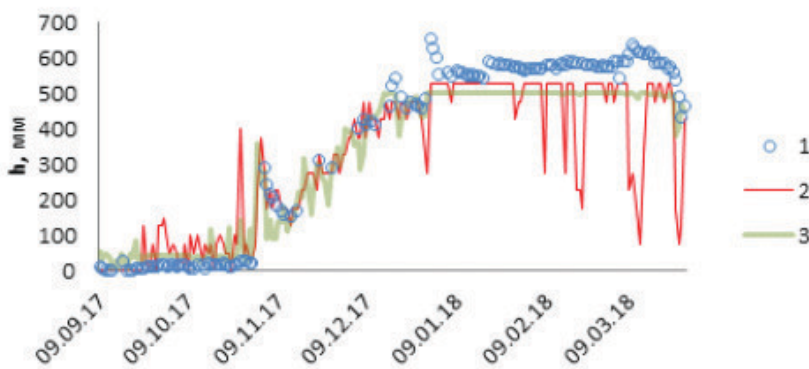
$$(\theta_1(t_2) - \theta_1(t_1)) / (t_2 - t_1) = a ((\theta_2 - \theta_1) / \Delta z - (\theta_1 - \theta_0) / \Delta z) / \Delta z,$$

где  $\Delta z$  — шаг по глубине;  $\theta_0$ ,  $\theta_1$  и  $\theta_2$  – температура снега на разных глубинах с расстоянием  $\Delta z$  в момент времени  $t_1$ ;  $\theta_1(t_1)$  и  $\theta_1(t_2)$  – температура в моменты времени  $t_1$  и  $t_2$ .

С помощью предварительного алгоритма рассчитывается предполагаемая высота снежного покрова, которая задаёт область расчёта. Значения выше предполагаемого уровня принимаются равными температуре верхнего датчика измерительной рейки. Расчёт производится для интервала равного одним суткам с шагом по времени в 1 час. Варьируя высоту снежного покрова находим наименьшее среднее квадратическое отклонение между результатами моделирования температуры через сутки и соответствующими данными измерений. Поиск минимального значения среднее квадратического отклонения производится путём изменения области расчёта и обновления данных моделирования.

После нахождения высоты снежного покрова варьируя значения коэффициента теплопроводности и обновления данных моделирования, выполняется поиск минимального среднее квадратического отклонения с целью уточнить коэффициент теплопроводности.

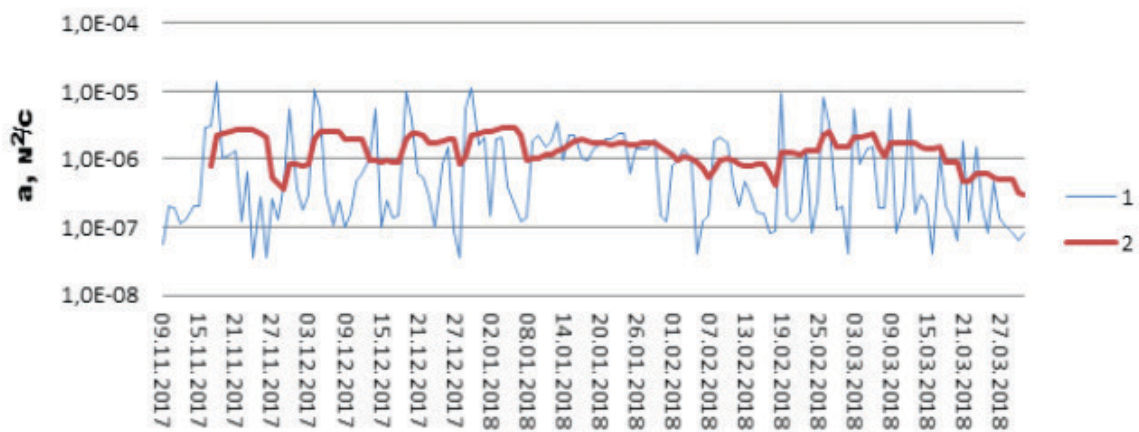
Пробные расчёты высоты снежного покрова и коэффициента теплопроводности проведены с использованием данных измерений атмосферно – почвенного измерительного комплекса. Период измерения составляет 1 час, количество датчиков температуры в измерительной рейке 20 с расстоянием 25 мм. Для верификации расчёта высоты снежного покрова, измеритель был оснащён ультразвуковым датчик измерения высоты. Для расчёта был выбран временной интервал от 09.09.2017 до 31.03.2018. Для верификации расчёта, высота снежного покрова также была измерена с помощью ультразвукового датчика измерения высоты снежного покрова (Рис.1.).



**Рис. 1.** Результаты расчёта высоты снежного покрова ( $h$ ). 1 – данные измерений ультразвукового датчика, 2 – расчётные данные по предварительному алгоритму, 3 – расчётные данные по предлагаемому методу.

Для оценки точности расчёта высоты снежного покрова между предлагаемым методом и предварительным алгоритмом было рассчитано среднее квадратичное отклонение между результатами расчётов и данными измерения ультразвуковым датчиком. Значения ультразвукового датчика были ограничены высотой 500 мм, так как высота измерительной рейки для данного прибора равна 500 мм. Для предлагаемого метода расчёта величина среднее квадратического отклонения между данными расчёта и измерения составляет 69.3 а для предварительного алгоритма 126.9, что подтверждает более высокую точность расчёта предлагаемого метода.

Коэффициент теплопроводности рассчитывался для временного интервала с 09.11.2017 по 31.03.2018, так как основным критерием для расчёта является наличие снежного покрова. Результаты расчёта коэффициента теплопроводности и применение сглаживания методом скользящей средней за 9 дней представлены на рисунке 2.



**Рис. 2.** Результаты расчёта коэффициента температуропроводности (а). 1 – расчётное значение коэффициента температуропроводности. 2 – сглаживание методом скользящей средней за 9 дней.

По результатам расчёта средняя величина коэффициента эффективной температуропроводности составляет  $1.49 \times 10^{-6}$  м<sup>2</sup>/с. Величина коэффициента температуропроводности зависит от плотности и содержания воды в снеге. Согласно данным (Sergienko, 2008), резкое увеличение коэффициента температуропроводности (до  $10^{-4}$  м<sup>2</sup>/с) связано с процессами оттаивания или повторного замерзания воды.

Предлагаемый метод расчёта позволяет уточнить значения высоты снежного покрова рассчитанное по предварительному алгоритму, а также рассчитать эффективный коэффициент температуропроводности. Для расчёта по предлагаемому методу требуется большое количество вычислений, которое уменьшается за счёт использования предварительного алгоритма. Экспериментально определенный коэффициент температуропроводности может быть использован в моделях накопления и разрушения снежного покрова.

#### Литература:

1. Анисимов О.А., Шерстюков А.Б. Оценка роли природно-климатических факторов в изменениях криолитозоны России // Криосфера Земли. – 2016. – Т. XX. – № 2. – С. 90-99.
2. Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. — Москва, 2014. — 605 с.
3. Голубев В.Н., Фролов Д.М. Особенности миграции водяного пара на границах раздела атмосфера – снежный покров и снежный покров – подстилающий грунт. // Криосфера Земли, 2015, т. XIX, № 1, с. 22–29
4. Груза Г.В., Ранькова Э.Я., Рочева Э.В., Смирнов В.Д. Географические и сезонные особенности современного глобального потепления // Фундаментальная и прикладная климатология. – 2015. – № 2. – С. 41-62.
5. Кураков С.А. Система автономного мониторинга состояния окружающей среды // Датчики и системы. – 2012. – № 4. – С. 29-32.
6. Кучмент Л.С., Гельфан А.Н., Демидов А.И. Модель формирования стока на водосборах зоны многолетней мерзлоты (на примере верхней Колымы) // Вод. Ресурсы, 2000, т. 27, № 4, с. 435–444.
7. Осокин Н.И., Сосновский А.В. Влияние термического сопротивления снежного покрова на устойчивость многолетнемерзлых пород. // Криосфера Земли, 2016, т. XX, № 3, с. 105–112
8. Осокин Н.И., Сосновский А.В., Чернов Р.А. Влияние стратиграфии снежного покрова на его термическое сопротивление // Лед и снег, 2013, т. 53, № 3, с. 63–70.
9. Пат. 2542598 Российская Федерация, МПК G01W 1/14. Датчик высоты снежного покрова / Кураков С.А.; заявитель и патентообладатель ИМКЭС СО РАН. - № 2013136310/28; заявл. 01.08.2013; опубл. 20.02.2015, Бюл. № 5. – 4 с., с. 71-77.
10. Трофимова И.Е., Бальбина А.С. Мониторинг температуры почвы и толщины снежного покрова на территории Иркутской области. // Лёд и снег, 2012, №1 (117), с. 62-68.
11. Чернов Р.А. Экспериментальное определение эффективной теплопроводности глубинной изморози. // Лёд и снег, 2013, №3 (123),
12. Sergienko O.V., Macayeal D.R., Thom J.E. Reconstruction of snow/firn thermal diffusivities from observed temperature variation: application to iceberg C16, Ross Sea, Antarctica. // Annals of Glaciology, 49, 2008, P. 91-95.

# Landscape and climatic studies of mountain areas of the Baikal Nature Territory

<sup>1</sup>Bilichenko I.N., <sup>2</sup>Voropay N.N.

<sup>1</sup> V.B. Sochava Institute of Geography SB RAS, Irkutsk, Russia

<sup>2</sup> Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia

E-mail: irinabilnik@mail.ru

DOI: 10.5281/zenodo.1248120

The results of studies of geosystems of the Baikal natural territory, in its western part on the Primorsky Ridge, in the east on the Barguzin Ridge are presented. The regional background and the main factors of the landscape differentiation of study areas were analyzed, regularities in the structure of topological level geosystems are revealed. It is established that the main factors influencing the landscape diversity are the exposition and steepness of the slopes, the composition and structure of the rocks, the absolute height, the amount of precipitation, the anthropogenic impacts. On the Barguzinsky ridge the data of meteorological stations were use. Along the macro-slope facing Baikal on the Primorsky Ridge, several sites with thermochrones were laid. Microclimatic observations make it possible to study in detail the temperature-humidity regime of landscapes, taking into account the altitudinal zonality, exposure and steepness of the slopes throughout the year. The obtained data of meteorological stations allow us to clarify the climatic description of the study area.

## Ландшафтно-климатические исследования горных районов Байкальской Природной территории

<sup>1</sup>Биличенко И.Н., <sup>2</sup>Воропай Н.Н.

<sup>1</sup> Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия

<sup>2</sup> Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

E-mail: irinabilnik@mail.ru

DOI: 10.5281/zenodo.1248120

Интенсивность и направленность многих природных процессов, происходит в результате глобальных изменений климата. Однако имеется необходимость изучения этих воздействий, имеющих выраженный региональный характер, в процессе исследований в рамках конкретных территорий.

Ландшафты Байкальской Природной территории представлены широким спектром ландшафтов с разными высотно-поясными, экспозиционными и микроклиматическими ситуациями. Районы исследования расположены в Байкало-Джугджурской физико-географической области. Специфика высотно-поясной ландшафтной структуры, включающей практически полный набор геосистем горного окружения Байкала, обусловлена проявлением барьерно-теневого, аридно-котловинного и подгорного эффектов, осложненных влиянием водной массы Байкала [1]. Также формирование современных ландшафтов на территории полигона связано со спецификой рельефа и неотектоники, а также их влияния на растительность и почвы.

Исследования ландшафтной структуры проводились на ключевых участках Приморского и Баргузинского хребтов. Первый ключевой участок находится на юго-восточном, обращенном к Байкалу, макросклоне Приморского хребта – от Сарминского гольца до берега Байкала. Рельеф территории определяет протяженный уступ (Обручевский сбросонадвиг) по Приморскому хребту, где представлены горные породы архея и нижнего протерозоя. Климат территории отличается антициклональным режимом при недостаточном атмосферном увлажнении (100–400 мм в год), коротком вегетационном периоде (4–4,5 месяца), малоснежной зиме. Средняя температура воздуха января составляет –17,3 °С, июля – 14,4 °С, а средняя годовая – 0,7 °С [2].

Исследования на Баргузинском хребте велись по ландшафтному макропрофилю от предгорья в районе п. Баргузин, по Бол. Чивыркую до Чивыркуйского залива. Профиль совпадает с тропой «Путь к чистому Байкалу» (ПЧБ), расположенной в северной части Забайкальского национального парка (ЗНП) в составе ФГБУ «Заповедное Подлеморье».

Для анализа климатических изменений на территории исследования использованы данные метеорологических станций сети Росгидромет за инструментальный период наблюдений в пределах периода 1900–2016 гг. Рассмотрены тенденции температуры воздуха и сумм атмосферных осадков, которые в

свою очередь являются основными климатическими факторами, влияющими на характеристики ландшафта.

Результаты исследования показывают, что в среднем за год потепление происходило на всей территории. Термический режим на метеорологических станциях характеризуется значительной изменчивостью, которая наиболее заметна в зимние месяцы. Многолетние изменения температуры воздуха на некоторых метеорологических станциях представлены на рис. 1. Уравнения линейного тренда показаны за период наиболее интенсивного глобального потепления (1975-2016 гг.).

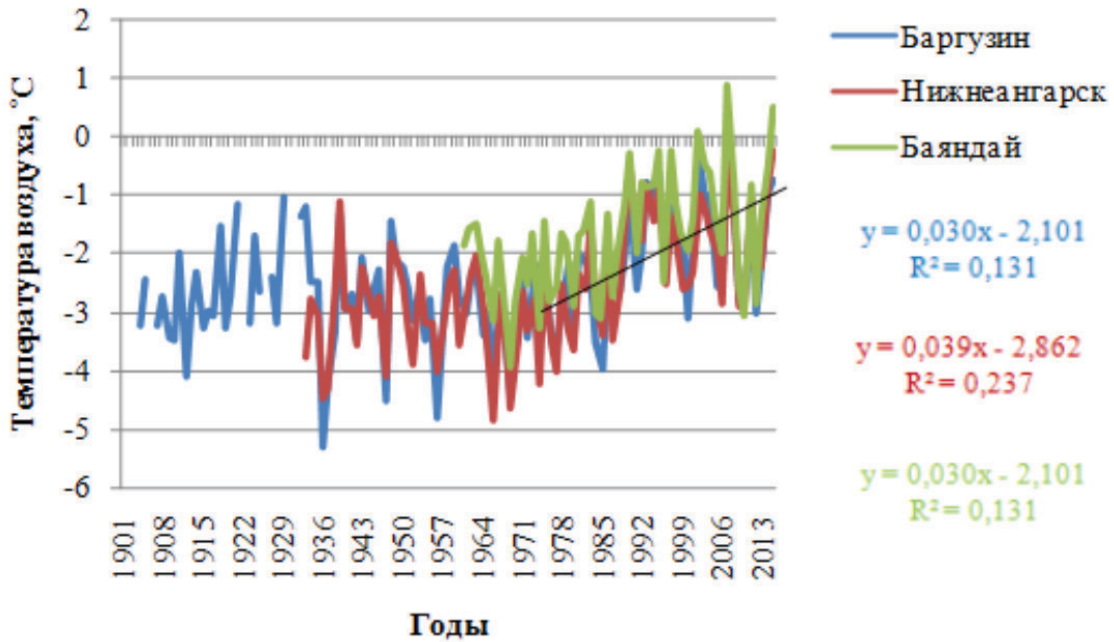


Рис. 1. Многолетние изменения средних годовых значений температуры воздуха на метеорологических станциях.

Годовые величины тренда на всех рассматриваемых станциях, расположенных на территории исследования, положительны и находятся в пределах от 0,28 до 0,42°C/10лет. Колебания температуры воздуха в регионе идут синхронно с глобальными. Статистически значимые тренды ( $p < 0,05$ ) за все месяцы положительны. В среднем для территории они изменяются от 0,33 °C/10 лет (сентябрь) до 0,99 °C/10 лет (февраль). Среднее квадратическое отклонение для всей выборки колеблется от 0,072 (апрель, май) до 0,368 (январь), для значимых трендов - от 0,070 (апрель) до 0,409 (декабрь).

На фоне потепления можно отметить уменьшение континентальности климата за счет уменьшения годовых амплитуд температуры, которое связано с положительным трендом минимальных температур. В отличие от средних, экстремальные значения обладают большей изменчивостью и меньшей повторяемостью. Наибольшие изменения в сторону повышения наблюдаются у минимальных температур воздуха – в среднем 2°C/10 лет, что на порядок превышает аналогичные характеристики для абсолютных максимумов. Это еще раз подтверждает то, что наибольший вклад в изменение средних годовых температур вносят температуры воздуха холодного периода.

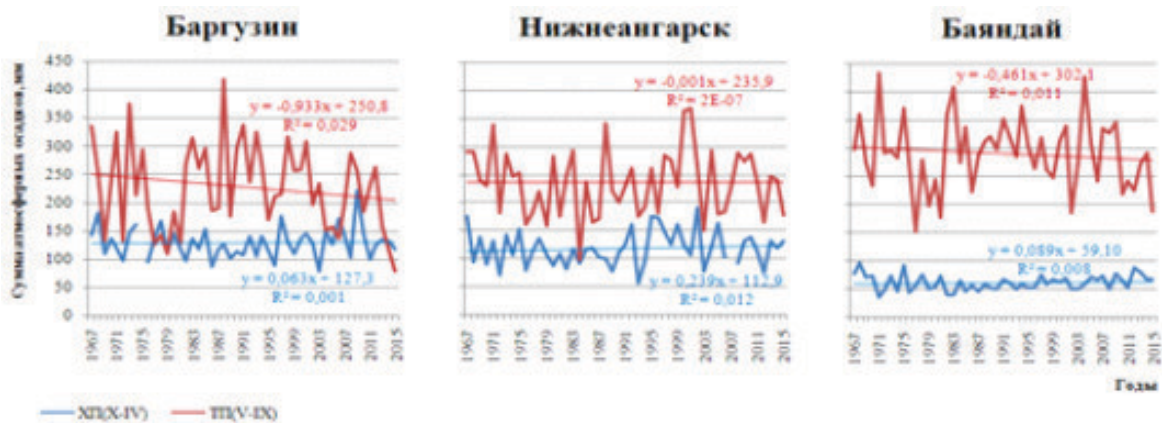


Рис. 2. Многолетние изменения сумм атмосферных осадков за холодный (ХП) и теплый (ТП) периоды.



Тенденции изменения годового количества осадков для большинства станций статистически незначимы. Однако наблюдаются значительные межгодовые колебания. На рис. 2 показаны многолетние изменения сумм атмосферных осадков за холодный (октябрь-апрель) и теплый (май-сентябрь) периоды для некоторых метеорологических станций.

Кроме сумм осадков в зимнее время определенный интерес представляет высота снежного покрова. Тенденции изменения этой характеристики на побережье озера Байкал в XX веке положительны. В первое десятилетие XXI века наблюдаются отрицательные тренды. Максимальная декадная высота снежного покрова (60-86 см) зафиксирована на метеорологических станциях восточного побережья, при средней многолетней величине 25-35 см. На метеорологических станциях западного побережья наибольшая декадная высота снежного покрова не превышает 30-40 см, при средней многолетней высоте 2-6 см. На побережье озера Байкал средняя дата образования устойчивого снежного покрова – 24 ноября, а дата разрушается – 27 марта (23 апреля – на восточном побережье, 19 марта – на западном). Причем после 1980-х гг. наметилась тенденция смещения дат установления и разрушения снежного покрова к более ранним срокам. Средняя многолетняя продолжительность залегания устойчивого снежного покрова в регионе равна 138 дням, на восточном побережье – 178 дней, а на западном – 126 дней. Существует линейная зависимость продолжительности залегания устойчивого снежного покрова от средней температуры воздуха за холодный период и сумм атмосферных осадков.

Для оценки температурно-влажностного режима горных ландшафтов не достаточно данных наблюдения метеорологических станций, т.к. они в большинстве случаев расположены в долинах рек на днище котловин. Для детального анализа влияния климатических факторов на ландшафтные характеристики были организованы микроклиматические наблюдения. Модельным полигоном является профиль в районе п. Сарма. Площадки расположены в диапазоне высот 450-1650 м над ур.м. Измерения за температурой и влажностью воздуха, температурой поверхности почвы и температурой почвы на глубине 40 см проводятся при помощи электронных термографов (DS1922) и гигрографов (DS1923) с периодичностью 3 часа, синхронно с наблюдениями на метеорологических станциях Росгидромета. В процессе экспедиционных работ 2017 г. были дополнены ряды данных метеорологических характеристик (начало наблюдений 2013 г.).

Влияние ландшафтных характеристик, в первую очередь высотной поясности, на температурно-влажностный режим проявляется в средних месячных и средних годовых значениях метеорологических величин. При рассмотрении данных срочных наблюдений контрасты становятся более выраженными. Различия между средними температурами на площадках, расположенных на склоне, в отдельные месяцы не превышают 6-7°C. При этом более контрастны температурные условия в нижней части склона. По режиму относительной влажности воздуха можно выделить две группы площадок: более сухие, находящиеся в предгорье (средние месячные значения не превышают 70%) и более влажные (средние месячные значения в течение всего года, за исключением апреля-мая, находятся в диапазоне 70-95%). При этом наиболее влажными по всему профилю являются декабрь-январь, наиболее сухим апрель. Температурный режим почвы формируется под воздействием ряда факторов, основным из которых на нашей территории является растительность (наличие, тип). В летние месяцы на оголенных площадках (гарь, голец) происходит более интенсивный прогрев почвы, чем на покрытых лесом. Зимой же отсутствие растительности способствует выдуванию снега и соответственно более интенсивному выхолаживанию поверхности и более глубокому промерзанию почвы. Так на площадках S1 (голец) и S2 (верхняя граница леса) величины средних месячных и минимальных из срочных температур воздуха отличаются не более, чем на 1-2°C. При этом на оголенной площадке (S1) температура поверхности почвы опускается до -24,2°C, температура почвы на глубине 40 см до -17,7°C. На облесенной площадке (S2) эти величины составляют -6,2 и -1,7°C, соответственно. В теплое время контрасты между этими же площадками могут достигать 11,8°C на поверхности и 3,7°C на глубине 40 см.

Таким образом, данные микроклиматических наблюдений позволяют детально изучить температурно-влажностный режим ландшафтов с учетом высотной поясности, экспозиции и крутизны склонов в течение года. Полученные уникальные данные наблюдений позволят уточнить климатическое описание территории исследования, опирающееся в настоящее время в основном на данных метеорологических станций, сеть которых не охватывает горные районы.

*Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 17-05-00400 - а Динамика горных геосистем Байкальской природной территории под воздействием природных и антропогенных факторов.*

#### **Литература:**

1. Михеев В.С. Ландшафтно-структурный анализ // Человек у Байкала: экологический анализ среды обитания. - Новосибирск: Наука, 1993. – С. 8-39
2. Атлас Иркутской области: Экологические условия развития / Ред. В. В. Воробьев, А. Н. Антипов, В. Ф. Хабаров. — Иркутск: Изд-во Ин-та географии СО РАН; М.: Роскартография, 2004. — 90 с.

## Современное состояние степных экосистем засушливой зоны Монголии

Жарникова М.А., Алымбаева Ж.Б., Гармаев Е.Ж.

Байкальский институт природопользования СО РАН, Улан-Удэ, Россия  
E-mail: rita\_zharnikova@mail.ru

**В** решении проблем устойчивого развития степных регионов на первое место выходят исследования, связанные с инвентаризацией и сохранением разнообразия природных экосистем, устойчивое состояние которых зависит от их природного потенциала, определяющего их биоразнообразие. В настоящее время вопросам деградации растительности степных экосистем уделяется большое внимание. В результате усиления аридности климата и увеличения пастбищной нагрузки происходит снижение фитоценотического разнообразия, замещение и вытеснение коренных кормовых видов, внедрение инвазивных видов, что приводит к проявлению сукцессионных процессов и в дальнейшем полной трансформации растительных сообществ.

В данной работе рассмотрены результаты геоботанического исследования степных экосистем засушливой климатической зоны Монголии на примере исследовательского модельного полигона «Мандалгоби». Изучение растительности степных сообществ осуществлялось маршрутными и детально-маршрутными геоботаническими методами. В ходе полевых исследований выполнено более 60 полных геоботанических описаний, проложен геоботанический маршрутный профиль протяженностью 16 км, заложены мониторинговые геоботанические площадки (10×10 м), определена биологическая продуктивность характерных фитоценозов. При построении классификационной схемы мы основывались на подходах А.А. Юнатова, и выделили для изучаемой территории 2 группы формаций пустынных степей, включающих 5 формаций и 15 ассоциаций. Методом ординационного анализа оценена связь экологических факторов с составом фитоценозов. Выявлено, что в изучаемых сообществах имеется обратная взаимосвязь между показателями увлажнения и засоления почвы: чем выше показатель влажности субстрата, тем ниже показатель по богатству почв и их засолению. Для изучения пространственной структуры растительного покрова было проведено картографирование выбранного модельного полигона на основе дешифрирования и данных натурных обследований. Составленная карта отражает современное состояние растительного покрова и его горизонтальную структуру, что предоставляет необходимый материал мониторинга изменений на выбранном ключевом участке. На основе метода «модель сопки» отражены экологические закономерности распределения сообществ исследуемой территории в зависимости от рельефа, и их дифференциация в пространстве ведущих экологических факторов – общего увлажнения, богатства почв и засоления.

Таким образом, проведена классификация фитоценотического разнообразия, выявлено их современное состояние и особенности на ключевом полигоне, изучена пространственная структура растительности. На основе проведенного ординационного анализа определены экологические факторы, отвечающие за фитоценотическое разнообразие, и имеющие важное значение в дифференциации растительных сообществ. Отмечено многолетнее преобладание по проективному покрытию и участию в сложении сообществ пустынно-степного вида *Allium polyrrhizum* и дигрессионных видов *Carex duriuscula*, *Peganum nigelastrum* по сравнению с кормовыми злаками, что приводит к изменению качества и состава фитоценозов.

*Работа выполнена при частичной финансовой поддержке научных проектов РФФИ № 17-05-01059, № 18-55-91047 и в рамках государственного задания БИП СО РАН.*

## On the current state of steppe ecosystems in the arid zone of Mongolia

Zharnikova M.A., Alymbaeva Zh.B., Garmaev E.Zh.

Baikal Institute of Nature Management SB RAS, Ulan-Ude, Russia, Russia  
E-mail: rita\_zharnikova@mail.ru

### INTRODUCTION

In solving the problems of sustainable development of steppe regions in the first place there are studies related to the inventory and preservation of the diversity of natural ecosystems, the sustainable state of which depends on their natural potential, determining their biodiversity [1]. Mongolia has a unique complex of natural

and climatic conditions and inimitable landscapes, which have been causing interest for the scientists of different disciplines for ages. The steppes are sensitive to the effects of anthropogenic factors and climate change. They serve as an indicator in the study of spatio-temporal dynamics of landscapes and their response to the current climate changes.

The aridity of the Central Asian climate is caused by a sharp disparity between the large amount of incoming heat and the small amount of precipitation. The increase in the aridity of climate is manifested in a gradual decrease in the projective cover of plant communities. The overall productivity of vegetation and changes in community structure are decreasing from North to South. [2]

The aim of this work is to study the structure and state of the vegetation cover of the steppe ecosystems of the arid zone of Mongolia on the example of the testing range "Mandalgobi". For this, a geobotanical study of the phytocoenotic diversity of steppe ecosystems was conducted, the relation of plant communities to environmental conditions was considered, and the spatial distribution of communities was studied.

## MATERIALS AND METHODS

As a key range in the arid climate zone was selected site, located in the central part of the Dundgovi aimag 5 km south of Mandalgobi (fig. 1).

The relief of this territory is characterized by the spread of denudation plains and plateaus with little participation of island low - and middle-mountain massifs and wide, often valley-like depressions and hollows with small lakes and salt marshes [3].



Fig. 1. Testing range of Mandalgobi.

The study of the vegetation of steppe communities was carried out by route and detailed-route geobotanical methods. During the field research more than 60 full geobotanical descriptions were completed, a geobotanical route profile with a length of 16 km was laid, monitoring geobotanical sites (10x10 m) were laid, biological productivity of characteristic phytocenoses was determined. Latin names of species are given according to the outline of the flora of Outer Mongolia [4]. For primary sorting of the descriptions of phytocenoses and their processing using ecological scales the IBIS program was used [5]. Summary tables of the species composition, geographical and ecological spectrum were obtained. The types of plants were ranked on scales of moisture and richness, soil salinity.

## RESULTS AND DISCUSSION

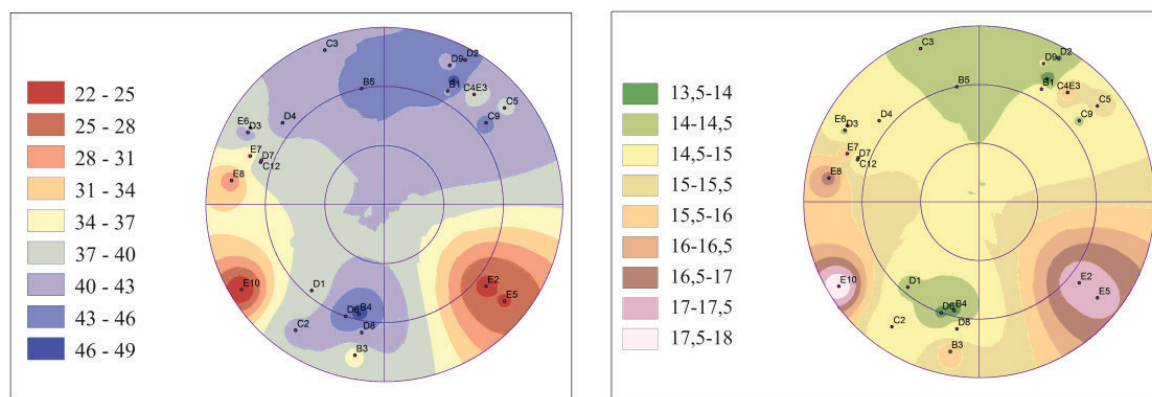
In the processing of geobotanical information, we used two main approaches – classification of plant communities and their ordination. In the analysis of vegetation the array of geobotanical descriptions was differentiated by the principle of uniformity of floristic composition, the prevailing types of horizontal addition of communities, the uniformity of habitat into several groups. During the construction of the classification scheme, we based on the approaches of A. Yunatov [6], and identified for the study area 2 groups of formations of desert steppes, including 5 formations and 15 associations.

The first group of formations of sod grasses of desert steppes is characterized by the dominance of caespitose plants and includes the feather grass, cleistogenes-onion and onion-feather grass associations. In the feather grass communities dominated by small pinnate feather grass *Stipa glareosa* and *S. klemenzi*. In the cleistogenes-onion communities, along with feather grasses, *Cleistogenes songorica* takes on an edificatory value. According to de-

descriptions of desert steppes A.A. Yunatov in these communities in a small quantity and only as a companion species can be found small sedge *Carex stenophylloides* and *C. duriuscula*. However, we note the more significant participation of such a digressive-active species as *Carex duriuscula* in these communities. In addition, in the described communities there is a high participation of the alkaloid species *Peganum nigellastrum*, which indicates an increased digression of the communities. The edificator of onion-feather grass communities, along with feather grasses, is the firm bunchgrass onion *Allium polirrhizum*. According to the projective abundance, the positions of the *Allium polirrhizum* are strengthened, and in the percentage ratio it becomes larger in comparison with the feather grass. In addition to this type of onion, in the zone of Gobi desert steppes also grow *Allium mongolicum*, but it is not noted as a subdominant. It is also worth noting that, according to A.A. Yunatov in the desert steppes onions were noted not always and in the form of impurity. However, now this onion is noted in all communities identified by us and in great abundance. In sedge-feather grass communities there is a significant participation in the composition of the group of herbs, represented by such species as *Potentilla bifurca*, *Lagochilus ilicifolius*, *Heteropappus altaicus*, and others. The group of formations of the dwarf semi-shrub desert-like steppe include saltwort-feather grass communities, where along with the edificatory role of sod grasses great value take a typical dwarf semi-shrubs – *Reaumuria songorica* and *Salsola passerina*.

The interpretation of the relationship of plant communities to environmental conditions was carried out using direct ordination method of direct multivariate gradient analysis implemented in the PAST package, with preliminary processing in IBIS. The established syntaxons are differentiated in the space of two axes of ordination, representing the main environmental factors. The first axis of the ordination reflects the role of the complex gradient on the moisture factor, which is one of the most important, limiting the development of vegetation in the steppe zone. The second axis reflects the distribution of communities in relation to the factor of wealth-salinity of soils. Communities of sod grassy desert steppes with a dominance of herbaceous perennials occupy more humidified (35-40) and less saline (13-16) positions, while the association of saltwort-feather grass steppes from the group of formations of the dwarf semi-shrub desert-like steppe located more saline (15-18) and less humidified (20-35) habitats. Since *Stipa glareosa* is the dominant species in all associations, the feather grass communities in ordination by the method of direct multivariate analysis are distributed uniformly along the ordinate axes, both by the salinization factor and by the wetting factor.

Mapping of the selected testing range based on decoding and field survey data was carried out to study the vegetation cover structure. The resulting large-scale map of actual reflects the current state of vegetation cover and its horizontal structure [8]. It is a necessary material for the monitoring of the changes in the chosen area. On the basis of the "hill model" method [7] the ecological regularities of distribution of the communities of the investigated territory depending on the relief are reflected. Their differentiation in the space of leading ecological factors - general moistening, soil fertility and salinity is also shown (Fig. 2).



**Fig. 2.** Model of distribution of steppe vegetation of the key site a) by the factor of moisture, b) by the factor of wealth-salinity.

Thus, the classification of the described phytocoenoses is carried out, the current state and features of phytocenotic diversity of the testing range located in the steppe ecosystems of the arid zone are revealed, and the spatial structure of the vegetation is studied. Based on the conducted ordination analysis, environmental factors responsible for phytocenotic diversity were determined. They are also important in the differentiation of plant communities. The long-term predominance of the projective coverage and participation in the composition of the communities of the desert-steppe species *Allium polyrrhizum* and digression species *Carex duriuscula*, *Peganum nigellastrum* was noted, which leads to a change in the quality and composition of phytocoenoses.

#### References:

1. *The spatial organization and diversity of eastern mongolian steppes* / G. N. Ogureeva, I. M. Miklyayeva, M. V. Bocharnikov et al. // *Arid Ecosystems*. — 2011. — №17. — P. 39–47.



2. Beresneva I.A. *Climate of the arid zone of Asia*. – M: Science, 2006. – 286 pp.
3. Gunin P.D., Bazha S.N., Danzhalova E.V. et al. *Transformation of grazing ecosystems in Central Mongolia during the transition period*. – Orenburg: IPK "Gazprompechat", 2012. – 940 pp.
4. Gubanov I.A. *Conspect of the flora of Outer Mongolia (vascular plants)* / R.V. Kamelin (ed.). – Moscow: Valang, 1996. – 136 p.
5. Zverev A.A. *Information technology in the study of vegetation cover*. – Tomsk, 2007. – 304 pp.
6. Yunatov A.A. *Desert steppes of the Northern Gobi in the Mongolian People's Republic*. – L: Science, 1974. – 132 pp.
7. Korolyuk A.Yu. *Hill model — method of vegetation structure analysis* / A.Yu. Korolyuk // *Vegetation of Russia*. – №13. – 2008. – P. 117-122.
8. Zharnikova M.A., Alymbaeva Zh.B., Ayurzhanayev A.A., Garmaev E.Zh. *Vegetation cover dynamics of the Mongolian semiarid zone according to multi-temporal LANDSAT imagery (the case of Darkhan test range)* // *IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science [The electronic resource]* – IOP Publishing, 2016. – Vol.48. – №1. 012015. doi:10.1088/1755-1315/48/1/012015

## Microbiological diversity of surface waters of the Nakhodka Bay of the Sea of Japan under the influence of anthropogenic press

Golozubova Yu.S., Buzoleva L.S., Bogatyrenko E.A., Kim A.V., Neradko A.V.

Far Eastern Federal University, Vladivostok, Russia  
E-mail: know-26@mail.ru

Pollution of surface water as a result of anthropogenic press leads to significant ecological changes, occurring primarily in coastal waters. In assessing the quality of the marine environment, microbial indications are the most appropriate among methods of biological control, allowing assessing the nature of pollution of the marine environment. On the shore of Nakhodka Bay, the Nakhodka Sea Commercial Port, the Nakhodka Sea Fishing Port, the NSRP and the PSRZ are the largest enterprises of the city of Nakhodka. Thus, the bay is located in an anthropogenic press. Due to the fact that noncultivated microorganisms represent a large part of biodiversity (up to 99%), it is especially important to study them. In this regard, the aim of the work is to investigate the microbiological diversity of the surface waters of the Nakhodka Bay of the Sea of Japan using metagenomic analysis.

Surface water samples were collected in August 2015. DNA from the samples was isolated using the Ampliprim DNA-Sorb B kit according to the manufacturer's protocol with modification-processing of the bacterial precipitate before isolation with a solution of lysozyme. Fragments of the 16 s rRNA gene. The DNA was sequenced in the ABI 3130XL Analyzer in the Genomics Center (Novosibirsk). The data was analyzed using the Mothur software package, the Silva database. Community biodiversity was assessed using OTE (number of operating units). Cultured forms of bacteria were studied using traditional microbiological methods. Water samples were filtered through a Millipore membrane filter with a diameter of 0.2  $\mu\text{m}$ , and the filter was transferred to the SMM medium (a nutrient medium for marine microorganisms), cultured at 20 for 24 hours to obtain isolated colonies. The identification was carried out by classical traditional microbiological methods.

In the study area, 13889 OTEs were identified, belonging to 12 phylums of the Bacteria domain. Representatives of identifiable *Proteobacteria phylums* (59% of the total number of sequences in all samples), *Bacteroidetes* (31%), *Acitobacteria* (1%), *Verrumicrobia* (1%) contribute to the composition of bacterial communities in the number of sequences. Unclassified Bacteria accounted for 7% of the total number of sequences.

# Микробиологическое разнообразие поверхностных вод бухты Находка Японского моря под действием антропогенного пресса

Голозубова Ю.С., Бузолева Л.С., Богатыренко Е.А., Ким А.В., Нерадько А.В.

Дальневосточный Федеральный Университет, Владивосток, Россия  
E-mail: know-26@mail.ru

Результатом возрастающей антропогенной нагрузки на гидросферу являются значительные экологические изменения, происходящие в первую очередь в прибрежных акваториях. В оценке качества морской среды микробная индикация является наиболее адекватной среди методов биологического контроля, позволяющий оценить характер загрязнения морской среды [1]. Микроорганизмы обладают высокой экологической пластичностью в силу уникальных физиолого-биохимических и генетических особенностей, обладают высокой скоростью размножения и роста и также имеют возможность трансформировать все существующие в природе органические соединения [2,3]. Под действием антропогенного загрязнения микроорганизмы вырабатывают различные приспособительные механизмы к новым условиям среды, то есть действие неблагоприятных факторов на микробные клетки приводит к синтезу большего количества различных соединений (синтез полимеров клеточной стенки, протекторных соединений (углеводы, аминокислоты и т.д.), специальных белков и т.д.). Высокие скорости роста и размножения бактерий дают возможность в короткий срок проследить за действием любого экологического фактора на протяжении десятков и даже сотен поколений.

На берегу бухты Находка располагаются Находкинский морской торговый порт, Находкинский морской рыбный порт, НСРЗ и ПСРЗ – крупнейшие предприятия города Находки. Таким образом, бухта находится в условиях антропогенного пресса.

В настоящее время микробиологическое разнообразие морей мало изучено т.к. в природных экосистемах не более 0.1-1% составляют микроорганизмы, культивируемые в лабораторных условиях [4]. В связи с тем, что некультивируемые микроорганизмы представляют большую часть биоразнообразия (до 99%) особенно важно проводить их изучение. В связи с этим целью работы является исследовать микробиологическое разнообразие поверхностных вод бухты Находка Японского моря с помощью метагеномного анализа.

Пробы поверхностных вод были отобраны в августе 2015г. ДНК из образцов выделяли с помощью набора Амплипрайм ДНК-сорб В по протоколу фирмы производителя с модификацией - обработкой бактериального осадка перед выделением раствором лизоцима. Фрагменты гена 16S рРНК. ДНК секвенировали на MiSeq (Illumina) в ЦКП «Геномика» (Новосибирск). Полученные данные анализировали с помощью пакета программного обеспечения Mothur, базы данных Silva. Биологическое разнообразие сообщества оценивали с помощью ОТЕ (количество операционных единиц). Культивируемые формы бактерий изучали с помощью традиционных микробиологических методов. Пробы воды фильтровали через мембранный фильтр Millipore диаметром 0,2 мкм, и переносили фильтр на среду СММ (питательная среда для морских микроорганизмов) [5], культивировали при 20 в течение суток для получения изолированных колоний. Идентификацию проводили классическими традиционными микробиологическими методами [6].

Проведенный метагеномный анализ микроорганизмов позволил идентифицировать 12 филогрупп. Анализ данных, полученных в результате метагеномного анализа, показал, что основу прокариотного сообщества бухты Находка составляли бактерии филогруппы Proteobacteria (59%) и Bacteroidetes (31%), Actinobacteria (2%) и Verruimicrobia (1%) в бухте Находка. Представители филумов Firmicutes, Chloroflexi, Tenericutes, Fusobacteria, Cyanobacteria, Parcubacteria, Fibrobacteres, Planctomycetes встречались в морской среде в очень низкой концентрации (менее 1% от всех бактерий). Неклассифицированные бактерии составляли 7% от общего количества последовательностей (табл.1).

**Таблица 1.** Состав бактериального сообществ бухты Находка Японского моря.

Название таксона	Количество ОТЕ	Доля последовательностей (%) в микробном сообществе
<b>Доминирующие филы</b>		
<i>Proteobacteria</i>	8119	59
<i>Bacteroidetes</i>	4271	31
<i>Actinobacteria</i>	249	2
<i>Verruimicrobia</i>	141	1

Название таксона	Количество ОТЕ	Доля последовательностей (%) в микробном сообществе
<b>Минорные филы</b>		
<i>Firmicutes</i>	5	Менее 1%
<i>Chloroflexi</i>	2	Менее 1%
<i>Tenericutes</i>	2	Менее 1%
<i>Fusobacteria</i>	5	Менее 1%
<i>Cyanobacteria</i>	25	Менее 1%
<i>Parcubacteria</i>	2	Менее 1%
<i>Planctomycetes</i>	1	Менее 1%
Не идентифицируемые на уровне филума	57	0,5

Семейство *Rhodobacteriaceae*, было самым распространенным среди  $\alpha$ -протеобактерий и составляло 95%. Внутри филума данное семейство составляло 28% представителей. В семействе *Rhodobacteriaceae* выделяли такие идентифицируемые роды, как *Punicebacterium* (66%), *Pacificibacter* (24%), *Pelagimonas*, *Vadicella*, *Profundibacterium* (рис.2.). Доминирующим родом семейства *Rhodobacteriaceae* являлся род *Punicebacterium*, который составлял 11% от структуры микробного сообщества всей бухты.

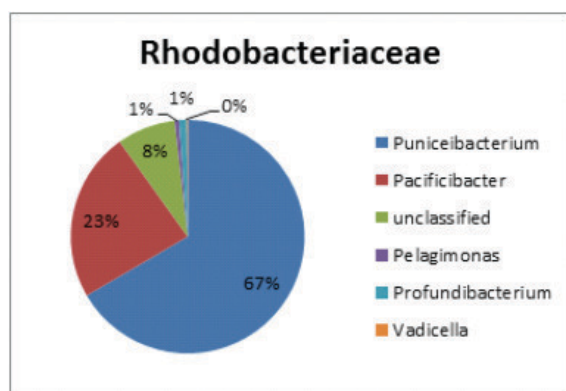


Рис. 1. Биоразнообразие семейства *Rhodobacteriaceae* бухты Находка Японского моря.

Семейство *Flavobacteriaceae* составляло 24% от бактерий всего сообщества бухты Золотой Рог. Однако больше половины представителей семейства являлись неклассифицируемыми и составляют 16% от всего микробного сообщества бухты. Наличие неклассифицируемых бактерий как на уровне рода, так и семейства указывает на наличие новых таксонов, не изученных ранее в данной филогруппе. Основными классифицируемыми родами семейства являлись следующие: *Aureimarina* (29%), *Chishuiella*, *Zobellia* и *Sabulititoribacter*. Доминирующий род *Aureimarina* составлял 7% от всего сообщества бухты Золотой Рог.

Было показано доминирование в сообществе семейства *Flavobacteriaceae*, *Rhodobacteriaceae*, *Surface\_1* и неклассифицируемых представителей филума протеобактерий и *Bacteroidetes*, Семейства *Alteromonadaceae*, *Rhodospirillaceae*, *Microbacteriaceae*, группа SAR116\_clade занимают 1-2% от всего микробного сообщества бухты Находка. Остальные представители относятся к различным семействам, однако их вклад в микробное сообщество минимален.

Доминирующими родами бухты Находка являлись *Punicebacterium* (семейство *Rhodobacteriaceae*), *Aureimarina* (семейство *Flavobacteriaceae*), *Pacificibacter* (семейство *Rhodobacteriaceae*) Также доминировала в группе *Surface\_1* представители *Candidatus Pelagibacter* и составляли 16% от состава всего сообщества.

В результате метагеномного анализа доминирующую часть микробного сообщества занимали неклассифицируемые бактерии как внутри филума, так и внутри семейств, что подтверждает наличие большого биоразнообразия, не описанного ранее. Таким образом, были показаны особенности состава и структуры бактериопланктона, выделенного из бухты с высоким антропогенным стрессом. И что, несмотря на существенное загрязнение бухты, патогенные и условно патогенные микроорганизмы не доминируют в сообществе, что свидетельствует о способности экосистемы бухты Находка к поддержанию экологического баланса.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (Соглашение № 14-50-00034)

**Тумепамыра:**

1. Israel AA, Tsyban A (2009) *Anthropogenic ecology of the ocean. Flinta Science.* 520
2. Kuril'shchikov AM, Tikunova NV, Kabilov MR (2012) *Methods and objects of metagenomic research. Bulletin of NSU. Series: Biology, Clinical Medicine.* 1:191-201
3. Lucas J. Stal, Mariana Silvia Cretoiu (2016) *The Marine Microbiome: An Untapped Source of Biodiversity and Biotechnological Potential.* Springer. 498
4. Oleynik GN, Yurishinets VI, Starosila YeV *Bacterioplankton and Bacteriobenthos as Biological Indicators of the Aquatic Ecosystems' State.* *Hydrobiological J.* 47: 37-48
5. Qian PY, Wang Y, Lee OO (2011) *Vertical stratification of microbial communities in the Red Sea revealed by 16S rDNA pyrosequencing.* *ISME J.* 5: 507-518
6. Ravin NV, Mardanov AV, Skryabin KG (2015) *Metagenomics as a tool for the investigation of uncultured microorganisms.* *Russian Journal of Genetics.* 51: 431-439



## СЕКЦИЯ 5

### Состав атмосферы, перенос загрязнений и изменения климата

## SESSION 5

### Air composition, Pollution Transport and Climate Change

## Variational methods for providing targeted monitoring of atmospheric quality by specified cost criteria

Penenko V.V.

Institute of Computational Mathematics  
and Mathematical Geophysics SB RAS, Novosibirsk,  
Russia  
E-mail: penenko@sscc.ru

The report discusses the creation of problem-oriented monitoring strategies for the study of natural processes in the atmosphere-Earth system based on the joint use of mathematical models to describe them and observations of their actual behavior. At the same time, a significant role is played by the methods of assimilation of information acceptable for work in conditions of lack of time and actual data.

To date, the well-known ground and aerospace sensing observation systems have been created and are in operation in the world to monitor natural processes in the atmosphere of different scales from global to local. In [1,2] there are reviews of the current state and prospects for the development of research on a wide range of issues related to the subject of the report. In particular, in [1] there is such a fact that only about 20% of the majority of satellite data is actually assimilated in numerical weather prediction models. This is a consequence of imperfect data assimilation methods, especially at high dimensionality of multi-scale model state functions.

In this situation, there is a paradox: somewhere there is an excess of data, and somewhere they are not enough. This means that, despite the relatively long history of development, the establishment of effective data assimilation techniques and the organization of operational strategies for directional monitoring of multi-scale processes remain highly relevant today.

To solve a wide range of environmental problems, we develop a variational approach that provides great opportunities in the formulation, construction and implementation of solutions of direct and inverse problems [3,4]. With the help of data assimilation methods, we can solve inverse problems that include strategic tasks of operational assessments of the development of situations and the identification of sources of intensive technogenic impacts.

Here the main objects of the modeling system are presented. There are the model of the processes of transport and transformation of substances in the gas and aerosol state, data and models of observations. For the organization of variational principle, some target functionals are defined, such as forecasting, assimilating observational data and controlling atmosphere quality.

The combination of all these objects in the variational principles is carried out with the use of Lagrange multipliers, which are the solutions of adjoint problems. Since uncertainty functions are included in the equations, the variational principles are formulated with weak constraints.

The result is the so-called seamless modeling technology in which four classes of required functions are calculated. These are state functions, adjoint functions, uncertainty functions, and sensitivity functions. The latter express quantitative estimates of modeling errors with respect to monitoring data.

The construction of targeted monitoring algorithms is carried out using orthogonal decomposition methods for scaling the processes (5) of the four indicated fundamental function spaces. The presence of four types of unknown functions simplifies the solution of problems in general, since when using splitting schemes, the direct (without iterations) algorithms for solving problems with data assimilation are obtained.

## Вариационные методы обеспечения направленного мониторинга качества атмосферы по заданным целевым критериям

Пененко В.В.

Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия  
E-mail: penenko@sscc.ru

В докладе обсуждаются вопросы создания проблемно-ориентированных стратегий мониторинга для исследования природных процессов в системе атмосфера-Земля на основе совместного использования математических моделей для их описания и данных наблюдений их реального поведения. При этом существенную роль играют методы усвоения информации, приемлемые для работы в условиях дефицита времени и фактических данных.

К настоящему времени в мире созданы и работают известные наблюдательные системы наземного и аэрокосмического зондирования для мониторинга природных процессов в атмосфере различных масштабов от глобального до локального. В [1,2] имеются обзоры современного состояния и перспективы развития исследований по широкому кругу вопросов, относящихся к тематике доклада. В частности, в [1] приводится такой факт, что только около 20% из большинства спутниковых данных фактически усваивается в численных моделях прогноза погоды, что является следствием несовершенства методов усвоения данных, особенно при высокой размерности разномасштабных функций состояния моделей. В сложившейся ситуации виден некий парадокс: где-то имеется избыток данных, а где-то их не хватает. Это значит, что, несмотря на имеющуюся сравнительно длинную историю развития, вопросы создания эффективных методов усвоения данных и организации на их основе оперативных стратегий направленного мониторинга разномасштабных процессов остаются весьма актуальными и в настоящее время.

Для решения широкого спектра природоохранных задач, мы развиваем вариационный подход, который предоставляет большие возможности в формулировке, построении и реализации решений прямых и обратных задач [3,4]. С помощью методов усвоения данных можно решать обратные задачи, включающие стратегические задачи оперативных оценок развития ситуаций и выявления источников интенсивных техногенных воздействий.

**1. Модели исследуемых процессов.** Для конкретизации изложения основных положений разрабатываемой методики рассмотрим систему уравнений переноса и трансформации субстанций в газовом и аэрозольном состояниях, включая и категории влаги в гидрологическом цикле атмосферы

$$L(\mathbf{X}) \equiv \frac{\partial \rho \varphi_i}{\partial t} + \operatorname{div} \rho \varphi_i \mathbf{u} - \operatorname{div} \mu_i \rho \operatorname{grad} \varphi_i + \rho S_i(\varphi) - (f_i + r_i) = 0, \quad i = \overline{1, n}. \quad (1)$$

Здесь  $\mathbf{X} = (\varphi, \mathbf{Y}, \mathbf{f}, \mathbf{r})$  - вектор функциональных аргументов системы моделирования,  $\varphi(\mathbf{x}, t) = (\varphi_i, i = \overline{1, n})$  - вектор-функции состояния, принадлежащие вещественному пространству  $Q(D_i)$ ;  $D_i = D \times [0, \bar{t}] \in \dot{Y}^4, [0, \bar{t}]$  - интервал изменения времени;  $\mathbf{x} = (x, y, z)$  - область изменения пространственных координат;  $\mathbf{Y}(\mathbf{x}, t)$  - вектор параметров, включающий вектор скорости  $\mathbf{u} = (u, v, w)$  и тензор коэффициентов турбулентного обмена  $\mu_i = \{\mu_x, \mu_y, \mu_z\}$  в направлениях координат  $x, y, z$  соответственно;  $\rho$  - плотность,  $\mathbf{f} = \{f_i(\mathbf{x}, t), i = \overline{1, n}\}$  - функции источников,  $\mathbf{r} = \{r_i(\mathbf{x}, t), i = \overline{1, n}\}$  - подлежащие определению функции, описывающие неопределенности системы (1) при наличии и усвоении данных наблюдений.

Начальные и граничные условия на соответствующих границах области  $D_i$  также рассматриваются как функциональные параметры системы (1) в векторе  $\mathbf{Y}$ .

Фундаментальное значение в системе (1) имеют операторы  $S_i$ , представляющие разномасштабные мультивариантные процессы трансформации различных субстанций и механизмов, участвующих в технологии моделирования. Они имеют следующую структуру

$$S_i(\varphi) = P_i(\varphi)\varphi - \Pi_i(\varphi), \quad i = \overline{1, n}, \quad (2)$$

где  $P_i(\varphi)$  - операторы деструкции, а  $\Pi_i(\varphi)$  операторы продукции по отношению к функции состояния  $\varphi$ . Заметим, что все операторы в (2) для учитываемых в (1) субстанций в газовом и аэрозольном состояниях и компонент влаги имеют свою внутреннюю структуру. Но их главное свойство  $P_i(\varphi) \geq 0$ ,  $\Pi_i(\varphi) \geq 0$  при  $\varphi_i(\mathbf{x}, t) \geq 0$  в рамках вариационного принципа в сочетании с методом сопряженных интегрирующих множителей обеспечивает построение устойчивых монотонных численных схем высокого порядка точности.

**2. Данные и модели наблюдений.** Обозначим совокупность результатов наблюдений в виде вектор-функций  $\Psi_m \in \{\Psi_m(D_i^m)\} \subset D_i$ . Здесь индексом  $m$  тмечаются объекты в системе мониторинга, а  $D_i^m$  - представляет область, в которой идентифицируются результаты наблюдений в  $D_i$ , и диапазоны спектральных частот зондирования.

Теперь определим связи между данными мониторинга  $\Psi_m$  и результатами их расчета с использованием функций состояния  $\varphi(\mathbf{x}, t) \in Q(D_i)$  в модели процессов (1)-(2) с помощью оператора математической модели  $Hm(\varphi)$  наблюдений в виде уравнений

$$\Psi_m = H_m(\varphi) + \eta_m, \quad (\mathbf{x}, t) \in D_i^m \subset D_i. \quad (3)$$

Функции  $\eta_m$  в (3) представляют оценки ошибок в результате наблюдений  $\Psi_m$  в сумме с неопределенностями в математическом представлении операторов модели  $Hm(\varphi)$ . Оператор наблюдений в уравнении (3) определяет преобразование типа  $\{\varphi(\mathbf{x}, t) \in Q(D_i)\} \Rightarrow \{\Psi_m \in \Psi_m(D_i^m)\}$ . Обратное преобразование  $\{\Psi_m(D_i^m)\} \Rightarrow Q(D_i)$  реализуется с помощью оператора  $(\partial Hm(\varphi) / \partial \varphi)^*$ , где производная понимается в смысле Гато, а звездочка обозначает сопряженный оператор.

**3. Целевые функционалы прогнозирования.** Эти функционалы в обобщенном виде выражают суть и цель конкретных исследований в смысле природоохранного прогнозирования и проектирования. При этом важно сделать систему моделирования адаптируемой к конкретным настраиваемым постановкам задач и критериям. Исходя из таких предпосылок, определи структуру целевых функционалов на множествах функций состояния и параметров моделей в виде

$$\Phi_k(\varphi) = \int_{D_i} F_k(\varphi) \chi_k(\mathbf{x}, t) dDdt \equiv (F_k, \chi_k)_{D_i}, \quad k = \overline{1, K}. \quad (4)$$

Здесь  $F_k(\varphi, \mathbf{Y})$ - оцениваемые функции, ограниченные и дифференцируемые относительно их функциональных аргументов, а  $\chi_k(\mathbf{x}, t) \geq 0$  неотрицательные весовые функции, отличные от нуля в точках области  $D_i^m$  где определены данные и соответствующие им меры Радона или Дирака, удовлетворяющие [] условиям нормировки  $\int_{D_i} \chi_k(\mathbf{x}, t) dDdt = 1$ .

В вариационных принципах такие меры позволяют единообразно работать и с распределенными и с дискретными объектами в областях  $D_i$  и  $D_i^m$ . Это удобно в задачах усвоения данных мониторинга различных типов от изображений до точечных данных, а также в задачах оптимизации и управления с различными вариантами установок.

**4. Функционалы усвоения данных.** В технологиях усвоения данных целевые функции для функционалов (4) определим в виде

$$F(\varphi) = (W_1 \eta, \eta), \quad \eta = \Psi - H_m(\varphi), \quad \chi_k(\mathbf{x}, t) \geq 0, \quad (\mathbf{x}, t) \in D_i^m \subset D_i. \quad (5)$$

Здесь  $W_1$  - диагональная весовая матрица блочной структуры с неотрицательными элементами,  $\chi_k(\mathbf{x}, t) \geq 0$  неотрицательные весовые функции, отличные от нуля в точках области  $D_i^m$ , а в остальных частях области  $D_i$  они равны нулю. В этом случае функционалы вида (4),(5) определяют меру отклонений между результатами расчетов  $\varphi$  по модели и данными мониторинга  $\Psi_m \in \Psi_m(D_i^m)$ .

**5. Функционалы для управления качеством атмосферы.** Для организации таких функционалов определяются условия управления качеством атмосферы. Зададим их в виде неравенств, выражающих условия экологического благополучия в области  $D_i$ :

$$U_i(\varphi, \mathbf{x}, t) \leq C_i(\mathbf{x}, t), \quad (\mathbf{x}, t) \in D_i, \quad i = \overline{1, n_U} \quad (6)$$

Здесь  $U_i$  - операторы функций управления;  $C_i$ - заданные функции определяющие предельно допустимые уровни антропогенных нагрузок на атмосферу региона;  $n_U$  - общее число ограничений. Работать с такими распределенными ограничениями в задачах высокой размерности весьма проблематично. Поэтому мы их приводим к эквивалентной интегральной форме с функционалами типа (4):

$$\Phi_i(\varphi, U) = \int_{D_i} F_i(\varphi) \chi(\mathbf{x}, t) dDdt = 0. \quad (7)$$

Здесь  $F_i(\varphi) = |U_i - C_i| + (U_i - C_i) \geq 0$ ,  $(\mathbf{x}, t) \in D_i$ ,  $\chi_i \geq 0$  - заданная весовая функция.

Объединение моделей процессов (1), (2) и результатов наблюдений (3) в составе вариационных принципов мы осуществляем с применением множителей Лагранжа. Обозначим их  $\varphi^*(\mathbf{x}, t) \in Q^* D_i$ . Они имеют такую же структуру, как и  $\varphi(\mathbf{x}, t)$  в (1). В технологии моделирования это решение сопряженных

задач. При включении в модели (1) неопределенностей  $\mathbf{r}(x,t) \neq 0$  вариационный принцип определяем в формулировке со слабыми ограничениями. Его общая структура и методы реализации представлены в [3,4]. В результате получается так называемая «бесшовная» технология моделирования. Наличие в ней трех искоемых пространств функций  $\{\varphi, \varphi^*, \mathbf{r}\}$  упрощает решение задачи в целом. Действительно, для их вычисления с использованием методов декомпозиции и расщепления получаются последовательные прямые (без итераций) алгоритмы вариационного усвоения данных [4]. Методы решения этих задач корректны и имеют параллельную организацию вычислений.

Функция неопределенностей  $\mathbf{r}$  выражает количественную оценку ошибок прогнозирования на основе системы (1)-(3) модель - данные наблюдений. Это значит, что в процессе решения задачи последовательного усвоения данных мы получаем диагностическую оценку качества системы прогнозирования и степени её предсказуемости по отношению к данным мониторинга исследуемых процессов при любой совокупности используемых результатов наблюдений.

После вычисления функций  $\{\varphi, \varphi^*, \mathbf{r}\}$ , на их основе проводится расчет функций чувствительности (ФЧ) целевых функционалов системы (1)-(7) к вариациям параметров  $\mathbf{Y} \in R(D)$ . Эти функции необходимы для организации алгоритмов решения обратных задач для идентификации параметров  $\mathbf{Y}$  с использованием данных (3). При этом нет ограничений на пространственно-временное разрешения численных моделей и на состав и объемы данных в (3). Количество таких ФЧ равно числу объектов в совокупности функциональных компонент в составе  $\mathbf{Y} \in R(D)$ . Обозначим их  $\mathbf{SF}(\mathbf{Y})$ . При необходимости на их основе формируются также операторы чувствительности системы, необходимые для решения обратных задач.

В результате реализации технологии моделирования на основе совместного использования моделей и данных мониторинга (1)-(3) получается совокупность информационных пространств функций  $\{\varphi, \varphi^*, \mathbf{r}, \mathbf{SF}(\mathbf{Y})\}$ . Это мультивариантная и разномасштабная информация об эволюции исследуемых процессов. Для анализа степени предсказуемости моделей (1), выявления критических ситуаций и центров действия в системе исследуемых объектов мы разрабатываем методы выделения главных факторов и ортогональной декомпозиции пространств функций  $\{\varphi, \varphi^*, \mathbf{r}, \mathbf{SF}(\mathbf{Y})\}$ . Так как эти пространства генерируются на основе моделей (1) и связанными с ними моделями гидродинамики, мы организуем их по типу подпространств Крылова в области  $D$ . Это удобно для спектральной декомпозиции с упорядочением базисных подпространств по величине собственных значений соответствующих матриц. Для этих целей используются методы редукции размерностей многомерных пространств с сохранением их информативности [5] и методы направленного мониторинга для организации природоохранных стратегий в условиях воздействий природного и антропогенного характера. В экстремальных условиях техногенных воздействий для обнаружения источников и оценок рисков, используются методы решения соответствующих обратных задач и методы продолжения.

***Благодарности.** Работа выполняется в рамках государственного задания ИВМиМГ СО РАН 00315-2016-004 при частичной поддержке гранта РФФИ №17-01-00137-а.*

#### **Литература:**

1. *Seamless prediction of the Earth system: from minutes to months// WMO-No.1156, 2015.*
2. *Bocquet M., Elbern H., Eskes H. et al. Data assimilation in atmospheric chemistry models: current status and future prospects for coupled chemistry meteorology models//Atmos. Chem. Phys., 15, 5325-5358, 2015*
3. *В. В. Пененко, Е. А. Цветова, Пененко А. В. Развитие вариационного подхода для прямых и обратных задач гидротермодинамики и химии атмосферы// Известия РАН. Физика атмосферы и океана.- 2015. -Том 51. - № 3. -С. 358–367.*
4. *В. В. Пененко, Е. А. Цветова, Пененко А. В. Методы совместного использования моделей и данных наблюдений в рамках вариационного подхода для прогнозирования погоды и качества состава атмосферы // Метеорология и гидрология 2015, №6, 13-24.*
5. *Penenko V., Tsvetova E. Orthogonal decomposition methods for inclusion of climatic data into environmental studies // Ecol. modelling.-2008. -V. 217. –P. 279–291.*



# Algorithms for the inverse modeling of transport and transformation of atmospheric pollutants

Penenko A.V.

Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics SB RAS, Novosibirsk National Research State University, Russia  
E-mail: a.penenko@yandex.ru

Modern nonlinear atmospheric chemistry transport and transformation models require input parameters like emission sources, initial and boundary conditions, etc. In the applications, this information usually is not fully available and can be compensated by the use of the available air quality monitoring data and the inverse modeling algorithms.

In the considered data assimilation algorithm, the assimilation of the same set of measurement data is performed quasi-independently at the individual stages of the splitting scheme. For the transport stage, the direct algorithm evaluates the conditional minimum of the cost functional that combines the discrepancy between the measured values and their modeled analogues, as well as some stabilizer including the norm of the uncertainty function [1] and the norm of its spatial derivative. The algorithm was applied in a realistic scenario for the city of Novosibirsk [2]. The stabilizer allows obtaining less localized solutions, which are nevertheless consistent with the measurement data and are more appropriate for the simulation of the routine city pollutants. Data assimilation in the transformation stage is carried out with a local variational algorithm that takes iterations [3].

Iterative variational method for the nonlinear transformation stage is most time-consuming element of the considered data assimilation algorithm. To overcome this difficulty we develop an alternative algorithm based on the use of the sensitivity operators constructed from the ensemble of the quasi-independent adjoint problem solutions [3]. It allows transforming the inverse problem stated as the system of nonlinear ODE or PDE to the family of operator equations depending on the given set of orthogonal functions in the space of the measurement results. The resulting operator equations are treated by the relevant operator equation methods.

*Acknowledgements:* The development of a new modification of the direct data assimilation algorithm was supported by ICMG SB RAS theme No. 0315-2016-0004, the development of algorithms based on the sensitivity operators was supported by the RSF project 17-71-10184. The RFBR and the Novosibirsk Region Government supported the construction of the Novosibirsk city scenario and the adaptation of the algorithms for the scenario (project No. 17-41-543309). Vectorization and optimization of computer programs were implemented with the support of the Ministry of education and science of the Russian Federation (4.1.3 Joint laboratories of NSU-NSC SB RAS). The SB RAS Siberian Supercomputer Center is gratefully acknowledged for providing the supercomputer facilities.

## References:

1. Penenko A.V., Penenko V.V., Tsvetova E.A. Sequential data assimilation algorithms for air quality monitoring models based on a weak-constraint variational principle // *Numerical Analysis and Applications*, Vol. 9, Oct 2016. P. 312-325.
2. Penenko, V. V.; Penenko, A. V. & Tsvetova, E. A. Variational approach to the study of processes of geophysical hydro-thermodynamics with assimilation of observation data // *Journal of Applied Mechanics and Technical Physics*, 2017, 58, P. 771-778.
3. Penenko, A. V. Consistent Numerical Schemes for Solving Nonlinear Inverse Source Problems with Gradient-Type Algorithms and Newton-Kantorovich Methods // *Numerical Analysis and Applications*, Pleiades Publishing Ltd, 2018, 11, P. 73-88.

# Алгоритмы обратного моделирования переноса и трансформации примесей в атмосфере

Пененко А.В.

Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, Россия  
E-mail: a.penenko@yandex.ru

Разработка алгоритмов усвоения данных мониторинга химического состава атмосферы с целью её диагностики и прогнозирования является стратегической задачей в условиях реиндустриализации и возросшего интереса общественности к экологической обстановке. Химический состав атмосферы постоянно меняется и зависит от множества факторов природного и техногенного характера.

В свою очередь, он оказывает существенное влияние на всю биосферу, и, в частности, на качество и продолжительность жизни населения. Влияние на здоровье оказывают как газовые, так и аэрозольные составляющие атмосферы [1], [2]. Информацию о концентрации химических веществ можно получать с помощью различных систем мониторинга. Однако измерить все необходимые величины во всех пространственных точках невозможно, да и нет пока таких приборов, которые могли бы показать будущие распределения концентраций химических веществ. Тем не менее эта информация нужна и важна при планировании и принятии решений в широком спектре вопросов, начиная от проектирования новых технических объектов или оценки экологических последствий различных техногенных событий и заканчивая построением личных маршрутов передвижения. Кроме того, определенное освещение экологических вопросов позволяет влиять на общественное мнение.

В связи с этим возникает необходимость получения оценок распределения химических веществ в атмосфере, а также прогноз их изменения. Ключевым параметром при моделировании химического состава атмосферы является информация об источниках загрязнений [3], [4]. В ближайшем будущем в государственную систему регистрации должны быть включены все крупные промышленные, сельские и другие хозяйствующие объекты, которые выбрасывают вредные примеси в атмосферу. Однако существуют такие источники, например, мелкие домохозяйства и транспорт, которые имеют случайные характеристики и не поддаются строгому учету. Одним из возможных выходов из создавшегося положения является использование данных систем мониторинга и восстановление параметров качества атмосферы с помощью математических моделей, дополненных системами усвоения данных. Обзор современных алгоритмов усвоения данных можно найти в [5]. Используя алгоритмы усвоения, можно уточнить неизвестные параметры математической модели, которая может быть использована как для прогноза состава атмосферы, так и для оценки текущего состояния.

Рассмотрим прямоугольную пространственно-временную область:  $(x, t) \in \Omega_T := \Omega \times [0, T]$ ,  $\Omega = [0, X] \times [0, Y] \times [0, Z]$ , ограниченную  $\partial\Omega_T = \partial\Omega \times [0, T]$ . В этой области решается задача о переносе и трансформации набора химических веществ:

$$\frac{\partial \varphi_l}{\partial t} + \text{div}(\vec{u} \varphi_l - \mu \text{grad} \varphi_l) + P_l(\vec{\varphi}) \varphi_l = \Pi_l(\vec{\varphi}) + f_l + r_l, \quad (x, t) \in \Omega_T. \quad (1)$$

$$\mu(x, t) \frac{\partial \varphi_l(x, t)}{\partial n} = 0, \quad (x, t) \in \Gamma_{out}, \quad \varphi_l(x, t) = (\varphi_b)_l(x, t), \quad (x, t) \in \Gamma_{in}, \quad (2)$$

$$\varphi_l(x, t) = (\varphi_0)_l(x), \quad x \in D, \quad t = 0, \quad (3)$$

где  $\vec{\varphi} \in \check{Y}^{N_C}$  – вектор-функция состояния, различные элементы которой  $\varphi_l$ ,  $l = 1, \dots, N_C$  представляют концентрации рассматриваемых примесей,  $N_C$  – их количество,  $P_l(\vec{\varphi}) > 0$  – коэффициенты деструкции рассматриваемых веществ,  $\Pi_l(\vec{\varphi}) > 0$  – скорости продукции,  $\vec{u}(x, t) \in \check{Y}^3$  – вектор скорости ветра,  $\mu(z, t)$  – коэффициент диффузии,  $f_b, (\varphi_0)_l$  – априорные значения источников и начальных данных,  $(\varphi_b)_l$  – концентрация вещества на границе области,  $r_l$  – управляющая функция (неопределенность), которая добавляется в жесткую структуру модели для усвоения данных,  $\Gamma_{out}$  – часть границы области, на которой скорость ветра направлена наружу из области,  $\Gamma_{in}$  – часть границы, на которой скорость ветра направлена внутрь. Операторы продукции и деструкции задаются системой кинетических уравнений. Скорости фотохимических реакций зависят от времени суток. Прямая задача состоит в определении  $\vec{\varphi}$  из (1)-(3) по известным  $f_b, (\varphi_0)_l, (\varphi_b)_l, r_l$ .

Существующие системы мониторинга предоставляют как данные контактных измерений в некоторой точке пространства и времени, так и данные типа изображений: временные ряды концентраций в некоторых пространственных точках, вертикальные профили распределения, как в случае высотного зондирования или изображения, как в случае спутниковых измерений. Предположим, что доступны результаты контактных измерений концентраций  $\{\Psi_m\}_{m=1, \dots, M}$  в заданные моменты времени  $\{\theta_m\}_{m=1, \dots, M}$  в точках  $\{\chi_m\}_{m=1, \dots, M}$ . Измерения могут содержать погрешности  $\{\eta_m\}_{m=1, \dots, M}$ :

$$I_m = \varphi(\chi_m, \theta_m) + \eta_m, \quad m = 1, \dots, M. \quad (4)$$

Ошибка измерений  $\eta_m$  предполагается ограниченной во (взвешенной) евклидовой норме в пространстве измерений  $\|\eta\|_M \leq \delta_{\eta}^*$ . Задача усвоения данных заключается в определении  $\varphi$  для  $t > t^*$  по (1)-(3) и (4) при заданных функциях  $f, (\varphi_0), (\varphi_b)$  и результатах измерений  $\{I_m\}_{m=1, \dots, M}$  таких, что  $0 < \theta_m < t^*$ .

Задачу усвоения данных будем рассматривать как последовательность связанных обратных задач поиска источников по контактным измерениям концентраций. Усвоение данных осуществляем на одном шаге по времени дискретизированной модели переноса и трансформации примесей. Алгоритм работает на основе схемы расщепления, причем усвоение данных проводится независимо на отдельных стадиях схемы расщепления. Для стадии переноса разработан прямой алгоритм без итераций [6]. При этом рассматривается целевой функционал, содержащий норму невязки между смоделированными и измеренными значениями и стабилизаторы, включающие как норму управляющей функции, так и норму ее пространственной производной [7]. Использование такого регуляризатора позволяет получить более гладкие распределенные решения, что лучше соответствует задаче усвоения рутинных загрязнителей.

В силу жесткости системы обыкновенных дифференциальных уравнений химической кинетики, для разрешения процессов трансформации, используется более тонкая временная сетка, нежели сетка для процессов переноса, поэтому для усвоения на стадии трансформации используется вариационный алгоритм с окном усвоения [8]. Для его реализации используются согласованные в смысле тождества Лагранжа дискретно-аналитические численные схемы [9]. Это позволяет избежать дополнительных ошибок, связанных с неточным вычислением градиента целевого функционала. Современные модели химии атмосферы могут учитывать до  $10^{12}$  переменных [10]. Высокие размерности накладывают требования вычислительной эффективности на реализацию алгоритмов всего моделирующего комплекса. В этой связи прямые алгоритмы усвоения данных представляют существенный интерес. Разработанный алгоритм усвоения проходит апробацию в условиях города Новосибирска [11].

Другим возможным направлением развития является переход к алгоритмам, основанным на альтернативных принципах. Вариационные алгоритмы, являющиеся основой современных детерминированных систем оперативного усвоения данных, разрабатывались в 70-х годах прошлого века [12], в условиях технологического контекста, когда ускорение вычислений достигалось за счет ускорения последовательных операций. В современных условиях развития СуперЭВМ увеличение производительности происходит в основном за счет увеличения интенсивности параллельных вычислений. Поэтому при разработке алгоритмов усвоения данных атмосферной химии возникает необходимость в других подходах, когда количество последовательных вычислений минимизируется за счет увеличения количества параллельных вычислений. В частности, для нелинейных моделей и данных типа изображений нами разработан (следуя [13], [14]) подход к решению нелинейных обратных задач на основе ансамблей решений сопряженных уравнений, собранных в операторы чувствительности [9]. Такие операторы позволяют преобразовать обратную задачу, сформулированную в виде системы дифференциальных уравнений, к нелинейному интегральному уравнению. Для его решения применяется квази-ньютоновский алгоритм с использованием г-псевдообратных операторов [15].

**Благодарности.** Разработка новой модификации прямого алгоритма усвоения данных выполнена в рамках темы гос. задания ИВМиМГ СО РАН № 0315-2016-0004, разработка алгоритмов работы с данными типа изображений на основе операторов чувствительности выполнена при финансовой поддержке Российского Научного Фонда по проекту 17-71-10184, построение сценария для моделирования, адаптация алгоритма к условиям города Новосибирска и численные эксперименты выполнены при финансовой поддержке РФФИ и Правительства Новосибирской области в рамках научного проекта № 17-41-543309. Векторизация и оптимизация программ для ЭВМ выполнена при финансовой поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации (4.1.3 Совместные лаборатории НГУ-ННЦ СО РАН). Вычисления выполнены на мощностях Сибирского Суперкомпьютерного центра СО РАН.

#### Литература:

1. Gurjar BR, Molina LT, Ojha CSP, editors. *Air Pollution: Health and Environmental Impacts*. CRC Press, 2010.
2. Landrigan P.J. *Air pollution and health // The Lancet Public Health, Vol. 2, Jan 2017. pp. e4--e5.*
3. Markakis K., Valari M., Perrussel O., Sanchez O., Honore C. *Climate-forced air-quality modeling at the urban scale: sensitivity to model resolution, emissions and meteorology // Atmospheric Chemistry and Physics, Vol. 15, Jul 2015. pp. 7703-7723.*
4. Holnicki P., Nahorski Z. *Emission Data Uncertainty in Urban Air Quality Modeling—Case Study // Environmental Modeling*
5. Bocquet M., Elbern H., Eskes H., Hirtl M., Carmichael G.R., Flemming J., Inness A., Pagowski M., Cama, et al. *Data assimilation in atmospheric chemistry models: current status and future prospects for coupled chemistry meteorology models // Atmospheric Chemistry and Physics Discussions, Vol. 14, Dec 2014. pp. 32233-32323.*
6. Пененко А.В., Пененко В.В., Цветова Е.А. *Последовательные алгоритмы усвоения данных в моделях мониторинга качества атмосферы на базе вариационного принципа со слабыми ограничениями // Сиб. журн. вычисл. матем., Vol. 19, 2016. pp. 401-418.*
7. Penenko A., Penenko V., Mukatova Z. *Direct data assimilation algorithms for advection-diffusion models with the increased smoothness of the uncertainty functions // 2017 International Multi-Conference on Engineering, Computer and Information Sciences (SIBIRCON). Sep 2017. pp. 126-130.*
8. Penenko A., Penenko V., Tsvetova E., Grishina A., Antokhin P. *Sequential Variational Data Assimilation Algorithms at the Splitting Stages of a Numerical Atmospheric Chemistry Model // In: Large-Scale Scientific Computing. Springer International Publishing, 2018. pp. 536-543.*
9. Пененко А.В. *Согласованные численные схемы для решения нелинейных обратных задач идентификации источников градиентными алгоритмами и методами Ньютона-Канторовича // Сиб. журн. вычисл. матем., Vol. 21, 2018. pp. 99-116.*

10. Farag, Havasi, Zlatev Z, editors. *Advanced Numerical Methods for Complex Environmental Models: Needs and Availability*. BENTHAM SCIENCE PUBLISHERS, 2013.
11. Пененко В.В., Пененко А.В., Цветова Е.А. Вариационный подход к исследованию процессов геофизической гидротермодинамики с усвоением данных наблюдений // *Прикладная механика и техническая физика*, Vol. 58, 2017. pp. 17-25.
12. Пененко В.В., Образцов Н.Н. Вариационный метод согласования полей метеорологических элементов // *Метеорология и гидрология*, Vol. 13, 1976. pp. 1-11.
13. Марчук Г. О постановке некоторых обратных задач // *Доклады Академии Наук СССР / Изд. Наука*, Vol. 156, 1964. pp. 503-506.
14. Issartel J.P. Emergence of a tracer source from air concentration measurements, a new strategy for linear assimilation // *Atmospheric Chemistry and Physics*, Vol. 5, Feb 2005. pp. 249-273.
15. Пененко А.В., Николаев С.В., Голушко С.К., Ромащенко А.В., Кирилова И.А. Численные алгоритмы идентификации коэффициента диффузии в задачах тканевой инженерии // *Мат. биол. и биоинф.*, Vol. 11, Dec 2016. pp. 426-444.
16. Penenko A.V., Penenko V.V., Tsvetova E.A. Sequential data assimilation algorithms for air quality monitoring models based on a weak-constraint variational principle // *Numerical Analysis and Applications*, Vol. 9, Oct 2016. pp. 312-325.

## Application of the ensemble Kalman filter in the environmental data assimilation

Klimova E.G.

Institute of Computational Technologies SB RAS, Novosibirsk, Russia  
E-mail: klimova@ict.nsc.ru

The environment modelling using observational data in the is one of the most impotent tasks at present. Such modelling is made using forecast models based on data assimilation systems. The problem of taking into account the statistical characteristics of forecast and observation errors is naturally solved when applying the dynamic-stochastic approach (the Kalman filter). Numerical realization of the Kalman filter for modern nonlinear models is impossible, so different approximations are currently used. An important means of applying the Kalman filter to data assimilation problems is an ensemble approach proposed in papers of Evensen (the ensemble Kalman filter) [1]. The ensemble approach allows calculation of the estimation error covariance matrices for nonlinear prognostic models. In this case, a version of the extended Kalman filter is used, in which the forecast error covariances are estimated with the help of an ensemble of forecasts. There exist two approaches to implementing the ensemble Kalman filter: a 'stochastic filter' approach and a 'deterministic' one.

Parameter estimation is an important part of the problem of environment modeling. If the estimated parameter does not change with time, in the presence of a large time series of observational data, it can be estimated by successive assimilation with the ensemble Kalman filter. If the parameter changes with time, a single analysis of the observation data at given time will not give the required accuracy. In this connection, the method of ensemble Kalman smoothing (EnKS), which uses data from the entire time interval, is used for estimation of values at a given moment in time [1].

The important result obtained in [2] is that the ensemble Kalman smoothing problem can be solved sequentially, using at each time step the observational data to estimate the values over the entire time interval. In this case, the formulas for the estimate at the given time are analogous to the formulas of the ensemble Kalman filter. With this variant of ensemble Kalman smoothing (EnKS), it is not necessary to perform computations in reverse time. It should be noted that when using the appropriate weight matrices, the EnKS is equivalent to 4DVAR.

The algorithms of data assimilation, estimation of parameters in the modeling of the environment require large computer resources. The use of ensemble algorithms partially allows to solve this problem. However, this problem still has a large dimension. To perform the analysis step of the ensemble Kalman filter, algorithms are used to transform the ensemble of forecasts to obtain an ensemble of analyzes. In this case, the analysis is performed only for the ensemble average value, and then the ensemble of analyzes is calculated. One of such algorithms is an ensemble pi-algorithm [3], which is a stochastic Kalman filter. In this algorithm we perform operations with matrices of the order of the ensemble dimension. In addition, this algorithm can be used to implement ensemble Kalman smoothing (EnKS).



To obtain a more easily implemented computer algorithm, the assumption of the stationarity of the time series of forecast errors for a transport and diffusion model with random noise can be used. It can also be assumed that estimation errors in data assimilation represent a stationary random sequence. In this case, it is possible to use time averaging instead of sample averaging.

The report presents the results of numerical experiments with a simple 1-dimensional test problem for the transport and diffusion of a passive impurity. The results of experiments on the use of the EnKF and EnKS algorithms for estimating the values of the simulated variables and also the model parameters in the data assimilation procedure are presented.

#### Referenses

1. Evensen, G. *Data assimilation. The ensemble Kalman filter*. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, 2009. 307 p.
2. Evensen, G., P.J. van Leeuwen *An ensemble Kalman smoother for nonlinear dynamics* // *Monthly Weather Review*. 2000. V. 128. P. 1852-1867.
3. Klimova, E. *A suboptimal data assimilation algorithm based on the ensemble Kalman filter* // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 2012. V. 138, P. 2079-2085.

## Применение ансамблевого фильтра Калмана в задаче усвоения данных об окружающей среде

Климова Е.Г.

Институт вычислительных технологий СО РАН, Новосибирск, Россия  
E-mail: klimova@ict.nsc.ru

### ЗАДАЧА УСВОЕНИЯ ДАННЫХ ПРИ МОДЕЛИРОВАНИИ ПРОЦЕССОВ В ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЕ

Оценка состояния окружающей среды по данным наблюдений является одной из наиболее актуальных задач в настоящее время. Такая оценка производится с привлечением прогностических моделей на основе систем усвоения данных. Под усвоением данных («data assimilation») принято понимать совместный учет данных и математической модели для наиболее точной оценки пространственно-временного распределения исследуемых величин.

Существует огромное количество методов усвоения данных, но, с точки зрения математической постановки задачи все они используют один из двух подходов, вариационный или динамико-стохастический. Поскольку данные наблюдений известны с ошибками, имеющими случайный характер, все методы усвоения должны учитывать статистические свойства ошибок измерений. Статистический характер имеют также так называемые «шумы» моделей, учет которых важен при проведении оценки состояния окружающей среды. Проблема учета статистических характеристик ошибок прогноза и наблюдений естественным образом решается при применении динамико-стохастического подхода (фильтр Калмана). Численная реализация фильтра Калмана для современных нелинейных моделей невозможна, поэтому в настоящее время используются различные приближения. Лидирующее положение занимает ансамблевый подход, при котором ковариации ошибок прогноза оцениваются с помощью ансамбля прогнозов по возмущенным начальным полям. Реализация ансамблевого подхода также содержит технологические сложности, связанные, в частности, с большой размерностью рассматриваемых при этом матриц.

Задача оценки параметров является важной составляющей задачи моделирования распространения загрязняющих веществ в атмосфере. Изучение распространения в пространстве и времени парниковых газов, а также оценка потоков с поверхности Земли этих газов представляет одну из актуальных задач мониторинга состояния окружающей среды.

В случае если оцениваемый параметр не меняется со временем, он может быть оценен при последовательном усвоении при наличии большого временного ряда данных наблюдений с помощью ансамблевого фильтра Калмана. В случае если параметр меняется со временем, однократная процедура уточнения по данным наблюдений не даст требуемой точности. В связи с этим все большую популярность получает метод ансамблевого сглаживания (EnKS), в котором для оценки значений в заданный момент времени применяются данные со всего временного интервала. Существует большое количество работ, посвященных оценке потоков парниковых газов. При этом во многих работах применяется как ансамблевый фильтр Калмана [10], так и ансамблевое сглаживание [5, 6, 7, 12].

В ансамблевом фильтре Калмана можно выделить два подхода – «стохастический фильтр» и «детерминированный фильтр». В настоящее время проводится большое количество исследований по сравнению стохастических и детерминированных ансамблевых фильтров [8]. Поскольку в ансамблевом фильтре Калмана оптимальной оценкой является среднее по ансамблю, для задач с линейным оператором модели детерминированный и стохастический фильтр Калмана дают близкие результаты. При использовании ансамблевых алгоритмов в задаче оптимального сглаживания детерминированный и стохастический вариант могут существенно отличаться.

### АНСАМБЛЕВЫЙ ФИЛЬТР КАЛМАНА

Вывод формул ансамблевого фильтра Калмана впервые приведен в работах Эвенсена (Evensen G.) [3]. Запишем нелинейную динамическую систему в виде уравнения процесса

$$\mathbf{x}_k^f = f(\mathbf{x}_{k-1}^f) + \boldsymbol{\eta}_{k-1}^f \quad (1)$$

и уравнения наблюдений

$$\mathbf{y}_k = h(\mathbf{x}_k^f) + \boldsymbol{\varepsilon}_k^f,$$

где  $h$  – оператор, вообще говоря, нелинейный, переводящий значения прогноза в наблюдаемую переменную,  $\boldsymbol{\eta}_{k-1}^f$  – вектор «шумов модели»,  $\boldsymbol{\varepsilon}_k^f$  – вектор ошибок наблюдений,  $\mathbf{x}_k^f$  – вектор оцениваемых переменных в момент времени  $t_k$ ,  $\boldsymbol{\varepsilon}_k^f$  и  $\boldsymbol{\eta}_{k-1}^f$  – Гауссовские случайные переменные:  $E[\boldsymbol{\varepsilon}_k^f (\boldsymbol{\varepsilon}_k^f)^T] = \mathbf{R}_k^f$ ,  $E[\boldsymbol{\eta}_{k-1}^f (\boldsymbol{\eta}_{k-1}^f)^T] = \mathbf{Q}_{k-1}^f$ . Будем считать  $\mathbf{x}_k^f$  «истинным» значением.

Стохастический ансамблевый фильтр Калмана состоит из ансамбля прогнозов

$$\begin{aligned} & \{\mathbf{x}_k^{f,n}, n=1, L, N\} \\ & \mathbf{x}_k^{f,n} = f(\mathbf{x}_{k-1}^{f,n}) + \boldsymbol{\eta}_{k-1}^{f,n} \end{aligned} \quad (2)$$

и ансамбля анализов  $\{\mathbf{x}_k^{a,n}, n=1, L, N\}$

$$\mathbf{x}_k^{a,n} = \mathbf{x}_k^{f,n} + \mathbf{K}_k (\mathbf{y}_k^n + \boldsymbol{\varepsilon}_k^n - h(\mathbf{x}_k^{f,n})). \quad (3)$$

Ансамбли (2) и (3) задают выборку значений «истины», при этом среднее по выборке значение будет являться оптимальной оценкой, а отклонение от среднего – ансамблем ошибок анализа и прогноза, соответственно. Для осуществления ансамблевого варианта алгоритма фильтра Калмана требуется задание ансамбля ошибок наблюдений  $\{\boldsymbol{\varepsilon}_k^n, n=1, L, N\}$ , а также ансамбля ошибок прогноза  $\{\mathbf{d}\mathbf{x}_k^{f,n} = \mathbf{x}_k^{f,n} - \overline{\mathbf{x}_k^{f,n}}, n=1, L, N\}$ , где  $\overline{\mathbf{x}_k^{f,n}} \equiv \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N \mathbf{x}_k^{f,n}$  и ансамбля шумов модели  $\{\boldsymbol{\eta}_{k-1}^n, n=1, L, N\} : E[\boldsymbol{\eta}_{k-1}^n (\boldsymbol{\eta}_{k-1}^n)^T] = \mathbf{Q}_k$ . Матрица  $\mathbf{K}_k$  имеет вид

$$\mathbf{K}_k = \mathbf{P}_k^f \mathbf{H}_k^T (\mathbf{H}_k \mathbf{P}_k^f \mathbf{H}_k^T + \mathbf{R}_k)^{-1},$$

где  $\mathbf{P}_k^f$  и  $\mathbf{P}_k$  – матрицы, оцениваемые по ансамблю

$$\mathbf{P}_k^f @ \frac{1}{N-1} \sum_{n=1}^N \mathbf{d}\mathbf{x}_k^{f,n} (\mathbf{d}\mathbf{x}_k^{f,n})^T, \mathbf{R}_k @ \frac{1}{N-1} \sum_{n=1}^N \boldsymbol{\varepsilon}_k^n (\boldsymbol{\varepsilon}_k^n)^T,$$

$\mathbf{H}_k$  – линеаризованный оператор  $h(\mathbf{x}_k^{f,n})$  относительно  $\overline{\mathbf{x}_k^{f,n}}$ :

$$h(\mathbf{x}_k) \cong h(\overline{\mathbf{x}_k^{f,n}}) + \mathbf{H}_k \boldsymbol{\varepsilon}_k^f.$$

Формулы (2)-(3) представляют собой стохастический ансамблевый фильтр Калмана.

Детерминированный ансамблевый фильтр Калмана (шаг анализа) состоит из уравнения для среднего значения

$$\overline{\mathbf{x}_k^{a,n}} = \overline{\mathbf{x}_k^{f,n}} + \mathbf{K}_k (\mathbf{y}_k^n - \overline{h(\mathbf{x}_k^{f,n})})$$

и оценки ансамбля ошибок анализа так, чтобы соответствующая ковариационная матрица удовлетворяла уравнению фильтра Калмана  $\mathbf{P}_k^a = (\mathbf{I} - \mathbf{K}_k \mathbf{H}_k) \mathbf{P}_k^f$  [9].

### ЗАДАЧА ОПТИМАЛЬНОГО СГЛАЖИВАНИЯ.

#### АНСАМБЛЕВОЕ СГЛАЖИВАНИЕ (ENKS – ENSEMBLE KALMAN SMOOTHER)

В классической теории оптимального оценивания наряду с задачей оптимальной фильтрации – получения оптимальной оценки в конце рассматриваемого временного интервала существует также задача оптимального сглаживания, представляющая собой задачу получения оптимальной оценки на всем рассматриваемом временном интервале. Под оптимальной оценкой понимается решение, минимизирующее след матрицы ковариаций ошибок оценивания [9].

Для задачи оптимального сглаживания также применяются ансамблевые алгоритмы. В работе [4] получен важный результат, состоящий в том, что задача ансамблевого сглаживания может быть решена последовательно, используя на каждом шаге по времени имеющиеся данные для оценки значений на всем временном интервале. При этом формулы оптимальной оценки аналогичны формулам ансамблевого фильтра Калмана. При таком варианте ансамблевого сглаживания (EnKS) не требуется проводить вычисления в обратном времени. Следует отметить, что при использовании соответствующих весовых матриц алгоритм EnKS эквивалентен 4DVAR.

## ОЦЕНКА ПАРАМЕТРОВ В ПРОЦЕДУРЕ УСВОЕНИЯ ДАННЫХ

Рассмотрим уравнение процесса в виде

$$\mathbf{x}_k^t = f(\mathbf{x}_{k-1}^t, \boldsymbol{\alpha}_{k-1}^t) + \boldsymbol{\eta}_{k-1}^t,$$

данные наблюдений

$$\mathbf{y}_k = h(\mathbf{x}_k^t, \boldsymbol{\alpha}_k^t) + \boldsymbol{\varepsilon}_k^t,$$

где  $\boldsymbol{\alpha}_k^t$  - вектор параметров. Будем считать, что параметр не меняется со временем:  $\boldsymbol{\alpha}_{k+1}^t = \boldsymbol{\alpha}_k^t$ . Рассмотрим обобщенную задачу оценивания вектора  $\mathbf{z} = [\mathbf{x}, \boldsymbol{\alpha}]^T$ . Опуская промежуточные выкладки, запишем сразу результат процедуры оценивания в общем виде:

$$\mathbf{x}^a = \mathbf{x}^f + \mathbf{P}_{xx} h_x^T (h_x \mathbf{P}_{xx} h_x^T + \mathbf{R})^{-1} [\mathbf{y}_0 - h(\mathbf{x}^f, \boldsymbol{\alpha}^f)] + \mathbf{P}_{x\alpha} h_\alpha^T (h_x \mathbf{P}_{xx} h_x^T + \mathbf{R})^{-1} [\mathbf{y}_0 - h(\mathbf{x}^f, \boldsymbol{\alpha}^f)],$$

$$\boldsymbol{\alpha}^a = \boldsymbol{\alpha}^f + \mathbf{P}_{\alpha x} h_x^T (h_x \mathbf{P}_{xx} h_x^T + \mathbf{R})^{-1} [\mathbf{y}_0 - h(\mathbf{x}^f, \boldsymbol{\alpha}^f)] + \mathbf{P}_{\alpha\alpha} h_\alpha^T (h_x \mathbf{P}_{xx} h_x^T + \mathbf{R})^{-1} [\mathbf{y}_0 - h(\mathbf{x}^f, \boldsymbol{\alpha}^f)].$$

В этих формулах  $\mathbf{P}_{xx}$  - ковариации ошибок  $\mathbf{x}$  и  $\boldsymbol{\alpha}$ ,  $\mathbf{P}_{\alpha\alpha}$  - ковариационная матрица ошибок  $\boldsymbol{\alpha}$ .  $h_x$  и  $h_\alpha$  - линеаризованные операторы по  $\mathbf{x}$  и  $\boldsymbol{\alpha}$ , соответственно. В случае, если  $h$  от  $\boldsymbol{\alpha}$  не зависит, оценка  $\mathbf{x}^a$  проводится по той же формуле, что и в обычном фильтре Калмана [2, 9].

В современных работах по усвоению данных такой подход применяется к оценке потоков парниковых газов [10]. В то же время в большинстве работ оцениваемые потоки рассматриваются как самостоятельная переменная, а модель распространения пассивных газовых составляющих в атмосфере входит в оператор наблюдений [5, 6, 7, 12]. При таком подходе не производится уточнение самих значений концентраций и в такой постановке задача не будет оптимальной.

## ПОДХОДЫ К ОПТИМИЗАЦИИ ОБЪЕМА ВЫЧИСЛЕНИЙ В АНСАМБЛЕВЫХ АЛГОРИТМАХ ДЛЯ ЗАДАЧ БОЛЬШОЙ РАЗМЕРНОСТИ

Задачи усвоения данных, оценки параметров при моделировании окружающей среды являются чрезвычайно трудоемкими, требующими больших затрат машинных ресурсов. Применение ансамблевых алгоритмов частично позволяет решить эту проблему, однако все равно задача остается крайне трудоемкой. Для проведения шага анализа применяются алгоритмы трансформации ансамбля прогнозов для получения ансамбля анализов. В этом случае анализ осуществляется только для среднего по ансамблю значения, а затем вычисляется ансамбль анализов. Существуют детерминированный и стохастический варианты таких алгоритмов для реализации как ансамблевого фильтра Калмана, так и ансамблевого сглаживания.

Одним из таких алгоритмов является ансамблевый пи-алгоритм [11], который представляет собой стохастический фильтр Калмана. В этом алгоритме производятся операции с матрицами порядка размерности ансамбля. Кроме того, этот алгоритм может быть использован при реализации ансамблевого сглаживания (EnKS). Важным свойством алгоритма является локальность. Алгоритм оценки искомого значения может быть реализован независимо для заданных подобластей. Это свойство может быть использовано при оценке параметров локально, в заданных регионах.

Для получения более легко реализуемого на ЭВМ алгоритма может быть использовано предположение о стационарности временных рядов ошибок прогноза для модели переноса и диффузии со случайным шумом. Также можно считать, что ошибки оценивания при усвоении представляют собой стационарную случайную последовательность. В этом случае возможно использование осреднения по времени вместо осреднения по выборке [2]. Идея оценки ковариаций по временному ряду содержится в работах Эвенсона (Evenson G.), автор предлагает подход, называемый «ансамблевая оптимальная интерполяция» (EnOI) [3]. Аналогичный подход рассматривается в работах [1].

## ЧИСЛЕННЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТЫ

В докладе приводятся результаты численных экспериментов с простой 1-мерной тестовой задачей переноса и диффузии пассивной примеси. Приводятся результаты экспериментов по использованию алгоритмов EnKF и EnKS для оценки значений моделируемых переменных а также параметров модели в процедуре усвоения данных.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Задача оценки состояния окружающей среды по данным наблюдений в настоящее время решается с помощью систем усвоения данных. При этом используются модели распространения примеси в атмосфере и метеорологические поля скорости ветра, температуры и т.д. для моделирования переноса и диффузии пассивных примесей в атмосфере. В качестве математической постановки задачи все чаще используется ансамблевый фильтр Калмана либо обобщение этого алгоритма – ансамблевое сглаживание.

Следует подчеркнуть, что реализация такой масштабной задачи требует объединения усилий как правило нескольких научных коллективов. В качестве примера можно рассмотреть современные работы 2017 года [6] и [12].

**Литература:**

1. Климова Е.Г., Платов Г.А., Киранова Н.В. Разработка системы усвоения данных об окружающей среде на основе ансамблевого фильтра Калмана // *Вычислительные технологии*. 2014. Том 19, №3. С.27-37.
2. *Справочник по теории автоматического управления под ред. А.А. Красовского*. Москва: Наука, 1987. 711 с.
3. Evensen, G. *Data assimilation. The ensemble Kalman filter*. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, 2009. 307 p.
4. Evensen, G., P.J. van Leeuwen *An ensemble Kalman smoother for nonlinear dynamics* // *Monthly Weather Review*. 2000. V. 128. P. 1852-1867.
5. Feng L., P.I. Palmer, H. Bosch, and S. Dance *Estimating surface CO<sub>2</sub> fluxes from space-borne CO<sub>2</sub> dry air mole fraction observations using an ensemble Kalman filter* // *Atmospheric chemistry and physics*. 2009. V. 9. P. 2619-2633.
6. Feng L. et al. *Consistent regional fluxes of CH<sub>4</sub> and CO<sub>2</sub> inferred from GOSAT proxy XCH<sub>4</sub>:XCO<sub>2</sub> retrievals, 2010-2014* // *Atmospheric chemistry and physics*. 2017. V. 17. P. 4781-4797.
7. Fraser A. et al. *Estimating regional fluxes of CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> using space-borne observations of XCH<sub>4</sub>:XCO<sub>2</sub>* // *Atmospheric chemistry and physics*. 2014. V. 14. P. 12883-12895.
8. Houtekamer, H.L. Zhang, F. *Review of the ensemble Kalman filter for atmospheric data assimilation* // *Monthly Weather Review*. 2016. V. 144. P. 4489-4532.
9. Jazwinski, A.H. *Stochastic processes and filtering theory*. New York: Academic Press, 1970. 376 p.
10. Kang J. et al. *Estimating of surface carbon fluxes with an advanced data assimilation methodology* // *Journal of geophysical research*. 2012. V.116. D24101, doi:10.1029/2012JD018259.
11. Klimova, E. *A suboptimal data assimilation algorithm based on the ensemble Kalman filter* // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 2012. V. 138, P. 2079-2085.
12. Tsuruta A. et al. *Global methane emission estimation for 2010-2012 from Carbon tracker Europe-CH<sub>4</sub> v.10*. // *Geoscientific model development*. 2017. V. 10. P. 1261-1287.

## Air pollution modeling in urban environment based on a priori and reconstructed data

<sup>1</sup>Gochakov A.V., <sup>2,3</sup>Penenko A.V., <sup>4</sup>Antokhin P.N., <sup>1,3</sup>Kolker A.B.

<sup>1</sup> Siberian regional research hydrometeorological Institute, Novosibirsk, Russia,

<sup>2</sup> Institute of computational mathematics and mathematical Geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russia

<sup>3</sup> Novosibirsk National Research State University, Novosibirsk, Russia

<sup>4</sup> Institute of Atmospheric Optics SB RAS, Tomsk, Russia

E-mail: gochakov@sibnigmi.ru

Numerical methods for prediction of air pollution in cities are a promising, intensively developing and in demand direction in the modern meteorology. The range of negative influence of small gas impurities of anthropogenic origin on human health is rather wide. Modern numerical weather prediction models which include the component of gases and aerosols distribution and transformation, allow using a variety of a priori information that affects the quality of prediction. In case of modeling the distribution of pollutants within the urban agglomeration, a clarification of emissions details (location and intensity) is especially important. For these purposes, the emission databases or annual surveys of environmental condition and pollution can be used, but the information in which is often obsolete, averaged or approximate.

Real time pollution information is obtained from the stations of urban chemical monitoring. To determine the location and intensity of actual emission sources using the monitoring system data, for reconstruction the missing information an inverse problem based on the appropriate mathematical model of gases transfer and binding the source functions with the pollutant concentration fields can be solved. The accuracy of the solution also depends on a priori data on the location of emission sources and their temporal characteristics.

The presented study solves the problem of preparing a priori and forecast information to solve the inverse problem of restoring the intensity of emission sources for the city of Novosibirsk. Results of the gas distribution modeling obtained using restored data of emissions are compared with those obtained using the EDGAR database.

A coupling of models was used in the study, including the gas transport model developed in the ICM&MG SB RAS within the framework of the ICM&MG Inverse Modeling and Data Assimilation Framework (IM-DAF), and the freely available WRF model with the Chem component. The WRF model was used to calculate



meteorological elements (wind speed components, diffusion coefficients) required to assign the coefficients for the gas transport model and also to build a retrospective forecast of the pollutant concentration field distribution using the data on sources restored by solving the inverse problem. The IMDAF model was used to restore emissions by solving the inverse problem. For this the prepared information was used including location of stationary sources (CHPPs, boiler houses) and of sources with variable intensity (road map on the grid of calculation domain), and the temporal variation of the average roads congestion factor for days of the week corresponding to the model period.

The computing experiment for comparison of model results for distribution of a passive SO<sub>2</sub> impurity showed the consistency of concentrations on a time scale. The IMDAF model showed higher concentrations as compared with mean concentrations for the first eight levels of the WRF. The computational experiment comparing the SO<sub>2</sub> distribution model results for restored emissions and emissions from the EDGAR database showed a moderate decrease in the modeling error as compared to the measurement data from two stations. In our opinion, the main cause of large errors in data restoration can be a sparsity of available measurements.

## Моделирование распространения примесей в городских условиях с учетом априорной и восстановленной информации

<sup>1</sup>Гочаков А.В., <sup>2,3</sup>Пененко А.В., <sup>4</sup>Антохин П.Н., <sup>1,3</sup>Колкер А.Б.

<sup>1</sup> Сибирский региональный научно-исследовательский гидрометеорологический институт, Новосибирск, Россия

<sup>2</sup> Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия

<sup>3</sup> Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, Россия

<sup>4</sup> Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, Томск, Россия

E-mail: gochakov@sibnigmi.ru

**Ч**исленные методы прогноза загрязнения воздуха в городах - это перспективное, интенсивно развивающееся и востребованное направление в современной метеорологии. Спектр негативного влияния на здоровье человека малых газовых примесей антропогенного происхождения довольно широк (см. например [1]). Современные численные модели прогноза погоды, включающие блок распространения и трансформации примесей, позволяют использовать разнообразную априорную информацию, влияющую на качество прогноза. В случае моделирования распределения загрязняющих веществ в масштабах городской агломерации особенно актуально уточнение эмиссий выбросов (расположение источников и интенсивность их выбросов) [2][3][4]. Глобальные и региональные базы эмиссий содержат усредненные данные с разрешением до 0.1° x 0.1°. Информация, содержащаяся в этих источниках, не всегда соответствует действительности, что приводит к значительным расхождениям при сопоставлении результатов моделирования с данными измерений. Другим источником для уточнения эмиссий являются ежегодные обзоры состояния и загрязнения окружающей среды, сведения в которых зачастую являются устаревшими, усредненными или приближительными.

Оперативные и объективные данные о загрязнении содержатся в информации с постов системы мониторинга химического состава атмосферы города Росгидромета. Этими данными можно воспользоваться для определения положения и мощности реальных источников выбросов и восполнить недостающую информацию, решив обратную задачу на основе соответствующей математической модели переноса примесей, которая связывает функции источников с полями концентраций [5]. Точность решения, в том числе, зависит от априорных данных о расположении известных источников выбросов и их характеристик.

В настоящей работе решается задача подготовки априорной и прогностической информации для решения обратной задачи восстановления мощности источников эмиссий для г. Новосибирска. Производится сравнение результатов моделирования распространения газовой примеси в случаях данных восстановленных эмиссий и данных из базы эмиссий EDGAR.

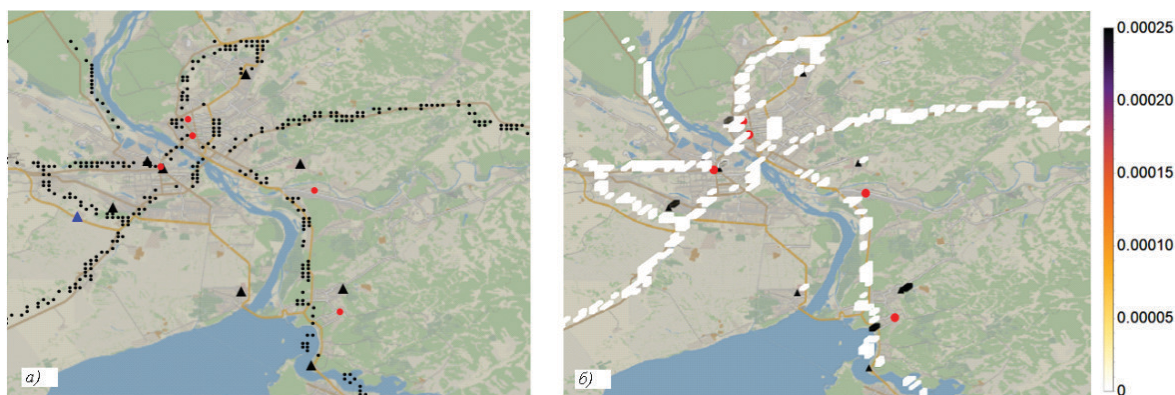
В работе был использован комплекс моделей, состоящий из модели переноса примесей, разработанной в ИВМиМГ СО РАН в рамках системы для обратного моделирования и усвоения данных (ICM&MG Inverse modeling and Data Assimilation Framework, сокращенно IMDAF), и свободно доступной модели WRF с блоком Chem [6]. Модель WRF использовалась для расчета данных о метеоэлементах (скорости ветра, коэффициентов диффузии), необходимых для задания коэффициентов модели переноса примесей, а также для построения ретроспективного прогноза распределения полей концентраций по данным об источниках, восстановленных с помощью решения обратной задачи с использованием модели использованием модели IMDAF.

Расчёты проводились с использованием двух доменов. Первый домен (D1) с шагом сетки по горизонтали 1380 м и включал 30 вертикальных уровней до уровня 50 гПа. Второй вложенный домен (D2) ограничивался координатами 54.75 - 55.16 ° с.ш. 82.66 - 83.37 ° в.д. (99 x 99 точек) с шагом сетки по горизонтали 460 м и содержал 30 вертикальных уровней до уровня 50 гПа. Для расчета вложенного домена D2 использовалась схема перехода к высокому разрешению "1-way nesting". Первый уровень модели в среднем соответствует высоте 28.7 м от поверхности земли. Задавался адаптивный шаг по времени, для вычислительных экспериментов минимальный шаг выбран равным 1 сек., максимальный шаг - до 20 сек., что превысило рекомендуемое максимальное значение для шага сетки по горизонтали, но позволило провести весь желаемый объем вычислительных экспериментов.

Для подготовки файлов коэффициентов и модельных полей концентраций были сделаны расчеты за модельный период всемирного времени (BCV) с 00 часов 13 июля по 00 часов 17 июля 2008 года.

Помимо данных о компонентах ветра и коэффициентах диффузии моделью IMDAF используется информация о расположении источников выбросов и их временных характеристиках. Для проведения экспериментов все источники были разделены на источники с постоянной мощностью (ТЭЦ, котельные) и источники с переменной мощностью (транспорт). Все источники приняты точечными. Для ТЭЦ и котельных расположение источников на сетке домена D2 WRF (совпадающий с горизонтальным доменом IMDAF) выбирались как ближайший узел к координатам объекта. Для получения расположения источников от транспорта на сетке домена D2 WRF (черные квадратные обозначения на рисунке 1а) и их временных характеристик был использован архив информации, накопленный с использованием сервиса Яндекс Static API [7]. Предоставляемые сервисом данные являются растровым изображением, генерируемым из набора векторно-привязанных данных о расположении дорог и обработанной информации об интенсивности движения на участках дорог. Для доступного изображения известны географические координаты границ области, а также цветовое распределение участков дорог, где цветами (красный, желтый, зеленый) характеризуется интенсивность движения. Для переноса схемы дорог на сетку домена D2 была составлена маска пикселей красного, желтого и зеленого цвета, приведенная к размерности сетки домена, и произведена привязка координат полученной маски дорог к координатам границы области изображения.

Для характеристики интенсивности движения использовался архив накопленной информации о количестве красных и желтых пикселей. Так, для экспериментов были получены средние значения относительного количества этих пикселей из ряда получасовых данных от Яндекс Static API за период 2015-2017 года. При подготовке коэффициента интенсивности движения использовались только значения, соответствующие воскресенью, понедельнику, вторнику и среде каждой недели июля. Выбор ограничения по дням недели одного месяца сделан для получения усредненной информации об интенсивности движения по дням недели в сезон, соответствующий датам вычислительного эксперимента. Полученный коэффициент использовался при решении обратной задачи.



**Рис. 1.** а) Распределение источников (треугольники) и наблюдательные станции с соответствующими номерами (круги). Крупными треугольниками с вершинами «вверх» отмечены «ТЭЦ», а малыми с вершинами «вниз» - «дороги». б) Восстановленные мощности источников  $[\text{кг}/(\text{м}^3 \cdot \text{сек}) \cdot 10^9]$  в заданный момент времени.

В рассматриваемой конфигурации, модель IMDAF является двумерной, поэтому для подготовки коэффициентов выполнялось усреднение полей параметров WRF по вертикали для первых 8 уровней. Также входными параметрами для IMDAF являются измеренные концентрации  $\text{SO}_2$  в предположении о пассивном переносе примеси. В результате решения обратной задачи, для расчета WRF готовится набор эмиссий на сетке домена D2 для каждого шага по времени. Так, на рис. 1б представлены значения мощности восстановленных источников, которые при подготовке файлов эмиссий WRF переводятся в ppm. Ниже приведены результаты двух вычислительных экспериментов, где использованы восстановленные эмиссии  $\text{SO}_2$ : сравнение моделирования концентрации  $\text{SO}_2$  IMDAF и WRF-Chem; оценки точности моделирования концентраций  $\text{SO}_2$  при использовании восстановленных значений эмиссий и эмиссий из базы данных EDGAR.

В нашем распоряжении оказались результаты 43 измерений, собранных за 14-17 июля 2008 г на 5 постах. Использовались 4 измерения концентрации SO<sub>2</sub> для каждого из постов (режим измерений - один раз в 6 часов).

Для сравнения результатов моделирования IMDAF и WRF-Chem, а также оценок точности моделирования использовались значения 0-го уровня WRF-Chem и средние значения концентраций для первых 8 уровней, нормированные к средней высоте первых 8 слоев WRF-Chem.

В табл. 1 приведено относительное отклонение по норме L<sub>2</sub> между решениями, полученными рассматриваемыми моделями на разных временных интервалах модельного времени от момента старта расчета:

$$\epsilon_{IMDAFvsWRF} = \frac{\|\phi_{IMDAF} - \phi_{WRF}\|_{L_2(\omega_T \times \omega_X \times \omega_Y)}}{\|\phi_{IMDAF}\|_{L_2(\omega_T \times \omega_X \times \omega_Y)}}$$

где  $\phi_{IMDAF}$  - решение по модели IMDAF, а  $\phi_{WRF}$  - решение по модели WRF-Chem, соответствующее строкам табл. 1 усредненное по вертикали с 0-го по 7-ой уровни и нормированное к средней высоте 0-7 слоя, решение WRF-Chem на 0-м уровне.

**Таблица 1.** Относительное отклонение между решениями, полученными рассматриваемыми моделями на разных временных интервалах

Часы от начала расчета	0-6	6-12	12-18	18-24	24-30	30-36	36-42	42-48	48-54	54-60	60-66	66-72	0-72
средние WRF-Chem	0.34	0.38	0.26	0.32	0.69	0.29	0.42	0.48	0.39	0.21	0.56	0.42	0.39
0 уровень WRF-Chem	0.41	0.32	0.90	1.83	03.03	0.40	0.21	0.44	0.38	0.47	2.75	2.23	0.86

Модель IMDAF качественно воспроизводит временной ход усредненной концентрации SO<sub>2</sub>, получаемый с использованием более сложной модели WRF-Chem. Наилучшее совпадение наблюдается при сравнении с усредненными данными по высоте (WRF\_ave). Отметим, что наступление максимумов концентрации у модели IMDAF происходит раньше, чем у модели WRF-Chem.

В табл. 2 приведены результаты сравнения значений, рассчитанных по модели WRF-Chem с данными измерений для двух способов задания эмиссий. Оценки приведены для координат постов в узлах сетки. В табл. 2  $r$  обозначает корреляцию Пирсона,  $\delta$  - относительную ошибку модели, приведены оценки 0-го уровня WRF-Chem.

**Таблица 2.** Результаты сравнения расчетов по модели WRF-Chem и данных измерений

Восстановление эмиссий по средним коэффициентам (обратная задача) для 8 уровней SO <sub>2</sub>					
Номер поста	1	19	26	49	54
$r$	-0.18	-0.37	0.36	0.63	-0.39
$\delta$	1.16	1.33	0.86	0.64	3.16
Эмиссии из базы EDGAR за 2008 год SO <sub>2</sub>					
Номер поста	1	19	26	49	54
$r$	-0.68	-0.25	-0.20	0.63	-0.31
$\delta$	1.13	0.94	0.96	0.69	1.17

Анализ табл. 2 позволяет сделать вывод о небольшом уменьшении ошибки моделирования для случая использования восстановленных эмиссий для 26 и 49 постов. Высокие значения относительных ошибок для остальных постов может означать неточности географической привязки постов или источников. Предположение верно, если ошибка для 19 поста будет иметь систематическое смещение на более длинной выборке измерений.

По нашему мнению, главным фактором высоких ошибок восстановления может быть редкое количество доступных измерений.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ и Правительства Новосибирской области в рамках научного проекта № 17-41-543309.*

**Литература:**

1. WHO Regional Office for Europe. *Air Quality Guidelines Global Update 2005: Particulate Matter, ozone, nitrogen dioxide and sulfur dioxide (A EURO Publication)*. World Health Organization, 2006.
2. Fisher B., Chemel C., S. Sokhi R., Francis X., Vincent K., J. Dore A., Griffiths S., Sutton P., D. Wright R. *Regional air quality models and the regulation of atmospheric emissions, Vol. 119, Sep 2015. pp. 355-378.*
3. Markakis K., Valari M., Perrussel O., Sanchez O., Honore C. *Climate-forced air-quality modeling at the urban scale: sensitivity to model resolution, emissions and meteorology // Atmospheric Chemistry and Physics, Vol. 15, Jul 2015. pp. 7703-7723.*
4. Holnicki P., Nahorski Z. *Emission Data Uncertainty in Urban Air Quality Modeling—Case Study // Environmental Modeling & Assessment, Vol. 20, Feb 2015. pp. 583-597.*
5. Пененко А. В. *Обнаружение источников загрязнений с помощью вариационных методов // Вычислительные технологии, 2008, Т. 13, pp. 44-50*
6. Grell G.A., Peckham S.E., Schmitz R., McKeen S.A., Frost G., Skamarock W.C., Eder B. *Fully coupled online chemistry within the WRF model // Atmospheric Environment, Vol. 39, Dec 2005. pp. 6957-6975.*
7. Yandex Static API URL: [https://tech.yandex.ru/maps/doc/staticapi/1.x/dg/concepts/input\\_params-docpage/](https://tech.yandex.ru/maps/doc/staticapi/1.x/dg/concepts/input_params-docpage/)

## Динамика и особенности накопления ртути хвойными Томской области

Ляпина Е.Е.

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия  
E-mail: eeldv@mail.ru

Ртуть – элемент первого класса опасности, обладает повышенной токсичностью, миграционной способностью, спецификой форм трансформации в компонентах окружающей среды (Янин, 1992). Относится к группе тиоловых ядов, мутагенна, метилирует с образованием высокотоксичных соединений, признана одним из самых опасных загрязнителей природной среды (Ермаков, 2010). При всех путях поступления ртути в окружающую среду как из антропогенных, так и из природных источников, наибольший вклад в миграцию поллютанта вносит именно атмосфера. В связи с этим особую важность приобретают природные компоненты, ее концентрирующие, и которые могут использоваться как индикаторы ее атмосферной эмиссии, например хвоя. Хвоя является практичным и информативным биоиндикатором экологического состояния атмосферного воздуха. Кроме того, хвоя участвует в формировании почвенного покрова, а накопленные ее химические элементы формируют состав почвы, поверхностных и подземных вод (Иванов, 1997).

Исследования содержания ртути хвойными Томской области 1999-2003 г.г. показали, что средняя концентрация ртути в хвое вне зависимости от вида, возраста и места произрастания дерева составляет 114 нг/г. При этом максимальное содержание Hg характерно для хвои сосны (т.м. «Самара») - 315 нг/г, минимальное содержание - для хвои сосны (т.м. «Бакчарское») 60 нг/г. У исследованных пород деревьев, растущих в олиготрофных условиях, наблюдаются слабо выраженная закономерность накопления ртути в хвое в зависимости от места произрастания. Сильнее это выражено в хвое сосны. Максимальное количество ртути накапливается в четырехлетней хвое сосны и кедра, пятилетней хвое пихты. Для пихты и ели выявлено снижение содержания ртути в хвое с возрастом. По результатам корреляционного анализа выявлена слабая взаимосвязь между содержанием ртути в хвое и климатическими показателями.

Среднее содержание ртути в хвое Томской области по данным исследований 2009-2013 г.г. составляет 20 нг/г и меняется интервале от 14 до 21 нг/г. На территории т.м. «Бакчарское» максимальное среднее содержание приходится на хвою пихты и составляет 24 нг/г, минимальное – в хвое сосны – 14 нг/г. Среднее содержание в хвое кедра и ели значимо не отличается – 21 и 20 нг/г соответственно. На территории т.м. «Самара» максимальное среднее содержание так же приходится на хвою пихты и составляет 23 нг/г, минимальное – в хвое сосны – 16 нг/г. Среднее содержание в хвое кедра и ели одинаково – 21 нг/г. По мере старения хвои концентрация ртути увеличивается, достигая максимума в возрасте 3-х, 4-х лет, и далее значимо не меняется. Расчеты взаимосвязи содержания ртути в хвое с климатическими характеристиками показывают наличие обратной связи с количеством осадков для всех видов хвои. Данные геоэкологических расчётов свидетельствуют о низком уровне накопления ртути хвойными растениями на территории Томской области.



Следует отметить снижение среднего содержания ртути (20 нг/г) в хвое 2009-2013 гг. более чем в 5 раз. Данная особенность объясняется снижением технофильности ртути более чем в 5 раз, единственного элемента из всех изучаемых. Этот параметр (технофильность) позволяет понять основные тенденции интенсивности извлечения элемента из недр и использовании при техногенезе. Резкое сокращение технофильности ртути обосновано осознанием экологической опасности данного элемента, степени его негативного влияния на живые организмы при повышенных концентрациях Hg в компонентах окружающей среды (Касимов и др., 2012).

## Dynamics and features of accumulation of mercury of coniferous of Tomsk region

Lyapina E.E.

Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia  
E-mail: eeldv@mail.ru

Mercury is an element of the first class of danger, has increased toxicity, migration ability, specificity of the forms of transformation in environmental components [5]. It belongs to the group of thiol poisons, mutagenic, methylates with the formation of highly toxic compounds, is recognized as one of the most dangerous pollutants of the natural environment [14]. With all the ways of mercury entering the environment from both anthropogenic and natural sources, the atmosphere contributes most to the migration of the pollutant. In this connection, the natural components that concentrate it are of particular importance, and which can be used as indicators of its atmospheric emission, for example, needles. The needles are a practical and informative bioindicator of ecological state of atmospheric air. It contributes to a soil mantle formation. Besides, accumulated chemical elements of the needles form a composition of the soil, and surface and ground waters [3]. Vitamin supplement made of the needles is actively used by farm enterprises of Siberian region for a cattle food. Mercury is a heavy metal and an element of the first class of hazard. That is why the study of the needles for determination of mercury concentration is important and necessary from the customers' point of view as well.

The purpose of present article is an investigation of mercury concentration in uneven-aged needles on the territory of Tomsk Region, and identification of the special aspects of mercury accretion in the needles depending on the kind of a tree, age of the needles, and climate and landscape references of the studied territories.

### METHODS

Investigation of mercury concentration in the needles of trees growing in the peat bog ecosystems was conducted on a basis of the Vasyuganie Research Station (Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS) located in Polynyanka village of Bakcharsky District in bog ecosystems of Tomsk Region. All studied objects in Bakcharsky District are basically arms of the Big Vasyugan Swamp. Samples are collected on the typical plots of upland and lowland swamps.

Needles samples were collected from the trees growing in bog ecosystems of Bakcharsky District: Bakcharskoe and Samara peat bogs (hereinafter p.b.). Both plots belong to the native bog ecosystems. Territory is represented by the widest range of studied tree species: fir trees, pines, cedars, and junipers growing on two key plots of bog ecosystems: Bakcharskoe and Samara bogs. These plots are the part of Big Vasyugan Swamp. This wetland is a reference territory and is not under the influence of human impact. Trees on this territory vary according to the landscape, hydrological, botanical and nutrition conditions.

Needles samples were collected in the summer of 2013 from approximately even-aged trees using the mixed samples method. According to the standard methodology guidelines [1], samples were taken from a lower part of a tree crown (at a height of 1,5-2 m above the ground) and packed into ziplock bags. In total, 62 needles samples were taken from different kinds of trees: Siberian stone pine (*Pinus sibirica*), common pine (*Pinus silvestris L.*), Siberian fir (*Abies sibirica Ledeb.*), Siberian spruce (*Picea obovata*), and common juniper (*Juniperus communis L.*). Samples were got to the air-dried state at a room temperature, and milled. The needles were not rinsed. In the course of the work the mercury concentration for the period from 2009 to 2013 was determined.

Mercury concentration in the needles samples was determined by the atomic absorption spectrometry method using RA-915+ mercury analyzer with PYRO-915 attachment (pyrolysis method). Detection limit is 5 ng/g. Mercury concentration is calculated on 1 gram of dry basis. Results processing technique included calculation of ecological-geochemical indexes: concentration coefficient and temporarily allowable concentration. For calculation of interconnection between mercury concentration and meteorological characteristics, information on air temperature and humidity was taken on the meteorological station of Bakchar Village (Tomsk Region).

## RESULTS AND DISCUSSION

Needles samples of Tomsk Region are collected from a wide range of conifers: fir, pine, spruce, and cedar. Maximum needle age is 5 years. Trees growing on studied territory vary in landscape, hydrological, botanical, and nutritional conditions. Bakcharskoe p.b. provided 4 sampling points, Samara p.b. - 3 sampling points.

Average mercury concentration in the needles on studied territory ranges from 14 to 21 ng/g regardless of wood species. Average mercury concentration for both peat bogs is the same (20 ng/g). On the territory of Bakcharskoe p.b. the maximum average mercury concentration is found in the fir needles, it amounts to 24 ng/g, whereas minimum average concentration is found in the pine needles (14 ng/g). Average concentrations in cedar and spruce needles have no significant difference (21 and 20 ng/g respectively). On the territory of Samara p.b. maximum average mercury concentration is also found in the fir needles, it amounts to 23 ng/g, whereas minimum average concentration is found in the pine needles (16 ng/g). Average concentrations in cedar and spruce needles are the same (21 ng/g).

Maximum time interval which allows evaluating mercury accretion in studied samples is 5 years. According to other researchers [2], the older the needles, the more mercury it contains. In the present study, this tendency is traced in the cedar and spruce needles samples as well. However, our studies reveal that maximum concentration is settled when the needles reach 3-4 years old. Moreover, in this case any further significant differences in the mercury accretion were not registered. Such regularity is identified for the pine and fir needles.

Among all samples of 1 years old needles the maximum mercury concentration is found in the samples of cedar needles (14 ng/g), the minimum concentration - in the spruce needles (8 ng/g) taken from Samara p.b. On average, mercury concentration in 1 year old needles is equal to 11 ng/g.

If the 2 years old needles are considered, the maximum mercury concentration is found in the cedar needles from Samara p.b. (29 ng/g), the minimum concentration - in the pine needles from Bakcharskoe p.b. On average, mercury concentration in 2 years old needles is equal to 18 ng/g.

In the studied 3 years old needles, the maximum mercury concentration is registered in the fir needles from Samara p.b. (29 ng/g), the minimum concentration - in the pine needles from Bakcharskoe p.b. (14 ng/g). On average, mercury concentration in 3 years old needles is equal to 23 ng/g.

In the 4 years old needles samples, the maximum mercury concentration is registered in the fir needles (38 ng/g), the minimum concentration - in the pine needles from Bakcharskoe p.b. (15 ng/g). On average, mercury concentration in 4 years old needles is equal to 25 ng/g.

After analysis of 5 years old needles samples, the maximum concentration of mercury is registered in the fir needles (37 ng/g), while minimum concentration is found in the pine needles from Bakcharskoe p.b. (17 ng/g). On average, mercury concentration in 5 years old needles is equal to 25 ng/g.

It should be noted that on average the highest mercury concentration is present in the 5 years old needles, the lowest - in 1 year old needles.

It is known that, the younger the tree, the more intensive its nutrition, development and growth are, and thus, it captures chemical elements from the atmosphere faster. As the needles grow and get older, biochemical processes in it slow down [36]. During the first year of needles' growth over the territory of Tomsk Region, mercury ingress is almost the same among different tree species, except for the juniper needles (18 ng/g). Minimum mercury concentration is registered in the pine needles (9 ng/g).

During the study conducted on the territory of Tomsk Region the following was revealed: there is a mild correlation between mercury accretion and the habitat of the tree.

After the processing of the research findings, the ecological-geochemical indexes of mercury load on the territory of Tomsk Region were calculated (table 1).

**Table 1.** Ecological-geochemical characteristics of mercury load on the territory of Tomsk Region.

Type of needles	Concentration, ng/g	Kc	VDK
Fir	24/112*	6/28	3/14
Pine	13/115	3,3/28,8	1,6/14,4
Spruce	20/165	5/41,3	2,5/20,6
Stone pine	19/99	4,8/24,8	2,4/12,4
Juniper	25/79	6,3/19,8	3,1/9,9

*Note:* \* - 2013/2003 years; Kc = C/CBg - is the Concentration factor, where C is the concentration of mercury, ng/g, CBg - the background content of mercury (4 ng/g, Ivanov V., 1997 [4]); VDK = C/2CBg - is the temporarily allowable concentration, where C is the concentration of mercury, ng/g, CBg - the background content of mercury (4 ng/g, Ivanov V., 199 [4])

It exceeds the background concentration up to six times. Coefficient of temporarily allowable concentration on the territory of Tomsk Region is 2.5.

To define the dependency between mercury accretion and climate characteristics, the correlation coefficient is calculated. It considers interrelations between mercury concentration in the needles, air temperature,

and the amount of precipitations during the year as well as over the period of vegetation. Correlation between mercury concentration and annual cycle of precipitations is calculated only for the 5 years old needles. Calculations include only average data on mercury concentration depending on the tree species around the studied territory. Calculations results reveal nonuniformity of correlation between mercury concentration and air temperature and between mercury concentration and amount of precipitations. For instance, for all studied needles samples interrelations between mercury concentration and air temperature is not detected. However, relation with precipitations is negative and quite stable for all studied needles samples, both during the year and over the period of vegetation.

Study of mercury concentration in the conifers allows monitoring the dynamic of mercury accretion in the needles of these conifers. If compared to the similar study conducted in 2003 on the territory of Tomsk Region [4], this study shows that the mercury concentration has descended during the period from 2008 to 2013.

Studies of the content of mercury in coniferous Tomsk region in 1999-2003. showed that the average concentration of mercury in the needles, regardless of the species, age and location of the tree is 114 ng / g. The maximum content of Hg is typical for pine needles (Samara p.b.) - 315 ng / g, the minimum content for pine needles (Bakcharskoye p.b.) is 60 ng / g. In the studied tree species growing in oligotrophic conditions, there is a weakly expressed pattern of accumulation of mercury in the needles, depending on the place of growth. It is more pronounced in pine needles. The maximum amount of mercury accumulates in the four-year old needles of pine and cedar, the five-year-old needles of fir. For fir and spruce, the content of mercury in needles decreased with age. Based on the results of the correlation analysis, a weak relationship between mercury content in needles and climatic indices was revealed.

However, it should be noted that the average mercury content (20 ng / g) in the needles decreased in 2009-2013. more than 5 times. This feature is explained by a decrease in the technophilicity of mercury more than 5 times, the only element of all studied. This parameter (technophilicity) makes it possible to understand the main trends in the intensity of extraction of an element from the interior and use in technogenesis. A sharp reduction in the technophilicity of mercury is justified by the awareness of the ecological danger of this element, the degree of its negative impact on living organisms at elevated concentrations of Hg in the components of the environment [15].

Mercury concentrations in Siberia do not exceed the concentrations introduced in the studies of other researchers, and fall within the range of average mercury concentrations in the needles samples from Canada and Spain. However, obtained concentrations are significantly lower than the average concentrations around Russia.

## CONCLUSION

This study is devoted to the analysis of mercury concentrations and geoecological characteristics of its accretion in the needles on the territory of Tomsk Region. The study shows that obtained data corresponds with the data collected by the other researchers, both in Siberia and throughout Russia [4]. The highest mercury concentrations are found in the fir needles, the lowest - in the pine needles. Mercury concentration grows over years and reaches its maximum when the needles get 3-4 years old with no further significant changes. Calculations of interrelation between mercury accretion and climate characteristics reveal the presence of backward linkage with the amount of precipitations for the needles from all studied tree species. Geoecological calculations demonstrate a low level of mercury accretion in the conifers on the territory of Tomsk Region.

### References:

1. Alekseyenko V.A. "Ekologicheskaya geokhimiya" M.: Logos, 191-196 (2000).
2. Anoshin G.N., Malikova I.N., Kovalev S.I. "Rtut v okruzhayushchey srede yuga Zapadnoy Sibiri" Khimiya v interesakh ustoychivogo razvitiya, t.3, № 1-2, 69-111 (1995).
3. Yermakov V.V. "Biogennaya migratsiya i detoksikatsiya rtuti" Rtut v biosfere: ekologo-geokhimiicheskiye aspekty M.: GEOKHI RAN, 5-14 (2010).
4. Lyapina E.E. "Geoekologicheskiye osobennosti rtutnoy nagruzki na territoriyu Tomskoy oblasti po dannym biomonitoringovykh issledovaniy" Sovremennyye problemy nauki i obrazovaniya, 2015, <https://www.science-education.ru/ru/article/view?id=19876>, 2015.
5. Yanin E.P. *Electrical Engineering Industry and the Urban Environment (man-made pollution and ecological effects)*. - Dialog-MGU Publishers, Moscow, 37 (1998).
6. Aboal J.R., Fernandez J.A., Carballeira A. "Sampling optimization, at site scale, in contamination monitoring with moss, pine and oak" *Environmental Pollution* 115, 313-316 (2001).
7. Steinnes E., Sjøibakk T.E. "Order-of-magnitude increase of Hg in Norwegian peat profiles since the outset of industrial activity in Europe" *Environmental Pollution*, 365-370 (2005).
8. Laperdina T.G., Tupyakov A.V., Yegorov A.I. "Rtutnoye zagryazneniye okruzhayushchey sredy v zonakh vliyaniya zolotodobyvayushchikh predpriyatiy Zabaykal'ya" Khimiya v interesakh ustoychivogo razvitiya, t.3, № 1-2, yanvar'-may, 57-67 (1995).
9. Chernenkova T.V. *Reaktsiya lesnoy rastitel'nosti na promyshlennoye zagryazneniye* – M: Nauka, 191 (2002).

10. Afanasieva L.V., Kashin V.K., Pleshanov A.S. "Elementnyy sostav khvoi i morfometricheskiye parametry sosny obyknovennoy v usloviyakh atmosfernogo promyshlennogo zagryazneniya v Zapadnom Zabaykal'ye" *Khvoynnye boreal'nyye zony*, 112-119 (2004).
11. Afanasieva L.V., Mikhaylova T.A., Kashin V.K. Sostoyaniye sosnyokh drevostoyev v usloviyakh tekhnogennogo zagryazneniya v respublike Buryatiya // *Rastitel'nyye resursy*, 51-60 (2010).
12. Gusev A.I., Guseva O.I. "Biogeokhimicheskiye indikatory nakopleniya tyazhelykh metallov rasteniyami na gornorudnykh predpriyatiyakh Gornogo rudnogo Altaya" *Vestnik VGU, seriya: geoekologiya*, № 1, yanvar'-iyun', 194-199 (2012).
13. Mikhaylova T.A., Kalugina O.V., Afanas'yeva L.V. "Trendy sodержaniya khimicheskikh elementov v khvoye sosny obyknovennoy (*Pinus sylvestris* L.) v raznykh usloviyakh proizrastaniya i pri tekhnogennoy nagruzke" *Sibirskiy ekologicheskiy zhurnal*, 2, 239-247 (2010).
14. Ermakov V.V. Biogenic migration and detoxification of mercury // *Materials of the international symposium "Mercury in the biosphere: ecological and geochemical aspects"* - Moscow: GEOKHI RAS, 5-14 (2010).
15. *Geochemistry of landscapes and geography of soils. 100th Anniversary of the Birth of M.A. Glazovskaya / under: N.S. Kasimova, M.I. Gerasimova.* - Moscow: APR, 600 (2012).

## Результаты экспериментальных исследований микродисперсной фракции аэрозоля в городской атмосфере Улан-Удэ

Сунграпова И.П., Заяханов А.С., Жамсуева Г.С., Цыдыпов В.В.

Институт физического материаловедения СО РАН, Улан-Удэ, Россия  
E-mail: ip.sungrapova@mail.ru, lrf@ipms.bscnet.ru

В работе представлены результаты экспериментальных исследований микрофизических параметров микродисперсной фракции аэрозоля в городе Улан-Удэ. Выявлено, что в городской атмосфере суточный ход общей счетной концентрации аэрозоля имеет максимум в утренние и вечерние часы, а минимум ночью. Проведено сравнение общего содержания аэрозольных частиц в городских (г. Улан-Удэ) и «фоновых» (юго-восточное побережье оз. Байкал, п. Боярск) условиях. Установлено, что в г. Улан-Удэ общая счетная концентрация в 1,76 раза больше, чем в атмосфере п. Боярск. Обнаружено, что характерной чертой для всех спектров распределения аэрозоля является наличие моды Айткена  $0,01 < d < 0,08$  мкм. Рассмотрены периоды, когда в Байкальском регионе наблюдались крупные лесные пожары. В эти периоды выявлено преобладание счетной концентрации частиц субмикронной фракции.

*Работа выполнена в рамках Государственного задания ФАНО России (проект № 0336-2016-0001) и при частичной поддержке РФФИ (проект № 17-29-05044-офи\_м, № 18-35-00143 мол\_а).*

## The results of experimental investigation of ultrafine aerosols in the urban atmosphere Ulan-Ude

Sungrapova I.P., Zayakhanov A.S., Zhamsueva G.S., Tsydyпов V.V.

Institute of Physical Materials of Science SB RAS, 6, Ulan-Ude, Russia  
E-mail: ip.sungrapova@mail.ru, lrf@ipms.bscnet.ru

Urban air quality related issues are among the most critical contemporary societal concerns, because they affect the quality of life of large part of world population. Recent toxicological studies [1-3] have shown that the ultrafine fraction ( $D \leq 200$  nm), which is the main component of ambient particles by number, are more toxic than coarser particles, per unit mass. In the urban environment the main sources of fine and ultrafine aerosol particles in the atmosphere are emissions from cars. Due to situation in cities the environment is changed. Atmospheric pollution, including the content of ultrafine aerosols is increased. In this regard, in recent years, there has been a steady increase in attention to the study of atmospheric aerosols of the ultrafine aerosols.

Ulan-Ude is located in the Ivolgino-Udinsk intermontane depression. Ulan-Ude is one of the most polluted cities in Russia [4]. In the city air circulation is difficult because of its location in the depression. Weak winds



and temperature inversions are often observed. This leads to stagnation of air. Motor transport contributes the most to total air emissions, this was revealed in the article [5]. Herewith, emissions from road transport are increasing every year. From 2003 to 2013, the number of cars in the car park in Ulan-Ude increased 6.3 times.

In connection with the unfavorable ecological situation in the city, formed in conditions of atmospheric air pollution, the investigate of ultrafine aerosol is important problem. The article presents the experimental results of the characteristics of ultrafine aerosols (total number concentration and aerosol size distribution) in Baikal region. Comparative analysis of total content of ultrafine aerosol in the atmosphere of urban environment (Ulan-Ude) and "background" conditions (south-eastern coast of the Lake Baikal, station Boyarsk) was conducted.

## STUDY AREA

In Ulan-Ude (107° 36' E, 51° 49' N) the observational point is located in the central part of the city in the stationary post of Institute of Physical Materials Science SB RAS (Figure 1). Also, air sampling was carried out in the "background" area, remote from the industrial centers of the Baikal region, on the southeastern coast of Lake Baikal (scientific station "Boyarsky"). In Ulan-Ude the measurements were carried out in autumn (September-October 2016, October-November 2017), and in station "Boyarsky" in spring (April-May 2013).



Fig. 1. Sample sites (Ulan-Ude, station Boyarsk)

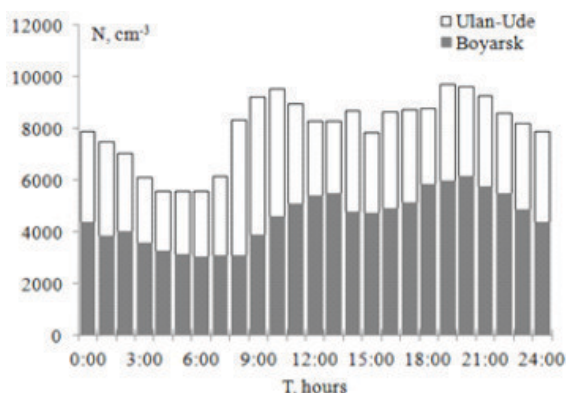
## MATERIALS AND METHODS

Atmospheric nanoparticles were measured using a Diffusion Aerosol Spectrometer (DAS). DAS was developed by Voevodsky Institute of Chemical Kinetics and Combustion SB RAS. The diffusion aerosol spectrometer is designed specially for measurement of the characteristics of atmospheric aerosols: total number concentration and aerosol size distribution in size ranges 3-200 nm [6]. The measurements of meteorological variables using the AMK-03 acoustic meteorological complex are carried out simultaneously [7].

## RESULTS AND DISCUSSION

Figure 2 demonstrates the average value of total number concentrations of ultrafine aerosol in Ulan-Ude and Boyarsk. In urban conditions total number concentrations of aerosol is closely related with the regime of cars traffic.

Fig. 2. Average diurnal variation of total number concentrations of ultrafine aerosol in Ulan-Ude (23.10.2017 – 31.11.2017), in Boyarsk (April-May 2013).



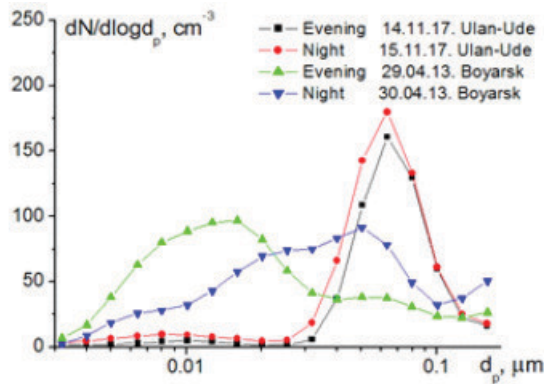
aerosols is elevated concentrations of ultrafine particle aerosols in the afternoon and evening hours. In the evening, the elevated concentrations of ultrafine particle aerosols are related with the formation of temperature inversion and accumulation of impurities in the surface layer of the atmosphere [8].

In different anthropogenic impact in the Baikal region (in the urban atmosphere of Ulan-Ude and in the atmosphere "background" area of the Lake Baikal) measurements of aerosols were conducted. Under conditions of high humidity the data of fine aerosol fraction were obtained. This experiment was carried out for reveal of diurnal variation of dispersed composition of atmospheric aerosol.

In Ulan-Ude the data were selected under the following meteorological conditions for 14-15 November 2017: temperature ranged from - 6 °C to - 20 °C, atmospheric pressure 718-722 mmhg, relative humidity 70-88%, wind speed did not exceed 1,5 m/s.

For the coastal zone of Lake Baikal the data were selected for 29-30 April 2013. During this period calm weather with mostly temperature of -4 °C to -6 °C and almost no wind up to 1,2 m/s was observed. Average ambient humidity was 95%.

Figure 3 presents the spectrum of particle size distribution. During the day the characteristic feature for all spectrum of particle size distribution is the presence of the Aitken mode  $0,01 < d < 0,08 \mu\text{m}$ .

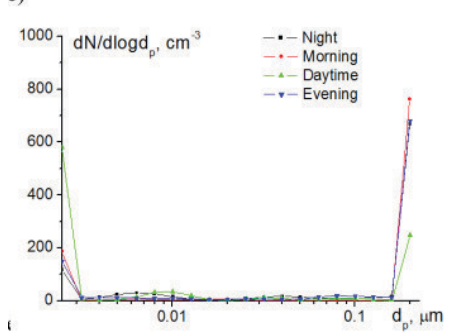
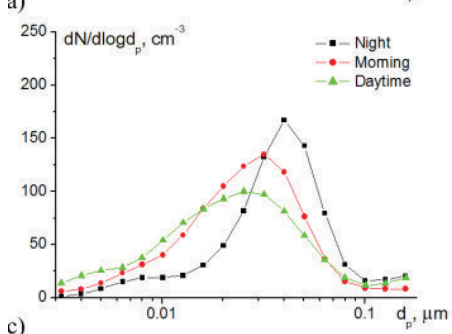
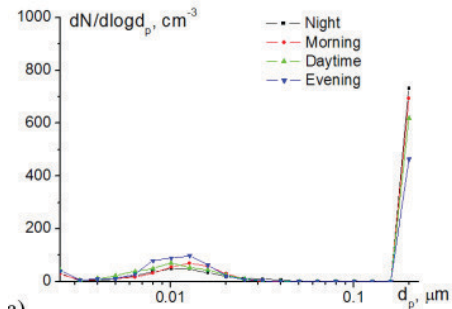


**Fig. 3.** Spectrum of particle size distribution in different anthropogenic impact in the Baikal region (in the urban atmosphere of Ulan-Ude and in the atmosphere "background" area of the Lake Baikal).

However, the features of his behavior in different regions are significantly different. In urban conditions, motor vehicles make the main contribution to the formation of micro-disperse particles. In the spectrum of particle size distribution was almost not observed the nucleation mode aerosol ( $d < 0,01$ ) in contrast to the results obtained on the Lake Baikal. Because high-temperature combustion in automotive

engines results in the formation of black carbon generally exceeding diameter 30 nm [9]. In the atmosphere of the coastal zone of Lake Baikal in the spectrum of particle size distribution are stand out the aerosols of nano-meter-scale dimensions (Figure 3).

In September 2016, in the period of high smoke in the atmosphere of the Baikal region the investigations of dispersed composition of atmospheric aerosol were conducted. To identify ways of aerosol transport in the region the fire distribution maps based on satellite observations were analyzed (<http://fires.kosmosnimki.ru>) [9]. The fire maps show the locations of actively burning fires in Russian Federation. It was revealed that most of the fires were observed in the Irkutsk region, Krasnoyarsk region and Yamalo-Nenets district (Figure 4b).



**Fig. 3.** Diurnal variation of dispersed composition of aerosol in Ulan-Ude: 16.09.2016 (a), 30.09.2016 (c), station Boyarsk – 09.08.2015 (e); fire maps – 16.09.2016 (b), 30.09.2016 (d), 09.08.2015 (f).

According to the results of measurements during this period it was found that particles of larger sizes ( $d > 200$  nm) prevail in the dispersion composition of the aerosol (Figure 4a). In August 2015, according to measurements at the scientific station «Boyarskiy» in the period of forest fires in the Baikal region the large particles were also observed in the spectrum of particle size distribution (Figure 4d). It should be noted that during this period the area of forest fires reached almost 130 thousand hectares (Figure 4e). Figure 4f presents the results obtained in a stable atmosphere in Ulan-Ude. From Figure 4b during this period it can be seen that the fires were not observed in the Baikal region.

## CONCLUSIONS

In this study, the concentration of total content of ultrafine aerosol in atmosphere have been collected from urban environment (Ulan-Ude) and "background" conditions (south-eastern coast of the Lake Baikal, station Boyarsk). According experimental measurements the comparative analysis of total content of ultrafine aerosol in the atmosphere with different anthropogenic impact in the Baikal region was conducted. It is established that in Ulan-Ude the concentration of total content of ultrafine aerosol is 1,76 times more than in the atmosphere of station Boyarsk. The diurnal variations of the ultrafine particle aerosols are obtained. In the urban atmosphere the diurnal variation of the total content of ultrafine aerosol has maximum in morning and evening, and the minimum in the night hours. In "background" conditions the concentration of total content of ultrafine aerosol increases in the afternoon and evening and lows at night. Analysis of particle size distribution of fine and ultrafine aerosol fraction showed that the characteristic feature for all spectrum of particle size distribution is the presence of the Aitken mode  $0.01 < d < 0.08$   $\mu\text{m}$ . During the study of the dispersed composition, accompanied by large forest fires, the prevalence of the counted concentration of particles of the submicron fraction was revealed. During the periods of forest fire we investigated total content of ultrafine aerosol. It is established the prevalence of the submicron fraction.

### Acknowledgments

The study was supported by The Federal Agency for Scientific Organizations (FASO Russia) (project no. 0336-2016-0001) and partial support of the Russian Foundation of Basic Research (grants no. 17-29-05044-ofi\_m, 18-35-00143 mol\_a).

### References:

1. Murr L.E., Garza K.M. *Natural and anthropogenic environmental nanoparticulates: their micro-structural characterization and respiratory health implications // Atmospheric Environment*. 2009. V. 43, №17. P. 2683-2692.
2. Schneider I.L., Teixeira E.C., Oliveira L.F.S., Wiegand F. *Atmospheric particle number concentration and size distribution in a traffic-impacted area // Atmospheric Pollution Research*. 2015. V. 6, №. 5. P. 877-885.
3. Kumar P., Robins A., Vardoulakis S., Britter R. *A review of the characteristics of nanoparticles in the urban atmosphere and the prospects for developing regulatory controls // Atmospheric Environment*. 2010. V 44, №39. P. 5035-5052.
4. *State report «On the state sanitary and epidemiological welfare of the population in the Russian Federation in 2015» M.: Federal Service for Supervision of Consumer Rights Protection and Human Welfare*. 2016. - 200 p.
5. Tumureeva N.N., Sanzhieva S.E. *Assessing the impact of vehicle emissions on air quality and health of the population in Ulan-Ude // Bulletin of BSU*, 2015. №4. P. 237-242.
6. Ankilov A., Baklanov A. Colhoun M., Enderle K.H., Gras J., Julianov Yu., Kaller D., Lindner A., Lushnikov A.A., Mavliev R., McGovern F., Mirme A., O'Connor T.C., Podzimek J., Preining O., Reichl G.P., Rudolf R., Sem G.J., Szymanski W.W., Tamm E., Vrtala A.E., Wagner P.E., Winklmayr W., Zagaynov V. *Intercomparison of number concentration measurements by various aerosol particle counters // Atmospheric Research*. 2002. V. 62. P. 177-207.
7. Azbukin A., Bogushevich A.Ya., Ilyicheskii V.S., Korolkov V.A., Tikhomirov A.A., Sheveleva V.D. *Automated ultrasonic meteorological complex AMK-03 // Meteorology and hydrology*. 2006. № 11. P. 89-97.
8. Zayakhanov A.S., Zhamsueva G.S., Sungrapova I.P., Tsydyypov V.V. *Features of diurnal variability of ultrafine fraction aerosol in the atmosphere of the coastal zone of Lake Baikal and the arid zone of Mongolia // Atmospheric and oceanic optics*. 2018. V. 31. № 8. P. 17-23.
9. <http://fres.kosmosnimki.ru/>
10. Harris S.J., Maricq M.M. *Signature size distributions for diesel and gasoline engine exhaust particulate matter // Journal of Aerosol Science*. 2001. T. 32, №6. P. 749-764.



# Statistical forecasting method for atmospheric air pollution in megapolises: Moscow case study

Zavalishin N.N., Ginzburg A.S., Alexandrov G.G.

A.M. Obukhov Institute of atmospheric physics RAS, Moscow, Russia  
E-mail: nickolos@ifaran.ru, www.ifaran.ru

Modeling the concentrations of air pollutants in the urban atmosphere is an important problem for anticipating the city's environmental situation and for managing air quality. In this paper, authors use the statistical modeling method to simulate the change in the concentrations of pollutants in the urban atmosphere. The advantage of this method is that it does not require special information on the intensity of emission sources, as it does not require either complex calculations or a set of special data that are necessary for Euler or Lagrangian three-dimensional photochemical models.

The general model of statistical forecasting is expressed by the prognostic equation of nonlinear regression-autoregression using external additional predictors to improve the obtained forecast:

$$Y_{i+1} = a_1 X_1 + a_9 \cos(X_2 + a_2) + a_3 (b + X_3)^{-1} + a_4 X_4 + a_5 X_5 + a_6 X_6 + a_7 X_7 + a_8 + a_{10} Y_i + a_{11} Y_{i-1}$$

where  $X_1$  to  $X_7$  stands for day of a week, wind direction at 925 millibars (degree), wind speed at 925 millibars (m/s), air humidity (%), wind speed at ground level (m/s), temperature (°C) and pressure (millibars),  $Y_i$ ,  $Y_{i-1}$  stands for concentration (mg/m<sup>3</sup>) of pollutant for last two days.

According to (Demchenko et al., 2015), it is sufficient to use the concentration of the considered pollutant on the day of forecast compilation and the previous day, as well as the meteorological data (temperature, wind speed and direction, humidity, etc.) and other exogenous parameters, such as the day of the week. The dependence of the concentration of atmospheric pollutant on the day of the week in major cities was called the "weekend effect" and is taken into account in most statistical models.

In this paper authors show that this model can be modified in different ways. Particularly, showing importance of adding the occurrence of non-standard meteorological conditions, caused along with a weak wind by temperature inversion in the atmospheric boundary layer, due to which the concentration of pollutants can sharply rise. To archive it next parameters should be added to model formula:  $X_{12}$  - type of stratification (unstable, stable, weakly stable),  $X_{13}$  - intensity of mixing (intensive, moderate, weak, strong). The verbal gradations of these properties are assigned numerical weights so that a combination of stable stratification with weak mixing gives the greatest possible contribution to the value of the concentration at the next instant of time, simulating the accumulation of pollutant in air under unusual meteorological conditions.

The method of statistical forecasting of the concentration of pollutants in the atmosphere was tested in Moscow. Data on the concentrations of pollutants from automatic atmospheric pollution control stations (AAPCS) for the first quarter of 2016 and the first half of 2017 for Moscow were provided by the "Mosecomonitoring". The measurements at AAPCS are carried out in automatic mode day and night, the sampling frequency of the output data is 20 minutes. The stations are located in various areas and cover residential, natural, industrial and motorway-adjacent areas.

As an example, we used the data on pollutant NO<sub>2</sub> at the "Veshnyaki" AAPCS in 2016. Results show a good reproduction of the measured concentration both on the and on the test period (correlation coefficients of 0.78 and 0.69 respectively), with the exception of individual peak values, which are much worse "caught". It was found that the days of peak values occurred during this period on weakly or strongly pronounced non-standard meteorological conditions.

*The work is fulfilled inside the state scientific topic AAAA-A18-118032090072-9.*



# Методика статистического прогноза загрязнения атмосферного воздуха в мегаполисах на примере г. Москвы

Завалишин Н.Н., Гинзбург А.С., Александров Г.Г.

Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва, Россия

E-mail: nickolos@ifaran.ru

Web: www.ifaran.ru

## ОСНОВЫ МЕТОДИКИ СТАТИСТИЧЕСКОГО ПРОГНОЗА ЗАГРЯЗНЕНИЯ АТМОСФЕРНОГО ВОЗДУХА

Моделирование концентраций примесей в городской атмосфере важная задача для заблаговременного прогнозирования экологической ситуации города и для управления качеством воздуха. Для расчета изменения концентраций примесей принято выделять следующие три метода: статистический, упрощенный одномерный квазистационарный или интегральный боксовый, а также эйлеровы или лагранжевы трехмерные фотохимические модели (3D – models).

В настоящей работе для моделирования изменения концентраций загрязняющих веществ (ЗВ) в атмосфере мегаполиса используется метод статистического моделирования. Преимущество этого метода в том, что он не требует особой информации об интенсивности источников выбросов, как не требует и сложных вычислений или набора специальных данных, которые необходимы для эйлеровых или лагранжевых трехмерных фотохимических моделей. Для составления прогноза среднесуточной концентрации ЗВ используется модель множественной регрессии (Демченко и др., 2015):

$$Y_i = \sum_{l=1}^L a_l Y_{i-l} + \sum_{m=1}^M F_m(X_i^{(m)}, \mathbf{c}_m), \quad (1)$$

где  $Y_i$  – прогнозируемая на  $i$ -е сутки концентрация,  $F_m$  – функция влияния внешних переменных,  $\mathbf{a}$ ,  $\mathbf{c}_m$  – векторы неизвестных коэффициентов. Первая сумма в (1) описывает влияние концентрации в предыдущие  $L$  суток на текущую, а вторая – влияние внешних факторов, например, метеорологических.

Общая модель статистического прогнозирования (1) выражается прогностическим уравнением нелинейной регрессии-авторегрессии с использованием внешних дополнительных предикторов для улучшения получаемого прогноза:

$$Y_{i+1} = a_1 X_1 + a_9 \cos(X_2 + a_2) + a_3 (b + X_3)^{-1} + a_4 X_4 + a_5 X_5 + a_6 X_6 + a_7 X_7 + a_8 + a_{10} Y_i + a_{11} Y_{i-1}, \quad (2)$$

где  $X_j$  – внешние (экзогенные) параметры ( $j = 1, \dots, 9$ ),  $Y_i$  – среднесуточная концентрация загрязняющего вещества на день составления прогноза ( $\text{мг м}^{-3}$ ),  $a_j$  – неизвестные регрессионные коэффициенты,  $j = 1, \dots, 11$ . Расшифровка всех параметров дана в табл. 1.

**Таблица 1.** Предикторы, используемые в процессе производственных испытаний, и соответствующие им коэффициенты прогностического уравнения.

Предикторы		Единицы измерения или значения	Коэффициент прогностического уравнения
<b>Экзогенные (внешние) предикторы (X-переменные)</b>			
<b>Временные предикторы на день прогноза</b>			
$X_1$	Признак дня	рабочий - 1, выходной - 0	$a_1$
<b>Метеорологические предикторы на день прогноза</b>			
$X_2$	Среднесуточное значение направления ветра на уровне 925 мб	градусы	$a_2$ и $a_9$
$X_3$	Среднесуточное значение скорости ветра на уровне 925 мб	м/с	$a_3$
$X_4$	Среднесуточное значение относительной влажности приземного воздуха	%	$a_4$
$X_5$	Среднесуточное значение скорости ветра у поверхности	м/с	$a_5$
$X_6$	Среднесуточное значение температуры воздуха у поверхности	°С	$a_6$
$X_7$	Среднесуточное значение атмосферного давления у поверхности	мб	$a_7$
<b>Свободный член прогностического уравнения</b>			
Свободный член прогностического уравнения		$\text{мг/м}^3$	$a_8$
<b>Эндогенные (внутренние) предикторы (Y-переменные)</b>			
$Y_i$	Среднесуточная концентрация атмосферного загрязняющего вещества на день составления прогноза	$\text{мг/м}^3$	$a_{10}$
$Y_{i-1}$	Среднесуточная концентрация атмосферного загрязняющего вещества накануне дня составления прогноза	$\text{мг/м}^3$	$a_{11}$

Согласно (Демченко и др., 2015), для прогноза среднесуточной концентрации на следующий день достаточно учета концентрации рассматриваемого ЗВ в день составления прогноза и предшествующий день, а также метеорологических данных (температура, скорость и направление ветра, влажность и другие) и иных экзогенных параметров, как например, день недели. Зависимость концентрации атмосферных примесей от дня недели в крупных городах получила название «эффект выходного дня» и учитывается в большинстве статистических моделей.

Для расчета коэффициентов используется итерационный алгоритм Гаусса-Ньютона (Демиденко, 1981), в котором на каждой итерации аппроксимация производных, входящих в классический метод Гаусса-Ньютона решения задач нелинейной регрессии, достигается использованием значений регрессионной функции, полученных на предыдущих итерациях. Для прогнозирования среднесуточных значений концентраций атмосферных загрязнителей используется выборки данных по двум интервалам времени: обучающему и тестовому. По обучающей выборке находятся коэффициенты модели, а тестовая применяется для сопоставления прогнозируемых и измеренных значений концентрации по независимым данным, которые не содержат использованные для определения коэффициентов наблюдения. Обучающая выборка основана на фактических данных указанных предикторов на заданном интервале времени. По этой выборке определяются коэффициенты прогностического уравнения (2), обеспечивающие минимум среднеквадратичного отклонения рассчитанных значений среднесуточных концентраций от измеренных величин.

В данной модели также учтены метеорологические ситуации, связанные со слабыми ветрами и, как следствие, застойными явлениями в приповерхностном слое атмосферы. Для учета таких ситуаций используется предиктор, связанный с модулем скорости ветра  $X_3$ , предложен обратный ветер  $-(X_3+b)-1$ , где  $b$  – задаваемый параметр ( $b>0$ ).

Модификация прогностической формулы (2) возможна в разных направлениях. В частности, актуально её дополнение слагаемыми, учитывающими возникновение неблагоприятных метеоусловий (НМУ), обусловленных наряду со слабым ветром температурной инверсией в атмосферном пограничном слое, благодаря которым может резко повыситься концентрация загрязнителей. С учетом интенсивности перемешивания и типа стратификации модифицированный вариант формулы (2) принимает вид:

$$Y_{i+1} = a_1 X_1 + a_9 \cos(X_2 + a_2) + a_3 (b + X_3)^{-1} + a_4 X_4 + a_5 X_5 + a_6 X_6 + a_7 X_7 + a_8 + a_{10} Y_i + a_{11} Y_{i-1} + a_{12} X_{12} + a_{13} X_{13} \quad (3)$$

где  $X_{12}$  – тип стратификации (неустойчивая, устойчивая, слабоустойчивая),  $X_{13}$  – интенсивность перемешивания (интенсивное, умеренное, слабое, сильное). Вербальным грациям этих свойств присваиваются числовые веса так, чтобы сочетание устойчивой стратификации со слабым перемешиванием давало максимально возможный вклад в значение концентрации в следующий момент времени, имитируя накопление примеси в воздухе при НМУ.

## КОМПЬЮТЕРНАЯ ПРОГРАММА ATMOPOLL ДЛЯ РЕАЛИЗАЦИИ МЕТОДИКИ СТАТИСТИЧЕСКОГО ПРОГНОЗА

Целью создания ПО **AtmoPoll** является обеспечение пользователя набором общепринятых визуальных средств подготовки данных, запуска алгоритма статистического прогноза загрязнения атмосферного воздуха, получения и анализа результатов его работы с возможностью гибкой перенастройки и корректировки параметров и данных, их сохранения и последующей загрузки. Программный комплекс решает следующие основные задачи:

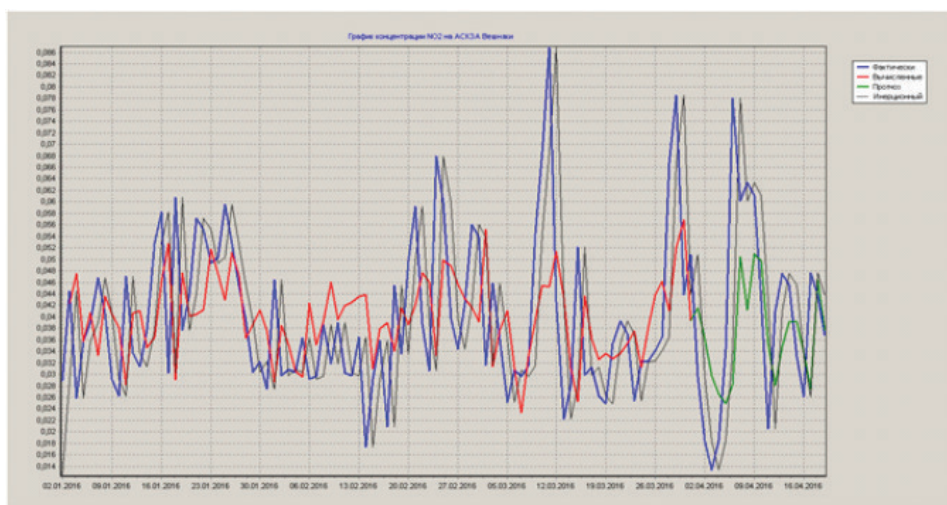
- калибровка коэффициентов формулы прогноза по заданному набору данных;
- получение прогноза атмосферного загрязнения с заранее определенными коэффициентами (статический прогноз);
- получение прогноза атмосферного загрязнения по набору данных с подстройкой коэффициентов прогнозной формулы на каждом временном шаге (адаптивный прогноз).
- Для обеспечения гибкого решения этих задач в ПО **AtmoPoll** реализованы дополнительные возможности:
- загрузка данных о концентрациях загрязняющих веществ и величинах метеопараметров из таблиц формата Excel с заданием интервала времени в сутках;
- сохранение и загрузка сеансов работы, каждому из которых принадлежит свой набор данных, характеристик и результатов работы алгоритма прогноза;
- контроль формирования входных файлов алгоритма прогноза в текстовом редакторе;
- формирование разных наборов данных и установок для каждой из решаемых задач отдельно;
- графическое отображение результатов расчетов вместе со статистической информацией и возможностью экспорта и печати;

В ходе сеанса работы пользователь интерактивно готовит исходные данные, по которым автоматически формируются входные файлы для алгоритма статистического прогноза, задает вид выполняемой задачи и интервал времени, для которого подходят введенные данные, а затем запускает алгоритм. Ре-

зультаты его работы отображаются на экране в табличном и графическом виде, могут быть записаны в базу данных, остаются в выходном файле алгоритма до следующего его запуска. Рассчитываются статистические характеристики полученного прогноза для обучающего и тестового периодов: коэффициенты корреляции и расхождения рядов, детерминации, среднеквадратическая ошибка.

## ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДИКИ СТАТИСТИЧЕСКОГО ПРОГНОЗА КОНЦЕНТРАЦИИ ПРИМЕСЕЙ В АТМОСФЕРЕ Г. МОСКВЫ

Данные по концентрациям примесей с автоматических станций контроля загрязнения атмосферы (АСКЗА) за первый квартал 2016 и первую половину 2017 г.г. по г. Москве были предоставлены ГБУ «Мосэкомониторинг». Измерения на АСКЗА проводятся в автоматическом режиме круглосуточно, частота дискретизации выходных данных составляет 20 мин. Станции расположены в различных районах и охватывают жилые, природные, промышленные и прилегающие к автострадам территории. Такие станции могут собирать данные по взвешенным частицам с размером меньше 10 мкм ( $PM_{10}$ ) и меньше 2,5 мкм ( $PM_{2,5}$ ), оксид углерода (CO), диоксид азота ( $NO_2$ ), оксид азота (NO), сумма углеводородных соединений ( $CH_x$ ), диоксид серы ( $SO_2$ ) и другим. На всех АСКЗА так же производится сбор метеорологической информации в приземном слое воздуха (температура, давление, относительная влажность, направление и модуль скорости ветра).



**Рис. 1.** Временной ход концентрации двуокиси азота на АСКЗА «Вешняки» в 2016 г., инерционный и статистический прогнозы.

Обучающий период для алгоритма статистического прогноза должен быть не менее 3-х месяцев, чтобы сгладить возможный эффект смены сезонов. На рис. 1 показан результат работы алгоритма по формуле (2) для примеси  $NO_2$  на АСКЗА «Вешняки» в 2016 г. Видно хорошее воспроизведение измеренной концентрации как на обучающем (до конца красной линии), так и на тестовом периодах (коэффициенты корреляции 0,78 и 0,69 соответственно) за исключением отдельных пиковых значений, которые намного хуже «вылавливаются». Установлено, что дни пиковых значений приходились в этот период именно на слабо или ярко выраженные НМУ.

*Работа выполнена в рамках темы АААА-А18-118032090072-9 «Моделирование динамики экологических процессов и систем при изменении климата» государственного задания ИФА им. А.М. Обухова РАН.*

### Литература:

1. Бард Й., *Нелинейное оценивание параметров*. – М., Статистика, 1979.
2. Демиденко Е.З., *Линейная и нелинейная регрессии*. – М., Финансы и статистика, 1981.
3. Демченко П.Ф., Гинзбург А.С., Александров Г.Г., Вересков А.И., Горчаков Г.И., Завалишин Н.Н., Захарова П.В., Лезина Е.А., Юдин Н.Н., *Статистическое моделирование среднесуточных концентраций загрязняющих веществ в атмосфере Московского мегаполиса методом множественной регрессии // Метеорология и гидрология, 2015, № 10, с. 31-43.*

# Changes in the concentration of atmospheric trace gases during the passage of atmospheric fronts

Belan B.D., Rasskazchikova T.M., Sklyadneva T.K.

V.E. Zuev Institute of Atmospheric Optics SB RAS, Tomsk, Russia  
 E-mail: bbd@iao.ru, rtm@iao.ru, tatyana@iao.ru

Global climate change is one of the problems recognized by the whole world community. Increasing anthropogenic emissions of greenhouse gases is one of the major driving forces of the observed changes. Fossil fuel combustion significantly affects the air quality as well.

Here, we present some results of the study of changes observed in the concentration of O<sub>3</sub>, CH<sub>4</sub>, CO<sub>2</sub>, CO, SO<sub>2</sub> during the passage of atmospheric fronts based on the measurements carried out at TOR-station during the period of 2015-2016. This station is located in the eastern suburbs of Tomsk city (West Siberia, Russia). A frontal passage time was derived from the analysis of surface and upper-air synoptic charts, as well as continuous measurements of meteorological variables performed at the station.

Since the frontal section is a complex object accompanied by changes in cloudiness, precipitation in the pre-frontal and postfrontal areas, sharp temperature changes, wind strengthening and convergence, whereas measurements are carried out hourly, we used data of hourly measurements obtained during 5 hours before and 5 hours after the frontal passage. During the period under study, 167 cold, 145 warm, and 128 occluded fronts passed through the station. It was found that when a warm front passes through, the concentrations of CH<sub>4</sub>, CO<sub>2</sub> and CO decrease. And in contrast, during the cold frontal passage through the observational site, the concentration of the above trace gases in the air increases. Changes in O<sub>3</sub> concentration during the front events is opposite to carbon-containing gases. During the passage of the occluded front, two processes take place that are individually observed in the warm and cold fronts. A sharp change in the air composition in the frontal zone also affects the content of one or another trace gas species in the air masses, which are separated by fronts (figure 1).

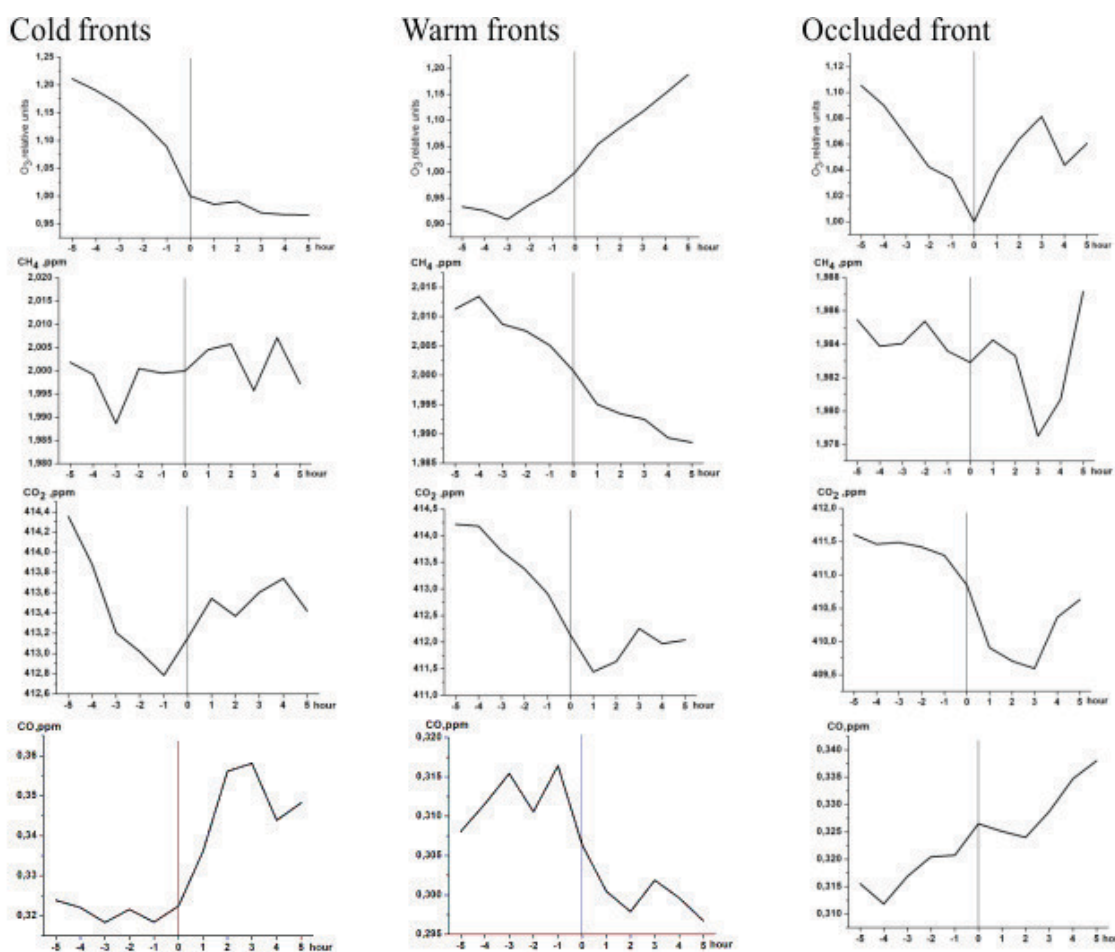


Fig. 1. The changes observed in the concentration of O<sub>3</sub>, CH<sub>4</sub>, CO<sub>2</sub>, CO during the passage of atmospheric fronts.

*This work was supported by Russian Science Foundation under grant No 17-17-01095.*



# Изменение концентрации малых газовых составляющих атмосферы при прохождении фронтальных разделов

Белан Б.Д., Рассказчикова Т.М., Складнева Т.К.

Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, Томск, Россия  
E-mail: bbd@iao.ru, rtm@iao.ru, tatyana@iao.ru

Исследование поведения парниковых газов в атмосфере является основополагающей частью в предсказании глобальных изменений климата Земли. В связи с этим особую важность приобретает исследование распределений источников малых газовых составляющих (МГС) приземной атмосферы и их изменчивости в разных регионах планеты. Территория Западной Сибири представляет собой «белое пятно» в научных исследованиях, так как данных измерений парниковых газов на ее территории практически нет.

Концентрации малых газовых составляющих в атмосфере, помимо межгодовых и сезонных изменений, подвержены воздействию синоптических условий, в том числе прохождению фронтов (изменению воздушных масс).

В данной работе исследуется изменение концентрации малых газовых составляющих атмосферы ( $O_3$ ,  $CH_4$ ,  $CO_2$ ,  $CO$ ,  $SO_2$ ) при прохождении фронтальных разделов в районе Томска за 2015-2016 гг.

Для этого используются многолетние ряды наблюдений  $O_3$ ,  $CH_4$ ,  $CO_2$ ,  $CO$ ,  $SO_2$ , полученные в рамках автоматического мониторинга параметров окружающей среды проводимого на TOR-станции ИОА СО РАН, расположенной на восточной окраине г. Томска [1].

Даты и время прохождения фронтальных разделов выбирались из синоптической базы данных, в которой содержится типизация синоптических ситуаций (различные части циклонов и антициклонов, гребни, ложбины, седловины, малоградиентные поля, контрастные зоны (зоны с большими градиентами давления между циклонами и антициклонами), типы и подтипы фронтов) [2].

В течение исследуемого периода в районе Томска наблюдалось прохождение 167 холодных, 145 теплых фронтов и 128 – окклюзии.

Для анализа изменения концентрации МГС использовались данные ежечасных измерений МГС за 5 часов до и 5 часов после прохождения фронта.

Озон в атмосфере в основном образуется за счет фотохимических реакций, и изменчивость его концентрации имеет хорошо выраженный суточный и годовой ход [3]. Поэтому было проведено нормирование данных о концентрации  $O_3$  за пять часов до и после фронта на их значения во время прохождения фронта и получены относительные значения.

На рисунке 1 представлено изменение относительной концентрации озона при прохождении разных типов фронта. Из рисунка видно, что при переходе от теплой к холодной воздушной массы, концентрация озона резко уменьшается (рис. 1а). Ее изменение приблизительно составляет 25%. За фронтом концентрация озона стабилизируется и практически остается неизменной. При прохождении холодного фронта в зимний период ход изменения концентрации  $O_3$  почти не отличается от хода, полученного без учета сезона, только уменьшение концентрации озона более значительно и приближается к 40% (рис. 1б). Летом концентрация  $O_3$  меняется совсем по-другому (рис. 1в). Минимальное содержание озона перед фронтом, скорее всего, обусловлено вымыванием  $O_3$  дождем, а увеличение концентрации, связано с грозовой активностью.

Изменение концентрации озона при прохождении теплого фронта почти противоположно ее ходу при прохождении холодного (рис. 1г). В зоне фронта рост составляет приблизительно 30%. Зимой повышение концентрации  $O_3$  при приближении теплой воздушной массы сохраняется (рис. 1д). Только этот рост значительно меньше, чем в целом за исследуемый период и не превышает 20%. Летом, как и в случае с холодным фронтом, ход концентрации озона имеет более сложный вид и минимум перед фронтом, связан с выпадением осадков (рис. 1е).

В связи с тем, что фронты окклюзии являются более сложными образованиями, чем теплый и холодный фронты, так как образованы тремя воздушными массами, изменение концентрации озона в зоне таких фронтов имеют более сложный вид. Как за весь период наблюдений, так и в зимний период минимальные значения концентрации наблюдаются на линии фронта (рис. 1ж,з). Изменчивость концентрации  $O_3$  зимой в зоне фронта не превышает 10% (рис. 1з). Летом основной минимум наблюдается перед фронтом и изменение концентрации озона более значительно (рис. 1и).

В связи с тем, что нормирование данных о концентрации других малых газовых составляющих на их концентрацию на линии фронта не имело значимых величин, анализ изменений  $CH_4$ ,  $CO_2$ ,  $CO$  и  $SO_2$  производился по реальным значениям.

На рисунке 2 показано изменение концентрации МГС при прохождении фронта разного типа, без детализации по сезонам.

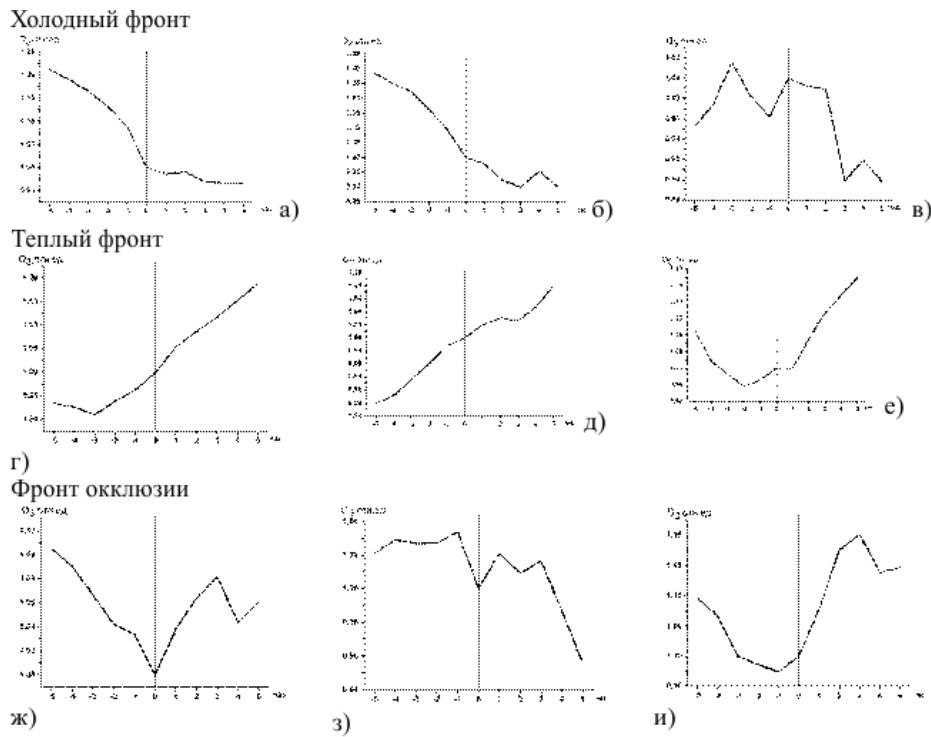


Рис. 1. Изменение концентрации озона при прохождении разных типов фронта в районе Томска.

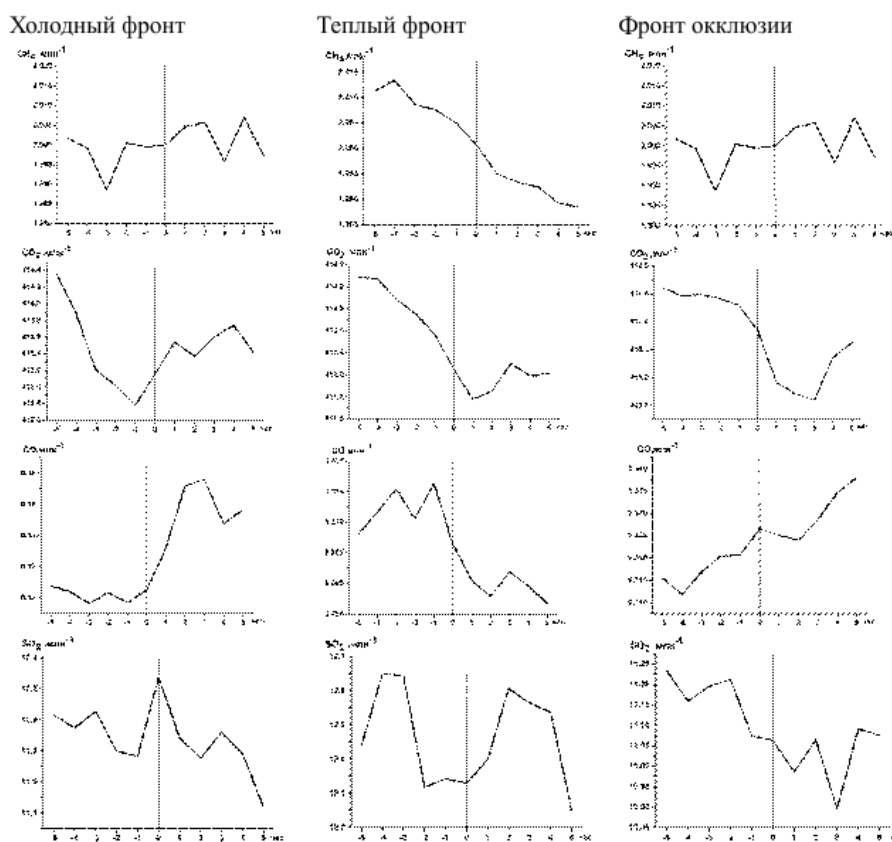


Рис. 2. Изменение концентрации CH<sub>4</sub>, CO, CO<sub>2</sub> и SO<sub>2</sub> при прохождении разных типов фронта.

Источники метана в природе разнообразны и многочисленны. Суточный ход концентрации метана значительную часть времени остается нейтральным и только в конце весны – начале лета появляется значимый выраженный ход [4].

При прохождении холодного фронта через район Томска кривая концентрации метана многомодална, с двумя основными минимумами за три часа до прохождения фронта и 3 – после. В тоже время она меняется незначительно. Следует отметить, что зимой наблюдается возрастание концентрации CH<sub>4</sub> при переходе из теплой воздушной массы в холодную.

При прохождении теплого фронта концентрация CH<sub>4</sub> меняется иначе, чем при прохождении холодного фронта. В таких случаях наблюдается явно выраженное уменьшение концентрации метана, как до

фронта, так и после него и эта величина более значима, чем в случае холодных фронтов. Фронты окклюзии более сложные образования, но что интересно, независимо от сезона изменение концентрации  $\text{CH}_4$  до и после фронта аналогичны.

Источниками в атмосфере  $\text{CO}_2$  служат вулканические извержения, выветривание содержащих углерод горных пород, микробиологический распад органических соединений над почвой и в почве, дыхание животных и растений, лесные пожары и сжигание природного топлива. Годовой ход концентрации углекислого газа имеет выраженный и значимый характер с максимумом в декабре, когда вегетационная активность минимальна, и с минимумом в июле–августе, когда она достигает своего максимального значения. [4].

Из рисунка 2 видно, что наблюдается падение концентрации  $\text{CO}_2$  с минимумом за час до прохождения холодного фронта и ростом концентрации за линией фронта. При прохождении теплого фронта минимальные концентрации  $\text{CO}_2$  наблюдаются в тылу фронта. При этом надо отметить, что зимой при прохождении теплого фронта наблюдается уменьшение концентрации диоксида углерода, а летом картина становится намного сложнее, что определяется различием образования  $\text{CO}_2$  зимой и летом.

Моноксиды углерода природного происхождения образуются в результате вулканической деятельности и окисления метана в атмосфере. К естественным источникам образования  $\text{CO}$  добавляются антропогенные выбросы. Суточный ход  $\text{CO}$  противоположен озону. С весны до осени утренний максимум больше вечернего у  $\text{CO}$ . Зимой оба максимума сливаются в один протяженный дневной максимум вследствие преобладания устойчивой стратификации. Дневной минимум, как правило, меньше ночного весной и летом и больше ночного осенью (у  $\text{CO}$  весной оба минимума равнозначны) [5].

Концентрация оксида углерода увеличивается при переходе из теплой воздушной массы в холодную. При прохождении теплого фронта наблюдается уменьшение концентрации  $\text{CO}$ . Концентрации оксида углерода при прохождении фронта окклюзии растут.

К природным источникам  $\text{SO}_2$  в первую очередь относятся вулканы, лесные пожары, морская пена и микробиологические превращения серосодержащих соединений. Большая часть антропогенных выбросов  $\text{SO}_2$  (около 87%) связана с энергетикой и промышленностью. Время пребывания  $\text{SO}_2$  в атмосфере в среднем исчисляется двумя неделями. Этот промежуток времени слишком мал, чтобы газ мог распространиться в глобальном масштабе. Среднемесячная приземная концентрация определяется в основном количеством использованного в городском отоплении топлива, а также зависит от скорости ветра в пограничном слое и температуры воздуха [5], поэтому зимой она значительно больше, чем летом.

При прохождении холодного фронта за период 2015-2016 гг. максимум концентрации  $\text{SO}_2$  наблюдался на линии фронта. При прохождении теплого фронта наблюдается обратная картина и на его линии находится минимум концентрации. С фронтом окклюзии связано понижение концентрации  $\text{SO}_2$ , что, скорее всего, определяется обширной зоной осадков, как до прохождения фронта, так и после.

*Работа выполнена при поддержке РНФ, грант 17-17-01095.*

#### **Литература:**

1. Аршинов М.Ю., Белан Б.Д., Давыдов Д.К., Ковалевский В.К., Плотников А.П., Покровский Е.В., Скляднева Т.К., Толмачев Г.Н. Автоматический пост для мониторинга малых газовых составляющих атмосферного воздуха // *Метеорол. и гидрол.* 1999. №3. С.110-118.
2. Скляднева Т.К., Рассказчикова Т.М., Аршинова В.Г. Синоптическая база Томска // *Свидетельство о государственной регистрации базы данных №2013620769 от 1 июля 2013 г.* Правообладатель: ИОА СО РАН (RU).
3. Белан Б.Д. *Озон в тропосфере / Томск: Изд-во ИОА СО РАН. 2010. 488 с.*
4. Аршинов М.Ю., Белан Б.Д., Давыдов Д.К., Ипоие Г. Пространственная и временная изменчивость концентрации  $\text{CO}_2$  и  $\text{CH}_4$  в приземном слое воздуха на территории Западной Сибири // *Оптика атмосф. и океана.* 2009. Т. 22, № 2. С. 183-192.
5. Еланский Н. Ф., Локощенко М. А., Трифанова А. В., Беликов И. Б., Скороход А. И. О содержании малых газовых примесей в приземном слое атмосферы над Москвой. // *Известия РАН. Физика атмосф. и океана.* 2015. Т. 51, № 1. С. 39–51.

## Seasonal variability of vertical flux of greenhouse gases in Western Siberia

Antokhin P.N., Antokhina O.Yu., Antonovich V.V., Belan B.D.

V.E. Zuev Institute of Atmospheric Optics SB RAS, Tomsk, Russia  
E-mail: apn@iao.ru, antokhina@iao.ru, voldemar@iao.ru, bbd@iao.ru

The paper presents the results of calculations of vertical greenhouse gas fluxes made using measurements have been derived from continuous measurements carried from a toll tower installed at the Fonovaya Observatory IAO SB RAS. The measurements were carried out between August 2015 and December 2018.

Global climate change is reflected in an increase in the average global temperature associated with an increase in the concentration of greenhouse gases. The main ones are water vapor, carbon dioxide and methane. From this point of view, it is important to know which regions are sources of greenhouse gases, and in what their sink occurs. Western Siberia is a region in which, on the one hand, there is a sink of carbon dioxide, and on the other hand, because of the large area of marshes and the extraction of natural gas, it is a source of methane. Therefore, monitoring the concentration and assessing the values of greenhouse gas flows is an urgent task at present.

The aim of the work is to obtain the intra-annual distribution of vertical fluxes of carbon dioxide, methane and water vapor for the background region of Western Siberia. Calculations of vertical flows of greenhouse gases were carried out using a gradient technique based on the theory of Obukhov-Monin. To carry out the calculations, the monitoring data of the IAO SB RAS installed in the background area of the Tomsk region (56° 25'N, 84° 04'E, 80 m over the sea level, <http://lop.iao.ru>). Measurement period from August 2015 to December 2018. A gas analyzer Picarro 2301-m was used to measure the concentration of greenhouse gases.

From the results presented in follows the presence of a pronounced annual behavior for daily values. The curve of the daily course has negative values throughout the year. This indicates that in the area of research the processes of its sink prevail in the daytime. The maximum amount of sink is observed in the summer period and the average value is in the range from -20 to -40  $\mu\text{mol}/\text{m}^2\text{s}$ . The annual behavior of the night values of the vertical flux of carbon dioxide has a pronounced maximum in the summer months, with a maximum in August. The average value of the maximum flux is in the range from 10 to 20  $\mu\text{mol} / \text{m}^2\text{s}$ .

The annual behavior of the vertical methane flux is less pronounced compared to carbon dioxide. For daily values in the annual behavior, there are two minor extremes in May and August. The mean averages of extrema are in the range from 0.5 to 1  $\text{nmol}/\text{m}^2\text{s}$ . For night values, the annual behavior is not clear.

The annual behavior of daily values has a maximum in the warm period of the year. For night values, the annual flux of water vapor is not expressed.

*The Ministry of Education of the state contract №14.613.21.0082 supported the work. (identification number RFMEF161317X0082).*

## Сезонная изменчивость вертикальных потоков парниковых газов в Западной Сибири

Антохин П.Н., Антохина О.Ю., Антонович В.В., Белан Б.Д.

Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, Томск, Россия  
E-mail: apn@iao.ru, antokhina@iao.ru, voldemar@iao.ru, bbd@iao.ru

Глобальное изменение климата, выражающееся в увеличение средней глобальной температуры, связывают с увеличением концентрации парниковых газов. Основными из них являются водяной пар, углекислый газ и метан. С этой точки зрения важно иметь представление какие регионы являются источниками парниковых газов, а в каких происходит их сток. Западная Сибирь является регионом в котором с одной стороны происходит сток углекислого газа, а другой стороны из-за большой площади болот и добычи природного газа она является источником метана. Поэтому мониторинг концентрации и оценка величин потоков парниковых газов является актуальной задачей в настоящее время.

Целью работы является исследование внутригодового распределения вертикальных потоков углекислого газа метана и водяного пара для фонового района Западной Сибири. Для проведения расчётов были использованы данные мониторинга выполненного на высотной мачте установленной на территории Обсерватории «Фоновая» ИОА СО РАН, в фоновом районе Томской области (56°25' с.ш., 84°04'



в.д., 80 м. над уровнем моря, <http://lop.iao.ru>). Период проведения измерений с августа 2015 по декабрь 2018 г. Для измерения концентрации парниковых газов использовался газоанализатор Picarro 2301-m.

Для расчёта вертикальных потоков углекислого газа и метана, в работе использовалась градиентная методика основанная на теории подобия Монина-Обухова подробное описание методики приведено в [1]. Согласно, которой поток примеси рассчитывается по формуле (1):

$$F_s(z_m) = -K \frac{\partial s}{\partial z} \tag{1}$$

где  $F_s(z_m)$  - вертикальный поток субстанции,  $K$  - коэффициент турбулентной диффузии,  $-\frac{\partial s}{\partial z}$  - градиент концентрации субстанции,  $z_m = (z_2 z_1)^{0.5}$  - опорная высота для которой производится расчет потока,  $z_2 = 40\text{м}$ ,  $z_1 = 10\text{ м}$  высоты верхнего и нижнего измерительных уровней, соответственно.

При расчётах принято следующее правило, вертикальный градиент,  $-\partial S/\partial z$  вместе с этим и поток,  $F_s(z_m)$  положительны (направлены вверх), если концентрация убывает с высотой ( $\Delta S < 0$ ) и отрицательны (направлены вниз), если концентрация растёт с высотой ( $\Delta S > 0$ ).

Для параметризации коэффициента турбулентной диффузии использовались формулы с учетом стратификации ( $\zeta$ ) приземного слоя. Для неустойчиво стратифицированного приземного слоя использовались формулы (2-5) [1].

$$K = \frac{kz_m u_*}{\varphi_h(\zeta)} \tag{2}$$

$$u_* = \frac{kz_m}{\varphi_m(\zeta)} \frac{\partial U}{\partial z} \tag{3}$$

$$\varphi_m(\zeta) = (1 - 16\zeta)^{-1/4}, \zeta < 0 \tag{4}$$

$$\varphi_h(\zeta) = (1 - 16\zeta)^{-1/2}, \zeta < 0 \tag{5}$$

где  $u_*$  - скорость трения [2],  $\varphi_h(\zeta)$ ,  $\varphi_m(\zeta)$  - универсальные дифференциальные функции тепла и момента импульса [3],  $\zeta$  - параметр устойчивости,  $k = 0.4$  - постоянная Кармана,  $\frac{\partial U}{\partial z}$  - градиент скорости ветра.

Параметр устойчивости  $\zeta$  рассчитывается итерационным методом с использованием градиентного числа Ричардсона "Ri" по формуле (6):

$$Ri = \frac{g \frac{\partial T}{\partial z}}{T_0 \left(\frac{\partial U}{\partial z}\right)^2} = \begin{cases} \frac{\zeta(0.74 + 0.47\zeta)}{(1 + 4.7\zeta)^2}, \zeta > 0 \\ 0.74\zeta \left(\frac{1 - 15\zeta}{1 - 9\zeta}\right)^{0.5}, \zeta < 0 \end{cases} \tag{6}$$

Если приземный слой был устойчиво стратифицирован то ( $\zeta > 0$ ), для расчёта использовались формулы (8-14) из работы [4].

$$K = u_* l_z \tag{7}$$

$$u_* = \sqrt{2\Psi_\tau E_z^{1/2} l_z \frac{\partial U}{\partial z}} \tag{8}$$

$$\Psi_\tau = 0.228 - 0.08Ri_f \tag{9}$$

$$\Psi_3 = 1 - 2.25Ri_f \tag{10}$$

где,  $C_k = 1.08C_r = 3Ri_f$  - потоковое число Ричардсона,  $E_z$  - энергия флуктуаций вертикальной скорости.

Результаты расчетов представлены на рисунках 1-3. Для наглядности отдельно представлены дневные (с 13 до 17 часов) и ночные (с 1 до 5 часов) значения вертикальных потоков углекислого газа, метана и водяного пара. Рассмотрим результаты, полученные для углекислого газа (рис. 1).

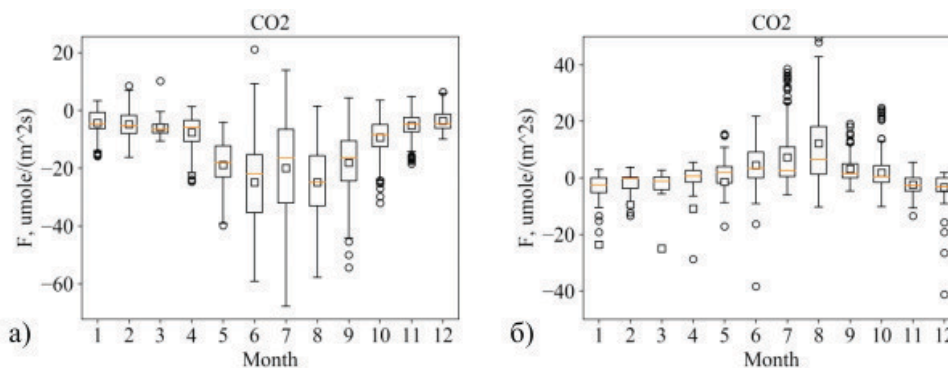


Рис. 1 Вертикальный поток углекислого газа для дневных значений с 13 до 17 часов а), для ночных значений с 1 до 5 часов б).

Из результатов представленных на рис. 1а следует наличие ярко выраженного годового хода для дневных значений. Кривая годового хода имеет отрицательные значения в течении всего года. Это свидетельствует о том, что в районе проведения исследований преобладают процессы его стока в дневное время. Максимальная величина стока наблюдается в летний период и средняя величина находится в интервале от -20 до -40  $\mu\text{моль}/\text{м}^2\text{с}$ . Годовой ход ночных значений вертикального потока углекислого газа имеет ярко выраженный максимум в летние месяцы, с максимумом в августе. Среднее значение максимума потока находится в пределах от 10 до 20  $\mu\text{моль}/\text{м}^2\text{с}$ .

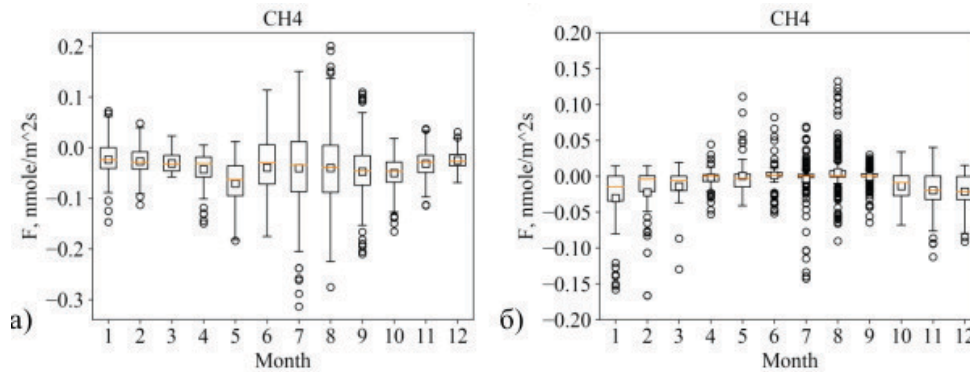


Рис.2 Вертикальный поток метана для дневных значений с 13 до 17 часов а), для ночных значений с 1 до 5 часов б).

Годовой ход вертикального потока метана (рис. 2а) менее выражен по сравнению с углекислым газом. Для дневных значений в годовом ходе наблюдается два незначительных экстремума в мае и августе. Средние значения экстремумов расположены в диапазоне от 0.5 до 1  $\text{нмоль}/\text{м}^2\text{с}$ . Для ночных (рис. 2б) значений годовой ход практически отсутствует.

На рис. 3 представлен годовой ход вертикального потока водяного пара. Годовой ход дневных значений имеет максимум в теплый период года. Для ночных значений годовой ход потока водяного пара не выражен.

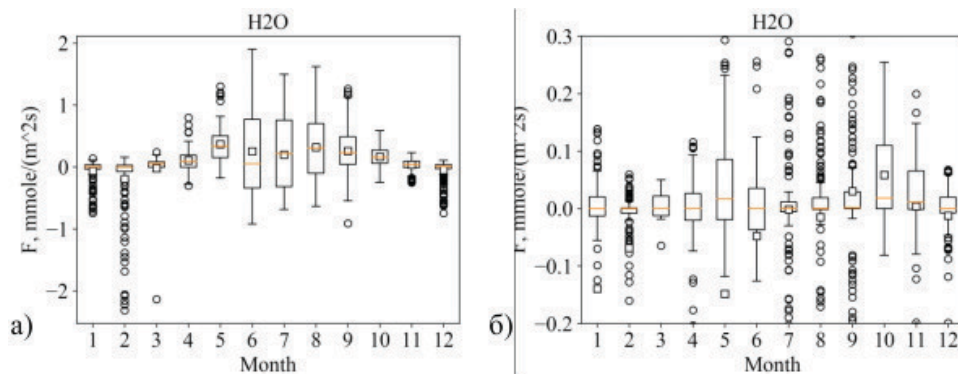


Рис.3 Вертикальный поток водяного пара для дневных значений с 13 до 17 часов а), для ночных значений с 1 до 5 часов б).

Работа выполнена при поддержке ФЦП соглашение №14.613.21.0082, уникальный идентификатор проекта RFMEF161317X0082.

**Литература:**

1. Foken T. *Experimental Methods for Estimating the Fluxes of Energy and Matter // Micrometeorology*. P. 105–151. DOI:10.1007/978-3-540-74666-9\_4
2. Loubet B., Cellier P., Flécharde C., Zurfluh O., Irvine M., Lamaud E., Stella P., Roche R., Durand B., Flura D., Masson S., Laville P., Garrigou D., Personne E., Chelle M., Castell J.-F. *Investigating discrepancies in heat, CO2 fluxes and O3 deposition velocity over maize as measured by the eddy-covariance and the aerodynamic gradient methods // Agricultural and Forest Meteorology*. 2013. Vol. 169. Issue 15. Pages 35-50.
3. Hogstrom, U., "Non-dimensional wind and temperature profiles in the atmospheric surface layer: a re-evaluation," *Boundary Layer Meteorol. Papers* 42(1), 55-78 (1988).
4. Zilitinkevich S.S. et al. *A Hierarchy of Energy- and Flux-Budget (EFB) Turbulence Closure Models for Stably-Stratified Geophysical Flows // Boundary-Layer Meteorology*. 2012. Vol. 146, № 3. P. 341–373. doi: 10.1007/s10546-012-9768-8.

# Comprehensive study of regional transport of pollutants in the atmosphere and snow deposits in winter 2016-2017 in the Tomsk region

<sup>1</sup>Belan B.D., <sup>2</sup>Buchel'nikov V.S., <sup>1</sup>Simonenkov D.V., <sup>2</sup>Talovskaya A.V., <sup>1,3</sup>Tentyukov M.P., <sup>2</sup>Yazikov E.G.

<sup>1</sup> Institute of Atmospheric Optics named after V.E. Zuev SB RAS, Tomsk, Russia

<sup>2</sup> National Research Tomsk Polytechnic University, Russia

<sup>3</sup> Syktyvkar State University named after Pitirim Sorokin, Russia

E-mail: simon@iao.ru

With the development of production activity, new non-natural sources of finely dispersed mineral matter have appeared in activity comparable to natural ones. Their main difference is a constant increase in intensity accompanied by an increase in the dust-aerosol mass. Under these conditions, knowledge of the characteristics of the transit and deposition of anthropogenic aerosols is important for solving environmental problems in the detection of remote man-made sources.

During the observations of the dynamics of variability in the composition of surface aerosol in winter 2016-2017, periodic variability was found in the ratio of submicron and coarse fractions.

**Research Methodology.** Measurements of the counting concentration by an aerosol spectrometer were made using 15 channels of dispersion from 0.3 to >20  $\mu\text{m}$  hourly for 10 minutes with a preliminary purging of 3 minutes. The concentration of surface aerosol was measured in an air flow that was isokinetically taken from the aerodynamic intake pipe at a height of 4 m. The airflow in the spectrometer was 1.2 l/min. To determine the distribution of aerosol contamination in the snow stratum and the vertical variability in it of integral physico-chemical parameters of the geochemical activity of snow (snow density and hydrogen index), a layer-by-layer sampling of snow with a constant sampling step of 2 cm was performed. The sampling was carried out using a special snow thrower with rectangular section of the Tentyukov construction.

**Results and discussion.** The ranges of the measured counting concentration are grouped in particle sizes into two fractions: 0.3-1  $\mu\text{m}$  and larger than 1  $\mu\text{m}$ . On the predominance of a coarsely dispersed fraction (larger than 1  $\mu\text{m}$ ) above the submicron fraction ( $0.3 < d < 1 \mu\text{m}$ ), four periods are distinguished. The first (from October 11 to November 21, 2016) refers to the beginning of the snowstorm. The predominance of the volume of particles of the submicron fraction over the coarsely dispersed fraction is characteristic for the period. The second measurement period covers the growth of the snow cover (from November 22 to December 21, 2016). A high frequency of snowfalls, which is reflected in the prevalence of the total volume of coarsely dispersed particles over submicron ones, is noted here. In the third period (from December 22, 2016 to January 22, 2017), the snow cover continues to grow. In this interval, the intensity of snowfalls decreases somewhat, possibly due to a certain excess of the volume of submicron particles over coarsely dispersed particles. In the fourth period (from January 23 to February 21, 2017), the snow cover reaches its maximum, and the number of days with snowfall, compared with the previous period, further decreased. In the surface aerosol is again insignificant, but the volume of coarsely dispersed particles over submicron dominates. It is assumed that such a variability dynamics of dispersion of the aerosol field is associated with winter wind formation.

**Analysis of the distribution of aerosol matter in the snow cover.** The profile distribution of typomorphic indicator elements forming a stable association closely related to the technogenic emissions of a particular production showed that the distribution of the distribution curves in the snow depth for Y, Zr, Sr, Th, Al, P, V (this group is associated with the coal mining complex) is synchronous. Since it is assumed that the coincidence of even small peaks of elements of one typomorphic association can be a reflection of real processes in the snow depth, and not an analysis error, then snow cover contamination associated with coal industry enterprises. Given the exceptional dominance of the winds of the southern rumba, it can be assumed that these are coal enterprises of the Kuzbass basin. For the other groups of typomorphic elements, such an obvious connection was not found.

*Acknowledgments.* The work was carried out with the partial support of RFBR grants No. 16-45-700184 p\_a and BP Exploration Operating Company Limited (2016).

# Комплексное исследование регионального переноса загрязняющих веществ в атмосфере и в снеговых осадках зимой 2016-2017 гг. в Томском регионе

<sup>1</sup>Белан Б.Д., <sup>2</sup>Бучельников В.С., <sup>1</sup>Симоненков Д.В., <sup>2</sup>Таловская А.В., <sup>1,3</sup>Тентюков М.П., <sup>2</sup>Язиков Е.Г.

<sup>1</sup> Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, Томск, Россия

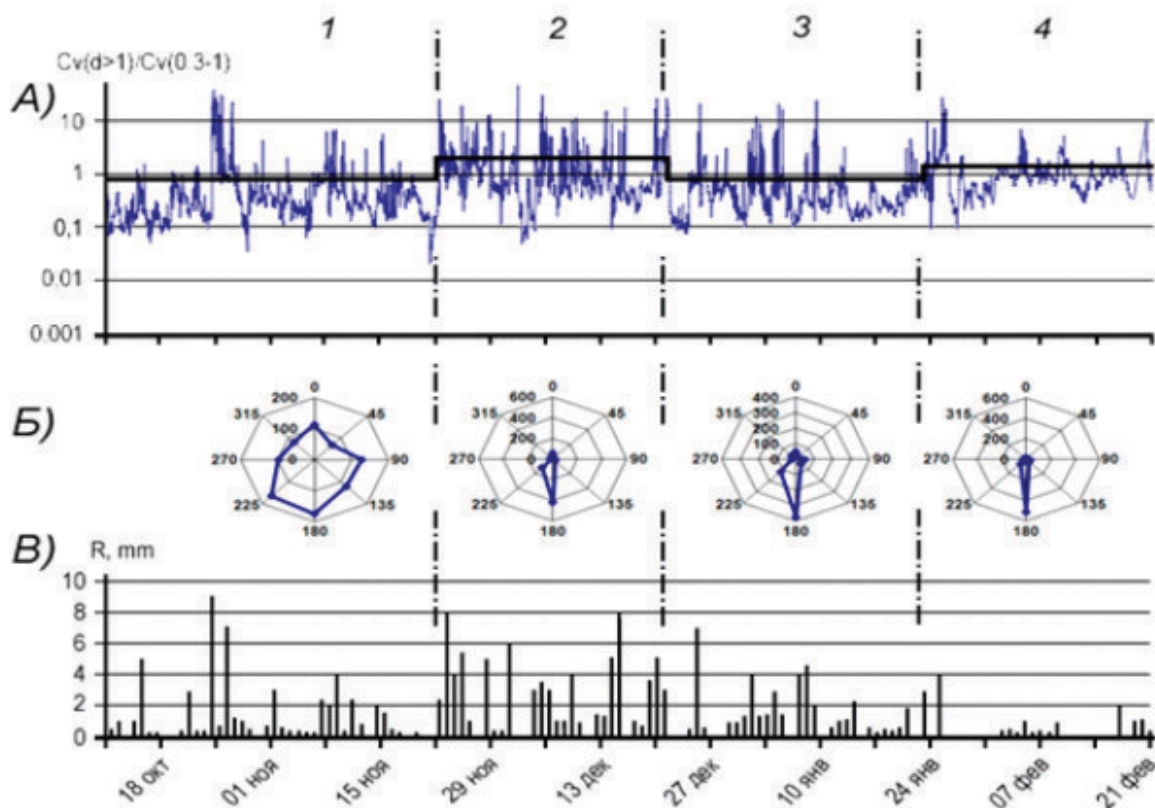
<sup>2</sup> Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Россия

<sup>3</sup> Сыктывкарский государственный университет им. Питирима Сорокина, Россия

E-mail: simon@iao.ru

В последнее время возрос интерес к механизмам поступления минеральных частиц с поверхности и их дальнего переноса в атмосфере. Данный интерес к природной атмосферной пыли возрос и в первую очередь из-за ее воздействия на солнечную радиацию, на динамику атмосферных процессов, облакообразование, а также влияния на биогеохимические циклы [1]. Вместе с тем, с развитием производственной деятельности появились новые, неприродные источники тонкодисперсного минерального вещества по активности сопоставимые с природными. Главным их отличием является постоянный рост интенсивности, сопровождающийся увеличением пыле-аэрозольной массы [2], объем которой за последние сто лет в тропосфере возрос почти в два раза [3]. При этом по современным оценкам доля антропогенных аэрозолей составляет более 10%, которая в пределах крупных промышленных агломераций может увеличиваться до 45%. Этот негативный фактор, сопровождающий развитие урбанизированных территорий среды неизбежно оказывает влияние на природную среду. В этих условиях знание особенностей транзита и депонирования антропогенных аэрозолей важно для решения природоохранных задач при выявлении удаленных техногенных источников.

**Постановка проблемы.** В ходе наблюдений за динамикой изменчивости состава приземного аэрозоля зимой 2016-17 гг., явившихся продолжением и развитием осенней 2016 г. серии оригинального исследования приземного аэрозоля на обсерватории «Фоновый» [4], обнаружили определенную динамику изменчивости в соотношении субмикронной и грубодисперсной фракций, которое последовательно менялось (рис. 1,А).



**Рис. 1.** Изменчивость метеорологических факторов на обсерватории «Фоновая» зимой 2016-17 гг.: А – спектр соотношения субмикронной и грубодисперсной фракций в приземном аэрозоле, Б – розы ветров, В – график интенсивности снегопадов.



**Методика исследований.** Измерения счетной концентрации аэрозольным спектрометром производились по 15 каналам дисперсности от 0,3 до >20 мкм ежечасно в течение 10 минут с предварительной продувкой 3 минуты. Концентрация приземного аэрозоля измерялась в воздушном потоке, который изокинетично отбирался из аэродинамической воздухозаборной трубы на высоте 4 м.

Оценку динамики временной изменчивости концентрации приземного аэрозоля на обсерватории Фоновая осуществляли по соотношению субмикронной и грубодисперсной фракций. Было выделено четыре периода, когда изменения проявлялись более резко (рис. 1, А). Первый – сначала предзимья и по 21 ноября. В этот период в соотношении дисперсных фаз в приземном аэрозоле субмикронная фракция преобладала над грубодисперсной. Второй – с 22 ноября по 21 декабря. Для данного периода в аэрозольном поле грубодисперсная фракция доминировала. Третий период – 22 декабря по 22 января – и он характеризуется ростом субмикронной фракции. Четвертый – с 23 января по 21 февраля – завершающий этап наблюдений, в котором вновь превалировала грубодисперсная фракция. Такая временная динамика изменчивости соотношения дисперсных фаз в приземном аэрозоле была использована для периодизации влияния ветрового режима (рис. 1, Б) и режима выпадения снегопадов (рис. 1, В). При анализе ветрового режима использовали данные измерения ветра в самой обсерватории «Фоновая».

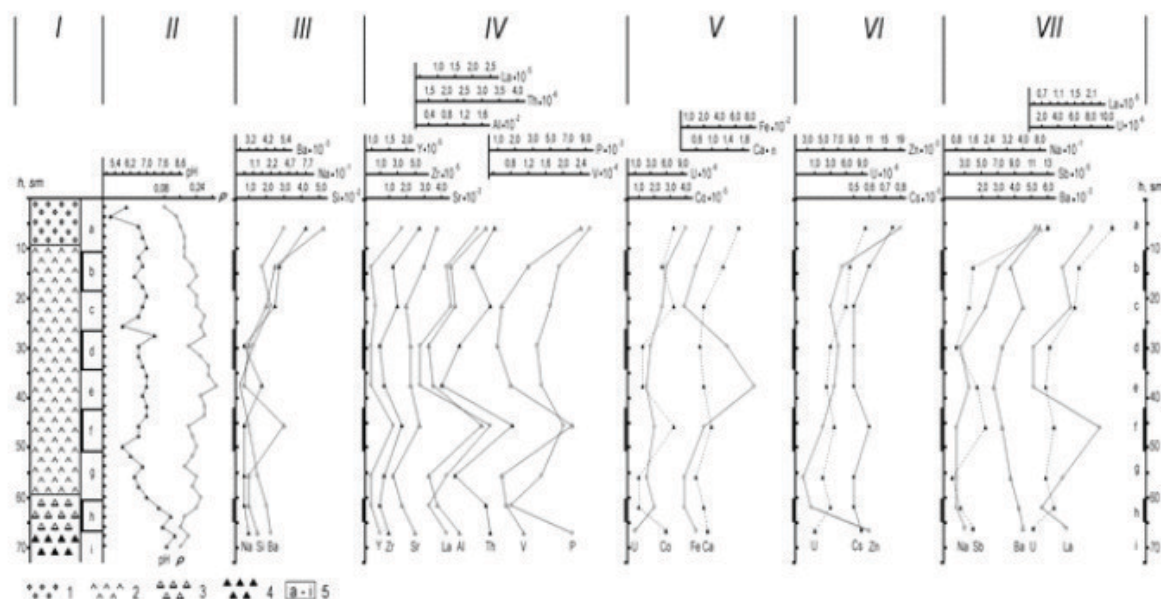
Для выявления особенностей распределения аэрозольного загрязнения в снежной толще и вертикальной изменчивости в ней интегральных физико-химических показателей геохимической активности снега (плотность снега и водородный показатель) был выполнен послойный отбор проб снега с постоянным шагом опробования равным 2 см. Стратиграфическое строение снежной толщи приведено на рис. 2.

**Анализ распределения аэрозольного вещества в снежном покрове.** Для выявления особенностей его послойного распределения, проанализированные элементы были сведены в пять групп типоморфных элементов, каждая из которых образует устойчивую ассоциацию, тесно связанную с техногенными эмиссиями конкретного производства, что позволяет рассматривать её в качестве индикаторной при выявлении промышленного загрязнения природных депонирующих систем (почвенный, растительный и снежный покровы). Микроэлементный состав этих групп следующий: 1 – Ba, Na, Si, эти элементы характеризуют нефтедобывающий комплекс; 2 – Y, Zr, Sr, Th, Al, P, V, данная группа связана с угледобывающим комплексом; 3 – U, Co, Fe, Ca, отмеченная ассоциация отражает влияние горнодобывающей отрасли; 4 – Zn, U, Cs, указанные типоморфные элементы выступают как элементы-индикаторы атмосферных эмиссий предприятий ядерно-топливного цикла; 5 – Na, Ba, Sb, La, U, данная типоморфная ассоциация знаменует собой влияние топливно-энергетического комплекса. Принимается, что совпадение даже небольших пиков элементов одной типоморфной ассоциации может являться отражением реальных процессов в снежной толще, а не ошибкой анализа. На рис. 2 все эти группы показаны по блокам от II до VIII соответственно.

Особенности распределения типоморфных элементов в снежном профиле оценивали графически. Ввиду резкого различия содержания элементов в пробе их невозможно изобразить в одном масштабе на одном графике. Поэтому сравнивали ход кривых вертикальной изменчивости содержания элементов в снежном профиле. Пики на кривых распределения указывают на зоны аккумуляции. Правильность интерпретации коррелируется совпадением пиков элементов, входящих в одну группу типоморфных элементов. Принимается, что совпадение даже небольших пиков элементов одной типоморфной ассоциации может являться отражением реальных процессов в снежной толще, а не ошибкой анализа. Интерпретацию результатов, характеризующих послойное распределение типоморфных ассоциаций элементов, осуществляли с учетом стратиграфии снежного покрова. При описании структуры последнего учитывались наличие ветровых уплотнений в снежной толще, следов оттепелей, сублимационных преобразований снежных зерен при перекристаллизации.

**Результаты и обсуждение.** Рассмотрим общую характеристику приземного аэрозоля за период исследования, основываясь на измерениях счетной концентрации приземного аэрозоля, а также влияния ветрового режима и режима выпадения снегопадов. Диапазоны измеренной счетной концентрации объединены по размерам частиц в две фракции: 0,3 – 1 мкм и крупнее 1 мкм. По результатам измерений счётных концентраций произведена оценка объёмов, занимаемых каждой фракцией в единице объёма воздуха, путем пересчета измеренных счетных концентраций по формуле [5]:  $C_v = \pi/6 \sum (N_i d_i^3)$ , где  $N_i$  – счётная концентрация в каждом суммируемом измерительном диапазоне,  $дм^{-3}$ ;  $d_i$  – средний диаметр каждого диапазона измерения [ $d_i - d_{i+1}$ ] (для оценки верхней границы последнего измеряемого и суммируемого диапазона принято допущение  $d_{15+1} = 25$  мкм);  $C_v$  – объёмная концентрация аэрозольных частиц просуммированных диапазонов,  $мкм^3/дм^3$ .

На рис. 1,А приведено соотношение объемов, занимаемых частицами грубодисперсной (размером больше 1 мкм) и субмикронной ( $0,3 < d < 1$  мкм) фракциями в одном объеме воздуха. По преобладанию одной фракции над другой выделяются четыре периода. Первый (с 11 октября по 21 ноября 2016 г) относится к началу снегостава. Для него характерно в среднем преобладание объема частиц субмикронной фракции над грубодисперсными. Вторым периодом измерений охватывает нарастание снежного покрова (с 22 ноября по 21 декабря 2016 г). Для него отмечается высокая частота снегопадов, что находит свое отражение в преобладании общего объема грубодисперсных частиц над субмикронными.



**Рис. 2.** Особенности распределения типоморфных элементов в снежном покрове на ключевой площадке обсерватории «Фоновая». Условн. обозн.: I – Стратиграфический разрез снежного покрова; II – послынная изменчивость в снежной толще водородного показателя (pH) и плотности снега ( $\rho$ ), шаг опробования 2 см; Особенности аккумуляции типоморфных элементов в снежной толще, характеризующие: III – нефтегазодобывающий, IV – угледобывающий, V – горнодобывающий, VI – ядерно-топливный, VII – теплоэнергетический комплексы предприятий. Дополн. обозн.: 1 – мелко-, 2 – средне-, 3 – крупнокристаллический снег, 4 – глубинная изморозь; 5 – интервалы опробования снежных горизонтов при выявлении геохимических аномалий типоморфных элементов.

В третий период (с 22 декабря 2016 по 22 января 2017 г) продолжается нарастание снежного покрова. В данном интервале интенсивность снегопадов несколько снижается, возможно, данным обстоятельством обусловлено некоторое превышение объема субмикронных частиц над грубодисперсными. В четвертый период (с 23 января по 21 февраля 2017 г) снежный покров достигает своего максимума, а число дней со снегопадом, по сравнению с предыдущим периодом, еще больше уменьшилось (рис. 1,В). В приземном аэрозоле вновь слегка доминирует объем грубодисперсные частицы над субмикронными.

**Анализ распределения типоморфных элементов в снежной толще.** На рис. 2, III-VII показано профильное распределение типоморфных элементов-индикаторов, связанные с конкретными типами производства. При сравнении кривых распределения элементов-индикаторов будем считать, что если ход всех кривых в пределах одной группы синхронный, то это означает что действует один источник, если нет – факт влияния разных источников. Как видно из рисунка, первому критерию соответствует только группа элементов, характеризующая загрязнение снежного покрова, связанное с предприятиями угольной промышленности (рис. 2, IV). Учитывая исключительное доминирование ветров южных румбов (рис. 1,Б), можно предположить, что это угольные предприятия Кузбасса. Для остальных групп типоморфных элементов столь очевидной связи не обнаружено.

**Заключение.** Исследованы особенности динамики послынной изменчивости аэрозольного загрязнения снежного покрова от удаленных источников в условиях зимнего ветрообразования на обсерватории «Фоновая» в низовьях р. Томь. Установлено, что в элементном составе аэрозольного вещества, аккумулированного в снежной толще, устойчиво проявляется типоморфная ассоциация элементов-индикаторов, связанных с предприятиями угледобывающего комплекса, находящихся к югу от исследуемой территории. Показано, что выявление удаленных источников аэрозольного загрязнения снежного покрова следует осуществлять на основе ретроспективной оценки временной изменчивости метеофакторов (соотношения дисперсных фракций приземного аэрозоля, ветрового режима, интенсивности снегопадов) в контексте с анализом особенностей послынного распределения в снежной толще индикаторных групп типоморфных элементов, характеризующих виды предприятий.

По результатам послынного геохимического опробования снежной толщи рекомендовано считать, что характерным признаком загрязнения снежного покрова от удаленных техногенных источников является согласованный ход кривых распределения типоморфных элементов, относящихся к одной индикаторной группе. Отличиями геохимических аномалий типоморфных элементов от случайных флуктуаций природного геохимического фона служат: во-первых – содержание типоморфных элемент в ассоциациях-индикаторах выше регионального фона, во-вторых – высокая степень корреляции элементов в парагенных ассоциациях типоморфных элементов, сохраняющаяся и в условиях, когда их содержания ниже фона.

Работа выполнена при частичной поддержке грантов РФФИ № 16-45-700184 p\_a и BP Exploration Operating Company Limited (2016 г.).

#### Литература:

1. Knippertz P., Todd M.C. Mineral dust aerosols over the Sahara: Meteorological controls on emission and transport and implications for modeling // *Reviews of Geophysics*. 2012. V. 50. Issue 1, doi: 10.1029/2011RG000362.
2. Ивлев Л.С. Аэрозольное воздействие на климатические процессы // *Оптика атмосферы и океана*. 2011. Т. 24. № 5. С. 392-410 с.
3. Mahowald N. M., Kloster S., Engelstaedter S., Moore J. K., Mukhopadhyay S., McConnell J. R., Albani S., Doney S. C., Bhattacharya A., Curran M. A. J., Flanner M. G., Hoffman F. M., Lawrence D. M., Lindsay K., Mayewski P. A., Neff J., Rothenberg D., Thomas E., Thornton P. E., Zender C. S. Observed 20th century desert dust variability: impact on climate and biogeochemistry // *Atmos. Chem. Phys.*, 2010. N 10.P. 10875-10893, doi:10.5194/acp-10-10875-2010.
4. Белан Б.Д., Симоненков Д.В., Таловская А.В., Тентюков М.П., Фофанов А.В., Язиков Е.Г. Сравнительная оценка геохимической активности атмосферы по соотношению составов разных фракций приземного аэрозоля в обсерватории «Фоновая» осенью 2016 г. // *Оптика атмосферы и океана*. 2017. Т. 30. № 10. С. 871-877, doi: 10.15372/AOO2017009.
5. Seinfeld J.H., Pandis S. N. *Atmospheric chemistry and physics: From air pollution to climate change*. New York: John Wiley & Sons, 1998. 1327.

## Numerical study of the direct variational algorithm of data assimilation and study of the dependence on the smoothing parameter in urban conditions

<sup>1,2</sup>Penenko A., <sup>1,2</sup>Mukatova Zh.

<sup>1</sup> Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russia

<sup>2</sup> Novosibirsk National Research State University, Novosibirsk, Russia

E-mail: a.penenko@yandex.ru, zmutatova@yandex.ru

In the variational algorithm under consideration, the assimilation of the same set of data is performed quasi-independently at the individual stages of the splitting scheme. At each stage of the splitting scheme, on the constraints of the mathematical model, the direct algorithm evaluates the conditional minimum of the target functional that combines the discrepancy between the measured values and their modeled analogues, as well as some stabilizer including the norm of the uncertainty function. In [1] an example of the algorithm application was presented in a realistic scenario for the city of Novosibirsk. In [2], a direct algorithm for variational data assimilation with the stabilizer in the target functional that regulates the magnitude of the norm of the derivative of the uncertainty function is presented. The stabilizer allows obtaining less localized solutions which are nevertheless consistent with the measurement data.

In this paper, we study the effectiveness of applying the direct algorithm for variational data assimilation with stabilizers, which include both the norm of the uncertainty function itself and the norm of its spatial derivative in a realistic scenario for the city of Novosibirsk. The procedure for smoothing the input data is introduced to further smooth the resulting solutions. The effects of this procedure on the result of data assimilation are studied.

**Acknowledgements:** The development of the new modification of the algorithm was supported by IC-MMG SB RAS theme No. 0315-2016-0004. The RFBR and the Novosibirsk Region Government within the framework of the scientific project No. 17-41-543309 supported the construction of the scenario for modeling. The SB RAS Siberian Supercomputer Center is gratefully acknowledged for providing the supercomputer facilities.

#### References:

1. Penenko V.V., Penenko A.V., Tsvetova E.A. Variational approach to the study of processes of geophysical hydro-thermodynamics with assimilation of observation data // *Journal of Applied Mechanics and Technical Physics*. 2017. V.58. P. 771–778.
2. Penenko A., Penenko V., Mukatova Z. Direct data assimilation algorithms for advection-diffusion models with the increased smoothness of the uncertainty functions // 2017 International Multi-Conference on Engineering, Computer and Information Sciences (SIBIRCON). Novosibirsk, 2017. P. 126-130.

# Численное исследование прямого вариационного алгоритма усвоения данных и изучение зависимости от параметра сглаживания в городских условиях

<sup>1,2</sup>Пененко А.В., <sup>1,2</sup>Мукатова Ж.С.

<sup>1</sup> Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия

<sup>2</sup> Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, Новосибирск, Россия

E-mail: a.penenko@yandex.ru, zmukatova@yandex.ru

Методы математического моделирования с оперативным усвоением данных измерений уровня загрязнения, полученных на стационарных или мобильных постах мониторинга, позволяют получать информацию о распределении и динамике загрязняющих веществ в атмосфере города. Обзор современных алгоритмов усвоения данных можно найти в [1].

Используя алгоритмы усвоения, можно уточнить неизвестные параметры математической модели, которая может быть использована как для прогноза состава атмосферы, так и для оценки текущего состояния.

Современные модели химии атмосферы обычно являются трехмерным по пространству, однако их использование, особенно в контексте обратного моделирования, сопряжено с необходимостью задействования суперкомпьютеров. Поэтому для работы на машинах со средними характеристиками интерес представляют двумерные по пространству модели. В работе рассматривается задача усвоения данных контактных измерений концентрации для модели адвекции-диффузии пассивной примеси в атмосфере. В прямоугольной пространственно-временной области  $(x, t) \in \Omega_T := [0, X] \times [0, Y] \times [0, Z] \times [0, T]$ , ограниченной  $\partial\Omega_T = \partial\Omega \times [0, T]$ , решается задача о транспорте и трансформации набора химических веществ в атмосфере:

$$\frac{\partial \varphi}{\partial t} + \text{div}(\mathbf{u} \varphi - \mu \text{grad} \varphi) = f + r, \quad (x, t) \in \Omega_T. \quad (1)$$

$$\mu(x, t) \frac{\partial \varphi(x, t)}{\partial n} = 0, \quad (x, t) \in \Gamma_{out}, \quad \varphi(x, t) = (\varphi_b)(x, t), \quad (x, t) \in \Gamma_{in}, \quad (2)$$

$$\varphi(x, t) = \varphi_0(x), \quad x \in D, \quad t = 0, \quad (3)$$

где  $\varphi$  – концентрация рассматриваемых примесей,  $\mathbf{u}(x, t) \in \mathbb{Y}^3$  – вектор скорости ветра,  $\mu(z, t)$  – коэффициент диффузии,  $f$ ,  $(\varphi_0)$  – априорные значения источников и начальных данных,  $\varphi_b$  – концентрация вещества на границе области,  $r$  – управляющая функция (неопределенность), которая добавляется в жесткую структуру модели для усвоения данных. Операторы продукции и деструкции задаются системой кинетических уравнений на основе модели из [3]. Скорости фотохимических реакций зависят от времени суток. Прямая задача состоит в определении  $\varphi$  из (1)-(3) по известным  $f$ ,  $\varphi_0$ ,  $\varphi_b$ ,  $r$ . Предположим, что доступны результаты контактных измерений концентраций  $\{\Psi_m\}_{m=1, \dots, M}$  в заданные моменты времени  $\{\theta_m\}_{m=1, \dots, M}$  в точках  $\{\chi_m\}_{m=1, \dots, M}$ . Измерения могут содержать погрешности  $\{\eta_m\}_{m=1, \dots, M}$ :

$$I_m = \varphi(\chi_m, \theta_m) + \eta_m, \quad m = 1, \dots, M. \quad (4)$$

Ошибка измерений  $\eta_m$  предполагается ограниченной во (взвешенной) евклидовой норме в пространстве измерений  $\|\eta\|_M \leq \delta_{\eta}^I$ . Мы предполагаем, что все функции и модельные параметры достаточно гладкие, чтобы решения существовали и преобразования имели смысл. Задача усвоения данных заключается в определении  $\varphi$  для  $t > t^*$  по (1)-(3) и (4) при заданных функциях  $f$ ,  $\varphi_0$ ,  $\varphi_b$  и результатах измерений  $\{I_m\}_{m=1, \dots, M}$  таких, что  $0 < \theta_m < t^*$ .

Для решения многомерных задач применяется метод расщепления. В рассматриваемом вариационном алгоритме усвоение одного и того же набора данных производится квази-независимо на отдельных стадиях аддитивно усредненной схемы расщепления.

Введем временную сетку  $\omega_t = \{0 < t^1 < \dots < t^k < \dots < t^{N_t} = T\}$ . На каждом временном интервале  $[t^{k-1}, t^k]$  приблизим общую модель конвекции-диффузии-реакции (1)-(4) схемой расщепления по физическим процессам и пространственным переменным, порожденной разбиением  $\sum_{\xi \in \Xi} \gamma_{\xi} = 1$ ,  $\gamma_{\xi} \geq 0$ ,  $\Xi = \{x, y, t\}$ . На стадии переноса рассматривается один шаг по времени математической модели. На каждом шаге модели с усвоением параллельно решается две группы задач вариационного усвоения данных.

Для примера рассмотрим шаг расщепления, соответствующий только одному пространственному измерению  $x$  ( $\xi = x$ ) для любого  $l = 1, \dots, N_C$ :

$$\gamma_{\xi} \frac{\partial \varphi^{(\xi)}}{\partial t} + \frac{\partial (u_{\xi} \varphi^{(\xi)})}{\partial \xi} - \frac{\partial}{\partial \xi} \mu \frac{\partial \varphi^{(\xi)}}{\partial \xi} = \gamma_{\xi} f + r^{(\xi)}, \quad (\mathbf{x}, t) \in [0, X] \times [t^{k-1}, t^k], \quad (6)$$

$$\mu \frac{\partial \varphi^{(\xi)}}{\partial n} = 0, \quad (\mathbf{x}, t) \in \Gamma_{out} \cap (\{x=0\} \cup \{x=X\}) \times [t^{k-1}, t^k], \quad (7)$$

$$\varphi^{(\xi)} = \varphi_b, \quad (\mathbf{x}, t) \in \Gamma_{out} \cap (\{x=0\} \cup \{x=X\}) \times [t^{k-1}, t^k], \quad (8)$$

$$\varphi^{(\xi)}(\cdot, t^{k-1}) = \varphi(\cdot, t^{k-1}). \quad (9)$$



На каждой стадии схемы расщепления, на ограничениях математической модели находится условный минимум целевого функционала, включающего невязку между измеренными значениями и их смоделированными аналогами, а также некоторый стабилизатор, содержащий норму функции неопределенности (управления).

В качестве решения задачи усвоения данных рассмотрим минимум целевого функционала

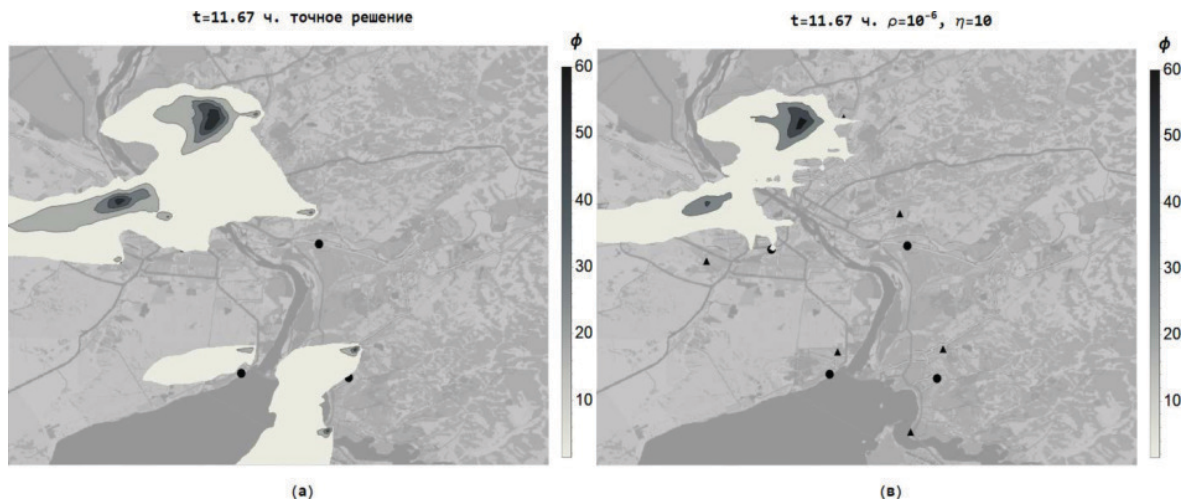
$$\begin{aligned} (J^{(\xi)})^k_{jn} \left( (\phi^{(\xi)})^k_{.j}, (r^{(\xi)})^k_{.j} \right) = & \sigma \sum_{i=1}^N \left( (\phi^{(\xi)})^k_{ij} - I_{ij}^k \right)^2 M_{ij}^k \\ & + \rho \sum_{i=1}^N \left( (r^{(\xi)})^k_{ij} \right)^2 + \eta \sum_{i=1}^{N_g-1} \left( \frac{(r^{(\xi)})^k_{ijn} - (r^{(\xi)})^k_{i+1jn}}{\Delta \xi} \right)^2 \end{aligned}$$

на ограничениях (6) - (9), аппроксимированных трехдиагональной неявной разностной схемой, считая  $[t^{k-1}, t^k]$  одним шагом по времени:

$$-L_i (\phi^{(\xi)})^k_{i-1j} + C_i (\phi^{(\xi)})^k_{ij} - R_i (\phi^{(\xi)})^k_{i+1j} = (\phi^{(\xi)})^{k-1}_{ij} + \Delta t F_i^k + \Delta t (r^{(\xi)})^k_{ij}, \quad i = 1, \dots, N.$$

Здесь  $\sigma$  - параметр усвоения,  $M_{ijnl}^k = 1$ , если в узле с координатами  $(x_i, y_j, t^k)$  есть измерение вещества  $l$ , иначе  $M_{ijnl}^k = 0$ . Аналогично,  $I_{ijnl}^k$  равно результату измерения, если в узле с координатами  $(x_i, y_j, t^k)$  есть измерение вещества  $l$ , иначе оно равно 0. Решение этой задачи оптимизации задается трехдиагональным матричным уравнением [4], [5] которое можно решить прямым методом матричной прогонки.

В [5] был представлен пример работы этого алгоритма в реалистичном сценарии для города Новосибирска (при  $\eta = 0$ ). Стабилизатор, регулирующий величину нормы производной функции неопределенности, позволяет получать менее локализованные решения, тем не менее согласующиеся с данными измерений (рис.1).



**Рис. 1** Сравнение «точного решения» (а) с результатом усвоения данных (в) в некоторый момент времени и для заданных значений параметров регуляризации  $\rho, \eta$ .

Усвоение данных сети мониторинга позволяет улучшить качество моделирования. Используя схему расщепления можно построить вычислительно эффективный алгоритм для усвоения данных контактных измерений для моделей конвекции-диффузии-реакции, способный при небольших разрешениях сеток работать в реальном времени на вычислительных машинах средних характеристик, что важно, например, при проведении полевых экспериментов. Для дополнительного сглаживания получающихся решений и уменьшения влияния артефактов от использования квази-независимого усвоения данных на отдельных шагах схемы расщепления, введена процедура сглаживания входных данных. Исследованы воздействия этой процедуры на результат усвоения данных. Изучена оценка эффективности применения прямого алгоритма вариационного усвоения данных мониторинга химического состава атмосферы в модели транспорта и трансформации примесей в атмосфере со стабилизаторами, включающими как норму самой функции неопределенности, так и норму ее пространственной производной в правдоподобном сценарии для города Новосибирска. Алгоритм показал свою эффективность в численном эксперименте.

**Благодарности.** Разработка новой модификации прямого алгоритма усвоения данных выполнена в рамках темы гос. задания ИВМиМГ СО РАН № 0315-2016-0004, построение сценария для моделирования, адаптация алгоритма к условиям города Новосибирска и численные эксперименты выполнены при финансовой поддержке РФФИ и Правительства Новосибирской области в рамках научного проекта № 17-41-543309.

### Список литературы

1. Bocquet M., Elbern H., Eskes H., Hirtl M., Carmichael G.R., Flemming J., Inness A., Pagowski M., Cama, et al. Data assimilation in atmospheric chemistry models: current status and future prospects for coupled chemistry meteorology models // *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, Vol. 14, Dec 2014. pp. 32233-32233. doi: 10.5194/acpd-14-32233-2014
2. Penenko A.V., Penenko V.V., Tsvetova E.A. Sequential data assimilation algorithms for air quality monitoring models based on a weak-constraint variational principle // *Numerical Analysis and Applications*, Vol. 9, Oct 2016. pp. 312-325.
3. Penenko A., Penenko V., Mukatova Z. Direct data assimilation algorithms for advection-diffusion models with the increased smoothness of the uncertainty functions // *2017 International Multi-Conference on Engineering, Computer and Information Sciences (SIBIRCON)*. Novosibirsk, 2017. P. 126-130.
4. Penenko V.V., Penenko A.V., Tsvetova E.A. Variational approach to the study of processes of geophysical hydro-thermodynamics with assimilation of observation data // *Journal of Applied Mechanics and Technical Physics*. 2017. V.58. P. 771-778.

## Detection of burnt areas in Yakutia and the analysis of forest fires events using long-term (1985-2015) satellite observations

Tomshin O.A., Solovyev V.S.

Yu.G. Shafer Institute of Cosmophysical Research and Aeronomy, Yakutsk, Russia

E-mail: tomshinoa@gmail.com, solovyev@ikfia.ysn.ru

This paper presents the results of burned area mapping in Yakutia's forests on AVHRR / NOAA (1985-2015) data using an adapted algorithm based on taking into account the change in the vegetation index of NDVI and an additional verification of the reliability of the identified burned areas based on expert judgment.

Most of the studied region is covered by boreal forests, which are annually affected by forest fires. The main feature of the forest fire regime in the study region is mainly the ground type of fires, due to the low density of the stand and the dominant larch forests.

In this paper, the method based on comparing the composite of the maximum values of NDVI for the second half of September of the year under consideration with the analogous composite for the previous year was used. The algorithm was adapted by the authors taking into account the features of the study region and the lower spatial resolution of the data used, in comparison with the data used in the development of the original algorithm. Adaptation was carried out by iterative selection of threshold values in order to optimize the process of detecting "true" and reducing "false" fires, while MODIS data served as the reference ones.

The procedure for detecting burns was carried out in two stages. At the first stage there was an automatic allocation of areas of possible fires with the help of an adapted threshold algorithm. At the second stage, the reliability of the selected sites was checked based on expert judgment. Criteria for the final classification of the object as a burned area were the presence of a sufficient number of registered "hotspots" and specific smoke plumes in this area during the fire season and the spatial configuration of texture features of the terrain.

As a result of the performed work, the threshold values of the algorithm for the mapping of burned areas by inter-seasonal changes of NDVI were adapted (optimized) as applied to the conditions of forest pyrogenesis in Yakutia (Eastern Siberia).

The results of the detection of the burns with the help of an adapted algorithm showed good agreement with the MODIS data (2001-2015), the correlation coefficient was 0.97. The differences in the quantitative estimation of the burned areas by AVHRR and MODIS data may be due to differences in algorithms and initial data sets.

The summary map of forest fire in Yakutia, constructed according to AVHRR (1985-2015), shows the presence of two regions in central Yakutia with higher occurrence of forest fires (Leno-Vilyui interfluvium and along the coast of Aldan).

Stable large-scale aerosol inhomogeneities with high AI values may be formed under certain meteorological conditions. The spatial scale of such inhomogeneities can be several million square kilometers. Masses of aerosol particles, a large fraction of which are black carbon, can be transported by air currents for long distances, reaching remote Arctic regions and adversely affecting the natural environment.

# Детектирование лесных гарей на территории Якутии и анализ лесопожарных событий по данным многолетних (1985–2015) спутниковых наблюдений

Томшин О.А., Соловьев В.С.

Институт космических исследований и аэрономии им. Ю.Г. Шафера СО РАН, Якутск, Россия  
E-mail: tomshinoa@gmail.com, solovyev@ikfia.yasn.ru

**В**ведение. Воздействие лесных пожаров на окружающую среду в целом носит негативный характер. Выгорание обширных лесных массивов ведет к радикальному изменению экосистем пострадавшего региона – преобразуется видовое разнообразие биоценоза, меняется локальный круговорот углерода и азотистых соединений, изменяется состав почвы и ее водный режим и пр. В результате лесных пожаров в атмосферу выбрасывается огромное количество твердых аэрозольных частиц, окислов серы, углерода, азота и др. Особенно критичны последствия пожаров в бореальных лесах Сибири, расположенных в зоне распространения вечной мерзлоты, т.к. ее разрушение приводит к дополнительной инъекции в атмосферу метана и окислов углерода, содержащихся во «вмороженном» состоянии в толще вечномерзлых пород. Задымление атмосферы продуктами горения биомасс и последующее снижение прозрачности атмосферы оказывает угнетающее воздействие на процессы фотосинтеза растительного покрова.

Ежегодный лесопожарный мониторинг на территории Восточной Сибири осуществляется по данным станций спутникового приема, расположенных в Иркутске (<http://atmos.iszf.irk.ru>, <http://www.eostation.irk.ru>) и Якутске (<http://ikfia.yasn.ru/lgi>). Исследованиям пространственно-временной динамики и последствий лесных пожаров с использованием результатов спутниковых наблюдений и модельных расчетов посвящен ряд работ [1-7].

Для оценки последствий лесных пожаров требуется знание площадных характеристик гарей. Существует ряд методик и алгоритмов детектирования гарей по данным дистанционного зондирования [8-10], применимых к той, или иной технике спектральной спутниковой съемки. Однако достоверность дешифрации гарей по космоснимкам зависит не только от технических параметров съемочной аппаратуры, времени и условия съемок, но и во многом – от локальных климатогеографических особенностей и характеристик растительности рассматриваемого региона.

В данной работе приведены результаты обработки длинного набора данных AVHRR/NOAA (1985-2015) с помощью адаптированного алгоритма, основанного на учете изменения индекса растительности NDVI [11], и дополнительной проверки достоверности выделенных гарей на основе экспертной оценки.

**Данные и методика.** В качестве исследуемого региона была выбрана Якутия, большая часть территории которой покрыта бореальными лесами, ежегодно страдающими от лесных пожаров. Основной особенностью лесопожарного режима в рассматриваемом регионе является преимущественно низовой тип пожаров, обусловленный невысокой плотностью древостоя и доминирующими лиственничными лесами.

С учётом изложенных особенностей региона в данной работе был использован метод детектирования гарей, предложенный в [12]. Данный метод представляет собой многопороговый алгоритм, основанный на сравнении композита максимальных значений NDVI за вторую половину сентября рассматриваемого года с аналогичным композитом за предыдущий год. Алгоритм был адаптирован авторами с учетом особенностей исследуемого региона и более низкого пространственного разрешения использованных данных, по сравнению с данными, использованными при разработке исходного алгоритма. Адаптация осуществлялась путём итерационного выбора пороговых значений с целью оптимизации процесса детектирования «истинных» и снижения «ложных» гарей, при этом в качестве опорных служили данные MODIS.

Процедура детектирования гарей осуществлялась в два этапа. На первом этапе происходило автоматическое выделение участков возможных гарей с помощью адаптированного порогового алгоритма. На втором этапе осуществлялась проверка достоверности выделенных участков на основе экспертной оценки. Критериями окончательной классификации объекта как гарь служили – наличие достаточного количества зарегистрированных «хотспотов» и характерных дымовых шлейфов на данном участке в течение пожароопасного сезона и пространственная конфигурация текстурных особенностей местности.

Использованные в работе данные NDVI были взяты из открытых источников проекта AVHRR NDVI3g (<https://nex.nasa.gov/nex/projects/1349/>) и представляют собой композиты максимальных значений NDVI за вторую половину сентября в формате широтно-долготной сетки с шагом 0.08° ш./д. Анализ набора данных NDVI (1981-2015) показал, что наиболее полное и регулярное покрытие исследуе-



мой территории данными AVHRR километрового разрешения, необходимых для уверенной экспертной оценки, наблюдается с середины 80-х [7].

В качестве опорного набора данных были использованы ежемесячные карты гарей, построенные по данным радиометра MODIS. Продукт MCD45 (<http://modis-fire.umd.edu/pages/BurnedArea.php>) представляет широтно-долготную сетку распределения лесных гарей с шагом 0.0044° ш./д.

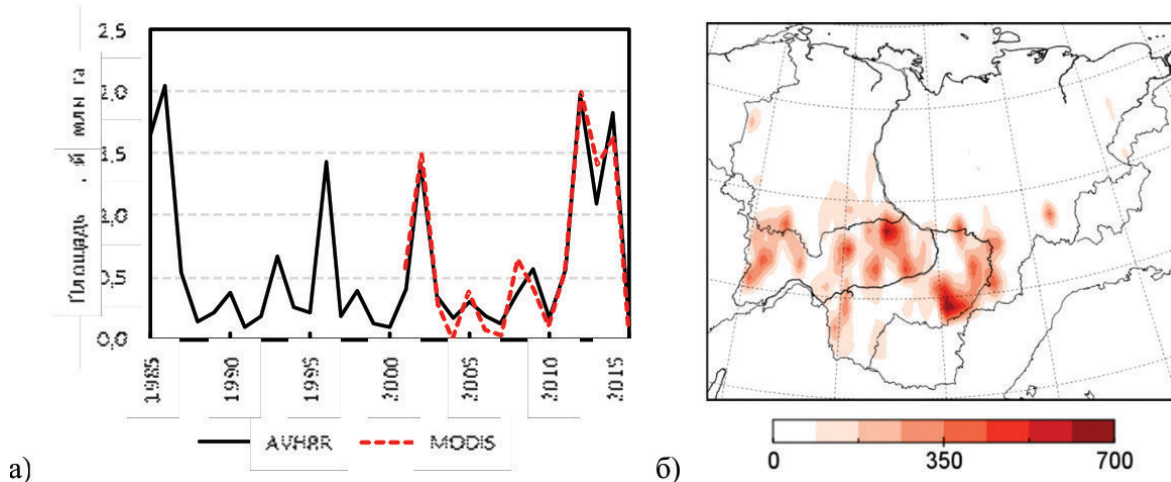
Анализ вариаций значений аэрозольного индекса (АИ) осуществлялся по данным прибора TOMS (Nimbus-7), полученным из открытых ресурсов Центра космических полётов им. Р. Годдарда НАСА (<http://earthdata.nasa.gov>).

Карта ветров на уровне 850 мбар (~1,5 км), отклонений значений атмосферного давления на уровне моря (ASLP) от многолетних построены по данным «NCEP-реанализа» (<http://www.esrl.noaa.gov>). Метеоданные представлены на регулярной сетке с пространственным разрешением 2,5°x2,5°.

**Обсуждение результатов.** На рис. 1а приведены графики вариаций площади гарей на территории Якутии, полученных по данным AVHRR (1985-2015 гг.) и MODIS (2001-2015 гг.). Как видно из рисунка, данные AVHRR и MODIS хорошо согласуются – коэффициент корреляции составляет 0.97. Расхождения в результатах оценки площадей гарей могут быть обусловлены различиями методик выделения гарей и исходных наборов данных. Высокий уровень согласия результатов сопоставления данных AVHRR и MODIS обосновывает применение адаптированного алгоритма выделения гарей на территории Якутии для всего набора данных AVHRR, начиная с 1985 г.

По данным AVHRR (1985-2015) была построена карта относительной горимости лесов (площадь гарей, приведенная на 1 тыс. га), представленная на рис. 1б. Как видно из рисунка, в центральной части Якутии можно выделить две области повышенной горимости – Лено-Вилуйское междуречье и вдоль Алдана. Предположительно, эти области с высокой горимостью обусловлены сочетанием локальных метеорологических условий, особенностей рельефа и антропогенным фактором (высокой плотностью населения).

В результате лесных пожаров в атмосферу выбрасывается огромное количество дымовых аэрозолей, окислов серы, углерода, азота и др. На рис. 2 (а, б, в, г) представлены карты активных очагов лесных пожаров (чёрные точки), обнаруженных 18, 20 и 22 июля 1986 г. по данным AVHRR/NOAA-9, а также карты распределения аэрозольного индекса (АИ), построенные по данным TOMS. Как следует из рис. 2, на территории южной Якутии, Забайкалья и Амурской области наблюдалось большое количество очагов пожаров, в результате которых сформировалась крупномасштабная область с повышенным содержанием дымовых аэрозольных частиц. Под действием воздушных течений, сформированных соответствующим распределением барических полей (рис. 2 г, д, е), огромные массы аэрозольных частиц были унесены в северо-западном направлении, к побережью Карского моря. Область неоднородности АИ протянулась от южных регионов Восточной Сибири до Обской губы на севере Сибири, заняв площадь ~1,7 млн. кв. км. В работе [5], показано, что аналогичные крупномасштабные неоднородности дымовых аэрозолей способны сохраняться в течение 5-7 суток после прекращения пожаров.

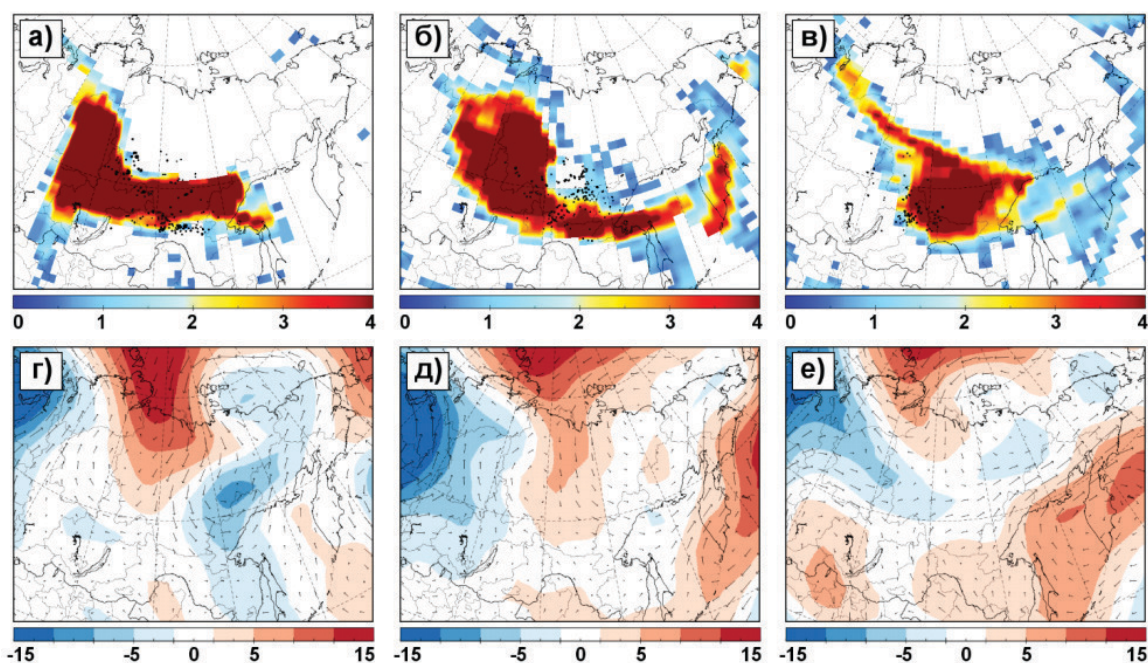


**Рис. 1.** а) Межгодовые вариации площади гарей, обнаруженных по данным AVHRR (чёрная линия) и MODIS (красная пунктирная линия); б) относительная горимость на 1 тыс. га. по данным AVHRR (1985-2015 гг.).

**Выводы.** В результате проведённых работ были адаптированы (оптимизированы) пороговые значения алгоритма выделения лесных гарей по межсезонным изменениям NDVI применительно к условиям лесного пирогенеза в Якутии (Восточная Сибирь).

Результаты детектирования гарей с помощью адаптированного алгоритма показали хорошее согласие с данными MODIS (2001-2015 гг.), коэффициент корреляции составил 0.97. Расхождения в количественной оценке площадей гарей по данным AVHRR и MODIS могут быть обусловлены различиями алгоритмов и исходных наборов данных.





**Рис. 2.** Карты распределения аэрозольного индекса, очагов горения (чёрные точки),  $\Delta$ SLP и ветров на уровне 850 мб за 18 июля (а, г), 20 июля (б, д), 22 июля (в, е) 1986 г.

Сводная карта горимости лесов в Якутии, построенная по данным AVHRR (1985-2015), показывает наличие двух областей в центральной Якутии с более высокой горимостью (Лено-Вилюйское междуречье и вдоль берега Алдана).

При определённой метеорологической обстановке возможно образование устойчивых крупномасштабных аэрозольных неоднородностей с высокими значениями АИ. Пространственные масштабы подобных неоднородностей могут составлять несколько миллионов квадратных километров. Массы аэрозольных частиц, немалую долю которых составляет черный углерод, способны переноситься воздушными течениями на большие расстояния, достигая отдаленных арктических регионов и оказывая негативное влияние на природную среду.

#### Литература:

1. Соловьев В.С., Козлов В.И., Муллаяров В.А. Дистанционный мониторинг лесных пожаров и гроз в Якутии, отв. редактор Соловьев С.И. ИКФИА СО РАН. Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН. 2009. 108 с.
2. Соловьев В.С., Будищев А.А. Возмущения аэрозольной оптической толщины атмосферы, вызванные лесными пожарами в Якутии // *Оптика атмосферы и океана*. 2010. Т. 23. № 7. С. 626-629.
3. Томшин О.А., Протопопов А.В., Соловьев В.С. Исследование вариаций атмосферного аэрозоля и угарного газа в области лесных пожаров // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2012. Т. 9. № 1. С. 145-150.
4. Tomshin O.A., Solovyev V.S. Study of variations in parameters of atmospheric aerosol due to large-scale forest fires in Central Yakutia (2002) // *Atmos. Ocean Opt.* 2015. V. 28, №1. P. 95-99. (doi:10.1134/S1024856015010145)
5. Томшин О.А., Соловьев В.С. Исследование крупномасштабных неоднородностей аэрозольных полей, вызванных лесными пожарами в Сибири // *Оптика атмосферы и океана*. 2016. Т. 29. № 07. С. 598-602.
6. Tomshin O. A., Solovyev V. S. The impact of large-scale forest fires on atmospheric aerosol characteristics // *International Journal of Remote Sensing*. 2014. V. 35, № 15. P. 5742-5749.
7. Томшин О.А., Соловьев В.С. Использование многолетних архивных данных AVHRR (1986-2015 гг.) для исследования пирогенной активности в Восточной Сибири / Региональные проблемы дистанционного зондирования Земли: материалы III Междунар. науч. конф. – Красноярск: Сиб. федер. ун-т, 2016. С. 335-338.
8. Sukhinin A.I., French N.H., Kasischke E.S., Hewson J.H., Soja A.J., Csizsar I.A., Hyer E.J., Loboda T., Conrad S.G., Romasko V.I., Pavlichenko E.A., Miskiv S.I., Slinkina O.A. AVHRR-based mapping of fires in Russia: New products for fire management and carbon cycle studies // *Remote Sensing of Environment*. 2004. V. 93. № 4. P. 546-564.

9. Gitas I.Z., Mitri G.H., Ventura G. *Object-based image classification for burned area mapping of Creus Cape, Spain, using NOAA-AVHRR imagery // Remote Sensing of Environment. 2004. V. 92. № 3. P. 409-413.*
10. Al-Rawi K. R., Casanova J. L., Calle A. *Burned area mapping system and fire detection system, based on neural networks and NOAA-AVHRR imagery // International Journal of Remote Sensing. 2001. V. 22. № 10. P. 2015-2032.*
11. Pinzon J. E., Tucker C. J. *A Non-Stationary 1981–2012 AVHRR NDVI3g Time Series // Remote Sens. 2014. V. 6. P. 6929–6960.*
12. Fraser R.H., Li Z., Cihlar J. *Hotspot and NDVI Differencing Synergy (HANDS): A New Technique for Burned Area Mapping over Boreal Forest // Remote Sensing of Environment. 2000. V. 74. № 3. P. 362-376.*

## СЕКЦИЯ 6

Экстремальные  
климатические  
явления,  
региональные риски  
и социо-  
экономические  
последствия

## SESSION 6

Extreme Climatic  
Events, Regional  
Risks and Socio-  
economic Impactss

### Prediction of morbidity in the population of urban territories in changing environment condition

<sup>1</sup>Efimova N.V., <sup>2</sup>Zarodnyuk T.S.,  
<sup>2</sup>Gornov A.Yu., <sup>2</sup>Anikin A.S.

<sup>1</sup> East Siberian Institute of Medical and Environmental  
Research, Angarsk, Russia

<sup>2</sup> Matrosov Institute for System Dynamics and Control  
Theory of SB RAS, Irkutsk, Russia  
E-mail: medecolab@inbox.ru

Today, more than half of the world's population live in cities. On opinion expert WHO, by 2050, this proportion is expected to grow to two-thirds. The report presents the results of mathematical modeling of the public health dynamics for the purpose of analysis and forecasting morbidity changes when changing environmental and social factors. The authors have developed a software including advanced nonlocal techniques practices and supporting local algorithms with settings of algorithmic parameters for increase of their effectiveness in the considerable class of problems. Testing of the proposed approaches carried out by the example of development in the Irkutsk region of industrial enterprises.

The materials on the development of a mathematical model using the neural networks taking into account the factors of the natural, technogenic and social environments with may explain the variables as well as the model adequacy control compared with the results of the numeral experiments on an example of town Bratsk are represented. A training sample for the population of the 10 cities in the Irkutsk region was created for constructing the model, according to the data of the Committee on Statistics, Department for Hydrometeorology and Environmental monitoring. The quality of neural model is estimated by comparing the results of numerical experiments. The morbidity is an inertial indicator and reacts slowly to changes in conditions, so the average incidence rate for the period 2014-2016 was taken into account as a response.

The average calculated data were as follows: in children - 1756 cases per 1000 people (95% confidence interval 1126 - 2386 ‰), in adolescents - 1256 ‰ (1122 - 1391 ‰), in adults 846 ‰ (558 - 1134 ‰). Comparison of calculated and actual incidence rates showed: the actual indicator in children exceeded the upper limit of the estimated incidence by 3.6%, adolescents by 6.7%. Primary morbidity is 8.5% below the lower estimated border In the adult population in recent years. Note that the mean differences in all groups are statistically insignificant ( $p > 0.05$ ), which reflects the good approximating properties of the model and allows using it for further research. We found the optimal level of air pollution, which allows

us to provide the background morbidity level of various age groups. It was found that the morbidity index depends on the pollution and is achievable even with more severe weather conditions. It is necessary to improve health care and decrease air pollution to reduce child morbidity. Constructed mathematical models of "morbidity - environmental factors" system allowed to get the accurate predictions and to develop on the basis of their control solutions to minimize the risks to public health.

Thus, use of either detailed health documents for a population, or prospectively collected data on morbidity data coupled with such relevant biomarkers may provide a more thorough assessment of depends environment - health. The importance of using multiple statistical analysis methods in each paper and the difference in how the timing of the environmental factors association may impact which of these design features is most important is also discussed. Based on these and other lessons learned, researchers may provide a more epidemiologically rigorous evaluation of cause-specific health impacts of an air quality intervention or action.

*The research carried out with the partial financial support of RFBR and the Irkutsk region Government, project number 14-47-04089.*

## Прогноз заболеваемости населения городских территорий в изменяющихся условиях среды обитания

<sup>1</sup>Ефимова Н.В., <sup>2</sup>Зароднюк Т.С., <sup>2</sup>Горнов А.Ю., <sup>2</sup>Аникин А.С.

<sup>1</sup> Восточно-Сибирский институт медико-экологических исследований, Ангарск, Россия

<sup>2</sup> Институт динамики систем и теории управления им. В.М. Матросова СО РАН, Иркутск, Россия

E-mail: medecolab@inbox.ru

Более половины населения мира проживает в городах, по оценкам экспертов ВОЗ, к 2050 году их количество достигнет двух третей [1]. Промышленное развитие городов приводит не только к развитию социальной инфраструктуры городов, но и к химическому загрязнению среды обитания, в первую очередь атмосферного воздуха.

В середине 90-х годов прошлого века по результатам государственной экологической экспертизы медико-экологическая ситуация в городах Шелехове и Братске была признана кризисной. К числу ведущих токсикантов, определяющих риски здоровью при воздействии выбросов основного и вспомогательных предприятий юли отнесены: соединения фтора, бенз(а)пирен и смолистые вещества, взвешенные вещества, содержащие диоксид кремния, действие которых на ряд органов и систем изучено в клинических, экспериментальных и эпидемиологических исследованиях.

На территориях указанных промышленных центров были реализованы целевые Программы неотложных мероприятий по улучшению состояния окружающей среды, санитарно-эпидемиологической обстановки и здоровья населения Однако, по данным статистического учета и социально-гигиенического мониторинга, медико-экологическая ситуация в данных промышленных центрах остается напряженной, что определяет необходимость дальнейших исследований и привлечения различных математических методов к оценке и прогнозированию состояния единой медико-экологической системы [2,3]. Математические модели служат инструментом, позволяющим увязывать и согласовывать информацию различного содержания, что неизбежно в любых комплексных междисциплинарных исследованиях [4,5]. Достаточно давно при моделировании сложных процессов и систем применяются нейросетевые методы, в основе которых лежит идея построения вычислительного устройства из большого числа параллельно работающих простых элементов («формальных нейронов»), которые функционируют независимо друг от друга и связаны между собой каналами передачи информации [6]. Однако в решении задач оценки популяционного здоровья методы нейросетевого моделирования применяются относительно редко [7].

Цель исследования – разработать и верифицировать прогноз заболеваемости городского населения на основе математической модели с учетом изменения факторов среды обитания.

Поставленная цель достигалась в ходе нескольких последовательных этапов: изучение динамики заболеваемости населения и качества среды обитания модельных территорий; оценка информативности факторов с помощью метода Шепарда; разработка математической модели, учитывающей в качестве объясняющих переменных наиболее значимые факторы окружающей природной и социальной среды; определение фоновых уровней заболеваемости населения на основе нейромодели; расчет оптимальных уровней загрязнения атмосферного воздуха, позволяющего обеспечить фоновый уровень заболеваемости различных возрастных групп населения модельных территорий; проверка адекватности модели при сравнении результатов численных экспериментов.

**Материалы и методы исследования.** Исследования проведены в городах Братск и Шелехов, где размещены предприятия теплоэнергетики, производство алюминия, а также лесоперерабатывающий ком-



плекс (в г. Братске). Для составления качественного прогноза здоровья населения региона исходили из принципа, что поведение элементов объекта модели осуществляется не изолированно, а во взаимосвязи. Причем причинно-следственные зависимости возможны не только в системе «фактор среды обитания – отклик», но и между отдельными элементами (влияние природных факторов на качество жизни, индустриального развития на уровни загрязнения атмосферного воздуха и социальные условия и т.п.).

Оценка факторов среды обитания дана по результатам социально-гигиенического мониторинга за 1995-2014 гг. В качестве показателя, характеризующего величину длительного химического загрязнения, использован среднегодовой индекс неканцерогенной опасности (НИ), рассчитанный в соответствии с [8]. Оценка загрязнения воздушного бассейна дана с учетом эмиссии и физико-химических и токсикологических свойств примесей, поступающих в атмосферный воздух.

Оценку первичной заболеваемости населения провели на сплошной выборке по данным муниципальных организаций здравоохранения (форма № 12) по возрастным группам: дети (0-14 лет), подростки (15-18 лет), взрослые (старше 18 лет). Социальные условия включали характеристику жилищного фонда (обеспеченность централизованным водоснабжением и канализованием, электроплитами, среднее количество жилой площади на душу населения), социальную инфраструктуру (обеспеченность детскими садами и яслями, школами, учреждениями культуры, спорта) и некоторые данные об образе жизни, полученные в ходе анкетирования квотированных групп населения.

Заболеваемость являются одним из наиболее характерных признаков потери здоровья, как индивидуумом, так и популяцией. В данном исследовании проанализирована информативность 22 предикторов, объясняющих первичную заболеваемость трех групп населения методом Шепарда. Наиболее значимые факторы учтены при формировании математической модели заболеваемости и последующем прогнозировании.

Одним из способов построения прогнозной модели является аппроксимация рассматриваемой функции пяти переменных искусственной нейронной сетью. Для формирования модели была создана общая обучающая выборка для населения 10-ти городов Иркутской области, по данным статистических отчетов комитета по статистике, лечебно-профилактических учреждений, центров гигиены и эпидемиологии, управления по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (1995-2014 гг.). Для «обучения» сети (настройки внутренних весовых коэффициентов сети с целью наилучшего приближения рассматриваемой зависимости) применялась вычислительная технология, основанная на нескольких методах: наименьших квадратов, случайного мультистарта, имитации отжига и сопряженного градиента в вариантах Флетчера-Ривса и Полака-Поляка-Рибьера [6]. Для верификации расчетных результатов проведено их сравнение с фактическими данными. Так как известно, что заболеваемость является весьма инерционным показателем и зачастую не реагирует на изменение условий в течение изучаемого календарного года, в качестве отклика учитывали средний показатель заболеваемости за период три года (2014-2016гг.) по каждой возрастной группе.

**Результаты.** Установлено, что для обеих территорий и всех рассматриваемых групп населения наиболее важными факторами, позволяющими описывать первичную заболеваемость являются: коэффициенты опасности, отражающие загрязнение воздушного бассейна взвешенными веществами, оксидом углерода, свинцом, а также доля лиц с доходами ниже прожиточного минимума. Кроме того, для групп детей значимыми являются расходы на образование; для подростков - расходы на здравоохранение и коэффициенты опасности по твердым фторидам (специфичным для производства алюминия) и формальдегиду; для взрослых - и коэффициенты опасности по твердым фторидам и тяжелым металлам. Для рассматриваемых территорий также установлены различия по приоритетным факторам: для заболеваемости населения г. Шелехова кроме выше перечисленных предикторов к статистически значимым можно отнести: температуру воздуха, загрязнение воздушного бассейна фтористым водородом, среднедушевой доход (для взрослого населения); для населения Братска: обеспеченность врачами и расходы на здравоохранение, скорость ветра, загрязнение воздушного бассейна серусодержащими веществами, специфичными для выбросов целлюлозно-бумажной промышленности.

Анализ результатов выбора информативных факторов свидетельствует, что загрязнение атмосферы твердыми частицами с учетом их дисперсности отнесены к наиболее информативным по данным мега-проектов Европейского Союза и ВОЗ [9,10], прочие загрязнители, отражают, на наш взгляд, специфику спектра примесей, поступающих в атмосферу. Из социально-экономических факторов для более удаленного города (Братска) к числу приоритетов попали признаки, характеризующие доступность медицинской помощи.

Установлено, что наиболее адекватные результаты получены при применении 2-х слойной нейросети с числом нейронов в каждом слое 5 или 10. Выявлено, что расчеты по сети с числом нейронов 20 в слоях дают наименее точный вариант. Расчетный показатель заболеваемости был ниже среднегодового фактического у детей в 4,9-16,1 раз, у подростков в 5,8-16,0 раз, у взрослых - в 4,8-13,5 раза. Следует также отметить, что время расчета при различных структурах нейросети отличалось незначительно и составляло 386-420 секунд при работе с данными по заболеваемости детей, 403-444 секунд - при анализе заболеваемости подростков и 402-468 - взрослых.

Для оценки достоверности результата расчетов по нейросети использован нейроконсилиум, состоящий из 15 нейронных сетей, которые обучались независимо. На основе накопленной статистической информации проведено обучение консилиумов нейронных сетей для предсказания заболеваемости населения при определенных значениях параметров и составлен прогноз заболеваемости детей, подростков и взрослых при определенных значениях исходных параметров:  $T_i = -3,5^\circ\text{C}$ ;  $W_i = 2,8$  специалистов на 1000 населения;  $V_i = 2,6$  м/с;  $P_i = 15,0$  условных единиц;  $C_i = 8$  баллов. В качестве ответа выбрали средние значения результатов и их пределы с учетом 95-процентной вероятности (95%CI). По отклонению ответов от среднего оценивали достоверность итогового результата.

Для верификации полученных результатов мы выбрали тестовый период, соответствующий по своим параметрам сценарной задаче. Расчетные данные составили: у детей - 1756 случаев на 1000 человек (95%CI - 1126-2386 ‰), у подростков - 1256 ‰ (95%CI - 1122-1391 ‰), у взрослых 846 ‰ (95%CI - 558-1134‰). Сравнивая расчетные данные и фактические уровни заболеваемости установили: фактический показатель у детей превысил верхний предел расчетной заболеваемости на 3,6 %, подростков - на 6,7 %, у взрослого населения в последние годы первичная заболеваемость на 8,5% ниже нижней расчетной границы. Отметим, что различия средних во всех группах статистически не значимы ( $p > 0,05$ ), что отражает хорошие аппроксимирующие свойства модели и позволяет использовать ее для дальнейших исследований.

Для успешного управления сложными системами традиционно применяют математические и информационные технологии, позволяющие на моделях рассмотреть возможные последствия от внедрения управляющих решений [3,4]. В связи с вышеуказанным, решена задача определения оптимального уровня объясняющих переменных для достижения целевых показателей заболеваемости, в качестве которых рассматривались фоновые уровни заболеваемости в регионе. При расчетах были учтены вероятные пределы варибельности предикторов, основанные на эмпирических данных наблюдений за 30-тилетний период. Граничными значениями по природным условиям приняли: температура 0 - (-3,5) °C, скорость ветра 1,5-2,8 м/с. Для управляемых факторов в качестве лимитирующих заложили уровни, обеспечивающие приемлемое качество жизни: обеспеченность врачами на уровне несколько ниже и выше среднего по РФ и Иркутской области (2,0-3,0 на 1000 населения), социальные условия предполагают либо отсутствие дополнительных вложений и сохранение существующего образа жизни большинства населения (это оценивалось в 6 баллов), либо улучшение социальных условий и внедрение здорового образа жизни (10 баллов). Нижняя граница интегрального показателя загрязнения атмосферного воздуха выбрана на уровне допустимого ( $P = 2-4$ , для количества учитываемых в городе веществ), верхним пределом мы посчитали  $P = 15$  (высокое загрязнение). Установлено, что целевые показатели заболеваемости в значительной степени зависят от загрязнения окружающей среды и достижимы даже при более суровых погодных условиях. Для снижения заболеваемости детского населения, в первую очередь, необходимо улучшить медицинское обеспечение и снизить загрязнение атмосферного воздуха.

Обобщая собственный опыт и анализ результатов других авторов, следует отметить, что использование первичных медицинских документов, либо собранных в ходе проспективных исследований данных о состоянии здоровья в сочетании с соответствующими биомаркерами может обеспечить более корректную оценку зависимости «окружающая среда – здоровье». Кроме того, необходимо мониторить большее количества загрязнителей воздуха, метеорологических и социальных параметров для более глубокого понимания того, какие факторы обуславливают наблюдаемые изменения заболеваемости. Считаем важным использование нескольких методов математико-статистического анализа в каждом случае, так как влияние комплекса факторов окружающей среды может оказывать как аддитивное, так и субаддитивное действие и, в некоторой степени, искажать биологический ответ на экспозицию. Учитывая эти и другие подходы, исследователи могут обеспечить более строгую эпидемиологическую оценку воздействия на здоровье человека факторов среды обитания.

*Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ и Правительства Иркутской области, проект p\_сибирь\_a № 14-47-04089.*

#### **Литература:**

1. Neira M. Health must be the number one priority for urban planners. <http://www.who.int/mediacentre/commentaries/2018/health-urban-planning/en/> (доступ 10.04.2018)
2. Ефимова Н.В., Тихонова И.В. Экология и болезни верхних дыхательных путей у детей и подростков Прибайкалья. Иркутск, 2014.
3. Математические модели состояния общественного здоровья на примере Прибайкальского региона / Под ред. И.В. Бычков, В.А. Батулин, М.П. Дьякович. Новосибирск: СО РАН, 2014
4. Моделирование социо-эколого-экономической системы региона / Под ред. В.И. Гурмана, Е.В. Рюминой. М.: Наука, 2001.
5. Rich D.Q. Accountability studies of air pollution and health effects: lessons learned and recommendations for future natural experiment opportunities. *Environ Int.* 2017;100:62-78. doi: 10.1016/j.envint.2016.12.019.

6. Горбань А.Н., Россиев А.Д. *Нейронные сети на персональном компьютере*. Новосибирск: Наука, 1996. 276 с.
7. Ефимова Н.В., Горнов А.Ю., Зароднюк Т.С. *Опыт использования искусственных нейронных сетей при прогнозировании заболеваемости населения*. *Экология человека*. 2010; 3:3-7.
8. *Руководство Р 2.1.10.1920-04 по оценке риска для здоровья населения при воздействии химических веществ, загрязняющих окружающую среду*. М., 2004.
9. Cesaroni G., Forastiere F., Stafoggia M. et al. *Long term exposure to ambient air pollution and incidence of acute coronary events: prospective cohort study and meta-analysis in 11 European cohorts from the SCAPE Project*. *Brit. Med. J.* 2014;348:f7412
10. Eeftens M, Beelen R, de Hoogh K. et al. *Development of land use regression models for PM(2.5), PM(2.5) absorbance, PM(10) and PM(coarse) in 20 European Study Areas; Results of the ESCAPE Project*. *Environ. Sci Technol.* 2012; 46: 11195–11205.

## Urban climate and urban thermal comfort modeling approaches

Konstantinov P.I., Varentsov M.I.

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia  
A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics RAS, Moscow, Russia  
E-mail: kostadini@mail.ru

In recent times, the urban climate studies have inevitably shifted the emphasis towards the problems of sustainable development of megacities. Such concept is closely connected with the studies of the human comfort in large cities in Europe and Asia. It is a rational approach to the resettlement and peaceful coexistence of a large number of people within the confines of a small territory (villages, cities, metropolises, etc.). From this point of view, the cities of the Russian Federation are an ideal monitoring platform, since the concept process of their development has just started. At the same time, it should be taken into account that the Russian Federation is a highly urbanized country (Kolosov, Nefedova, 2014), and this process has been connected to internal migration of the population since the 1970s.

Rapid urbanization in Russian Federation led to cities growth and its economic advance. Alongside this population of big cities (>1 000 000 inhabitants) is quite vulnerable to heat wave events due to intensive urban heat island event. In July and August 2010 in the biggest city in Russia – Moscow, where more than 11 million people live, the longest and the strongest heat wave as well as the warmest day (29th of July 2010) were recorded since the meteorological observations in Russia (Konstantinov et al, 2014). There were close to 11 000 excess deaths from non-accidental causes (predominantly temperature and air pollution) during this period, mainly among people older than 65 years. Increased risks also occurred in younger age groups (Shaposhnikov et al., 2014). Thus, the main goal of the study is the assessment of modern bioclimatic conditions (1966-2015) for determining the level of comfort in large Russian cities based on the observations at meteorological stations.

It was noted that at the level of the average annual values, only in Moscow the PET index (and, hence, potentially the thermal stress) grows faster than the regional climate warms. In other cities this tendency is much weaker (N. Novgorod) or not significant. This interesting tendency is caused by both Moscow related urban planning dynamics in post-USSR period and by regional climate dynamics.

### References:

1. Kolosov, V.A. & Nefedova, T.G. *Reg. Res. Russ.* (2014) 4: 68. <https://doi.org/10.1134/S2079970514020099>
2. P. I. Konstantinov, M. I. Varentsov, and E. P. Malinina. *Modeling of thermal comfort conditions inside the urban boundary layer during moscow's 2010 summer heat wave (case-study)*. *Urban Climate*, 10(3):563–572, 2014.
3. Shaposhnikov D, Revich B, Bellander T, et al. *Mortality Related to Air Pollution with the Moscow Heat Wave and Wildfire of 2010*. *Epidemiology (Cambridge, Mass)*. 2014;25(3):359-364. doi:10.1097/EDE.0000000000000090

# Современные подходы к исследованию погоды, климата и условий термического комфорта для населения внутри городских агломераций. Первые результаты

<sup>1</sup>Константинов П.И., <sup>1,2</sup>Варенцов М.И.

<sup>1</sup> Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

<sup>2</sup> Институт Физики Атмосферы имени А.М. Обухова РАН, Москва, Россия

E-mail: kostadini@mail.ru

## ВВЕДЕНИЕ

Взаимодействие климатических условий и человека - одно из в наибольшей степени разрабатываемых направлений биоклиматологии. Ему посвящено большое количество работ в области физической географии, климатологии, экологии, биометеорологии и медицинской географии.

Актуальность и интерес к исследованию закономерностей влияния погоды обоснованы тем воздействием, которое она оказывает на комфортность проживания человека, состояние здоровья населения, а также практически на все сферы жизнедеятельности человека. Изучение влияния окружающей среды на человека показывает, что наиболее значительными для здоровья, самочувствия и жизнедеятельности человека являются факторы, определяющие его тепловое состояние.

Условия комфортности климата базируются на понятии физиологического комфорта. Он возникает в условиях наименьшего напряжения терморегуляторной системы организма, то есть в состоянии физиологического покоя. Зона комфорта по метеорологическим условиям не стандартна для всех людей, она зависит от ряда условий (времени года, климатического пояса, возраста человека и так далее).

Термический комфорт – это состояние, в котором человек чувствует, что его тело находится в состоянии устойчивого теплового баланса.

Одним из наиболее актуальных вопросов в прикладной климатологии является оценка условий термического комфорта в городских районах. Особенно важным является изучение температурных условий комфорта в самых больших и густонаселенных городах, так как эффект тепловых волн на сегодняшний день становится сильнее эффекта городского острова тепла (температура воздуха в городах всегда несколько превышает среднюю температуру окружающей местности).

## МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ:

Удобно анализировать эти вопросы, используя комплексные индексы биометеорологической комфортности. К настоящему моменту существует много подходов к типизации биоклиматических индексов), популярных в отечественной метеорологической традиции: например, А.А. Исаев разделяет индексы на группы в зависимости от сочетания входящих в них метеорологических величин (Исаев, 2003). Таким образом выделяются температурно-влажностные, температурно-ветровые и температурно-влажностно-ветровые типы индексов. За рубежом в индексы включается, как правило, не только информацию о состоянии атмосферы, но и данные о физиологических особенностях человека.

Также следует отметить, что все отечественные индексы комфортности главным образом характеризуют то, при каком сочетании метеопараметров человеческий организм подвергается опасному охлаждению. Это и понятно – индексы использовались, главным образом, для оценок комфортности/дискомфортности при работе на Севере, в Сибири и Дальнем Востоке. В качестве примера может служить индекс Адаменко-Хайруллина, с помощью которого определяются пороговые значения так называемой приведённой температуры, соответствующие установленным гигиеническим нормам пребывания людей на открытом воздухе в условиях Арктики.

Однако теперь, с потеплением климата, важную роль получили оценки комфортности в теплый период года. Особенно актуально это для Москвы, где более опасными представляются в настоящее время не зимние морозы, а летняя жара. Последняя определяется «волнами тепла» (Ревич, 2008; Ревич, Шапошников; 2006). Это, с позиции воздействия на человека, период времени, в который наблюдается чрезмерное напряжение терморегуляции организма, а также повышенный риск заболеваемости и смертности, особенно от проблем дыхательной и сердечно-сосудистой системы В 1998–2002 гг., в городах России волны тепла стали причиной от 4 до 29 тысяч случаев дополнительной смерти в год. При дальнейшем потеплении климата возможно увеличение числа дней с аномальной высокой температурой, что, в свою очередь, приведет к увеличению количества таких климатически обусловленных смертельных исходов.

Для оценки тепловой нагрузки на организм (в том числе и в течение волн тепла) удобно использовать индекс «Physiological Equivalent Temperature (PET) или эквивалентно-физиологическая температура для данного места» (Matzarakis et al, 2007). Это температура воздуха, при которой для обычных ком-



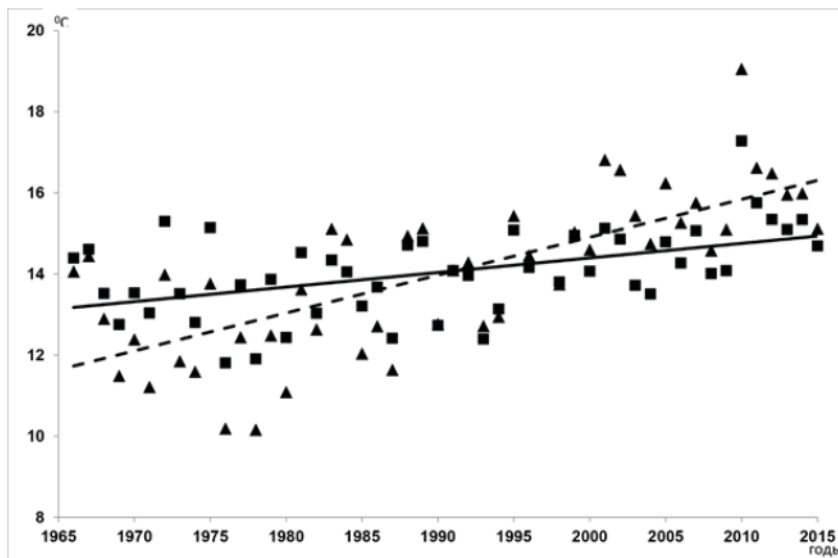
натных условий тепловой баланс человеческого тела остается неизменным при тех значениях температуры внутренних органов и температуры кожи, которые наблюдаются в данной ситуации. За «обычные комнатные условия» принимается ситуация, когда: средняя радиационная температура равна температуре воздуха, скорость ветра – 0,1 м/с, парциальное давление водяного пара – 12 гПа.

Расчет индекса основан на решении системы уравнений, состоящая из уравнения теплового баланса человека и уравнения, описывающего поток тепла, направленного через слой одежды от кожи к поверхности одежды. Применение этого индекса находит широкое применение для оценок рекреационного потенциала, для городского планирования в целом.

На основе различных градаций индекса PET выделяют степень опасности теплового стресса. Так, для Москвы наибольшая повторяемость приходится на сильный тепловой стресс (33% случаев волн тепла). Повторяемость экстремального теплового стресса составляет около 14%. Случаи комфортных ощущений в период волн тепла составляют лишь примерно 7%. В целом, можно сказать, что в период волн тепла почти в половине случаев (48%) происходит ухудшение самочувствия населения (Таттимбетова, 2017).

Значения индекса комфортности внутри городской среды обладают заметной пространственной неоднородностью. Рассмотрим этот эффект на примере условий самого жаркого дня в Москве, когда была зафиксирована максимальная температура воздуха за всю историю наблюдений: 29 июля 2010 года. Оценки сделаны с помощью измерений и расчетов в городском каньоне (см. выше), образованном Мичуринской аллеей на территории МГУ имени М.В. Ломоносова. Было получено, что наибольшая продолжительность (4 часа) экстремального теплового воздействия наблюдалась на стене, обращенной на юго-восток. На противоположно ориентированной стене экстремального воздействия не обнаружено. На крыше зданий продолжительность экстремального воздействия составила 3.5 часа, и около 3 часов на середине аллеи.

Тенденции изменения комфортности в Москве за последние 50 лет характеризует динамика PET. На рис.1 представлено ее сопоставление с температурой воздуха (на 2 м).



**Рис. 1** Динамика в Москве физиологически эквивалентной температуры PET (треугольники) и температуры воздуха (квадраты) (средних значений для тёплого периода). Пунктир – линейный тренд PET, сплошная линия – линейный тренд температуры. (Климат...2017)

Хорошо видно, что несмотря на значительную межгодовую динамику наблюдается потепление и увеличивается PET. Однако значения PET (а потенциально и термический стресс) растут быстрее, нежели теплеет городской климат. Эти особенности поведения PET заложены самой расчетной схемой индекса - физиологически эквивалентная температура зависит, прежде всего, от сочетания приходящей солнечной радиации, температуры воздуха, влажности и скорости ветра. Поэтому, вполне объяснимо, что в Москве в последние десятилетия с увеличением застройки усиливаются дискомфортные условия, связанные с ослаблением скорости ветра, что в теплый период делает одну и ту же температуру, по-разному воспринимаемой человеческим организмом. То есть климатическое ухудшение комфортности складывается, по сути, одновременно из двух процессов: роста температуры и снижения скорости ветра, поскольку изменение влажности воздуха и приходящей коротковолновой радиации в последние 50 лет не имеют настолько выраженного тренда (Климат...2017).

Вышеприведенные соображения в сочетании с рис.1 заставляют констатировать, что ухудшение комфортности проживания в столице происходит быстрее, нежели климатически обусловленный рост температуры.

**Благодарности.** Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект №17-77-20070 «Оценка и прогноз биоклиматической комфортности городов России в условиях изменения климата в XXI веке»).

### Литература:

1. *Климат Москвы в условиях глобального потепления / под ред. Кислова А.В / Л. И. Алексеева, М. И. Варенцов, Е. В. Горбаренко и др. — Издательство Московского университета Москва, 2017. — С. 288.*
2. *Ревич Б.А., Шапошников Д.А. Климатические условия, качество атмосферного воздуха и смертность населения Москвы в 2000–2006 гг. // Климат, качество атмосферного воздуха и здоровье москвичей / под ред. Б.А. Ревича. М.: АдамантЪ, 2006. С. 102–140.*
3. *Ревич Б.А. Изменение здоровья населения России в условиях меняющегося климата // Проблемы прогнозирования. 2008. № 3. С. 140–150*
4. *Matzarakis A., Endler C. Climate change and thermal bioclimate in cities: impacts and options for adaptation in Freiburg, Germany // International Journal of Biometeorology. 2010. Vol.54, Issue 4, pp. 479-483.*

## Estimation of the probability of extreme intra-monthly anomalies of atmospheric values

<sup>1</sup>Loginov S.V., <sup>2,3,4</sup>Eliseev A.V., <sup>5</sup>Loginov A.S.

<sup>1</sup> Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia

<sup>2</sup> Lomonosov Moscow State University, Russia

<sup>3</sup> Kazan Federal University, Russia

<sup>4</sup> A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics RAS, Moscow, Russia

<sup>5</sup> National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia

E-mail: logsv13@imces.ru

Deviations from the normal (Gaussian) distribution of atmospheric variables may reflect nonlinear aspects of the atmospheric dynamics (Monahan, 2006; Petoukhov et al., 2008; Sura, Hannachi, 2015; Loginov et al., 2017). Moreover, such deviations affect 'tails' of the sampled probability density functions (PDFs) of weather-related anomalies of atmospheric variables. The latter may either enhance or diminish frequency of extreme weather events.

The goals of the present work are: a) to study non-Gaussian features in weather variability based on the state-of-the-art reanalysis data, b) to construct a statistical model for non-Gaussian PDFs for weather variability in the atmosphere.

Based on the JRA-55 and ERA-Interim reanalyses data for the Northern Hemisphere troposphere, 1976–2014, statistically significant deviations of the atmospheric variability with the synoptic (from 2 to 7 days) and low-frequency (from 9 to 30 days) are found, especially in the regions in which most baroclinic disturbances in the atmosphere are formed — over the western parts of the oceans in midlatitudes. The respective skewness may be either positive or negative depending on variable. For variability with the synoptic time scales, this skewness also depends on the altitude in the troposphere. In turn, the kurtosis excess is positive for all variables, for both time scales of variability, and in all regions and over the whole depth of the troposphere.

The deviations of the atmospheric variability from the Gaussian distribution impact probabilities of extreme events. We found that an approximation to probability distribution function, which is based on the Edgeworth expansion and accounts only for the two leading terms of this expansion, reasonably reproduces such probabilities compared to the reanalysis data.

*The work is partially supported by RFBR, according to the research project No. 18-05- 00087 A.*

# Оценка вероятности экстремальных внутримесячных аномалий атмосферных величин

<sup>1</sup>Логинов С.В., <sup>2,3,4</sup>Елисеев А.В., <sup>5</sup>Логинов А.С.

<sup>1</sup> Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

<sup>2</sup> Московский государственный университет им М.В. Ломоносова, Россия

<sup>3</sup> Казанский федеральный университет, Россия

<sup>4</sup> Институт физики атмосферы им А.М. Обухова РАН, Москва, Россия

<sup>5</sup> Национальный исследовательский Томский государственный университет, Россия

E-mail: logsv13@imces.ru

Отклонения от нормального (гауссовского) распределения атмосферных переменных могут отражать нелинейные аспекты динамики атмосферы [1-4]. Более того, они же влияют на «хвосты» выборочных плотностей вероятности (ФРВ) прогнозируемых погодных аномалий атмосферных переменных. Последние либо усиливают, либо уменьшают частоту экстремальных погодных явлений.

Целью работы является исследовать негауссовские отклонения в погодных вариациях основываясь на данных современных реанализов и сконструировать статистическую модель негауссовских ФРВ для погодных вариаций в атмосфере.

Асимметрия функции распределения вероятности погодных аномалий может характеризовать роль нелинейных процессов в атмосфере. Построение выборочной плотности вероятности погодных аномалий производилось по конечному набору кумулянтов (семинавариантов), рассчитанных для каждой величины. При таком подходе учет высших порядков кумулянтов позволяет достаточно просто описать степень негауссовости случайных процессов и величин.

Унимодальная плотность вероятности  $W(x)$  может быть приближена рядом Эджворта [5]:

$$W(x) = W_G(x) + \sum_{k=3}^{\infty} (-1)^k \frac{\beta_k}{k!} W_G^{(k)}(x) \approx W_G(x) + \sum_{k=3}^N (-1)^k \frac{\beta_k}{k!} W_G^{(k)}(x), \quad (1)$$

$W_G^{(k)}(x) = H_k(x)W_G(x)$ , где  $W_G(x)$  – гауссово распределение,  $H_k(x)$  – полиномы Чебышева-Эрмита,  $\kappa_k$  – кумулянты (семинаварианты),  $k$  – порядок,  $\beta_k$  – квазимоменты распределения, вычисляемые из рекуррентного соотношения

$$\beta_k = \sum_{i=0}^{k-1} \beta_{k-1-i} \chi_{i+1} \binom{k-1}{i}.$$

Стоит отметить, что использование рекуррентного соотношения для получения квазимоментов высших порядков наиболее удобно в численных расчетах.

В этом случае вероятности аномалий могут быть записаны как:

$$P(|x'| > p) = \int_{-\infty}^{-p} W(x') dx' + \int_p^{\infty} W(x') dx' \quad (2)$$

Традиционно атмосферная (метеорологическая) изменчивость подразделяется на компоненты, соответствующие разным интервалам временных и пространственных масштабов [6-8]:

синоптические (СИ) - с периодом 2-7 сут. и  $6 \leq k \leq 9$ ;

низкочастотные (НИ) - с временными масштабами 10-30 сут. и  $4 \leq k \leq 6$ .

Различие пространственно-временных масштабов в этих интервалах, в принципе, способно приводить к разному вкладу нелинейных взаимодействий в общую динамику возникающих возмущений. Это, в свою очередь, может приводить к различию форм ФРВ атмосферной (метеорологической) изменчивости для отмеченных интервалов временных масштабов.

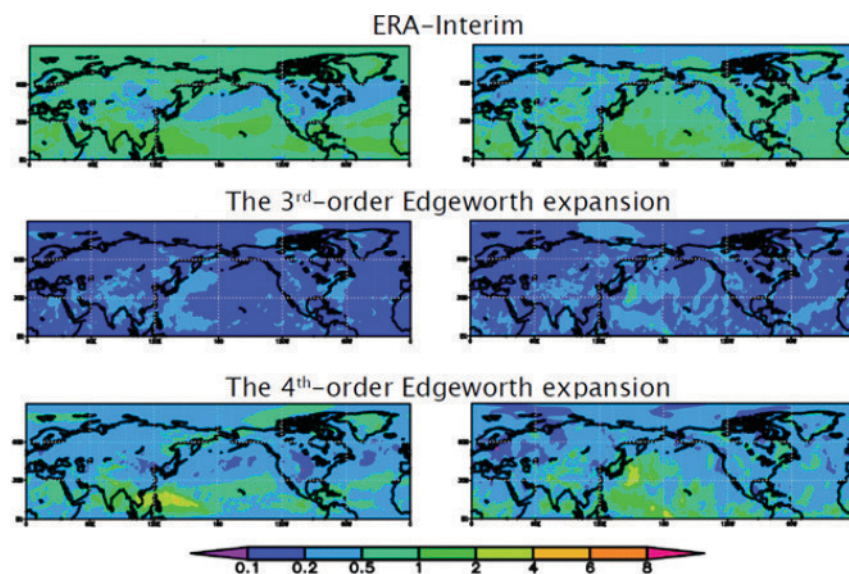
Оценки характеристик изменчивости флуктуаций геопотенциала  $H$ , температуры  $T$  и компонент скорости ветра (зональной  $u$ , меридиональной и вертикальной в изобарических координатах) были рассчитаны по 6 часовым данным реанализа JRA-55 [9] (1976–2014 гг. с горизонтальным разрешением  $1.25^\circ$ ) и реанализа Era-Interim [10] (1979–2014 гг. с разрешением  $1.125^\circ$ ). Для выделения флуктуаций использовался полосовой частотный фильтр (ПЧФ) с ослаблением 25 дБ в низкочастотной полосе поглощения и 40 дБ в высокочастотной области. Сконструированный ПЧФ - нерекурсивный с конечной импульсной характеристикой, использующий весовое окна Хемминга. Для устранения постоянного фазового сдвига отфильтрованные данные пропускались через фильтр в прямом и обратном направлениях. Перекрытие между интервалами СИ и НИ составило доли процента [4]. Расчеты проводились для теплого и холодного сезонов года.

В Северном полушарии для каждой атмосферной величины строились выборки, учитывающие масштаб изменчивости и сезон года. Для заданного интервала времени объем выборки составлял  $\sim 25200$  для реанализа Era-Interim и  $\sim 27360$  для реанализа JRA-55. Построенные выборки использовались для расчета эмпирической вероятности  $P(|x'| > p)$ , и, согласно (2), модельной  $P^m(|x'| > p)$ . При рас-

четах  $P^n$  максимальный порядок кумулянтов в ряде Эджворта изменялся от 3 до 6, а амплитуда аномалий - от  $2\sigma$  до  $6\sigma$ .

Пространственная неоднородность вероятности аномалий  $P$  удовлетворительное (качественно) воспроизводится при  $N=4$  (рис. 1), особенно над западными частями океанов средних широт в областях образования бароклинного вихря.

Оценка глобальной погрешности аппроксимации рядом Эджворта определялась по медиане модуля разности эмпирической и модельной вероятности аномалий в узлах реанализа в Северном полушарии. Выявлено, что распределение вероятности аномалий ( $>3\sigma$ ) масштаба СИ (2-7 суток) с меньшими погрешностями описываются кумулянтами 5-го порядка в нижней тропосфере и 6-го порядка в верхней (таб.1). Для описания распределений аномалии масштаба НИ (9-30 суток) достаточно асимметрии и эксцесса.



**Рисунок 1.** Эмпирические (верхний ряд) и модельные (средний и нижний ряды) вероятности аномалий зональной скорости ветра  $P(|\dot{u}|>3)$ , 850 гПа. Синоптическая изменчивость представлена на рисунках слева, низкочастотная - на рисунках справа.

**Таблица 1.** Медиана модулей разности эмпирической и модельной вероятности погодных аномалий по данным реанализа в Северном полушарии в зависимости от порядка кумулянтов в выражении (1).

Уровень	Величина	Синоптическая изменчивость				Низкочастотная изменчивость			
		N=3	N=4	N=5	N=6	N=3	N=4	N=5	N=6
<b>850, гПа</b>									
	w	0,88	0,43	0,42	0,43	0,71	0,39	0,49	0,56
	u	0,46	0,23	0,23	0,24	0,30	0,16	0,17	0,18
	v	0,51	0,26	0,26	0,268	0,36	0,20	0,20	0,21
	T	0,73	0,35	0,32	0,31	0,39	0,22	0,23	0,23
	q	1,03	0,43	0,48	0,51	0,73	0,31	0,33	0,34
	H	0,47	0,20	0,17	0,17	0,32	0,21	0,20	0,20
<b>300, гПа</b>									
	w	0,93	0,47	0,51	0,57	0,72	0,47	0,61	0,71
	u	0,48	0,25	0,23	0,23	0,29	0,18	0,20	0,20
	v	0,56	0,28	0,27	0,26	0,40	0,25	0,25	0,26
	T	0,56	0,24	0,24	0,24	0,37	0,20	0,22	0,22
	q	1,38	0,67	0,79	0,88	1,12	0,68	0,68	0,69
	H	0,56	0,27	0,23	0,22	0,33	0,23	0,22	0,22

Цветом выделены ячейки с наименьшими отклонениями

Результаты исследования выявили заметные отклонения ФРВ от гауссовости, особенно в типичных регионах формирования бароклиных вихрей. Показано, что аппроксимация функции распределения вероятностей, основанная на ряде Эджворта и учитывающая два главных члена этих разложений, в целом воспроизводит такие вероятности по сравнению с данными реанализа.

Исследование выполнено при частичной финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-05- 00087 А.



**Литература:**

1. Monahan A.H. *The probability distribution of sea surface wind speeds. Pt I: Theory and SeaWinds observations* // *J. Climate*. 2006. V. 19. № 4. P. 497–520.
2. Sura, P. and A. Hannachi, 2015: *Perspectives of Non-Gaussianity in Atmospheric Synoptic and Low-Frequency Variability*. *J. Climate*, 28, 5091–5114,
3. Petoukhov V., Eliseev A.V., Klein R. et al. *On statistics of the free-troposphere synoptic component: an evaluation of skewnesses and mixed third-order moments contribution to the synoptic dynamics and fluxes of heat and humidity* // *Tellus A*. 2008. V. 60. № 1. P. 11–31.
4. Логинов С.В., Елисеев А.В., Мохов И.И. *Влияние негауссовой статистики атмосферных переменных на экстремальные внутримесячные аномалии*// *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*. 2017.т.53 №3. С. 307-317.
5. Малахов А.Н *Кумулянтный анализ случайных негауссовых процессов и их преобразований*, М.: Советское радио, 1978. - 376 с.
6. Blackmon M.L., Wallace J.M., Lau N.-C. et al. *An observational study of the Northern Hemisphere wintertime circulation* // *J. Atmos. Sci.* 1977. V. 34. № 7. P. 1040–1053.
7. Blackmon M.L., Lee Y-H., Wallace J.M. *Horizontal structure of 500 mb height fluctuations with long, intermediate and short time scales* // *J. Atmos. Sci.* 1984. V. 41. № 6. P. 961–980.
8. Farrell B.F. *The initial growth of disturbances in a baroclinic flow* // *J. Atmos. Sci.* 1982. V. 39. № 8. P. 1663–1686.
9. Kobayashi S., Ota Y., Harada Y. et al. *The JRA-55 reanalysis: General specifications and basic characteristics* // *J. Meteor. Soc. Japan*. 2015. V. 93. № 1. P. 5–48.
10. Dee D. P., Uppala S. M., Simmons A. J. et al. (2011), *The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system*. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 137: 553-597.

## Precipitations over the Selenga River basin during blocking events over Europe and Russian Far East in July

<sup>1</sup>Antokhina O.Yu., <sup>1</sup>Antokhin P.N., <sup>2</sup>Devyatova E.V., <sup>3,4</sup>Martynova Yu.V.

<sup>1</sup> V.E. Zuev Institute of Atmospheric Optics SB RAS, Tomsk, Russia

<sup>2</sup> Institute of Solar-Terrestrial Physics SB RAS, Irkutsk, Russia

<sup>3</sup> Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia

<sup>4</sup> Siberian Regional Hydrometeorological Research Institute, Novosibirsk, Russia

E-mail: Olgayumarchenko@gmail.com

Since 1996, there is a low-water period in Lake Baikal basin [3, 6]. The decreased inflow into Lake Baikal is related to a decrease in the midsummer water discharge of the Selenga River [6], whose basin makes 83.4% of Lake Baikal catchment area. The Selenga River discharge decreasing is mainly due to a decrease of midsummer precipitations over the basin [6]. Midsummer precipitations in the Selenga basin fall, preferentially, when the frontal system of the East Asian summer monsoon is strengthening [6]. Researchers mention that the monsoon intensity has decreased over recent decades [9]. The authors of the review [8] assumed that we should search for the cause of the East Asian summer monsoon variability in the features of circulation at the mid- and high latitudes of Eurasia. In particular, atmospheric blockings may play an important role. In the paper [4] we have studied the relationship of precipitations over the Selenga basin and Eurasia atmospheric blockings. We have shown that Europe and Far East blocking events have the similar influence on July precipitations in the Selenga basin. They lead to drought conditions over the Mongolian part of the river basin and precipitations over the Russian part. Now we study the features of simultaneous Europe (0E – 50E) and the Russian Far East (120E – 160E) blocking events under positive and negative precipitation anomalies over the Selenga basin during these events. We will further refer to these events as «E+RFE».

We use the ECMWF ERA-Interim (1979 – 2017) data [7] about the 500 hPa geopotential height and potential temperature at the dynamic tropopause (PV- $\theta$ ) [10] to define blocking [5, 13] and to analyze the air masses origin over the Selenga basin. We calculate total July precipitations over the Selenga basin based on the GPCC Deutscher Wetterdienst archive about monthly mean precipitations on a 1.0°×1.0° grid [12]. We analyze the day-to-day dynamics of precipitations at stations using the data [2].

We chose all July «E+RFE» events from 1979 to 2017. The criteria were: duration 5 days or more at least for one of the blockings in combination «E+RFE»; the absence of 5-day (or more) blockings over other parts of Eurasia at that time; the event «E+RFE» is considered until both blockings end. Eleven events were found to satisfy these conditions: 1980, 1981, 1983, 1991, 1997, 1999, 2001, 2003, 2010, 2011 and 2014. Then we divided these

events into groups, depending on the sign of precipitation anomalies over the Selenga basin. Events «E+RFE» with precipitations above the norm: 1983 (0.2), 1991(0.2), 1997 (0.2). Events «E+RFE» with precipitations below the norm: 1980 (-0.3), 1981 (-0.2), 1999 (-0.1), 2001 (-0.2), 2010 (-0.2), 2011 (-0.1), 2014 (-0,3). In July 2003 the amount of precipitation was equal to the norm. For detailed analysis, we selected one event from the first and second groups: 1991 (positive precipitation anomaly – there was a high precipitations over the Russian part of the Selenga basin) and 2010 (negative precipitation anomaly – there was a low precipitations over the Russian part of the Selenga basin). The PV– $\theta$  analysis showed that the events 1991 and 2010 developed in a similar way. Along the eastern flank of Europe blocking, over Ural – Western Siberia, there was the advection of cold arctic air. The trough was formed there and started to move to the east. When the trough was near the Selenga basin, the warm air mass advection from the area of the East Asian summer monsoon to the Russian Far East started to increase. A warm air mass carrying the properties of monsoon air was formed there and then shifted to the west (to Eastern Siberia). Thus, the situation «E+RFE» contributes to meeting the cold air mass from the north and south monsoon air over the Russian part of the Selenga basin, which leads to precipitation there. However there is a significant difference in 1991 and 2010 scenarios, namely, the speed of events development. In our opinion, this is the reason for the difference in the amount of precipitation falling over the Russian part of the Selenga basin. The southern extremity of the trough goes the way to the Russian part of Selenga basin for five days in 1991 and for 12 days in 2010. In 2010 through significantly transformed and lost its original properties on the way to the Selenga basin.

## Формирование осадков в бассейне реки Селенги в периоды блокирования над Европой и Дальним Востоком в июле

<sup>1</sup> Антохина О.Ю., <sup>1</sup> Антохин П.Н., <sup>2</sup> Девятова Е.В., <sup>3,4</sup> Мартынова Ю.В.

<sup>1</sup> Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, Томск, Россия

<sup>2</sup> Институт солнечно-земной физики СО РАН, Иркутск, Россия

<sup>3</sup> Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

<sup>4</sup> Сибирский региональный научно-исследовательский гидрометеорологический институт, Новосибирск, Россия

E-mail: Olgayumarchenko@gmail.com

### ВВЕДЕНИЕ

С 1996 г. в бассейне озера Байкал наблюдается маловодный период, самый продолжительный за всю историю инструментальных наблюдений [3, 6]. Это маловодье уже породило целый ряд экологических и водохозяйственных проблем в бассейне озера и вызывает множество серьезных опасений в будущем. Поиск причин маловодья является крайне необходимым. Предыдущие исследования показали, что снижение притока в озеро Байкал связано со снижением водности р. Селенги [6], бассейн которой составляет 83,4 % от всей водосборной площади озера. Основной сток этой реки формируется осадками, выпадающими с июня по август [6]. Происходящее в последние десятилетия уменьшение стока Селенги связано преимущественно с уменьшением количества осадков, выпадающих в ее бассейне в середине летнего периода [6]. Выпадение обильных осадков над бассейном реки в этот период связано с вовлечением влажного воздуха из области Восточно-Азиатского летнего муссона в системы циклонов, поэтому с ослаблением роли именно этого механизма авторы [6] в первую очередь связывают наблюдаемое маловодье. Ряд исследователей утверждает, что в последние десятилетия наблюдается уменьшение интенсивности Восточно-Азиатского летнего муссона [9]. В обзоре [8] делается предположение, что причину изменчивости муссона следует искать в особенностях циркуляции средних и высоких широт Евразии. В частности, важную роль могут играть крупномасштабные долгоживущие структуры – блокинг. В зависимости от конфигурации поля давления выделяют два основных их типа [11]: монополюсный и дипольный. Монополюсный блокинг (Омега ( $\Omega$ )) представляет собой усилившийся гребень высокого давления, у основания которого с обеих сторон расположены атмосферные ложбины. Дипольный блокинг (Рекс(Rex)) напоминает цифру «8» и состоит из блокирующего антициклона в северной части области блокирования и циклона в южной (в Северном полушарии).

В нашей предыдущей работе [1] показаны особенности формирования июльских осадков в бассейне Селенги при определенной локализации блокингов над Евразией. Выявлено, что осадки стремятся выпадать в монгольской части бассейна реки при смещении антициклонической области (гребень, блокирующий антициклон) с Западной Сибири на Восточную. При таком смещении формируется дипольный блокинг с антициклонической частью над Восточной Сибирью и циклонической частью над Монголией. Подробное описание особенностей этого процесса представлено в работе [1].

Данная работа продолжает начатое нами исследование связи блокирующих событий над Евразией с режимом осадков в бассейне Селенги в середине лета. В статье [4] показано, что европейские и дальневосточные блокинги имеют схожее влияние на распределение осадков в бассейне реки. Они способствуют созданию условий засушливости в монгольской части бассейна реки и выпадению осадков в российской части. Мы подробно рассмотрим особенности развития ситуаций одновременного блокирования над Европой (0° – 50° в.д.) и Дальним Востоком (120° – 160° в.д.) (назовем их «Е+ДВ») при различном знаке аномалий количества осадков, выпадавших над бассейном Селенги во время этих ситуаций.

## МЕТОДИКА И ДАННЫЕ

Для идентификации блокингов мы применяем критерий GHGS из работы [13]:

$$GHGS = \frac{Z(\varphi_0) - Z(\varphi_s)}{\varphi_0 - \varphi_s},$$

здесь  $Z$  – высота геопотенциальной поверхности 500 гПа,  $\varphi_n=80^\circ$  с.ш.  $\pm\Delta$ ,  $\varphi_0=60^\circ$  с.ш.  $\pm\Delta$ ,  $\varphi_s=40^\circ$  с.ш.  $\pm\Delta$ . В отличие от работы [13] мы приняли следующие значения для  $\Delta$ :  $\Delta = -5^\circ, -2.5^\circ, 0^\circ, 2.5^\circ$  или  $5^\circ$ , которые впервые были предложены к использованию в работе [5].

Мы выбрали все события в июле с 1979 по 2017 с одновременным блокированием над Европой (0° – 50° в.д.) и Дальним Востоком (120° – 160° в.д.). Основные условия отбора: продолжительность более 5 суток хотя бы для одного из блокирований «Е+ДВ» и отсутствие блокирований длительностью более 5 суток в других регионах Евразии. Ситуация «Е+ДВ» рассматривается нами до тех пор, пока не закончатся оба блокирования. События блокирования над одним регионом, интервал времени между которыми составляет менее 5 суток, рассматриваются как одно событие, более 5 суток – как разные. Из 39 июлей 11 оказались удовлетворяющими этим условиям: 1980, 1981, 1983, 1991, 1997, 1999, 2001, 2003, 2010, 2011, 2014. Затем мы разделили эти 11 событий на две группы в зависимости от знака аномалий суммарного количества осадков, выпавших в бассейне Селенги в каждый из одиннадцати июлей. Для этого по данным GPCC были рассчитаны отклонения просуммированных по бассейну июльских осадков от нормы:

$$P_{anom} = \frac{P_i}{\bar{P}} - 1,$$

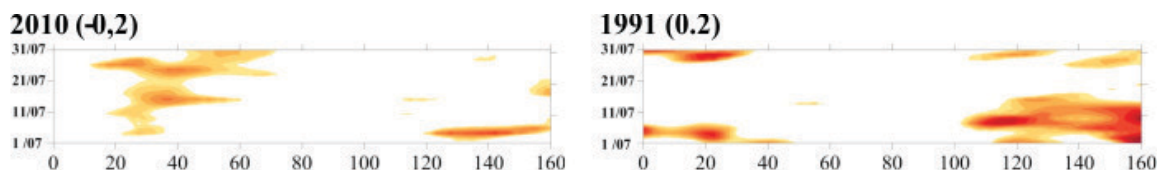
где  $P_i$  – осадки в июле каждого отдельного года,  $\bar{P}$  – июльские осадки, осредненные за 1950 – 1990 гг.

К июлям с осадками выше нормы относятся 1983 (0.2), 1991(0.2), 1997 (0.2) и 2003 (норма), к июлям с осадками ниже нормы – 1980 (-0.3), 1981 (-0.2), 1999 (-0.1), 2001 (-0.2), 2010 (-0.2), 2011 (-0.1), 2014 (-0,3). Затем из каждой группы мы выбрали по одному событию для подробного анализа развития ситуации «Е+ДВ» при различном знаке аномалий осадков над российской частью бассейна Селенги. Это события 1991 (положительная аномалия) и 2010 (отрицательная аномалия).

Для идентификации блокингов мы использовали данные архива ECMWF Era Interim [7] о высоте геопотенциальной поверхности 500 гПа. В качестве характеристики, позволяющей выяснить происхождение воздушных масс над бассейном Селенги, мы анализировали потенциальную температуру на динамической тропопаузе (PV- $\theta$ ) [10] архива ECMWF Era Interim [7]. Для расчета суммарного количества осадков над бассейном реки в июле мы использовали данные архива GPCC о месячных значениях количества осадков в узлах регулярной сетки 1° по долготе и широте (GPCC Full Data Reanalysis Version 7 1979-2013, GPCC Monitoring Product Version 5 2014-2017) [12]. Анализ межсуточной динамики осадков на российской территории бассейна Селенги во время выбранных для анализа ситуаций мы выполнили по данным архива [2].

## РЕЗУЛЬТАТЫ

На рис. 1 приведены долготно-временные диаграммы для ситуаций блокирования «Е+ДВ» в 1991 г. (положительная аномалия осадков над бассейном Селенги) и 2010 г. (отрицательная аномалия осадков над бассейном Селенги).

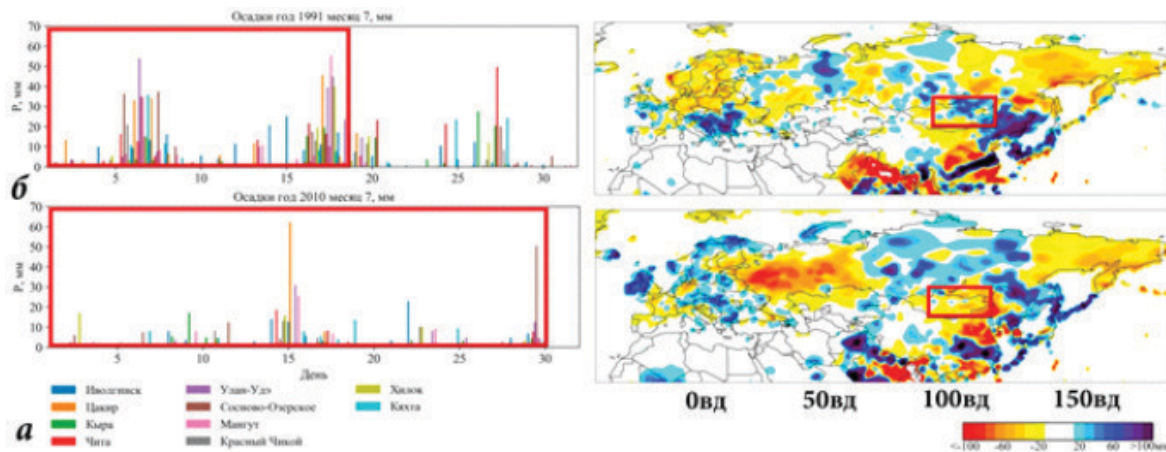


**Рис. 1.** Долготно-временные диаграммы индекса блокирования GHGS для ситуаций «Е+ДВ» в 1991 и 2010 гг. В скобках указана величина аномалий количества осадков над бассейном Селенги относительно нормы.

На рис. 2 слева приведены гистограммы межсуточной динамики осадков на станциях российской части бассейна Селенги и карты месячных аномалий количества осадков в бассейне Селенги для 1991 (а) и 2010 (б) гг. Так как густота сети станций невелика, для анализа были использованы результаты из-

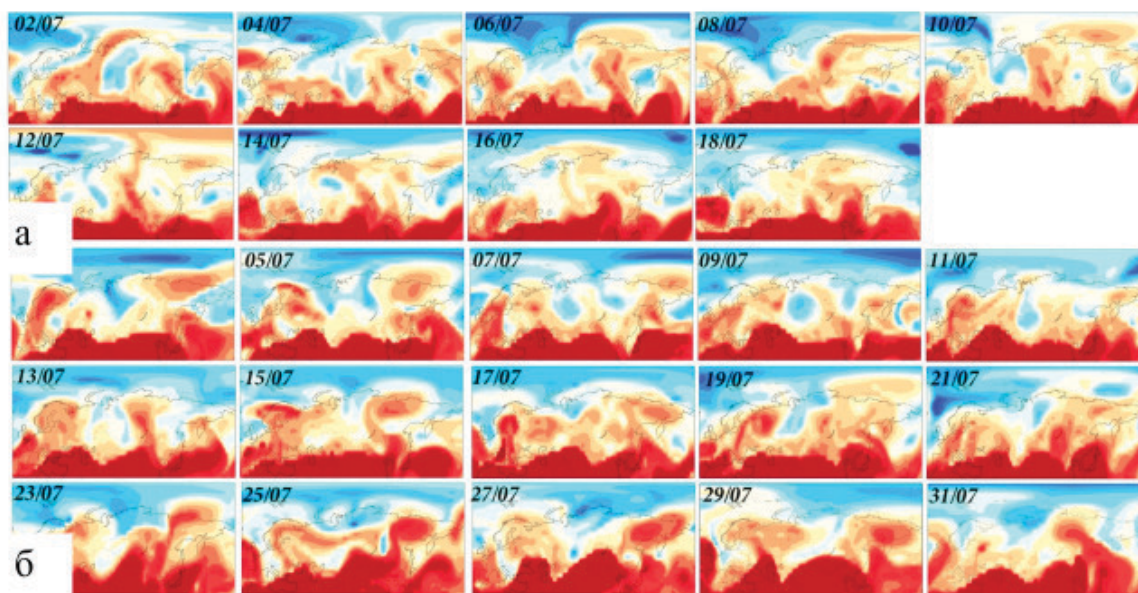


мерений на некоторых станциях, расположенных вблизи границ российской части бассейна реки. Карта (рис. 2 сверху справа) показывает, что в 1991 г. осадки выпадают преимущественно на российской части бассейна Селенги (положительная аномалия частично захватывает и северную Монголию), а в южных районах Монголии расположена отрицательная аномалия осадков. В 2010 г. (рис. 2 внизу справа) бассейн Байкала полностью находится в области отрицательных аномалий осадков (хотя в целом для восточной Сибири наблюдается положительная аномалия осадков). Гистограммы на рис. 2 (слева) показывают, что во время события 1991 г. на станциях российской части бассейна Селенги выпадают осадки большей интенсивности чем во время события 2010 г.



**Рис. 2.** Суточная динамика (слева) и аномалии месячного количества (справа) осадков в 1991 (а), 2010 (б). Красные прямоугольники выделяют на рисунках слева – периоды блокирования «Е+ДВ», для которых выполнен анализ; на рисунках справа – бассейн Селенги.

Для того чтобы понять причины различий в интенсивности осадков для двух анализируемых событий, мы проанализировали какие воздушные массы преобладают на территории бассейна Селенги для событий блокирования «Е+ДВ» 1991 и 2010 гг. Для этого мы построили и привели на рис. 3 распределения PV- $\theta$  для этих двух событий. Анализ распределений рис. 3 показал, что события 1991 и 2010 гг. развиваются схожим образом. По восточной периферии европейских блокирующих антициклонов (гребней) происходит заток холодного воздуха, над Уралом – Западной Сибирью формируется глубокая ложбина, которая впоследствии смещается к востоку. Осадки над российской частью бассейна Селенги начинают выпадать, когда передняя часть ложбины достигает этой территории. До того момента пока ложбина не достигнет бассейна Селенги, здесь преобладают однородные теплые воздушные массы (гребень тепла). Когда ложбина оказывается вблизи бассейна Селенги, из области Восточно-Азиатского летнего муссона увеличивается адвекция тепла на Дальний Восток. Здесь усиливается и, затем, смещается к западу на бассейн Селенги теплая масса, несущая свойства муссонного воздуха. Таким образом,



**Рис. 3.** Распределения PV- $\theta$  во время блокирующих ситуаций «Е+ДВ» в июле 1991 г. (а) и июле 2010 г. (б).



ситуация блокирования над Евразией «Е+ДВ» способствует тому, что в районе, захватывающем и бассейн Селенги (преимущественно северную его часть) встречаются холодная воздушная масса с севера и южный муссонный воздух, что приводит к выпадению осадков в интересующей нас области.

Однако в развитии двух рассмотренных нами событий имеется очень важное отличие, которое, на наш взгляд, и является причиной обнаруженных различий в интенсивности выпадающих над бассейном Селенги осадков при одной и той же общей ситуации «Е+ДВ», а именно скорость движения воздушных масс. Южные конечности передних частей сформированных на периферии европейских блокингов ложбин находятся приблизительно на одинаковом удалении от бассейна Селенги 2 июля 1991 и 3 июля 2010. В 1991 г. ложбина проходит путь до российской части бассейна Селенги за 5 дней (02.07 – 06.07), а в 2010 г. – за 12 дней (03.07 – 14.07). Ложбина во втором случае на пути к бассейну Селенги успевает существенно трансформироваться и значительно потерять свои изначальные свойства. В 1991 году интенсивные осадки на станциях начали выпадать 6 июля, в 2010 году – только 14 июля и, в целом, гораздо меньшей интенсивности (см. гистограммы рис. 2 справа). В 1991 году описанный нами процесс быстрого смещения ложбины с запад на восток и развития гребня над Дальним Востоком успел повториться дважды в течение события «Е+ДВ» (что привело ко второй «волне» обильных осадков на станциях с 16 по 18 июля). В 2010 также можно увидеть признаки второй «волны» в конце месяца, однако уже совершенно незначительной интенсивности.

*Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда проект №17-77-10035.*

#### **Литература:**

1. Антохина О.Ю., и др. *Динамические процессы в атмосфере, обуславливающие аномалии осадков в восточной Сибири и Монголии в летний период* // *Фундаментальная и прикладная климатология*, 2018, №1, в печати
2. Булыгина О.Н., Разуваев В.Н., Александрова Т.М. *Описание массива суточной температуры воздуха и количества осадков на метеорологических станциях России и бывшего СССР (TTTR)* [<http://aisori.meteo.ru/ClimateR/>]
3. Бычков И. В., и др. *Возможные изменения гидрологических характеристик в связи с регулированием стока в бассейне реки Селенги* // *География и природные ресурсы*. №3. 2017. С.75-86.
4. Antokhina O.Y. et al. *The impact of atmospheric blocking on spatial distributions of summertime precipitation over Eurasia* // *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*. 2016. Vol. 48. P. 012035.
5. Barriopedro D. et al. *A Climatology of Northern Hemisphere Blocking* // *Journal of Climate*. 2006. Vol. 19, № 6. P. 1042–1063. doi:10.1175/JCLI3678.1
6. Bereznykh T.V. et al. *Changes in the summertime atmospheric circulation over East Asia and formation of long-lasting low-water periods within the Selenga river basin* // *Geography and Natural Resources*. 2012. Vol. 33, № 3. P. 223–229., <https://doi.org/10.1134/S1875372812030079>
7. Dee D.P. et al. *The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system* // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 2011. Vol. 137, № 656. P. 553–597.
8. Ding, Y., Chan J.C.L. *The East Asian summer monsoon: an overview* // *Meteorology and Atmospheric Physics*. 2005. Vol. 89, № 1-4. P. 117–142. <https://doi.org/10.1007/s00703-005-0125-z>
9. Ding Y., Wang Z., Sun Y. *Inter-decadal variation of the summer precipitation in East China and its association with decreasing Asian summer monsoon. Part I: Observed evidences* // *International Journal of Climatology*. 2008. Vol. 28, № 9. P. 1139–1161. doi:10.1002/joc.1615
10. Hoskins B. J. *Towards a PV- $\theta$  view of the general circulation* / *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology – 1991*. – V.43. – P. 27–35.
11. Pelly J.L., Hoskins B.J. *A New Perspective on Blocking* // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 2003. Vol. 60, № 5. P. 743–755. DOI: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469\(2003\)060<0743:ANPOB>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469(2003)060<0743:ANPOB>2.0.CO;2)
12. Schneider U. et al. *GPCC's new land surface precipitation climatology based on quality-controlled in situ data and its role in quantifying the global water cycle* // *Theoretical and Applied Climatology*. 2013. Vol. 115, № 1-2. P. 15–40.
13. Tibaldi, S., Molteni F. *On the operational predictability of blocking* // *Tellus*. 1990. V.42A. P. 343–365.

## Региональные риски искусственного лесоразведения в степной зоне Казахстана (на примере зеленого пояса г. Астаны)

<sup>1</sup>Кабанова С.А., <sup>2</sup>Зенкова Ж.Н., <sup>2</sup>Данченко М.А.

<sup>1</sup> Казахский научно-исследовательский институт лесного хозяйства и агролесомелиорации, Щучинск, Казахстан

<sup>2</sup> Национальный Исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

E-mail: kabanova.05@mail.ru, zhanna.zenkova@mail.tsu.ru, mtd2005@sibmail.com

**Введение.** Риски искусственного лесоразведения связаны с региональными почвенно-климатическими условиями, способами создания лесных культур и финансированием лесохозяйственных работ. Социально-экономическое развитие региона, экологическая ситуация зависит, в том числе, и от состояния лесного хозяйства. Разработка системы лесовосстановления основывается на применении различных способов создания лесных культур, с целью выбора наилучшего результата при наименьших затратах. Одним из критериев является оценка приживаемости и сохранности деревьев во вновь созданных культурах. Цель данной работы заключается в изучении возможности пересадки достаточно взрослых деревьев для интенсификации лесовосстановительных работ. Правильный подбор способа искусственного лесоразведения уменьшает риск гибели деревьев из-за различных неблагоприятных факторов среды и оптимизирует финансирование необходимых лесохозяйственных мероприятий.

**Результаты исследований.** Изучалась динамика сохранности лесных культур, заложенных разными способами в 2010 году. Сохранность деревьев на низком местоположении резко уменьшилась в период 2013-2014 гг., в дальнейшем снижение показателя происходило без резких перепадов. С помощью рангового критерия Вилкоксона-Манна-Уитни выявлены статистически значимые различия в средней сохранности деревьев, причем различия в сохранности непересаженных и пересаженных на низком местоположении деревьев оказались самыми существенными. Сохранность пересаженных деревьев на высоком местоположении плавно снижалась по годам и достигла 31,9% в 2017 году. Сохранность непересаженных деревьев после 2015 года изменялась незначительно – на 1-2%, до этого наибольший отпад деревьев произошел в период 2013-15 гг. Построен прогноз сохранности деревьев на 2018 г., выраженный в %, при этом использовались модели линейной регрессии и скользящего среднего. Согласно прогнозам, сохранность в 2018 г. продолжит снижаться, тем не менее, в большинстве случаев более точным в смысле минимума средней относительной абсолютной ошибки аппроксимации оказался оптимистический прогноз, самая высокая сохранность прогнозируется у непересаженных деревьев, а самая низкая – у пересаженных на высоком месте, что необходимо учитывать при планировании лесохозяйственных работ по искусственному лесовосстановлению.

**Выводы.** С помощью статистического моделирования показано, что местоположение лесных культур и факт того, что деревья были пересажены, существенно повлияли на средние показатели сохранности. Получены прогнозы средней сохранности деревьев на 2018 г. Прогнозирование позволит правильно спланировать лесохозяйственные мероприятия по искусственному лесовосстановлению с учетом почвенных условий и месторасположения лесных культур. Продолжение исследований предполагает разработку рекомендаций по комплексной системе мер, основой которых является использование научно обоснованных лесохозяйственных технологий для обеспечения оптимального лесовосстановления.

## Regional risks of artificial forestation in the steppe zone of Kazakhstan (the case of the green belt of Astana)

<sup>1</sup>Kabanova S.A., <sup>2</sup>Zenkova Zh.N., <sup>2</sup>Danchenko M.A.

<sup>1</sup> Kazakh research Institute of forestry and agroforestry, Shchuchinsk, Kazakhstan

<sup>2</sup> National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia

E-mail: kabanova.05@mail.ru, zhanna.zenkova@mail.tsu.ru, mtd2005@sibmail.com

**Abstract.** The article studies the regional features of reforestation in the steppe zone of Kazakhstan and the risks associated with the activities aimed at creation of forest plantations. The purpose of this work is to study the possibility of replanting adult trees to intensify reforestation. The authors studied the dynamics of Silver birch preservation for 2011-2015. The Mann-Whitney-Wilcoxon U test was used to prove the presence of difference between considering types of trees' average preservations. On the basis of the obtained data it was concluded that the forest plantations created by different methods differed significantly in

terms of preservation rate, as well as in the height and diameter of the trees. The forecasts of trees' preservations were found for 2018 using moving average and linear regression. The best forecasts were chosen by means of the mean relative absolute error of approximation. The results confirmed the initial hypothesis predicting significant differences between the used methods of artificial reforestation: non-replanted trees are expected to have the highest rate of preservation, whereas the trees replanted to a low location – the lowest preservation rate. The prediction of the preservation rate of forest plantations of Silver birch created by different methods will allow to reduce the risks when conducting forestry activities on artificial reforestation. Regional features suggest the development of recommendations for a comprehensive system of measures which are based on scientific forestry techniques to ensure optimum reforestation.

**Introduction.** The risks of artificial afforestation are connected with the regional soil and climatic conditions, the ways of creation of forest plantations and financing of forestry activities. The socio-economic development of the region and the environmental situation depend on the state of the forestry as well. The development of reforestation scheme is based on the application of different methods of forest culture creation in order to choose the most effective one at the lowest cost. One of the criteria is the evaluation of tree preservation of newly created plantations. The purpose of this paper is to study the possibility of replanting quite adult trees to intensify reforestation. The green zone around the city of Astana has been created for nearly 20 years. Within that time period, about 78 thousand hectares of artificial plantations were planted. While creating forest plantations, the foresters faced a major problem – almost half of the land allocated for the green zone was unsuitable [1,2]. Soil conditions are a limiting factor for growing valuable and ornamental conifer and deciduous trees in the green zone of the capital. The right choice of the method of artificial afforestation reduces the risk of tree death due to various adverse environmental factors and optimizes financing of necessary forestry activities [3,4].

**Materials and methods.** The research was carried out in the plantations of Silver birch of the strip type. In spring 2010, 8-year-old trees were replanted ball rooted by the mechanized method. In the strips, consisting of 4 rows, the lowest trees were selected for replanting in the spaces between strips. The distance between the replanted trees in the row and between rows was 3 m. The study of the growth and state of the replanted trees was carried out on the test plots at both low and high locations. In the strips with non-replanted trees, two specimens on both sides of the dug tree in the row were observed. The inventory indices of these trees were found out according to the methodical instructions [5], the height was measured with a measuring rail; the diameter with a caliper. The preservation rate was calculated in relation of the number of survived plants to the total number of replanted (non-replanted) trees and expressed as a percentage. With the help of the Wilcoxon-Mann-Whitney criterion the hypothesis about the existence of statistically significant differences in the tree preservation depending on such factors as being replanted and location was verified; we applied the moving average and linear regression models to predict the preservation for 2018. The best prediction was chosen according to the criterion of the minimum average relative absolute error of the approximation.

**The results and discussion.** Table 1 shows the data on the dynamics of the preservation rate of the studied forest plantations of Silver birch. Their preservation rate dramatically decreased in 2013-2014 at a low location, further decline in this parameter occurred with no sudden changes. The preservation of the replanted trees at a high location gradually declined and reached 31.9% in 2017. The preservation of non-replanted trees changed slightly – by 1-2% after 2015; the greatest loss of trees occurred in 2013-2015.

**Table 1.** Preservation of tested artificial plantations of Silver birch.

Considered trees	№ of trial area	Preservation by years (%)						
		2011	2012	2013	2014	2015	2016	2017
non-replanted trees (X)	1	99,1	96,1	96,1	81,6	79,8	79,8	77,6
	2	100,0	96,0	96,0	95,5	80,5	80,5	80,0
	3	100,0	98,0	98,0	91,0	90,0	88,0	87,0
	average	99,7	96,7	96,7	89,0	83,3	82,8	81,2
replanted trees at a low location (Y)	1	87,3	81,3	81,3	81,3	79,3	73,4	73,4
	2	72,7	71,3	71,3	69,3	58,7	56,7	50,6
	3	91,7	69,2	69,2	36,7	32,5	32,5	21,7
	average	83,9	83,8	83,8	64,3	58,6	54,2	49,0
replanted trees at a high location (Z)	1	57,6	51,1	51,1	51,1	49,7	30,5	29,9
	2	66,3	56,0	56,0	41,1	34,8	34,8	34,8
	average	61,5	53,3	53,3	46,7	43,1	32,7	31,9

Statistical hypothesis about the difference between average preservation levels of the trees was checked by means of the Mann-Whitney-Wilcoxon U test [6] which is based on statistics [7]

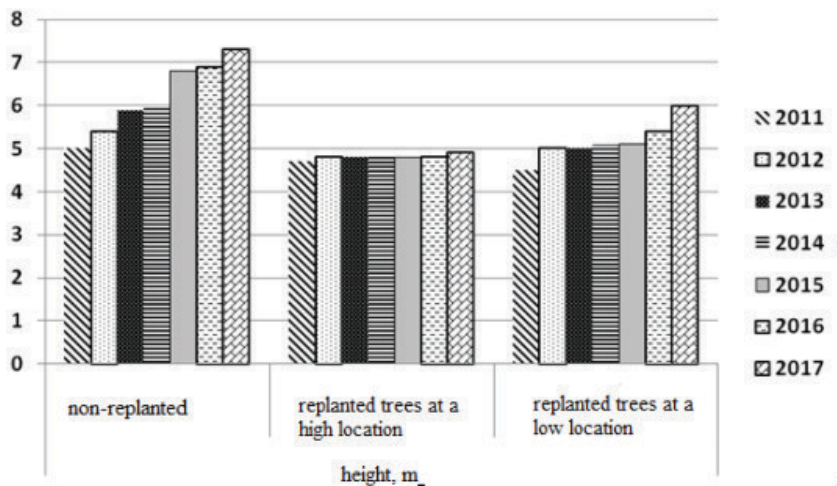
$$U_{\min}\{U_X, U_Y\}, \tag{1}$$

where  $U_{X(Y)} = mn + m(m+1)/2 - R_{X(Y)}$ ,  $R_{X(Y)} = \sum_{i=1}^m r(X_i)$ , is a sum of ranks  $X$  (average levels of non-replanted trees' preservation) or  $Y$  (average levels of preservation of replanted trees at a low location),  $m$  is a sample size of  $X$ ,  $n$  is a size of  $Y$ . Here  $m = n = 7$ . The difference is recognized if  $U$  statistics (1) are small enough. For  $m, n \leq 8$  the decision rule uses the specific tables with critical levels  $U_\alpha$  for different significance level  $\alpha$ . For  $m = n = 7$  and  $\alpha = 0.05$   $U_{0.05} = 8$ .

As a result, we obtained  $R_X = 50$ ,  $R_Y = 26$ ,  $U_X = 7$ ,  $U_Y = 31$ ,  $U_{XY} = 7 < U_{0.05} = 8$ , therefore the statistically significant difference between average levels of preservation of replanted trees at a low location ( $Y$ ) and non-replanted trees ( $X$ ) is admitted with  $\alpha = 0.05$ .

Similarly, the differences between average levels of preservation of trees replanted trees at a low location ( $Y$ ) and high ( $Z$ ) locations, high ( $Z$ ) location and non-replanted trees ( $X$ ) were confirmed in pairs with  $\alpha = 0.05$ , because  $U_{YZ} = 1 < U_{0.05} = 8$  and  $U_{XZ} = 3 < U_{0.05} = 8$ . Note, that the difference between average levels of preservation of trees replanted trees at a low ( $Y$ ) and high ( $Z$ ) locations was higher then for other pairs since  $U_{YZ} = 1$  is minimum among  $U_{XY}$ ,  $U_{XZ}$  and  $U_{YZ}$ . Thus, it can be argued that the location and the fact that the trees were replanted affected the average preservation rate.

We would like to emphasize that the initial height of the replanted plants was less than that of non-replanted plants (Fig. 1). During the observation period, the height of non – replanted plants increased by 1.5 times, of the replanted to a low location – by 1.3 times; the height of the birch replanted to a high location hardly increased. The study of biometric indicators revealed that the trees at a high location significantly lagged in growth from the trees growing at a low location. So, the average height was 4.9 and 6.0 m respectively, and the diameter was 4.7 and 6.1 cm. Moreover, the height of the trees at a low location slightly varied ( $V=11.7\%$ ), and this parameter in the trees at a high location significantly changed ( $V=22.4\%$ ).



**Fig. 1** Dynamics of changes in the height of forest plantations Silver birch.

We also predicted the average preservation levels for 2018 by using moving average and linear regression models [8]. The mean relative absolute error of approximation

$$A = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{|F_i - M_i|}{F_i},$$

was used to choose the best forecast. Here for  $i=1, N$   $F_i$  are the real values, are modeling values,  $N = 7$  is a number of considering years. The results of forecasting, error values  $A$  and achieved significance levels ( $p$ -values) of the Shapiro-Wilk' test of residuals' normality [9] are given in Tab. 2 and Fig. 2. As all of obtained  $p$ -values are very high we proved the normality of the residuals and so used linear regression models correctly.

**Table 2.** Forecasts of trees' preservations for 2018, %

Considered trees	№ of trial area	Forecasts of preservations for 2018, %		A		$p$ -value of Shapiro-Wilk' test	Final forecasts of preservations for 2018, %
		Moving average	Linear regression	Moving average	Linear regression		
non-replanted trees (X)	1	79.1	71.0	0.03002	0.03058	0.877	79.1
	2	80.3	74.6	0.03209	0.03153	0.864	74.6
	3	88.3	83.6	0.01407	0.01099	0.834	83.6
	average	82.4	76.1	0.01630	0.01607	0.763	76.1



Considered trees	№ of trial area	Forecasts of preservations for 2018, %		A		p-value of Shapiro-Wilk' test	Final forecasts of preservations for 2018, %
		Moving average	Linear regression	Moving average	Linear regression		
replanted trees at a low location (Y)	1	75.4	71.1	0.01230	0.01778	0.330	75.4
	2	55.3	48.9	0.02652	0.03500	0.414	55.3
	3	28.9	4.8	0.14126	0.17451	0.126	28.9
	average	53.9	41.2	0.03922	0.04649	0.315	53.9
replanted trees at a high location (Z)	1	36.7	27.9	0.04273	0.09721	0.682	36.7
	2	34.8	23.7	0.07002	0.08605	0.501	34.8
	average	35.9	26.0	0.04164	0.04151	0.124	26.0

In addition, it should be noted that, in general, despite the overall decrease in the forest culture preservation index (see Tab.2), an optimistic forecast turned out to be more accurate in most cases. Meanwhile, the non-replanted trees are expected to have the highest preservation, while the replanted to a high location trees – the lowest, which must be taken into consideration when planning forestry work on artificial reforestation.

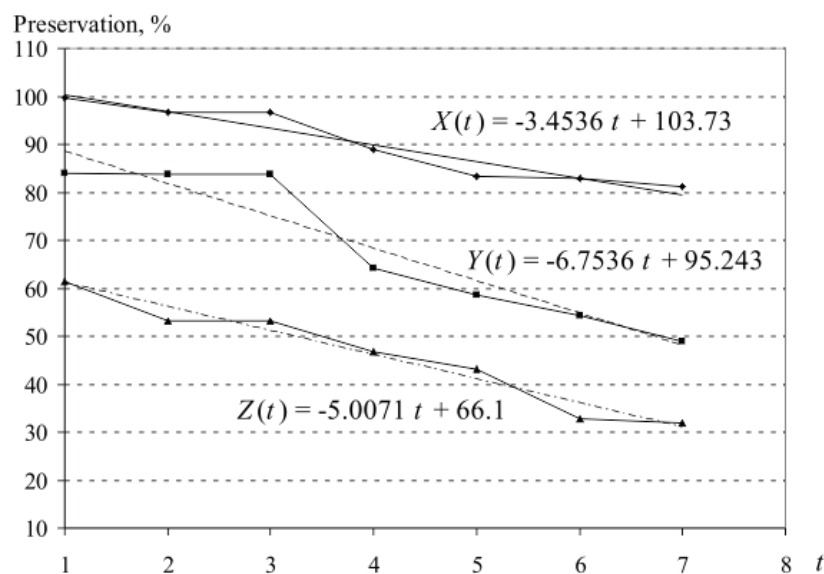


Fig. 2. Average preservations of trees (%) and corresponding linear regressions.

Conclusion. During the observation period, the height of non – replanted plants increased by 1.5 times, replanted to a low location – by 1.3 times; the height of the birch replanted to a high location hardly increased. Consequently, the trees replanted to a low location still grow fairly fast; and the growth rate is slightly lagging behind non-replanted plants, although they have a low rate of preservation. Statistically significant differences in the average tree preservation were revealed. Moreover, the differences in the preservation of non-replanted and replanted trees at a low location turned out to be the most significant. Thus, it can be argued that the location of the forest plantations and the fact that the trees were replanted affected the average preservation rates.

The forecast of indicators of preservation of the forest plantations of Silver birch created by different methods will allow to plan forestry actions for artificial reforestation correctly taking into account soil conditions and locations of forest plantations. The further research involves the development of recommendations for a comprehensive system of measures based on the use of science-based forestry technologies to ensure optimum reforestation. Reforestation activities should be planned and implemented taking into account renewable capacity of different forest plantations.

**References:**

1. Kabanova S.A., Bortsov V.A., Danchenko A.M., Danchenko M.A., Pudzha G.I. Ecological and forestry results of experimental works on melioration of soils in the green zone of Astana // *Advances in current natural sciences*. 2017. – № 7. – С. 36-41.
2. Mukanov B.M. Scientific support for the creation of the green zone of Astana. // *Technologies of creation of protective plantations in the suburban zone of Astana*. Astana, 2012. – P. 21–23.
3. Manaenkov A.S. The basic principles of creating protective-greening plantations in dry steppe and semi-desert conditions. // *Technologies of creation of protective plantations in the suburban zone of Astana*. Astana, 2012. – P. 11–12.

4. *Danchenko M. A., Kabanova S. A. On technology development of landscape and woodlands formation in the green zone of cities (by example of Astana) // Tomsk State University Journal. 2012. – № 354. – C. 180–186.*
5. *Ogievsky VV, Khirov AA Inspection and study of forest plantations. – L., 1967. – 50 p.*
6. *Corder, G.W., Foreman, D.I. (2014). Nonparametric Statistics: A Step-by-Step Approach. Wiley, 288 p.*
7. *Zenkova Zh.N., Lanshakova L.A. Kolmogorov goodness-of-fit test for S-symmetric distributions in climate and weather modeling. IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science 48, 2016*
8. *Gujarati D.N. Basic Econometrics, McGraw Hill, 2003, 1002 p.*
9. *Shapiro S.S., Wilk M.B. (1965). An analysis of variance test for normality (complete samples). Biometrika. 52 (3–4): 591–611, p. 593*

## Meteorological regime of the beginning and end of the heating season in Tomsk

Nosyreva O.V., Barashkova N.K., Kizhner L.I.

National Research Tomsk State University, Russia  
E-mail: ov\_nosyreva@mail.ru

In today's world, in the climatic conditions of the Russian Federation, as in other countries, the problem of energy saving, reducing the cost of services creating a comfortable stay of a person in enclosed spaces is topical.

We consider it very important to create a model of thermal comfort for a resident of Tomsk. To solve this problem in this paper, an attempt is made to present and analyze some characteristics of the meteorological block of the model of thermal comfort in the example of Tomsk.

Initial data were the average daily temperature and humidity, wind speed of months of cold period of 2011-2017). The dates of a stable transition of an average daily temperature through 8 ° C were calculated by the method D.A. Pedia, the dates of the actual connection (shutdown) of heating in the city of Tomsk are borrowed from a public website.

One of the most important characteristics of the thermal regime, which is taken into account in the design of enclosing structures, is the number of degree-days (Q). The calculated Q values for the city of Tomsk showed their decrease (by ~ 2000 degree-days) from those given in the reference books of climate, which may be a consequence of the observed climate changes in the region.

As an index of the state of the thermal field surrounding a person in a residential building, it is possible to use indices of effective temperatures (ET - effective temperature, EET – equivalent-effective temperature, REET – radiation-equivalent-effective temperature). In the work, a REET is calculated, which takes into account temperature, relative humidity, wind speed and heating by solar radiation.

In addition, the calendar and temperature characteristics of the beginning and the end of the heating period were determined and analyzed in the work.

The following preliminary results were obtained:

1. It was revealed that the dates of actual switching on and off of heating very rarely agree with the meteorological conditions that characterize comfortable human thermal conditions.

2. In a market economy, energy and heat supply organizations are seeking to generate additional profits, extending the heating period due to earlier connection and later shutdown. For example, in the spring of 2015, the date of the actual heating shutdown is May 12. In this case, the dates for the end of the heating season for SNiP (Construction Regulations and rules of the Russia Federation) are 22 and 24 April (for REER and for the actual temperature, respectively). In autumn 2011, the date of actual connection of heating was observed on September 22, when the dates for the beginning of the heating season for SNiP - October 20 (both for REET and for actual temperature).

3. To resolve the revealed discrepancy of dates it is possible to create a complete model "building - man", in which, in addition to meteorological, both social and psychological factors will be included. In our opinion, it is extremely important to create a model of thermal comfort for a resident of Tomsk.

# Метеорологический режим начала и конца отопительного сезона в г. Томске

Носырева О.В., Барашкова Н.К., Кижнер Л.И.

Национальный исследовательский Томский государственный университет, Россия  
E-mail: ov\_nosyreva@mail.ru

**В** современном мире в климатических условиях Российской Федерации, как и в других странах [8], все более актуальной является проблема энергосбережения, удешевления услуг, создающих комфортное пребывание человека в закрытых помещениях.

Период года, в который требуется осуществлять дополнительный обогрев помещений, называется отопительным (ОП). Его временными границами принято считать даты устойчивого перехода среднесуточной температуры наружного воздуха через +8 °С осенью и весной. Некоторые климатические показатели отопительного сезона на территории Томской области приводятся в [1], там же указывается на сокращение его продолжительности.

Гидрометеорологический центр России составляет вероятностный прогноз погоды на холодный период года [5], ориентированный на его использование федеральными органами исполнительной власти для оценки рисков возникновения чрезвычайных ситуаций природного характера, в интересах энергетики, транспорта, сельского хозяйства. Этот прогноз не предназначен для расчета объективных показателей теплового комфорта человека.

Муниципальные службы населенных пунктов должны по СНиПу [10] давать разрешение на подключение к отопительным системам, также ориентируясь на значение температуры +8 °С, а именно после пяти дней, когда среднесуточная температура не превышала этого значения. В то же время ситуации с некомфортными по теплообеспечению условиями в начале осени повторяются почти ежегодно, и только после настойчивых требований населения тепло начинает поступать в жилые, общественные и рабочие помещения. Почему так происходит? Возможно, реакция населения объясняется различным режимом сопутствующих погодных условий в периоды перехода. Слово «период» указывает на то, что в течение определенного отрезка времени среднесуточная температура воздуха может колебаться как в большую, так и в меньшую сторону от 8 °С. По нашему мнению, отсутствуют четкие аргументации в использовании критерия «+8 °С» для начала отопительного сезона.

Авторы поставили цель выяснить особенности режима погоды в начале и конце отопительного периода в городе Томске.

## ИСХОДНЫЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ЕГО ОБРАБОТКИ

Как известно, основная цель отопления – создать тепловой комфорт населению.

Общая модель теплового комфорта человека (в том числе в условиях города Томска) в силу многообразия факторов его определяющих, чрезвычайно сложна. Но в одном из обязательных ее блоков должно быть представлено влияние метеорологического режима на обеспечение комфортной среды человека. По нашему мнению, представляется крайне важным создание модели теплового комфорта для жителя Томска. Для решения этой задачи в данной работе предпринята попытка представления и анализа некоторых характеристик метеорологического блока модели теплового комфорта на примере г. Томска.

Исходными данными послужили среднесуточные температура и влажность воздуха, скорость ветра за месяцы холодного периода 2011–2017 гг.). Были рассчитаны даты устойчивого перехода среднесуточной температуры через 8 °С по методу Д.А. Педя [2], даты фактического подключения (отключения) отопления в городе Томске заимствованы с общедоступного сайта [9].

## РАСЧЕТНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ

1. Одной из наиболее важных характеристик термического режима, которая учитывается при проектировании ограждающих конструкций, является число градусодней ( $Q$ ). Этот показатель дает представление о суммарном удельном теплотреблении зданий с учетом режимов эксплуатации зданий и используется в расчетах не только ограждающих конструкций, но и при выборе типа зданий, систем отопления, вентиляции, кондиционирования и определении запасов топлива. Число градусодней определялось нами по формуле (1):

$$Q = (T_{в} - T)n, \quad (1)$$

где  $Q$  – число градусодней за отопительный сезон;  $T_{в}$  – температура воздуха в помещении, принимаемая равной 18 °С;  $T$  – среднесуточная температура за отопительный период, °С;  $n$  – число дней отопительного периода. Выбор значения 18 °С основан на том, что теплоощущение при температуре 18 °С эквивалентно тому, которое испытывает человек, находясь в помещении с температурой воздуха 18 °С,

относительной влажности около 100% и скорости движения воздуха около 0,1 м/с (что эквивалентно скорости движения воздуха, обусловленной всего лишь конвекцией над поверхностью теплого тела).

Томская область по климатическому районированию территории СНГ для типизации жилищ по [4] относится к району «5б», для которого характерна холодная, прохладная, комфортная погода с повторяемостью выше критической и где при проектировании жилищ ориентируются на сумму в 7500 градусодней отопления и более [6]. Территория относится к III свето-климатическому поясу.

Рассчитанные нами величины  $Q$  для города Томска представлены в таблице.

**Таблица.** Основные температурные показатели за отопительные сезоны в Томске.

Отопительный сезон	2010/2011	2011/2012	2012/2013	2013/2014	2014/2015	2015/2016	2016/2017
Сумма температур за ОП, °С	-1592	-1661	-1898	-832	-1340	-1071	-1550
Число дней ОП	244	217	250	269	231	251	238
Среднесут. темпер. ОП, °С	-6,52	-7,66	-7,59	-3,09	-5,80	-4,27	-6,51
Q, градусодни	5984	5567	6398	5674	5498	5589	5834

Из таблицы следует, что наблюдается достаточно большой разброс по годам всех анализируемых характеристик. Сумма температур (эта величина отрицательная) колеблется от 832 (2013–2014 гг.) до 1898 (2012–2013 гг.), продолжительность ОП – от 217 до 269 дней.

Число градусодней отличается от приведенных в [4], в сторону уменьшения, что, возможно, является следствием наблюдающихся изменений климата в регионе [1, 7].

2. Известно, что основную часть дефицита тепла составляют потери, возникающие под охлаждающим действием температуры воздуха. Ветер и радиация уменьшают или увеличивают потери тепла в среднем на 10–30 % [3].

В качестве числового показателя состояния теплового поля, окружающего человека в жилом помещении, можно использовать индексы эффективных температур (ЭТ). ЭТ (выражаемая в градусах) рассчитывается по сочетанию температуры и относительной влажности воздуха, при которых эффект теплоотдачи и теплоощущения будет одинаковым. Широкое распространение в практике оценок тепловых нагрузок, комфортности либо дискомфорта среды получили различные разновидности эффективных температур (ЭЭТ – эквивалентно-эффективная температура, РЭЭТ – радиационно-эквивалентно-эффективная температура и др.) [6].

Эквивалентно-эффективная температура – это такое сочетание метеорологических величин, которое производит тот же тепловой эффект, что и неподвижный воздух при 100 % относительной влажности и определенной температуре, рассчитывается по формуле А. Миссенарда:

$$\text{ЭЭТ} = 37 - ((37 - T) / (0,68 - 0,0014f + 1/(1,76 + 1,4v^{0,75}))) - 0,29T(1 - f/100), \quad (2)$$

где  $T$  – температура (°С);  $f$  – относительная влажность (%);  $v$  – скорость ветра (м/с).

Для оценки комфортных условий человека предпочтительней индекс РЭЭТ, который, наряду с учетом температуры, относительной влажности, скорости ветра, учитывает дополнительное нагревание солнечной радиацией. Для расчета РЭЭТ применяют различные формулы и номограммы. Наиболее простой является формула, основанная на учете ЭЭТ с добавлением постоянной величины – свободного члена, который отражает влияние солнечной радиации:

$$\text{РЭЭТ} = 0,83\text{ЭЭТ} + 12,0 \quad (3)$$

В нашей работе РЭЭТ определялась по формуле 3 с использованием результатов расчета по формуле 2.

Известно, что значение РЭЭТ, определяемое с учетом солнечной радиации, в холодное время года ниже, а в теплое полугодие – выше обычной температуры воздуха. В переходные сезоны соотношение может быть различным.

В условиях жилого помещения пределы градусов комфорта по РЭЭТ для раздетого человека составляет 20,3–24,7 °С, для одетого – 19,7–23,6 °С.

В работе были определены и проанализированы следующие характеристики отопительных сезонов.

*Для осеннего периода:*

- дата первого понижения среднесуточной температуры воздуха до +8 °С (ОД1);
- дата устойчивого перехода температуры воздуха через 8 °С осенью по Педю (ОД2);
- число дней со среднесуточной  $t > 8$  °С после ОД2 (ОП1);
- дата начала ОП по СНиПу (ОД3);
- число дней с  $t > 8$  °С после ОД3 (ОП2);
- достигнутое повышение среднесуточной температурой в ОП2 значения 8 °С (ОХ);
- дата последней среднесуточной  $t + 8$  °С (ОД4);



- длительность перехода от ОД1 до ОД2 (ОП3);
- дата фактического включения отопления (ОД5).

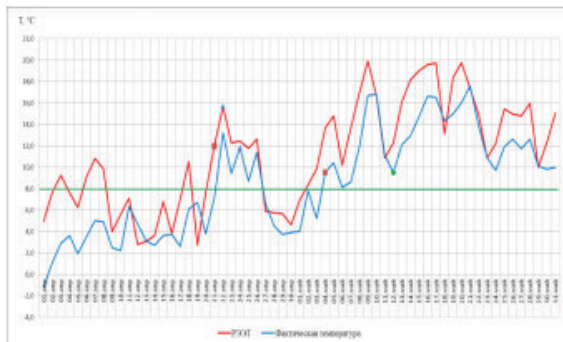
Для радиационно-эквивалентно-эффективной температуры в обозначения добавлена буква Р (ОДР2, ОПР1 и т.д.).

Для весеннего периода:

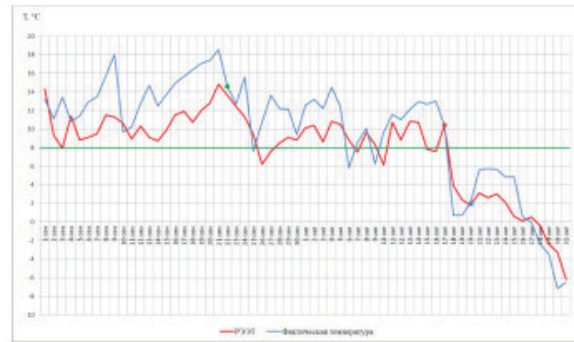
- дата первого повышения среднесуточной температуры воздуха до +8 °С (ВД1);
- дата устойчивого перехода температуры воздуха через 8 °С весной по Педю (ВД2);
- число дней со среднесуточной  $t < 8$  °С после ВД2 (ВП1);
- дата начала ОП по СНиПу (ВД3);
- число дней с  $t < 8$  °С после ВД3 (ВП2);
- достигнутое понижение среднесуточной температурой в ВП2 значения 8 °С (ВХ);
- дата последней среднесуточной  $t + 8$  °С (ВД4);
- длительность перехода от ВД1 до ВД2 (ВП3);
- дата фактического отключения отопления (ВД5).

Для радиационно-эквивалентно-эффективной температуры в обозначения добавлена буква Р (ВДР2, ВПР1 и т.д.).

Часть характеристик за отдельные годы представлена на рисунках 1, 2.



**Рис. 1.** Среднесуточная температура воздуха и РЭЭТ весной 2015 года в г. Томске (– даты устойчивого перехода через 8 °С, – даты окончания ОП по СНиПу, – дата фактического окончания ОП).



**Рис. 2.** Среднесуточная температура воздуха и РЭЭТ осенью 2011 года в г. Томск (– даты устойчивого перехода через 8 °С, – даты начала ОП по СНиПу, – дата фактического начала ОП).

## ВЫВОДЫ

1. Выявлено, что даты фактического включения и отключения отопления очень редко согласуются с показателями метеорологического режима, характеризующими комфортные тепловые условия человека.
2. В условиях рыночной экономики энерго- и теплоснабжающие организации стремятся к получению дополнительной прибыли, удлинняя отопительный период за счет более раннего подключения и более позднего отключения. Например, как следует из рисунков 1 и 2, весной 2015 г. дата фактического отключения отопления – 12 мая. При этом даты окончания отопительного периода по СНиПу приходились на 22 и 24 апреля (по РЭЭТ и по фактической температуре соответственно). Осенью 2011 г. дата фактического подключения отопления пришлась на 22 сентября, когда даты начала отопительного периода по СНиПу приходились на 20 октября (как по РЭЭТ, так и по фактической температуре).
3. Разрешить выявленное несоответствие дат возможно созданием полной модели «здание – человек», в которой, кроме метеорологических, будут включены дополнительно и социальные, и психологические факторы. По нашему мнению, представляется крайне важным создание модели теплового комфорта для жителя Томска.

### Литература:

1. Барашикова Н.К., Волкова М.А., Кужевская И.В. Оценка современной климатической составляющей хозяйственного комплекса Томской области в холодный период года / Вестник Томского государственного университета. Сер. Науки о Земле. 2011. № 351. С. 163–168.
2. Барашикова Н.К., Кужевская И.В., Носырева О.В. Климатические характеристики режимов устойчивого перехода температуры воздуха через определенные пределы на юге Западной Сибири // Известия Российской академии наук. Серия географическая. 2015. № 1. С. 87–97.
3. Гандин Л.С., Анапольская Л.Е. Метеорологические факторы теплового режима зданий. Л.: Гидрометиздат, 1973. 110 с.

4. Гербурт-Гейбович А.А. Оценка климата для типового проектирования жилищ. Л.: Стройиздат, 1971. 105 с.
5. Гидрометцентр России. Вероятностный прогноз температурного режима в России на отопительный период 2017–2018 гг. Сайт: <http://old.meteoinfo.ru/oct2017-mar2018> (Дата обращения: 01.04.2018 г.).
6. Исаев А.А. Экологическая климатология. Учебное пособие. М.: Научный мир, 2001. 458 с.
7. Кижнер Л.И., Серая Н.Ю. Изменение режима ветра в Томске в начале XXI века. – Тр. ГГО, 2015. № 576. С. 102–113.
8. Маркус Т.А., Моррис Э.Н. Здания, климат и энергия. Л.: Гидрометеиздат. 1985. 543 с.
9. Официальный портал МО «Город Томск». Сайт: <http://www.admin.tomsk.ru/>. (Дата обращения: 01.04.2018 г.).
10. Строительные нормы и правила Российской Федерации. Тепловая защита зданий. СНиП 23-02-2003. Москва. 2004. 31 с.

## Influence of climatic and weather conditions of the Small Ice Age on the operation of land and water transport routes in the territory Altai mountain district in the XVIII century

**Maloletko A.A.**

Siberian Research Institute of Agricultural and Peat – branch of Siberian Federal Scientific Centre of Agricultural Biotechnology, Tomsk, Russia  
E-mail: maloletko.anton@yandex.ru

Intensive development of the territory of the foothill plains and Altai mountains by the Russian population began in the 18th century. The settlement was due to two socio-economic processes: peasant colonization of fertile lands and the development of mining metallurgy. The formation of the territory of the Altai mountainous district was inextricably linked with the organization of an extensive network of transport routes. They provided communication between settlements, as well as transportation of precious and non-ferrous ore from mines to smelters. For the safety of the population of the territory of the Mountainous District from steppe nomads on the southern borders, a need arose to create a defensive line, of which the linear path was an integral part.

In addition to social, economic and political factors, the physical and geographical conditions of the territory exerted the greatest influence on the formation and operation of land and water transport routes. A significant role was played by the climate, characterized by high dynamism among other physical and geographical components.

The aim of the study is the influence of climatic and weather conditions of the Small Ice Age on the formation and operation of land and water transport routes on the territory of the Altai mountain district during the XVIII century. In the period of time under consideration, regular meteorological observations in the territory of the Mountainous District were not conducted. However, there is a sufficient amount of information in the stock sources of the Center for Archival Funds of the Altai Territory and other state archives, as well as in the writings of academic researchers in Altai. With the help of analytical and historical-geographical methods, research of stock documents and literary sources was carried out. As a result, information was received on the characteristics of the climate and weather of the Little Ice Age, as well as on the formation of a network of land and waterways.

During the development of Western Siberia and the Altai Mountains, the peak period of the Little Ice Age, which lasted from 1600 to 1800, was observed. At this time, on the foothill plains and in the mountains of Altai, a sharply continental climate prevailed everywhere, characterized by a high degree of severity and relative stability of the weather conditions of the seasons. At present, the continental climate predominates on the territory under study, and, only in the inner regions of the Altai Mountains, it is sharply continental.

The climatic conditions of the Small Ice Age were not a decisive factor in the development and settlement of the territory by the Russian population. However, often, these conditions had the main role, which influenced the choice of routes and operation of land routes and waterways. Factors that directly and indirectly influenced the formation and operation of transport routes in the flat and mountainous areas with the use of horse transport are singled out. Among these factors it is necessary to allocate a long winter period with low temperatures, many snow conditions and long snowstorms. There was a decrease in the snow boundary in the mountainous districts of the Okrug. The hydrological regime of navigable rivers changed. Aridity and nocturnal frosts of a short summer period and, as a consequence, a reduction in the vegetation period, leading to the need to import provisions on waterways from other regions of Siberia.

# Влияние климатических и погодных условий Малой ледниковой эпохи на эксплуатацию сухопутных и водных транспортных путей на территории Алтайского горного округа в XVIII в.

Малолетко А.А.

Сибирский научно-исследовательский институт сельского хозяйства и торфа – филиал Сибирского федерального научного центра агrobiотехнологий РАН, Томск, Россия  
E-mail: maloletko.anton@yandex.ru

**И**ntenсивное освоение русским населением территории предгорных равнин и Алтайских гор началось в XVIII в. Заселение было обусловлено двумя социально-экономическими процессами: крестьянской колонизацией плодородных земель и развитием горнозаводской металлургии. Формирование территории Алтайского горного округа неразрывно было связано с организацией разветвлённой сети транспортных путей. Они обеспечивали сообщение между населёнными пунктами, перевозку руды драгоценных и цветных металлов от рудников на плавильные заводы и прочее. Для безопасности населения территории Горного округа от степных кочевников на южных рубежах возникла необходимость в создании оборонительной линии. Её неотъемлемой частью являлся линейный тракт.

На формирование и эксплуатацию сухопутных и водных транспортных путей, наряду с социальными, экономическими и политическими факторами, наибольшее влияние оказывали физико-географические условия территории. Значимую роль играл климат, отличающийся высокой динамичностью среди остальных физико-географических компонентов.

Целью исследования является влияние климатических и погодных условий Малой ледниковой эпохи (МЛЭ) на формирование и эксплуатацию сухопутных и водных транспортных путей на территории Алтайского горного округа в течение XVIII в. В рассматриваемый нами отрезок времени регулярные метеонаблюдения на территории Горного округа не проводились, однако существует достаточное количество информации в фондовых источниках Центра хранения архивных данных Алтайского края (ЦХАФ АК) и других государственных архивов, а также в трудах академических исследователей Алтая. При помощи аналитического и историко-географического методов проведены исследования фондовых документов и литературных источников. В результате этого получены сведения об особенностях климата и погоды МЛЭ, а также о формировании сети сухопутных и водных путей.

Во время освоения Западной Сибири и Алтайских гор наблюдалась пиковая фаза МЛЭ, длившейся с 1600 по 1800 гг. (Жилина Т.Н., 2009, с. 51). В это время на предгорных равнинах и в горах Алтая повсеместно господствовал резко континентальный климат, характеризующийся высокой степенью суровости и относительной стабильностью погодных условий сезонов. В настоящее время на исследуемой территории преобладает континентальный климат и, лишь, во внутренних районах Алтайских гор – резко континентальный.

Интенсивность эксплуатации сухопутных трактов в зависимости от сезонов года значительно различалась. В условиях МЛЭ весна была смещена в сторону лета и характеризовалась, как короткая и тёплая. Вегетационный период степной растительности, используемой для корма тягловых лошадей, начинался в мае. В этот отрезок времени отмечается активизация грузоперевозок руды от рудников Рудного Алтая на плавильные заводы Приобского плато. Продолжалась активная фаза эксплуатации трактов до октября – времени, когда начинались сильные морозы и заканчивался подножный корм для животных (Ренованц И.М., 1792, с. 288). Осень отличалась ранним наступлением холодов при относительно малом снежном покрове, что приводило к значительному промерзанию грунта.

Зима имела большую продолжительность, в сравнении с настоящим временем, за счёт более короткого осеннего периода и смещения в сторону весны. Помимо этого она отличалась многоснежностью и особой суровостью. Период использования санного гужевого транспорта продлевался. О зимних температурах немецкий путешественник и минералог И.М. Ренованц (1792) писал, что в период с 1778 по 1783 гг. зимние температуры не опускались ниже  $-42^{\circ}\text{C}$ , а в 1784 г. в декабре мороз достиг  $-54^{\circ}\text{C}$ .

Помимо морозов на грузооборот на территории Алтайского горного округа в зимний период значительное влияние оказывали частые продолжительные бураны. Высокая вероятность их возникновения была с ноября по февраль (Ренованц И.М., 1792, с. 288). Продолжительность бурана могла достигать десяти суток, а в течение отдельных месяцев количество дней с буранами зачастую превышало количество дней без них.

Древесная растительность и положительные формы рельефа позволяли осуществлять передвижение людей и гужевого повозок в ветровой тени. Бураны сопровождалась выпадением значительного количества твёрдых осадков, поэтому на открытых пространствах лесостепной и степной природных зон наблюдался перенос снега, приводивший к полному переметанию трактов. Отсутствие ориентиров на

местности и плохая видимость представляли собою опасность для жизни людей и животных, так как было легко сбиться с пути. В марте бураны могли сопровождаться дождями с последующим понижением температуры воздуха. Это приводило к обледенению путников и животных, что в случае отсутствия укрытия служило причиной летального исхода.

Начальник Колывано-Воскресенских заводов А.Б. Беэр в письме управляющему Кабинетом ее Императорского величества барону И.А. Черкасову писал, что в феврале 1748 г., проезжая через Барабинскую степь до Барнаульских заводов, приходилось сутками пережидать сильные метели в зимовьях. *«И как на завод прибыл, то нашел все снегом занесено. И до фабрик и квартир разрывали по два дни дороги. Сказывают обыватели, что уже более десяти лет таковых снегов и погод не бывало, по здешнему наречию буранов»* (ЦХАФ АК. Ф. 1. Оп. 1. Д. 34. Л. 6–7 об.). Во время продолжительных буранов движение гужевого транспорта по трактам полностью прекращалось.

Весной таяние снежного покрова на территории Округа происходило неравномерно. На открытых лесостепных и степных пространствах снег таял быстрее, а на залесённых равнинах и горах – дольше. Инфильтрация снеговой воды в грунт не производилась из-за значительного его промерзания, что способствовало резкому подъёму уровня воды в реках. Так, в мае 1793 г. на рр. Барнаулка и Касмала поднялся уровень воды, в результате чего пострадали Барнаульский и Павловский сереброплавильные заводы. Из рапорта управляющего Барнаульским заводом Ивана Черницына от 7 мая 1793 г. известно, что максимальный уровень подъема воды в р. Барнаулка составил 6 аршин (4,26 м – А.М.) (ЦХАФ АК. Ф. 169. Оп. 1 доп. Д. 36 а. Лл. 15–18). В результате наводнения были разрушены заводские плотины, складские помещения и производственные цеха с плавильными печами, а также административные здания. Высокие половодья на равнинных реках, по мнению А.В. Шнитникова (1957), почти полностью совпадают с холодными годами, что косвенно доказывает суровость зим и климата в XVIII в.

В 1749 г. прапорщиком геодезии П.Е. Старцовым была организована изыскательская экспедиция на предмет пригодности р. Алей в качестве водного транспортного пути для сплава руды от Змеёвского рудника на Барнаульский завод (ЦХАФ АК. Ф. 1. Оп. 1. Д. 29. лл. 175–176 об.). По завершению гидрографических исследований сделан вывод, что для судоходства необходимо произвести расчистку русла. Однако даже в этом случае Алей мог быть пригодным для сплава гружёных рудой дощаников только в период половодий. Этот период длился около двух недель и был наиболее благоприятным для судоходства, так как с приходом засушливого и жаркого лета, характерного для МЛЭ, уровень воды степных рек достаточно быстро достигал своих минимальных значений.

Сроки ледостава на р. Обь в районе Барнаула были близки к современным. При продвижении вниз по течению отмечался более ранний его срок ледостава, чем после МЛЭ. Вскрытие рек происходило на 5–15 дней позже современного и при движении вниз по Оби это значение возрастало (Жилина Т.Н., 2009, с. 56). Из этого следует вывод, что сокращение навигационного периода происходило на незначительный срок в пределах Округа.

Следующей одной из характерных черт МЛЭ было снижение снеговой границы в горах Алтая с образованием снежных вершин – «белков». На Алтае *«Тигирецкие горы, те только называются белками, на которых вечно снег лежит... Так именуются все горы в летнее время снегом покрытые»* (Спаский Г., 1818, с. 51). В 1833 г. Кулибин написал, что «кряж Холзун на протяжении своём представляет многие ветви, коих высочайшие пункты, увенченные снегом, несут частное название белков: Тигирецких, Коргонских, Башелакских, Чарышских, Убинских, Ульбинских и др.» (Кулибин, 1836, с. 161). В настоящее время на перечисленных хребтах в летний период снежный покров не наблюдается.

Помощник П.-С. Палласа студент Никита Соколов в 1771 г. исследовал верховья реки Б. Тигирек. Здесь им был обнаружен снежник, занимавший долину Б. Тигирека, значительный по площади и мощностью до 5 сажень, что соответствует примерно 10 м (Паллас П.С., 1786. с. 293). Истоки Б. Тигирека находятся у отметки 1500 м, исходя из этого, снеговая граница пролегла вблизи этой высоты или, возможно, на более низком уровне.

Г.М. Ренованц, находясь с 1779 по 1785 г. на Алтае, о снежном покрове Синей Сопки у Колывани, писал: *«При конце апреля месяца она (Синяя Сопка – А.М.) нарочито от снега очищается; но два года сряду видел я, что она уже 15 августа оным опять была покрыта, и хотя она обыкновенно не прежде сентября покрывается, однако в сии два года снег не мог совсем сойти»* (Алтай в трудах ученых и путешественников..., С. 59). Описанная гора Синюха является самой высокой горой Колыванского хребта и имеет абсолютную высоту 1210 м. Таким образом было зафиксировано, что в некоторые отрезки времени МЛЭ снеговая граница опускалась ниже уровня 1200 м. В настоящее время самый низкий уровень снеговой границы в Алтайских горах располагается на отметке около 2500 м на северных склонах Катунского и Северо-Чуйского хребтов.

Реки, вытекающие из Алтайских «белков», значительно отличались гидрологическим режимом от степных рек. При завершении весеннего половодья, с приходом лета в горах начиналось интенсивное таяние снегов и ледников, дополняемое обильным выпадением жидких осадков. Это приводило к повторному подъёму уровня речной воды, способствовавшего судоходству в течение навигационного периода. Примером таких рек был Чарыш, являвшийся одной из важных водных артерий Алтайского горного округа.



Во второй половине XVIII в. проводились изыскательские экспедиции с целью проектирования оборонительной линии от Усть-Каменогорской крепости до Телецкого озера, а позже от Усть-Каменогорской крепости до Бийской крепости (Линия Петрулина). Линейный тракт должен был пролегать по долинам горных рек Центрального и Северо-Восточного Алтая (ЦХАФ АК, Ф. 1. Оп. 1. Д. 373. Т. 1. Л. 58). Сообщение между долинами осуществлялось при помощи горных перевалов, расположенных выше снеговой границы.

Наряду с сильно расчленённым рельефом, значительными уклонами склонов, снежные перевалы представляли собой сложные естественные препятствия. В случае организации оборонительной линии, через них должны была круглогодично осуществляться поставка провианта. В летнее время было недостаточно подножного корма для лошадей, а зимой в силу низких температур и сильных ветров эксплуатация проектируемых маршрутов была вовсе невозможной. С учётом всех перечисленных факторов было принято решение организовать оборонительную линию (Линия Шпрингера-Деколонга) по северо-западной части Алтая от Усть-Каменогорской крепости до Бийской. Этому способствовали более продолжительный летний период, достаточное количество сенокосов и пастбищ, а так же перевалы находились ниже снеговой границы.

Климатические условия оказывали и косвенное влияние на формирование и эксплуатацию водных транспортных путей. Во время МЛЭ «Часто случаются вьюги и в мае, и в сентябре..., и кроме июля..., ни один месяц не безопасен от ночных морозов» (Фальк И.П., 1854, с. 423). В результате ночных заморозков в совокупности с продолжительными летними засухами была высокая вероятность неурожая хлеба. Для решения вопроса обеспечения военного контингента и заводских рабочих хлебом и фуражом производились закупки провианта в других районах Сибири. Основными поставщиками зерна в Горный округ были территории примыкающие к Красноярской и Тобольской крепостям. Для транспортировки зерна наиболее экономически выгодными являлись водные транспортные пути. Такими путями стали от Тобольской крепости до Усть-Каменогорской – р. Иртыш, а от Красноярской крепости до Бийской – рр. Чулым и Обь. Водные пути активно использовались, осуществляя поставку зерна на плотах и дощаниках в течении всего XVIII в. Таким образом, климат оказал влияние на активность эксплуатации водных транспортных путей Обского бассейна. В настоящее время благоприятные климатические условия способствуют развитию растениеводства на территории Округа.

Климатические условия Малой ледниковой эпохи не являлись решающим фактором в освоении и заселении территории русским населением, однако, зачастую, имели главенствующую роль при выборе маршрутов и эксплуатации сухопутных трактов и водных путей. Выделяются факторы прямо и косвенно влиявшие на формирование и эксплуатацию транспортных путей на равнинной и горной территориях при использовании гужевого транспорта. Среди факторов необходимо выделить продолжительный зимний период с низкими температурами, многоснежностью и длительными буранами, снижение снеговой границы в горных районах Округа, гидрологический режим судоходных рек, засушливость и ночные заморозки короткого летнего периода и, как следствие, сокращение вегетационного периода, приведшее к необходимости завоза провианта по водным путям из других районов Сибири.

#### **Литература:**

1. *Алтай в трудах ученых и путешественников XVIII–начала XX вв. Т. 1.* – Барнаул, 2005. – 448 с.
2. Жилина Т.Н. *Западная Сибирь в Малый ледниковый период: природа и русская колонизация (1550–1850 гг.):* Томск, «Оптимум», 2009. – 162 с.
3. Кулибин. *Описание Колыванских заводов по 1833 г. (сост. Майором Кулибиным)* // Горный журнал. 1836. Ч. 1. Кн. 1. С. 158–180.
4. Паллас П.С. *Путешествие по разным местам Российского государства.* СПб., 1770 Ч. II. Кн. 1. 476 с.
5. Ренованц И.М. *Минералогические, географические и другие смешанные известия о Алтайских горах, принадлежащих к Российскому владению. С немецкого языка на русский с приложением некоторых примечаний перевел Василий Сивергин.* СПб., 1792, 12+504+XII.
6. Спасский Г. *Путешествие на Тигирецкие белки.* Сибирский вестник. 1818. Ч. 2. С. 43–65.
7. Фальк И.П. *Полное собрание учёных путешествий по России, издаваемое Императорской академией Наук, по предложению её президента, с прим., изясн. и дополн. Т. 6. Записки путешествия академика Фалька / Пер. с нем. П. Петрова.* СПб.: При Имп. АН, 1824. 546 с.
8. ЦХАФ АК. Ф.1. Оп.1. Д. 29, Д. 34, Д. 373; Ф. 169. Оп. 1 доп. Д. 36а
9. Шнитников А.В. *Изменчивость общей увлажнённости материков северного полушария // Записки Геогр. об-ва СССР.* 1957. Т. 16. 338 с.

## Variability of synoptic vortex circulation over Siberia in 1976-2015

Podnebesnykh N.V., Ippolitov I.I., Loginov S.V., Kharyutkina E.V.

Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia

E-mail: podnebesnykhnv@inbox.ru, ceo@imces.ru, logSV13@imces.ru, eluz72@mail.ru

A comparative analysis of the characteristics of cyclones and anticyclones over the territory of Siberia ( $50^{\circ}$ - $70^{\circ}$ N,  $60^{\circ}$ - $110^{\circ}$ E) for the period of 1976-2015, obtained from the data of manual processing of surface synoptic maps for the main meteorological times (00, 06, 12, 18 UTC) and the data from surface pressure maps constructed using the NCEP/DOE AMIP II (1979-2011) and JRA-55 (2012-2015) reanalysis databases was carried out. Data, obtained using surface synoptic maps were taken from [11, 12], where the methodology of map processing was presented. An important point is to evaluate the individual error of an operator. It was evaluated as follows. Maps of spatial distribution ( $30^{\circ}$ - $90^{\circ}$ N,  $0^{\circ}$ - $180^{\circ}$ E) of geopotential height at the level of 1000 hPa with a 12-hour time step for each February were constructed on the basis of JRA-25 data over the time interval of 1979-2011. Then four operators independently calculate the number of cyclones, determined as regions of reduced geopotential height limited by at least two closed isobars with a lifetime of at least 12 hours. Statistical data processing showed that the standard deviation ( $\sigma$ ) of the number of cyclones in this case did not exceed 2. This estimate was obtained for all type of cyclones, for deep cyclones  $\sigma = 0.5$ . The value  $\sigma = 2$  was applied to the estimates given below.

The average annual estimates in number of cyclones and anticyclones using surface synoptic maps and reanalysis maps were calculated over the territory of Siberia for 1976-2015. The values were smoothed by the 10-year window.

The values of number of cyclones and anticyclones obtained from surface synoptic maps exceeds that from reanalysis data by 1.3 times. The average number of cyclones for the period 1976-2015 is 52 ( $\sigma = 17.6$ ) according to the synoptic maps and 45 ( $\sigma = 14.7$ ) according to reanalysis data. For anticyclones - 41 ( $\sigma = 12.0$ ) and 34 ( $\sigma = 6.6$ ), respectively. Statistically significant ( $\alpha=0.05$ ) positive trends were derived for cyclones and anticyclones from both synoptic maps and reanalysis data: 0.70 cyclone/year and 0.64 cyclone/year; 0.30 anticyclone/year and 0.18 anticyclone/year.

There is an increase in the number of cyclones and anticyclones during recent years. Data processing and analysis showed that during 2012-2015 the main contribution to the increase in the number was caused by the cyclones moving from southern (2012-2015) and western (2012) trajectories, and the main contribution to the increase in the number of anticyclones was made by the anticyclones moving from northern (2012, 2014) and southern (2013-2015) trajectory.

Average annual pressure values in the cyclone centers over the period of 1976-2015 are 1000.3 hPa according to synoptic maps and 996.7 hPa according to reanalysis maps. As for anticyclones, these values are 1030.9 hPa and 1027.0 hPa, respectively. According to synoptic maps, the most intensive cyclones shift along the northern trajectories (994.1 hPa) and anticyclones - along the southern trajectories (1033.3 hPa). The data obtained from reanalysis maps overestimate the intensity of cyclones and underestimate the intensity of anticyclones.

Trend of pressure in the cyclone centers, according to surface synoptic maps, is negative (-0.12 hPa/year), the significant contribution to this trend is made by northwestern cyclones (at the significance level  $\alpha=0.05$ ). According to reanalysis data, the trend is positive and insignificant (0.03 hPa/year), the greatest contribution also belongs to the north-western cyclones. The linear trend of the pressure in the centers of anticyclones, according to both surface synoptic and reanalysis maps, is positive and statistically significant (0.12 hPa/year and 0.13 hPa/year, respectively). Here the south-eastern anticyclones have the greatest contribution.

Thus, we can conclude, that synoptic and reanalysis maps describe the same trends in the characteristics of cyclones and anticyclones, but there are quantitative differences between these characteristics. The most notable feature is the increase in the number and intensification of cyclones and anticyclones during 2012-2015. Considering the vibrational nature of the temporal behavior of cyclone and anticyclone characteristics, this anomaly can be related to the natural variation of the climatic system of the Northern Hemisphere. However, we should not exclude the influence of anthropogenically-caused climate change, which influence on conditions in the areas of cyclogenesis, located in the North Atlantic and in the Mediterranean. In addition, it is necessary to take into account the effect on the blocking anticyclone circulation, for which the relationship between baric formation occurrence and the process of anthropogenically-caused reduction of the ice cover in the Arctic is established.

# Изменчивость синоптической вихревой циркуляции над Сибирью в 1976–2015 гг.

Поднебесных Н.В., Ипполитов И.И., Логинов С.В., Харюткина Е.В.

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия  
E-mail: podnebesnykhnv@inbox.ru, ceo@imces.ru, logSV13@imces.ru, eluz72@mail.ru

Циклоны и антициклоны являются доминирующим элементом циркуляции атмосферы средних широт. С распространением циклонов связаны локальные вариации температуры, осадков и ветра. В последние два десятилетия интерес к исследованию циклонов возрос в связи с тем, что отдельные стадии их развития оказались ответственными за экстремальные осадки и разрушительный ветер у поверхности [1, 2]. Подвижные антициклоны приносят в регионы ясную погоду, малоподвижные (блокирующие) антициклоны могут вызывать длительные явления жары или холода [3]. Влияние на климат циклоны и антициклоны оказывают, осуществляя межширотный обмен теплом, влагой и импульсом. С этой точки зрения изменчивость характеристик циклонов и антициклонов при изменении климата представляется актуальной задачей.

В ранних работах по детектированию циклонов и антициклонов использовалась ручная обработка карт погоды без автоматизации (мануальный метод) [4, 5]. Однако из-за его трудоемкости и с появлением глобальных баз данных реанализов были разработаны автоматические методы идентификации и трекинга циклонов и антициклонов, позволившие получать характеристики их жизненного цикла для протяженных временных интервалов как в масштабах полушарий, так и для отдельных регионов [6]. Однако и автоматическим методам присущи недостатки, связанные с расхождением результатов как при применении различных методов идентификации и трекинга циклонов к одной и той же базе данных, так и применении одного выбранного метода к различным базам данных [6, 7]. Повышенное внимание уделяется модельным исследованиям изменчивости вихревой циркуляции при антропогенно-обусловленном изменении глобального климата в 21-м веке. В работах [8, 9] показано, что в Северном полушарии модельные проектировки показывают уменьшение а 21 веке общего числа циклонов, их интенсификацию в отдельных регионах, и сдвиг шторм-треков к полюсу. Выполненное а [10] исследование характеристик зимних внетропических циклонов Северного полушария методом автоматического трекинга на базе реанализа NCEP/NCAR за 1958–1999 гг. показало близкий к отмеченному выше характеру изменчивости характеристик циклонов.

В настоящей работе проводится сравнительный анализ характеристик циклонов и антициклонов над территорией Сибири ( $50^{\circ}$ – $70^{\circ}$ с.ш.;  $60^{\circ}$ – $110^{\circ}$ в.д.) за период 1976–2015 гг., полученных по данным ручной обработки приземных синоптических карт за основные метеорологические сроки (00, 06, 12 и 18 часов СГВ) и по данным карт приземного давления, построенных на базах данных реанализов NCEP/DOE AMIP II (1979–2011 гг.) и JRA-55 (2012–2015 гг.). Данные по приземным синоптическим картам за период 1976–2011 гг. использованы из работ [11, 12]. В этих работах изложена методика обработки карт. Важным моментом является оценка индивидуальной ошибки оператора. Она была оценена следующим образом. Для района ( $30^{\circ}$ – $90^{\circ}$ с.ш.;  $0^{\circ}$ – $180^{\circ}$ в.д.) на основе данных JRA-25 были построены карты пространственного распределения высоты геопотенциала уровня 1000 гПа с 12-часовым временным шагом для каждого февраля во временном интервале 1979–2011 гг. На полученных таким образом картах четыре оператора независимо подсчитывали количество циклонов как областей пониженного геопотенциала, ограниченных как минимум двумя замкнутыми изобарами со временем жизни не менее 12 часов. Полученные каждым оператором данные показаны на рис. 1:

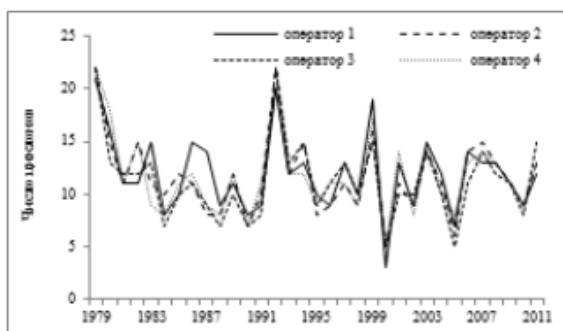


Рис. 1

Статистическая обработка приведенных на этом рисунке данных показала, что среднеквадратическое отклонение ( $\sigma$ ) числа циклонов, полученных разными операторами, не превышает 2. Эта оценка получена для всех циклонов, для глубоких циклонов  $\sigma = 0,5$ . Значение  $\sigma = 2$  мы применяем и к приведенным ниже оценкам.

На рис. 2 показаны временные ряды среднегодового количества циклонов (а) и антициклонов (б) над территорией Сибири за 1976–2015 гг. полученные по данным приземных синоптических карт (сплошная линия) и карт реанализа (прерывистая линия). Показаны так же значения, сглаженные 10-летним окном:

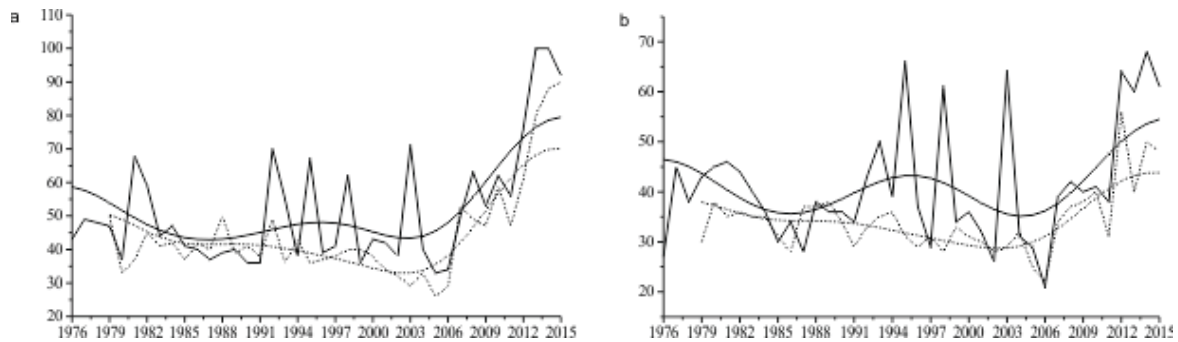


Рис. 2

Количество циклонов и антициклонов по данным приземных синоптических карт превышает их количество по данным реанализа в среднем в 1,3 раза. Среднее число циклонов за период 1976-2015 гг. составляет 52 ( $\sigma = 17,6$ ) по данным синоптических карт и 45 ( $\sigma = 14,7$ ) по данным реанализа. Для антициклонов эти величины составляют 41 ( $\sigma = 12,0$ ) и 34 ( $\sigma = 6,6$ ). Как для циклонов, так и для антициклонов, как по данным синоптических карт, так и по данным реанализа выявлены статистически значимые ( $\alpha=0,05$ ) положительные тренды количества циклонов и антициклонов: 0,70 циклона/год и 0,64 циклона/год; 0,30 антициклона/год и 0,18 антициклона/год.

Из рисунка 2 видно увеличение количества как циклонов, так и антициклонов за последние годы. Обработка и анализ данных показали, что в 2012-2015 гг. основной вклад в это увеличение количества вносят циклоны, смещающиеся по южным (2012-2015 гг.) и западным (2012 г.) траекториям движения, а в увеличение количества антициклонов основной вклад вносят антициклоны, смещающиеся по северным (2012, 2014 гг.) и южным (2013-2015 гг.) траекториям движения.

Заметим, что термин “траектория движения” в нашем случае не эквивалентно термину “трек”, т.е. траектории, описываемые циклоном за время его жизненного цикла. Используемые нами карты имеют пространственные ограничения, поэтому на данном этапе исследования мы не можем указать точный район генезиса для исследуемых циклонов и антициклонов, а только указать направления, с которых они входят на территорию Сибири. Из сглаженных кривых видно, что в изменениях количества циклонов и антициклонов присутствует колебательный процесс с периодом  $\approx 17$  лет.

Рисунок 3 показывает временной ряд изменения величин среднегодового давления в центрах циклонов и антициклонов (обозначения те же, что и на рис. 2):

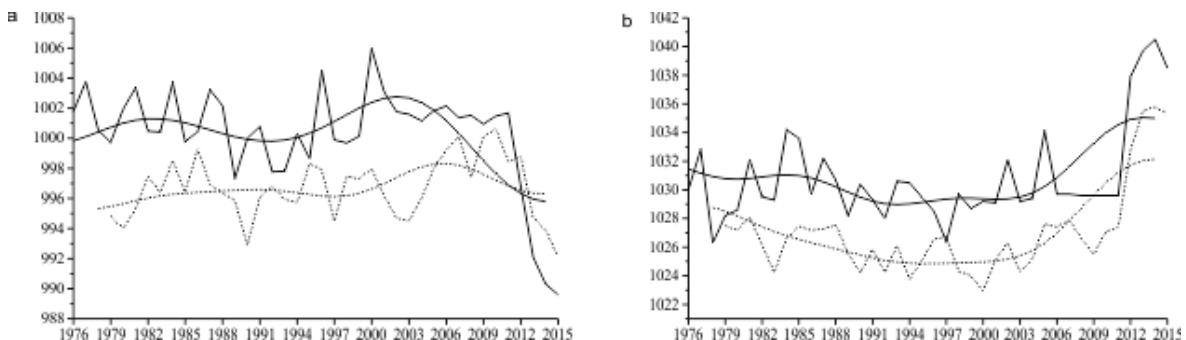


Рис. 3

Среднегодовое давление в центрах циклонов за 1976-2015 гг. составляет 1000,3 гПа по данным синоптических карт и 996,7 гПа по картам реанализов. Для антициклонов эти значения составляют 1030,9 гПа и 1027,0 гПа соответственно.

По данным синоптических карт наиболее интенсивными являются циклоны, смещающиеся по северным траекториям (994,1 гПа) и антициклоны, смещающиеся по южным траекториям (1033,3 гПа). Данные, полученные по картам реанализа, как это видно из рис. 3, переоценивают интенсивность циклонов и недооценивают интенсивность антициклонов.

По данным приземных синоптических карт тренд среднего многолетнего давления в центрах циклонов отрицательный (-0,12 гПа/год), значимый на уровне значимости  $\alpha=0,05$  наибольший вклад в который вносят северо-западные циклоны, по данным реанализа тренд положительный и незначимый (0,03 гПа/год) наибольший вклад в который так же вносят северо-западные циклоны. Линейный тренд среднего многолетнего давления в центрах антициклонов как по данным приземных синоптических карт, так и по данным реанализа положительный и статистически значимый (0,12 гПа/год и 0,13 гПа/год соответственно) наибольший вклад в который в обоих случаях вносят юго-восточные антициклоны.

Что касается местных циклонов, то по данным [13] число циклонов, возникших непосредственно над территорией Сибири за 1976-2015 гг. составляет 15 % от их общего числа (из 2072 циклонов 305 местных). Одним из активных очагов циклогенеза над Сибирью является междуречье Обь – Иртыш.



Эти циклоны характеризуются давлением в центре, меняющимся на исследуемом временном интервале от 1000 гПа до 1020 гПа, т.е. их можно отнести к категории мелких циклонов.

Показанные результаты свидетельствуют о том, что синоптические карты и карты реанализов описывают одинаковые временные тенденции в характеристиках циклонов и антициклонов, однако между этими характеристиками имеются количественные различия. Наиболее заметным признаком показанных на рис. 2 и 3 временных рядов является рост количества и интенсификация циклонов и антициклонов в 2012-2015 гг. С учетом колебательного характера временного поведения характеристик циклонов и антициклонов эту аномалию можно связать с естественной вариацией климатической системы Северного полушария. Однако, не следует исключать влияния антропогенно-обусловленного изменения климата, при котором изменяются условия в районах циклогенеза, к которым принадлежат в нашем случае Северная Атлантика и Средиземноморье. Кроме того, необходимо учитывать влияние на циркуляцию блокирующих антициклонов, для которых установлена связь их возникновения с процессом антропогенно-обусловленного сокращения ледового покрова в Арктике.

#### Литература:

1. Gimeno L., Nieto R., Vazquez M., Lavers D.A. Atmospheric rivers: a mini-review // *Frontiers in Earth Science (Atmospheric Science)* // 2014, V. 2, id 2.
2. Browning K.A. The sting at the end of the tail: Damaging winds associated with extratropical cyclones // *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 2004, V. 130, pp. 375-399.
3. Wiedenmann J.M., Lupo A.R., Mokhov I.I., Tikhonova E.A. The climatology of blocking anticyclones for the Northern and Southern hemisphere: block intensity as a diagnostic // *J. Climate*, 2002, V.15, №23, pp. 3459-3473.
4. Reitan C.H. Frequencies of cyclones and anticyclones for North America, 1951-1970 // *Mon. Wea. Rev.*, 1974, V. 102, №12, pp. 861-868.
5. Zishka K.M., Smith P.J. The climatology of cyclone and anticyclones over North America and surrounding ocean environs for January and July 1950-77 // *Mon. Wea. Rev.*, 1980, V. 108, №4, pp. 387-401.
6. Neu U. et al. IMILAST: A Community Efforts to Intercompare Extratropical Cyclone Detection and Tracking Algorithms, *Bull. Am. Meteor. Soc.*, 2013, V. 94, №4, pp. 529-547.
7. Raible C.C., Della-Marta P.M., Schwierz C., Wernli H., Blender R. Northern hemisphere cyclones: a comparison of detection and tracking methods and different reanalysis // *Mon. Wea. Rev.*, 2008, V. 136, №3, pp. 880-897.
8. Ulbrich G., Leckebusch C., Pinto J.G. Extra-tropical cyclones in the present and future climate: a review, *Teor. Appl. Climatol.*, 2009, v.96, №1-2, pp. 117-131.
9. Мохов И.И., Чернокульский А.В., Акперов М.Г., Дюфрен ИС.-Л., Ле Трен Э. Изменения характеристик циклонической активности и облачности в атмосфере внетропических широт северного полушария по модельным расчётам в сопоставлении с данными реанализа и спутниковыми данными // *Доклады АН*, 2009, т. 424, №3, с. 393-397.
10. Gulev S.K., Zolina O., Grigoriev S. Extratropical cyclone variability in the Northern Hemisphere winter from NCEP/NCAR reanalysis data, *Clim. Dyn.*, 2001, 17, pp.795-809.
11. Горбатенко В.П., Ипполитов И.И., Поднебесных Н.В. Циркуляция атмосферы над Западной Сибирью в 1976–2004 гг. // *Метеорология и гидрология*, 2007, №5, с. 28–36.
12. Поднебесных Н.В., Ипполитов И.И. Характеристики циклонов и антициклонов над Сибирью в конце XX – начале XXI века // *Метеорология и гидрология*, 2017, № 4, с. 27-37.
13. Тунаев Е.Л., Горбатенко В.П., Поднебесных Н.В. Особенности циклогенеза над территорией Западной Сибири за период 1976-2015 гг. // *Труды Гидрометцентра России*. 2017. Вып. 364. с. 81-92.

# The complex forecast of heavy snowfalls in the Urals according to different hydrodynamic atmosphere models

<sup>1,2</sup>Pischalnikova E.V., <sup>2</sup>Kalinin N.A., <sup>2</sup>Shikhov A.N., <sup>2</sup>Bykov A.V.

<sup>1</sup> Perm center for Hydrometeorology and environmental monitoring, Russia

<sup>2</sup> Perm State University, Russia

E-mail: sinoptik.perm@yandex.ru

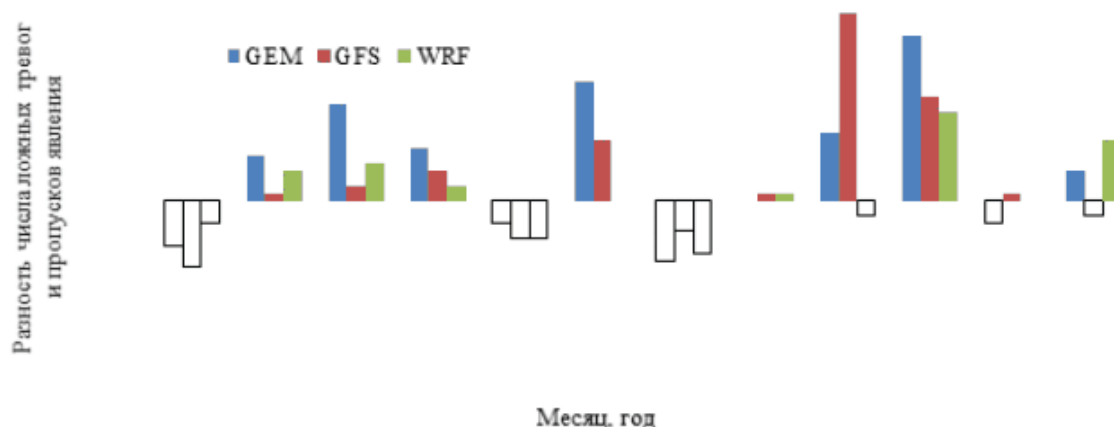
Heavy snowfalls are one of the adverse weather phenomena and cause significant damage to various branches of economy. The forecast of this phenomenon has to be successful and preliminary for minimization of the risks of adverse effects. Now the main source of data for the forecast of an amount of precipitation are results of calculations of global and mesoscale hydrodynamic models. The quality of forecasts of heavy snowfalls often doesn't correspond to inquiries of consumers, especially in regions which have difficult orography.

The paper presents a comparative study of the applicability of global atmospheric models GFS (NCEP, U.S.), GEM (CMC, Canada) and ICON (DWD, Germany) and also mesoscale WRF model for short-range forecast of heavy snowfalls in the Urals region. We studied 57 heavy snowfall events, which were occurred in 2016-2018. The amount of precipitation  $\geq 6$  mm/12 h is criterion of a heavy snowfall. The average accuracy of heavy snowfalls forecasts with the use of GEM, GFS and WRF models differ non-significantly. During the period when the ICON model forecasts are obtained, this model provided the most correct forecasts of heavy snowfalls (table).

**Table.** The indicators of success of the numerical forecast of heavy snowfalls for all considered period (in a numerator) and during data acquisition of the ICON model (in a denominator).

Indicators of forecast success	Hydrodynamic model			
	GEM	GFS	WRF	ICON
Pirsi-Obukhov's criterion	0,42/0,39	0,43/0,47	0,40/0,45	0,49
Percent of successful forecasts	90/91	90/91	89/91	92
Success rate of existence of the phenomenon	52/46	54/52	51/52	56

Influence of a seasonal factor on quality of forecasts for the GEM, GFS and WRF models was considered by definition for each case of number of false alarms and admissions of the phenomenon. Further the difference between them was calculated. On a figure values of this difference for every month of the studied period are presented. All considered models tend to overestimate of a total amount of precipitation during the cold period, generally in his second half (February – March). In general the number of false alarms exceeds number of admissions of the phenomenon (to a lesser extent it is characteristic of the WRF model), and in the middle of a winter season admissions of the phenomenon, and during the spring period – false alarms prevail.



**Fig.** Ratio of number of admissions and false alarms at the forecast of heavy snowfalls on the GFS, GEM, WRF models (the sums in a month).

In the conclusion, we will note that data of any of the considered models can be used for the forecast of heavy snowfalls in the Urals as the quality of their forecasts is comparable.

# Комплексный прогноз сильных снегопадов на Урале по данным разных гидродинамических моделей атмосферы

<sup>1,2</sup>Пищальникова Е.В., <sup>2</sup>Калинин Н.А., <sup>2</sup>Шихов А.Н., <sup>2</sup>Быков А.В.

<sup>1</sup>Пермский центр по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды, Россия

<sup>2</sup>Пермский государственный национальный исследовательский университет, Россия

E-mail: sinoptik.perm@yandex.ru

**С**ильные снегопады являются одним из неблагоприятных явлений погоды и наносят значительный ущерб различным отраслям экономики [1, 7, 10]. Для минимизации рисков наступления неблагоприятных последствий, прогноз данного явления должен быть успешным и заблаговременным.

В настоящее время основным источником данных для прогноза количества осадков являются результаты расчетов глобальных и мезомасштабных гидродинамических моделей. Несмотря на успехи, достигнутые в области совершенствования гидродинамических моделей, качество прогнозов сильных снегопадов зачастую не соответствует запросам потребителей. Для повышения успешности прогнозов осадков с использованием глобальных моделей разрабатываются подходы, основанные на расчете дивергенции Q-вектора и эквивалентно-потенциального вихря в состоянии насыщения в слое от 925 до 700 гПа [2, 14], или вводятся новые параметризации, учитывающие влияние орографии на подсеточном уровне [9]. Использование мезомасштабных моделей атмосферы с учетом состояния подстилающей поверхности обеспечивает детальное воспроизведение полей осадков и более высокую успешность прогноза [13]. Однако систематические ошибки, содержащиеся в начальных данных моделей (например, смещённость прогнозируемых зон осадков по отношению к фактическим) могут оказывать существенное влияние на качество конечного прогноза, составленного с использованием мезомасштабных моделей [3]. В связи с этим выбор оптимального источника данных глобального численного прогноза, используемого в качестве начальных условий при запуске мезомасштабной модели, остается актуальной задачей. Кроме того, рост пространственного разрешения глобальных моделей атмосферы до 10—25 км позволяет в ряде случаев вообще отказаться от использования мезомасштабных моделей для прогноза сильных осадков холодного периода [6].

В данной работе использовались прогнозы осадков холодного периода по трем глобальным моделям атмосферы (GEM, GFS и ICON), выходные данные которых публикуются на серверах национальных метеослужб. Краткие сведения о данных моделях с соответствующими ссылками приведены в табл. 1. Более подробные сведения можно найти в обзоре [8].

Также использовались прогнозы мезомасштабной модели WRF с динамическим ядром ARW версии 3.8.1 [12]. Программный комплекс модели WRF установлен на многопроцессорном вычислительном комплексе «ПГНИУ-Кеплер», состоящем из 8 вычислительных узлов iDataPlex DX360 M4 на базе процессоров Intel Xeon E5 и видеокарт NVidia Tesla K20. Используемые настройки модели приведены в табл. 2.

Выходная продукция всех моделей была получена в коде GRIB2 с помощью скриптов, обеспечивающих загрузку данных с серверов национальных метеослужб по заданному списку переменных (в данном случае — количество осадков). Для раскодирования данных и проведения вычислений использовалось программное обеспечение NDFDtkDegrib 2.02 и ArcGis 10 (ESRI, США). Выходные данные моделей ICON и GFS не требуют раскодирования и могут непосредственно использоваться в ArcGis. При расчетах использовались выходные данные моделей от 0 ч Всемирного скоординированного времени (BCV) на сроки 3, 15, 27 и 39 ч для того, чтобы обеспечить совпадение со сроками измерения количества осадков на метеостанциях. Расчет производился путем определения разности накопленных сумм осадков по модели за текущий и предшествующий сроки (3, 15, 27, 39 ч от времени запуска).

**Таблица 1.** Краткие сведения об использованных глобальных моделях атмосферы.

Название модели	Разработчик (страна)	Шаг расчетной сетки	Количество вертикальных уровней	Шаг сетки, на которой использовалась информация	Ссылка на источник данных
GFS	National Center for Environmental Prediction (NCEP), США	13 км	64	0,25°	<a href="http://nomads.ncep.noaa.gov/pub/data/nccf/com/gfs/prod">http://nomads.ncep.noaa.gov/pub/data/nccf/com/gfs/prod</a>
GEM	Canadian Meteorological Center (CMC), Канада	0,14°	120	0,24°	<a href="http://dd.weatheroffice.gc.ca/model_gem_global/25km/grib2/lat_lon">http://dd.weatheroffice.gc.ca/model_gem_global/25km/grib2/lat_lon</a>

Название модели	Разработчик (страна)	Шаг расчетной сетки	Количество вертикальных уровней	Шаг сетки, на которой использовалась информация	Ссылка на источник данных
ICON*	Deutscher Wetterdienst (DWD), Германия	13 км	90	0,125°	<a href="http://ftp-outgoing2.dwd.de/gds/ICON/grib/europe">http://ftp-outgoing2.dwd.de/gds/ICON/grib/europe</a>
GFS	National Center for Environmental Prediction (NCEP), США	13 км	64	0,25°	<a href="http://nomads.ncep.noaa.gov/pub/data/nccf/com/gfs/prod">http://nomads.ncep.noaa.gov/pub/data/nccf/com/gfs/prod</a>
GEM	Canadian Meteorological Center (CMC), Канада	0,14°	120	0,24°	<a href="http://dd.weatheroffice.gc.ca/model_gem_global/25km/grib2/lat_lon">http://dd.weatheroffice.gc.ca/model_gem_global/25km/grib2/lat_lon</a>
ICON*	Deutscher Wetterdienst (DWD), Германия	13 км	90	0,125°	<a href="http://ftp-outgoing2.dwd.de/gds/ICON/grib/europe">http://ftp-outgoing2.dwd.de/gds/ICON/grib/europe</a>

\*Данные получены с февраля 2017 г.

**Таблица 2.** Принятые настройки модели WRF.

Характеристика модели	Принятая настройка
Шаг сетки	7,2 км
Число узлов	600×600
Число вертикальных уровней	42
Модель рельефа	U.S. Geological Survey (USGS) DEM (30s)
Срок прогноза	27 ч, с предварительным усвоением данных объективного анализа за 12 ч
Временной шаг вывода данных	1 ч
Динамическое ядро	ARW
Шаг интегрирования по времени	36 с
Начальные и граничные условия	Прогноз GFS с шагом сетки 0,5°
Микрофизика облачности	Схема Томпсона
Планетарный пограничный слой	Схема университета Yonsei
Подстилающая поверхность	Модель Noah
Коротковолновая и длинноволновая радиация	Rapid Radiative Transfer Model (RRTM)
Приземный слой	Схема Монина-Обухова с вязким подслоем Карлсона-Боланда и стандартными функциями подобия
Конвекция	Прямое моделирование (без параметризации)

В соответствии с Наставлением [5] в качестве критерия сильного снегопада было принято значение  $\geq 6$  мм/12 ч. В качестве проверочных данных использованы измерения полусуточных сумм осадков на 48 метеостанциях, расположенных на территории Пермского края, Свердловской области и Республики Удмуртия. Расчеты проведены за период с января 2016 по январь 2018 гг., в течение которого наблюдалось 57 случаев с сильными снегопадами. Оценка качества прогнозов выполнена по совокупности характеристик, рекомендованных РД 52.27.284–91 [4].

Общая оценка успешности прогнозов дана как за весь рассматриваемый период (2016—2018 гг.), так и за период получения данных по модели ICON (с февраля 2017 г.) (табл. 3).

В целом за рассматриваемый период существенной разницы в качестве прогнозов по всем моделям не наблюдалось. Модель ICON обеспечивает получение наиболее успешных прогнозов сильных снегопадов при среднем значении критерия Пирса-Обухова 0,49 и долей успешных прогнозов 92%. Из табл. 4, где приведены показатели успешности численного прогноза сильных снегопадов за весь рассматриваемый период в зависимости от заблаговременности, следует, что в целом за рассматриваемый период



существенной разницы в качестве прогнозов с заблаговременностью 15 и 27 ч по всем моделям не наблюдается. Прогнозы с заблаговременностью 39 ч в целом по всем моделям имеют более низкую оправдываемость, причем наименее качественные прогнозы при этой заблаговременности показывает модель WRF. Однако, в связи с тем, что объем выборки в зависимости от заблаговременности прогноза изменялся от 6 до 30, данные, представленные в табл. 4 можно считать предварительными.

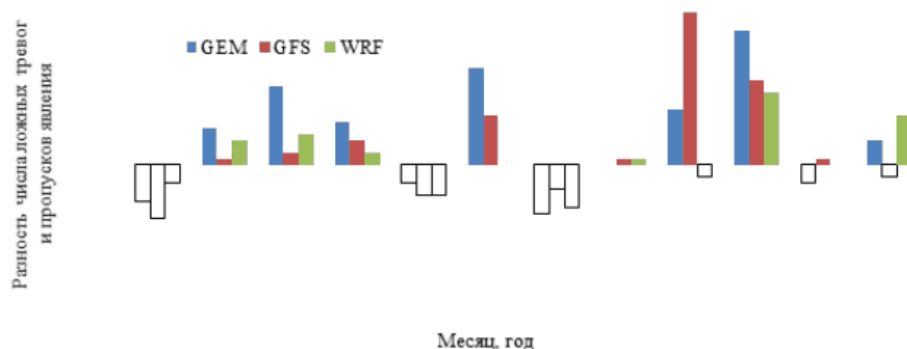
**Таблица 3.** Показатели успешности численного прогноза сильных снегопадов за весь рассматриваемый период (в числителе) и за период получения данных модели ICON (в знаменателе).

Показатель успешности прогноза	Гидродинамическая модель			
	GEM	GFS	WRF	ICON
Критерий Пирси-Обухова	0,42/0,39	0,43/0,47	0,40/0,45	0,49
Процент успешных прогнозов	90/91	90/91	89/91	92
Оправдываемость прогноза наличия явления	52/46	54/52	51/52	56

**Таблица 4.** Средние значения показателей успешности численного прогноза сильных снегопадов в зависимости от заблаговременности прогноза (15, 27 и 39 ч соответственно).

Показатель успешности прогноза	Гидродинамическая модель			
	GEM	GFS	WRF	ICON
Критерий Пирси-Обухова	0,40/0,50/0,28	0,44/0,47/0,29	0,44/0,43/-0,01	0,62/0,39/0,42
Процент успешных прогнозов	90/90/90	91/088/092	90/88/85	93/92/91
Оправдываемость прогноза наличия явления	44/66/30	49/55/52	49/62/11	61/52/50

Влияние сезонного фактора на качество прогнозов по моделям GEM, GFS и WRF учитывалось путем определения для каждого случая числа ложных тревог и пропусков явления. Далее вычислялась разность между ними. На рисунке представлены значения этой разности за каждый месяц исследуемого периода. Все рассматриваемые модели имеют тенденцию к завышению суммарного количества осадков в холодный период, в основном в его второй половине (февраль—март). В целом количество ложных тревог превышает число пропусков явления (в меньшей степени это характерно для модели WRF), причем в середине зимнего сезона преобладают пропуски явления, а в весенний период — ложные тревоги. Аналогичные выводы были ранее получены для модели WRF в применении к прогнозу осадков за весь холодный период [11].



**Рис.** Соотношение числа пропусков и ложных тревог при прогнозе сильных снегопадов по моделям GFS, GEM, WRF (суммы за месяц).

Оценка качества прогноза сильных снегопадов с использованием гидродинамических моделей GEM, GFS, WRF и ICON позволила сформулировать следующие выводы:

1. В целом за весь рассматриваемый период существенной разницы в качестве прогноза по моделям GEM, GFS и WRF не наблюдается. Модель ICON (период получения данных с февраля 2017 г.) обеспечивает получение наиболее успешных прогнозов сильных снегопадов с долей успешных прогнозов 92%.

2. Существенной разницы в качестве прогнозов с заблаговременностью 15 и 27 ч по всем моделям не наблюдается. Прогнозы с заблаговременностью 39 ч в целом по всем моделям имеют более низкую оправдываемость, причем наименее качественные прогнозы при этой заблаговременности показывает модель WRF. Однако, в связи с тем, что объем выборки в зависимости от заблаговременности прогноза изменялся от 6 до 30, полученные данные можно считать предварительными.

Авторы выражают благодарность сотрудникам научно-образовательного центра «Параллельные и распределенные вычисления» Пермского государственного национального исследовательского университета за предоставленные вычислительные ресурсы.

**Литература:**

1. Бедрицкий А.И., Кориунов А.А., Шаймарданов М.З. Влияние опасных гидрометеорологических явлений на устойчивое развитие экономики России. — *Метеорология и гидрология*, 2017, № 7, с. 59—67.
2. Калинин Е.Д., Юсупов Ю.И. Метод прогноза сильных конвективных осадков в холодный период года. — *Метеорология и гидрология*, 2013, № 4, с. 19—28.
3. Калинин Н.А., Ветров А.Л., Пицальникова Е.В., Связов Е.М., Шихов А.Н. Оценка качества прогноза очень сильного снегопада на Урале с помощью модели WRF. — *Метеорология и гидрология*, 2016, № 3, с. 55—62.
4. Руководящий документ. Методические указания. Проведение производственных (оперативных) испытаний новых и усовершенствованных методов гидрометеорологических и гелиогеофизических прогнозов. — Л., Гидрометеопиздат, 1991, 149 с.
5. Наставление по краткосрочным прогнозам погоды общего назначения. Федеральная служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Росгидромет). — Обнинск, ИГ-СОЦИН, 2009. 62 с.
6. Пицальникова Е.В., Калинин Н.А., Ветров А.Л., Шихов А.Н., Связов Е.М., Быков А.В. Прогноз сильного и очень сильного снегопада на Урале на основе модели WRF. — *Труды Гидрометцентра России*, 2016, № 359, с. 58—72.
7. Пицальникова Е.В., Калинин Н.А. Условия формирования и прогноз обильных снегопадов в Пермском крае. — Пермь, Пермский государственный национальный исследовательский университет, 2016, 168 с.
8. Толстых М.А. Глобальные модели атмосферы: современное состояние и перспективы развития. — *Труды Гидрометцентра России*, 2016, № 1, с. 5—33.
9. Choi H.J. and Hong S.Y. An updated subgrid orographic parameterization for global atmospheric forecast models. — *J. of Geoph. Res.*, 2015, vol. 120(24), pp. 445—457.
10. Fargey S., Henson W., Hanesiak J. and Goodson R. Characterization of an unexpected snowfall event in Iqaluit, Nunavut, and surrounding area during the Storm Studies in the Arctic field project. — *J. of Geoph. Res.*, 2014, vol. 119(9), pp. 5492—5511.
11. Ryankov S.V., Shikhov A.N., Kalinin N.A., Sviyazov E.M. A GIS-based modeling of snow accumulation and melt processes in the Votkinsk reservoir basin. — *J. of Geograph. Sci.*, 2018, vol. 28(2), pp. 221—237.
12. Skamarock W.C. et al. A Description of the Advanced Research WRF Version 3. NCAR Techn. Note —475 + STR, June 2008. 125 p.
13. Wang H., Yu E. and Yang S. An exceptionally heavy snowfall in Northeast China: Large-scale circulation anomalies and hindcast of the NCAR WRF model. — *Meteorol. and Atmos. Physics*, 2011, vol. 113(1), pp. 11—25.
14. Wetzel S.W. and Martin J.E. An operational ingredients-based methodology for forecasting midlatitude winter season precipitation. — *Wea. Forecasting*, 2001, vol. 16, pp. 156—167.

## The complex approach to assessment of icing zones for Tomsk aerodrome

**Nechepurenko O.E., Kuzhevskaja I.V., Volkova M.A., Barashkova N.K., Kizhner L.I.**

National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia  
E-mail: o.e.nechepurenko@gmail.com

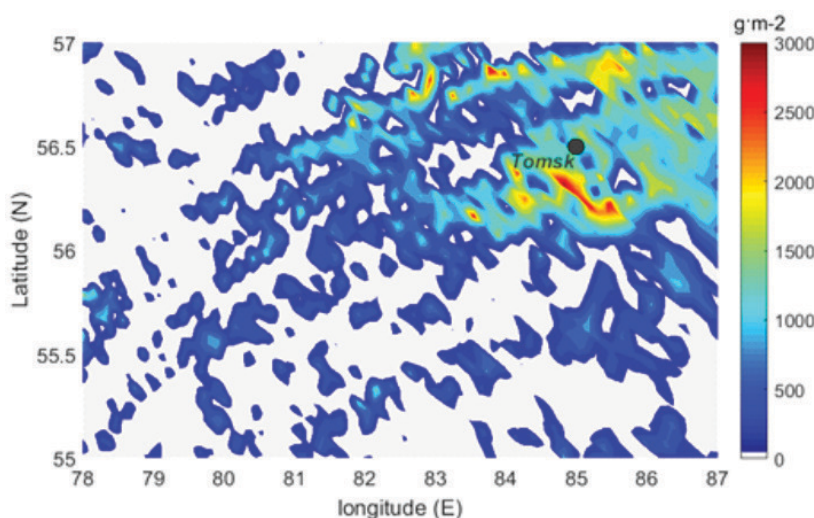
Icing is among aviation's most serious weather hazards because it renders to loss of lift force, to reduce flight speed and, in some cases, to loss of control in-flight (LOC-I). Climatic and weather conditions in the south of Western Siberia (air temperature and humidity combination, cloudiness and supercooled precipitation) contribute to the high probability of icing zones formation within atmospheric boundary layer.

The aims of this study are to assess the periodicity of icing events, to determine the synoptic conditions for formation of ice on an aircraft and to explore the possibility of using remote sensing data to detect actual and potential icing zones.

The database of icing recorded in the area of Tomsk aerodrome (within a radius of 200-250 km) was formed on the basis of pilot reports (PIREP) for the period 2011–2017. In total 361 days with icing were recorded during this period. In addition to this for selected icing events satellite data acquired with the MODIS spectroradiometer (on board NASA's Terra and Aqua space platforms) and ATOVS radiometer (NOAA 18, NOAA 19) were processed.

As an example of using the remote sensing data the event of prolonged severe icing near the Tomsk aerodrome was studied. According to PIREP on January 4 (23:54 UTC), there was a moderate icing in 3700/1000 m layer. Since January 5 (00:00 UTC) an increase in the intensity of the process to the severe icing was noted, lasted until the next day (00:52 UTC).

To determine the spatial localization of cloudiness fields with actual and potential icing zones, the MODIS data were obtained. The visualization of 1.375 and 8.5  $\mu\text{m}$  channels allow assessing the water content in any phase. In the area of the Tomsk aerodrome, cloudiness has volutus (rolls) structure, which consists mainly of cumulonimbus and stratocumulus clouds with high water content. This is confirmed by the spatial visualization of the cloud water path (Fig. 1), which was restored from MODATML2 product of the MODIS/Terra. There is a specific “spotted” distribution of stratocumulus clouds with cumulonimbus inclusions, which can be detected at cloud water path values above 1500  $\text{gm}^{-2}$ .



**Fig. 1.** Cloud water path ( $\text{gm}^{-2}$ ) imagery for 06:35 UTC 5 January 2017. The black point marks a location of Tomsk aerodrome.

It should be noted that the annual icing frequency in the area of the Tomsk is quite high and amounts to 14% days per year pursuant to PIREP. A frontal passage with cumulonimbus clouds and showers are favorable synoptic conditions for the formation of potential icing zones.

## Комплексный подход к оценке зон обледенения в районе аэродрома Томск

Нечепуренко О.Е., Кужевская И.В., Волкова М.А., Барашкова Н.К., Кижнер Л.И.

Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия  
E-mail: o.e.nechepurenko@gmail.com

Развитие авиационной техники, расширение географии полетов и увеличение интенсивности перевозок предъявляют все новые требования к обеспечению аэронавигационных служб метеорологической информацией. Этот процесс сопровождается совершенствованием измерительной техники, внедрением новых средств дистанционного обнаружения атмосферных явлений, а также развитием компьютерных технологий и численного моделирования, что расширяет возможности все более точного и надежного прогнозирования метеорологических условий для авиации. Наличие этих тенденций находит свое отражение в стратегии ИКАО. В частности, сформулированный на период до 2028 года Глобальный аэронавигационный план [7] предусматривает в будущем полную автоматизацию обеспечения метеорологической информацией в любой точке, на любой высоте в каждый момент времени [5]. Таким образом, одной из основных тенденций развития метеорологического обеспечения авиации является развитие сверхкраткосрочного прогнозирования и наукастинга на основе, с одной стороны, численного прогноза, с другой – дистанционных измерений (радаров и спутников) и данных густых сетей наземных (автоматических) станций, а также самолетных измерений и передачи метеоинформации с бортов [6]. Сверхкраткосрочный прогноз и наукастинг в рамках метеорологического обслуживания авиации включают информацию о комплексе метеорологических характеристик и атмосферных явлений, таких как высота нижней границы облачности, турбулентность атмосферы, обледенение воздушных судов и т.д.

Обледенение самолетов представляет собой серьезную угрозу, которая приводит к потере подъемной силы, снижению скорости полета и, в некоторых случаях, полной потере контроля над ВС. Все это

может привести к авиационным происшествиям [1], в том числе с человеческими жертвами. Ухудшение летных качеств воздушных судов при полете в зоне обледенения зависит от интенсивности обледенения, количества отложившегося на поверхности самолета льда, формы ледяных отложений и структуры льда. Перечисленные причины, в свою очередь, зависят от водности облака, фазового состояния и размера облачных частиц, температуры воздуха и поверхности самолета, скорости полета ВС [3].

Климатические и погодные условия юга Западной Сибири, а именно сочетания температуры и влажности воздуха, облачности и переохлажденных осадков, способствуют высокой вероятности возникновения обледенения в пограничном слое атмосферы. Поэтому исследование вопросов диагноза и прогноза обледенения необходимо для обеспечения безопасности полетов над этой территорией.

Для уточнения диагноза и сверхкраткосрочного прогнозирования зон обледенения следует использовать получаемую со спутников информацию, которые сканируют область исследования, в частности информацию спектрометра MODIS (КА Terra, Aqua) и радиометра ATOVS (NOAA18, NOAA19). На кафедре метеорологии и климатологии ТГУ проводятся исследования по оценке метеорологических и синоптических условий формирования зон обледенения с использованием данных спутникового зондирования, а также, совместно с Механико-математическим факультетом, эксперименты по численному мезомасштабному моделированию обледенения в пограничном слое [10, 11].

Цель работы заключается в оценке повторяемости случаев обледенения, синоптических условий их формирования и возможности применения спутниковой информации для обнаружения фактических и потенциальных зон.

Материалами для исследования послужили данные о случаях обледенения воздушных судов по данным бортовой погоды в районе аэродрома Томск за период с 2011 по 2017 гг., данные спектрометров MODIS, установленных на космических аппаратах (КА) Terra и Aqua, обработанные для отдельно выбранных случаев с обледенением.

Архив данных со случаями обледенения в районе аэродрома Томск (в радиусе до 200-250 км) был сформирован на основе сообщений бортовой погоды за период с 2011 по 2017 гг. Всего за этот период был зафиксирован 361 день с обледенением. Наибольшее число дней наблюдалось с октября по декабрь – в среднем по 9 дней в месяц, с максимальным количеством в декабре 2015 года (14 дней). Чаще всего отмечалось обледенение умеренной интенсивности (52%) и слабой (42%). Дни с сильным обледенением (22 дня за 2011–2017 годы) регистрировались с октября по май с максимумом в декабре (7 дней).

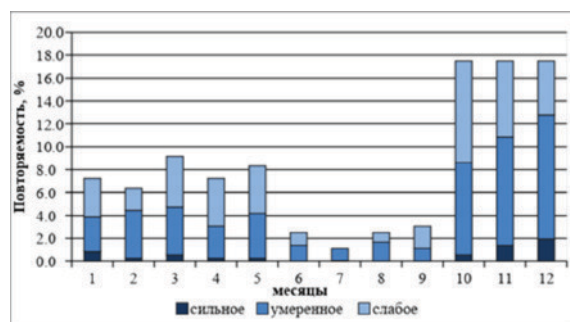


Рис. 1. Повторяемость дней с обледенением различной интенсивности в районе аэродрома Томск

Следует отметить, что более трети случаев (35%) отмечались на высотах до 1000 м, около 32% – в слое от 1000 до 2000 м, 20% – приходится на слой 2000–3000 м, и на высоте 3000 и более – около 13%. Максимальная высота, до которой было зафиксировано обледенение ВС по данным бортовой погоды, составила 8000 м.

Обзор синоптических процессов, способствующих формированию зон с обледенением, показал, что около 85% всех случаев с обледенением в районе аэродрома Томск наблюдались при пониженном атмосферном давлении. Так, на фронты окклюзии пришлось около 13% всех случаев, на ситуации прохождения холодных фронтов, барической ложбины, центров и тыловой части циклона – 30% случаев и более 30% обледенения отмечалось при прохождении теплых фронтов и в теплых секторах. За весь рассматриваемый период обледенение в районе аэродрома Томск в большинстве случаев сопровождалось различными видами атмосферных явлений, преимущественно осадков (снег, ливневый снег, дождь, ливневый дождь, морось, переохлажденная морось, снежные зёрна), а также переохлажденного тумана и дымки. Наиболее часто обледенение с различной интенсивностью наблюдалось при ливневом снеге (~40%).

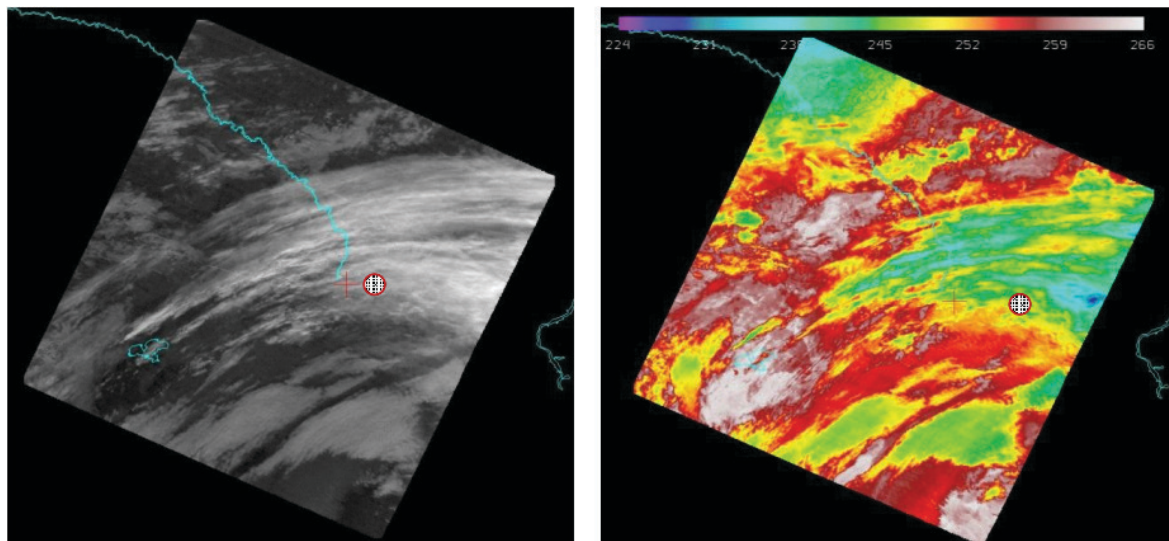
В качестве примера использования данных спутникового мониторинга рассмотрим случай с сильным обледенением 5–6 января 2017 г., который продолжался более суток в районе аэродрома Томск. По данным бортовой погоды с 23:54 UTC за 4 января было зафиксировано умеренное обледенение в слое 3700/1000 м. Изменение интенсивности обледенения до сильного произошло 5 января с 00:00 UTC, которое продолжалось до 6 января 00:52 UTC.

Метеорологические и синоптические условия образования условий для формирования обледенения складывались под влиянием ослабления деятельности Сибирского антициклона бурной циклонической деятельностью с выходом южных циклонов в первой декаде января 2017 года [2]. Температурный фон первой декады складывался из более высоких значений приземной температуры воздуха по сравнению с нормой на 2–5 °C [4]. В первой пятидневке температуры воздуха в районе города Томска и аэродрома удерживалась в пределах  $-1 \div -7$  °C. Погодные условия сопровождалась ливневым снегом раз-



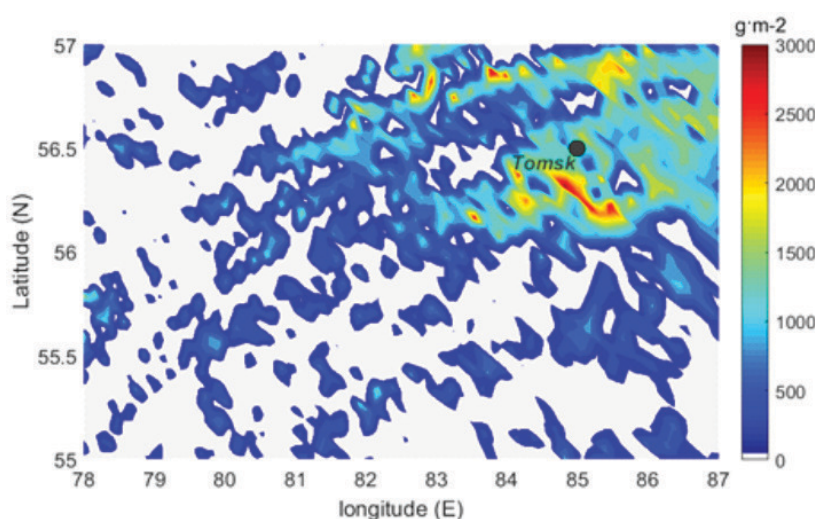
личной интенсивности, поземкой и метелями с порывами ветра до 15–17 м/с с направлением 180–270°, наблюдалось ухудшение видимости до 400 м при сильном ливневом снеге. Синоптические условия рассматриваемого примера 5 января определялись прохождением фронта окклюзии, при наличии следующих форм облачности: *Cb*, *Sc*, *Frn*, *Ac*.

Для определения пространственной локализации полей облачности с фактическими и потенциальными зонами обледенения и оценки содержания воды любого фазового состояния были визуализированы каналы 1,375 и 8,5 мкм (рис. 2а, 2б).



**Рис. 2.** Фрагмент изображения облачности для (а) канала 1,375 мкм; (б) канала 8,5 мкм (КА Terra, время пролета – 06:35 UTC). Красным маркером отмечены координаты г. Томска.

В районе аэродрома Томска облачность имеет ярко выраженную валовую (грядовую) структуру из преимущественно кучево-дождевых и слоисто-кучевых форм облачности с высокой водностью. Распределение значений температуры верхней границы облаков (рис. 2б) также позволяет идентифицировать температуру на верхней границе облачности в рассматриваемом районе.



**Рис. 3.** Интегральное содержание воды в облаке за 5 января 2017 года (КА Terra, время пролета – 06:35 UTC).

На рисунке 3 представлен результат визуализации продукта MODATML2 спектрометра MODIS/Terra [8] по интегральному содержанию облачной влаги (в г/м<sup>2</sup>). Изображение демонстрирует высокую очаговость, характерную для слоисто-кучевой облачности с вкраплениями кучево-дождевой, которая обнаруживается при значениях свыше 1500 г/м<sup>2</sup>. Важно заметить, что при использовании данных спектрометра MODIS следует учитывать ряд допущений: наиболее точными измерениями спектрометра являются измерения, полученные при отсутствии облачности [9] или при наличии разрывов в плотном слое облаков и т.д. Радиометр ATOVS позволяет восстанавливать температурные профили во всей толще тропосферы, что позволит уточнять сверхкраткосрочный прогноз зон обледенения с использованием критерия К. Годске.

В заключении следует отметить, что повторяемость случаев обледенения в районе аэродрома Томск достаточно высокая и составляет 14% дней в году по данным бортовой погоды. Наиболее благо-

приятные синоптические условия формирования потенциальных зон обледенения складываются при прохождении фронтальных разделов при наличии *Cb* облаков и осадков ливневого характера. Применение спутниковой информации для обнаружения фактических и потенциальных зон обледенения, при отсутствии данных аэрологического зондирования является перспективной альтернативой.

#### Литература:

1. *Авиационные происшествия и инциденты в 2012–2017 гг. [Электронный ресурс] / URL: [http://www.aviamettelecom.ru/?id\\_top=34](http://www.aviamettelecom.ru/?id_top=34) (дата обращения: 15.03.2018).*
2. Бережная Т.В., Голубев А.Д., Паршина Л.Н. Аномальные гидрометеорологические явления на территории Российской Федерации в январе 2017 г. // *Метеорология и гидрология*. 2017. № 4. С. 135–144.
3. Богаткин О.Г. *Авиационная метеорология*. СПб.: Изд-во РГГМУ, 2005. 328 с.
4. Захаренкова В.И. *Погода на территории Российской Федерации в январе 2017 г. // Метеорология и гидрология*. 2017. № 4. С.130–135.
5. Иванова А.Р., Шакина Н.П. Перспективы развития наукастинга для метеорологического обеспечения авиации в рамках реализации Глобального аэронавигационного плана (ГАНП) // *Труды Гидрометцентра России*. 2013. Вып. 360. С. 113–134.
6. Шакина Н.П., Иванова А.Р. *Прогнозирование метеорологических условий для авиации*. М.: Триада, 2016. 312 с.
7. *Global Air Navigation Plan 2013–2028. [Электронный ресурс] / URL: [https://www.icao.int/WACAF/Documents/edocs/9750\\_cons\\_en.pdf](https://www.icao.int/WACAF/Documents/edocs/9750_cons_en.pdf) (дата обращения: 16.03.2018).*
8. *Joint Atm. (ATML2) [Электронный ресурс] / URL: <https://modis-atmos.gsfc.nasa.gov/products/joint-atm> (дата обращения: 19.03.2018).*
9. *MODIS atmospheric profile retrieval algorithm theoretical basis document [Электронный ресурс] / URL: [http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov/MOD07\\_L2/atbd.html](http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov/MOD07_L2/atbd.html) (дата обращения 09.03.2018).*
10. Sitnikov G.I., Starchenko A.V., Terenteva M.V., Barashkova N.D., Volkova M.A., Kuzhevskaya I.A., Kizhner L.I. *Forecast of Extreme Weather Conditions that Promote Aircraft Icing During Take-off or Landing // Proceedings of SPIE – The International*
11. *Society for Optical Engineering*. 2015. Vol. 9680. P. 1–7.
12. Volkova M.A., Starchenko A.V., Kuzhevskaya I.V., Bart A.A., Kizhner L.I., Barashkova N.K. *Forecast of icing zones using possibilities of hydrodynamic simulation for the atmospheric boundary layer // Proceedings of SPIE – The International Society for Optical Engineering*. 2016. Vol. 10035. P. 1–7.

## The conditions of emergence of strong squalls in the Perm region

Kalinin N.A., Bykov A.V., Pischalnikova E.V., Shikhov A.N.

Perm State University, Russia  
E-mail: kalinin@psu.ru

Strong squalls with a speed of wind of 25 m/s and more are one of the most dangerous meteorological phenomena in Russia. They pose threat to security of people and are capable to cause significant damage to branches of economy. Increase in forecast success rate and advance time of storm warnings about emergence of strong squalls is one of the main objectives of the meteorological organizations.

In the summer strong squalls are characteristic also of the Perm region. 39 cases of strong squalls were observed in the Perm region from 2001 for 2016. Many of these cases haven't been predicted. Studying of conditions of emergence of not predicted cases of squalls and with significant material damage has the greatest relevance.

The paper describes the condition for the formation of four strong ( $\geq 25$  m/s) squalls, which were observed in the Perm region in 2014–2016. All these storm events were not predicted by the Perm' Center of Hydrometeorology and Environmental Monitoring. Characteristics of the underlying surface which could promote increase in speed of wind at squalls are analysed. For the short-term forecast of squalls the possibilities of application of various indexes of instability of the atmosphere and the mesoscale-scale WRF-ARW model with advance time to 27 h and steps of a grid of 7,2 and 3 km are considered.

All considered cases of squalls were fixed locally. They or were observed on one meteorological station, or passed by supervisory network. Squalls were formed in different synoptic conditions and had intra mass and frontal genesis. The synoptic-scale conditions of squalls formation were very diverse, and two events occurred in non-typical synoptic environments.

It is suggested that in three cases wind speed at a squall has reached criterion of the dangerous phenomenon due to additional influence of a land relief. The most informative parameters of formation of squalls are revealed. These are the SWEAT and LLS indexes. The WRF-ARW model reproduces a strong squall (29 m/s) and truly predicts the area of his actual emergence only in one case. Model forecasts contain essential mistakes in other cases: in intensity, definition of the place and time of emergence of squalls. Recommendations about use of the received results in practice are made.

## Условия возникновения сильных шквалов в Пермском крае

Калинин Н.А., Быков А.В., Пицальникова Е.В., Шихов А.Н.

Пермский государственный национальный исследовательский университет, Россия  
E-mail: kalinin@psu.ru

**Ш**квал со скоростью ветра 25 м/с и более является одним из наиболее опасных метеорологических явлений, характерных для территории России, потому что представляет угрозу безопасности людей и способен нанести значительный ущерб различным отраслям экономики. Повышение оправдываемости и заблаговременности штормовых предупреждений о возникновении сильных шквалов является одной из основных задач оперативного метеорологического обеспечения. Сложность ее решения обусловлена недостаточной точностью модельных прогнозов метеорологических параметров атмосферы, характеризующих конвективные явления погоды, а также редкой сетью наблюдений. В последние годы для краткосрочного прогноза шквалов синоптиками используются выходные данные мезомасштабных моделей Cosmo-Ru и WRF-ARW с шагами сетки от 7,0 до 2,2 км [5, 10], а также автоматизированные физико-статистические методы прогноза, внедренные по рекомендации ЦМКП Росгидромета, на основе выходных данных региональной модели Гидрометцентра России [1, 3, 9].

Сильные шквалы в летний период характерны и для территории Пермского края. В базе данных опасных явлений погоды Пермского края [11] приведены сведения о 39 случаях сильных шквалов, зафиксированных за период с 2001 по 2016 гг. Многие из этих случаев не были предсказаны, в том числе не были составлены штормовые предупреждения. Изучение условий возникновения шквалов, особенно не предсказанных случаев и со значительным материальным ущербом, имеет наибольшую актуальность.

В данной работе рассматриваются условия возникновения четырех не предсказанных случаев сильных шквалов ( $\geq 25$  м/с), наблюдавшихся на территории Пермского края в 2014–2016 гг. Проанализированы характеристики подстилающей поверхности, которые могли способствовать увеличению скорости ветра при шквалах. Для краткосрочного прогноза шквалов рассмотрены возможности применения различных индексов неустойчивости атмосферы и мезомасштабной модели WRF-ARW с заблаговременностью до 27 ч и шагами сетки 7,2 и 3 км. Все рассматриваемые случаи шквалов фиксировались локально. Они либо наблюдались на одной метеостанции, либо пропускались наблюдательной сетью. Шквалы формировались в разных синоптических условиях и имели как внутримассовый, так и фронтальный генезис. Показана различность синоптических условий при возникновении шквалов, причем в половине случаев нехарактерных для их развития.

Для физико-статистического прогноза шквалов в рамках данного исследования использованы 11 параметров конвективной неустойчивости атмосферы, подробные сведения о которых приведены в работе [2]. Расчет индексов неустойчивости производился по данным объективного анализа CFS (Climatic Forecast System) и GFS (Global Forecast System), с шагом сетки  $0.5^\circ$  в программном комплексе OpenGrADS 2.0.2. Значения рассчитанных индексов представлены в табл. 1.

Характерной особенностью всех рассмотренных случаев, выявленной по данным объективного анализа, является чередование в тропосфере влажных и сухих слоев. Выше пограничного слоя лежит влажный слой толщиной 1,5–2 км, далее следует относительно сухой слой толщиной 2–4 км. Еще одна общая черта всех случаев состоит в том, что значения индекса SWEAT превышают критическое (250) или близки к нему. Данный индекс учитывает как скорость и сдвиг ветра, так и термическую неустойчивость в тропосфере. Кроме того, в первых двух случаях на высокий риск возникновения суперячейковых штормов указывают предельные или близкие к ним значения индекса относительной завихренности SRH. Также во всех случаях, кроме третьего (12.07.2015), зафиксированы сдвиги ветра в слое 0–1 км над землей (LLS) величиной 10–12 м/с и более, что указывает на вероятность развития организованных МКС со шквалами.

**Таблица 1.** Значения параметров неустойчивости атмосферы согласно индексам, рассчитанным по данным объективного анализа GFS и CFS.

Индексы	17.08.2014, 12 ч ВСВ		16.06.2015, 12 ч ВСВ		12.07.2015, 12 ч ВСВ		4.08.2016, 9 ч ВСВ	
	CFS	GFS	CFS	GFS	CFS	GFS	CFS	GFS
SB CAPE (Дж/кг)	<u>2925</u>	1498	43	865	1118	870	71	1341
SB CIN (Дж/кг)	-9	-8	-16	-32	-3	0	-88	-3
ML CAPE (Дж/кг)	<u>2011</u>	1140	8	113	596	300	8	953
DLS (knot)	<u>48</u>	<u>47</u>	35	<u>40</u>	12	6	15	9
LI (°C)	<u>-9</u>	<u>-6</u>	1	-3	<u>-6</u>	<u>-6</u>	0	-4
ML LI (°C)	<u>-7</u>	-5	2	0	<u>-4</u>	<u>-3</u>	1	-3
LLS (м/с)	<u>18</u>	<u>15</u>	<u>18</u>	<u>15</u>	6	2	<u>12</u>	10
SCP	<u>9</u>	<u>7</u>	-	<u>1</u>	-	-	-	-
SRH в слое 0–3 км (м <sup>2</sup> /с <sup>3</sup> )	146	<u>209</u>	<u>167</u>	146	-	21	99	76
SWEAT	<u>251</u>	<u>388</u>	233	<u>251</u>	<u>303</u>	238	214	<u>258</u>
THOMPSON	<u>45</u>	<u>45</u>	34	37	36	35	32	39

\* Подчеркиванием выделены значения параметров, при которых наблюдается высокая вероятность развития опасных конвективных явлений [2].

Большая разница в расчете первых трех параметров (SB CAPE, SB CIN) и ML CAPE связана с тем, что эти индексы зависят от температуры и влажности в пограничном и приземном слоях (SB CAPE и SB CIN описывают поведение частицы воздуха при адиабатическом подъеме от земной поверхности, ML CAPE описывает поведение частицы при подъеме от перемешанного слоя толщиной около 1 км над земной поверхностью). В двух рассматриваемых моделях пограничный и приземный слои описываются разными процедурами параметризации, что отражается на значениях этих индексов. Кроме того, два рассмотренных объективных анализа зачастую по-разному воспроизводят синоптическую ситуацию, так как используют разные процедуры усвоения начальных данных (данных наземных наблюдений, данных зондирования, спутниковых данных и т.д.).

Для исследования процессов возникновения и развития шквалов с помощью моделирования использовалась модель WRF-ARW версии 3.8.1 – численная негидростатическая региональная система прогнозирования погоды [12]. Программный комплекс модели WRF установлен на многопроцессорном вычислительном комплексе «ПГНИУ-Кеплер», состоящем из 8 вычислительных узлов iDataPlex DX360 M4 на базе процессоров Intel Xeon E5 и видеокарт NVidia Tesla K20.

Прямое моделирование конвекции предполагает возможность непосредственного воспроизведения эволюции МКС, а также самих шквалов. Оценка достоверности результатов моделирования проведена на основе фактических данных об интенсивности, месте и времени возникновения шквала. Также использованы имеющиеся данные ДМРЛ, установленного в Ижевске (для случая шквала 17.08.2014) и спутниковые снимки Terra/Aqua MODIS (для случаев шквалов 16.06.2015 и 04.08.2016). Помимо рассчитанной скорости порывов ветра по модели WRF (переменной GUST), оценивалась также ошибка по положению и времени возникновения шквала. Аналогичные критерии оценки использовались в ранее выполненных работах, посвященных моделированию интенсивной конвекции [4, 6–8]. Основные результаты приведены в табл. 2.

**Таблица 2.** Результаты моделирования шквалов по модели WRF с заблаговременностью 27 ч (в числителе – с шагом 7,2 км, в знаменателе – с шагом 3 км) и оценки успешности.

Дата	Фактическая скорость шквала, м/с	Максимальный порыв ветра по модели WRF в радиусе 100 км от места шквала, м/с	Ошибка по положению места возникновения шквала, км	Ошибка по времени возникновения шквала, ч	Оценка успешности прогноза
17.08.2014	25–28*	23/29	30/0	2/2	не оправдался / оправдался
16.06.2015	27*	16/20	100/100	2/2	не оправдался / не оправдался
12.07.2015	28	15/24	170/140	1/0	не оправдался / не оправдался
12.07.2015 (прогноз)**		20/23	50/140	0/0	не оправдался / не оправдался



Дата	Фактическая скорость шквала, м/с	Максимальный порыв ветра по модели WRF в радиусе 100 км от места шквала, м/с	Ошибка по положению места возникновения шквала, км	Ошибка по времени возникновения шквала, ч	Оценка успешности прогноза
04.08.2016	25	Нет шквала	–	–	не оправдался
04.08.2016 (прогноз)**		Нет шквала	–	–	не оправдался

\*Оценка получена по шкале Бофорта.

\*\*В качестве начальных условий для запуска модели WRF использованы прогностические данные GFS.

Модель WRF непосредственно воспроизводит сильный шквал лишь в одном из 4-х случаев (17.08.2014) с шагом сетки 3 км. По результатам моделирования с шагом сетки 7,2 км в этом случае воспроизводится формирование мезоциклона, который прошел через юго-восток Удмуртии и юг Пермского края в период между 10 и 13 ч ВСВ (фактическое прохождение суперячейкового *Cb* наблюдалось на два часа позже). Мезоциклон хорошо выражен в поле атмосферного давления (его глубина достигает 6 гПа) и конвективных вертикальных движений. С ним связаны высокие модельные значения отражаемости (до 65 DBz), интенсивные осадки (до 35 мм/ч), шквал до 23 м/с. При моделировании с шагом сетки 3 км глубина мезоциклона достигает 10 гПа, а прогнозируемая максимальная скорость порывов ветра – 29 м/с.

Важно отметить, что ранее случай шквала 17.08.2014 г. был смоделирован с использованием модели WRF версии 3.6.1 [8], и результат отличался от представленного в табл. 2 как по максимальной скорости ветра при шквале (35 м/с), так и по положению зоны самых сильных порывов ветра. Зона сильного шквала была смещена примерно на 40 км юго-восточнее относительно места фактического возникновения. Смещение по времени осталось неизменным (2 ч), так как эта ошибка, на наш взгляд, определяется начальными условиями, использованными для запуска модели WRF. Как видно, используемая версия модели с шагом сетки 3 км по сравнению с версией модели 3.6.1 точнее смоделировала шквал в градации опасных явлений.

Таким образом, только в одном из четырех случаев модель WRF ARW версии 3.8.1 точно воспроизводит шквал в градации опасных явлений, причем, с шагом сетки 3 км. Остальные прогнозы нельзя признать успешными, как по прогнозируемой скорости, так и из-за большего, чем принято (100 км), удаления прогнозируемого места возникновения шквала от места возникновения фактического шквала.

Проведенный анализ условий возникновения четырех случаев сильных шквалов, не спрогнозированных синоптиком в оперативной работе, показал, что во всех случаях значения индекса SWEAT превышали критическое (250) или были близки к нему. Таким образом, высокие значения этого индекса, а также параметра LLS (сдвига ветра в слое 0–1 км) могут рассматриваться как наиболее информативные предикторы для прогноза шквалов в Пермском крае по данным глобальных гидродинамических моделей атмосферы.

При прогнозировании шквалов по данным мезомасштабной модели WRF необходимо учитывать особенности синоптического положения. Модель WRF часто не воспроизводит развитие глубокой конвекции и связанных с ней шквалов во внутримассовых ситуациях, при отсутствии выраженной сходимости воздушных течений. Существенное влияние на успешность прогноза по модели WRF оказывает также выбор горизонтального шага сетки. С одной стороны, при моделировании с невысоким пространственным разрешением (7,2 км) модель систематически занижает скорость ветра при шквале, с другой — время и место возникновения могут быть спрогнозированы точнее, чем при запуске модели с высоким разрешением (3 км). В связи с этим, существенное повышение успешности прогноза может быть связано с использованием вложенных сеток в модели WRF. Также важно отметить, что значительную роль в усилении шквалов до опасных значений играли местные условия, в частности, наличие водохранилища или открытая безлесная местность.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект №16-45-590823 p\_a).*

#### **Литература:**

1. Алексеева А.А. Методы прогноза максимального количества осадков в зонах активной конвекции и альтернативного прогноза сильных ливней и шквалов // *Результаты испытаний новых и усовершенствованных технологий, моделей и методов гидрометеорологических прогнозов. Информационный сборник № 34. Под ред. Г. К. Веселовой. Нижний Новгород, Вектор-Тис, 2007. С. 49–69.*
2. Быков А.В., Ветров А.Л., Калинин Н.А. Прогноз опасных конвективных явлений в Пермском крае с использованием глобальных прогностических моделей // *Труды Гидрометцентра России. 2017. Вып. 363. С. 101–119.*

3. Васильев Е.В., Алексеева А.А., Песков Б.Е. Условия возникновения и краткосрочный прогноз сильных шквалов // *Метеорология и гидрология*. 2009. № 1. С. 5–15.
4. Вельтищев Н.Ф., Жупанов В.Д., Павлюков Ю.Б. Краткосрочный прогноз сильных осадков и ветра с помощью разрешающих конвекцию моделей WRF // *Метеорология и гидрология*. 2011. № 1. С. 5–18.
5. Дмитриева Т.Г., Песков Б.Е. Численный прогноз с мезосиноптическим уточнением двух случаев особо сильных шквалов на Европейской части России летом 2010 г. // *Метеорология и гидрология*. 2013. № 1. 2. С. 18–30.
6. Калинин Н.А. Мониторинг, моделирование и прогноз состояния атмосферы в умеренных широтах. Пермь: Перм. гос. нац. исслед. ун-т, 2015. 308 с.
7. Калинин Н.А., Ветров А.Л., Связов Е.М., Попова Е.В. Изучение интенсивной конвекции в Пермском крае с помощью модели WRF // *Метеорология и гидрология*. 2013. № 9. С. 21–30.
8. Калинин Н.А., Шихов А.Н., Быков А.В. Прогноз мезомасштабных конвективных систем на Урале с помощью модели WRF и данных дистанционного зондирования // *Метеорология и гидрология*. 2017. № 1. С. 16–28.
9. Переходцева Э.В. Прогнозирование смерчей и сильных шквалов в Центральном районе России летом 2009 года на основе статистических моделей // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из Космоса*. 2010. Т. 7. № 3. С. 33–40.
10. Песков Б.Е., Голубев А.Д., Алексеева А.А., Дмитриева Т.Г. Анализ условий возникновения сильного шкала в курской области 3 апреля 2017 года // *Труды Гидрометцентра России*. 2017. Вып. 364. С. 93–103.
11. Шихов А.Н., Быков А.В. База данных об опасных и неблагоприятных явлениях погоды в Пермском крае как региональный аналог ESWD // *Географический вестник*. 2014. № 4. С. 102–109.
12. Skamarock W.C. et al. A Description of the Advanced Research WRF Version 3. NCAR Techn. Note –475 + STR, June 2008. 125 p.

## Synoptic typification of heavy rain events in Perm region

Kostarev S.V., Sivkov B.A., Vetrov A.L., Tiunov V.E., Bykov A.V.

Perm State National Research University, Russia

E-mail: meteo@psu.ru

Heavy rain is considered to be one of the hazardous weather phenomena, which can result in strong rain floods, obstruct housing and communal services activity and influence formation of crops. At the present time, researches are commonly focused on detecting mechanisms of heavy rains and showers formation in physical terms, while studies fail to provide the synoptic typification of heavy rains in most of the Russian Federation.

The paper discusses synoptic conditions typification of heavy rains in Perm region for the period 1979–2015. Heavy rains ( $\geq 30$  mm/12 h) were reported by observation network (meteorological stations, meteorological posts, agrometeorological posts, and hydrological posts) 287 times, thus allowing to carry out comprehensive statistical processing of information on conditions of heavy rain formation. The article examines trends in the number of heavy rain cases for the period 1979–2015, prevailing synoptic situations as well as speed and direction of cyclones, specific to heavy rain events. Depth, stages of development, vertical evolving, diameter and square of cyclones are analyzed.

Synoptic conditions typification of heavy rains in Perm region for the period 1979–2015 includes several steps: heavy rain database creation, identification of synoptic situation and cyclones' features based on the data of climatological reanalysis (CFS), statistical processing of obtained data. Definition of synoptic situation and cyclones' features was carried out involving CFS data with  $0,5 \times 0,5^\circ$  spatial and 6 h temporal resolution. Sea level pressure fields as well as geopotential heights of 850, 700, 500 and 300 hPa surfaces were obtained. Statistical processing involved the calculation of repeatability of synoptic situations and cyclones' features. Linear trend of heavy rain cases number was calculated by means of linear regression in MS Excel.

It has been found out, that 87% of heavy rain events are related to the influence of cyclones, while 13% of heavy rain cases occur in low-gradient sea level pressure fields. The largest number of heavy rain cases in Perm region is related to the influence of south and west cyclones (34 and 22% of heavy rain cases respectively). The cyclones, that cause heavy rain, mostly shift to the east or north-east direction. The average speed of observed cyclones is 19 km/h.

The greatest contribution to heavy rain formation is made by deepening and filling up cyclones (37 and 35 % of heavy rain cases respectively). Vertically developed cyclones, which can be captured at 300 hPa or higher surfaces, prevail in heavy rain formation. The average depth of cyclones, that cause heavy rain, is 998,7 hPa.

During the research of geometrical features of cyclones, which cause heavy rain formation, the average diameter and square of cyclones have been calculated. The average values of diameter and square are 876 km and 0,79 mln. km<sup>2</sup> respectively.

The temporal distribution analysis of heavy rain events has revealed the positive trend of heavy rain cases during 1979-2015. On average, the increase of heavy rain cases was 3,1 cases per 10 years.

*The study was carried out with the financial support of RFBR (research grant №17-45-590850)*

## Синоптическая типизация случаев сильных дождей в Пермском крае

Костарев С.В., Сивков Б.А., Ветров А.Л., Тиунов В.Е., Быков А.В.

Пермский государственный национальный исследовательский университет, Россия

E-mail: meteo@psu.ru

### ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время проблема синоптической типизации условий возникновения сильных дождей в теплый период года в научной литературе освещена недостаточно широко. Для территории РФ подобные исследования проводились для Архангельской области и Ненецкого автономного округа [1], за рубежом – для территории Эстонии [7]. Согласно этим исследованиям, сильные дожди обусловлены преимущественно влиянием южных, юго-западных или местных (формирующихся в непосредственной близости от района исследования) циклонов.

Достаточно подробно синоптическая типизация условий формирования сильных и очень сильных осадков в различных регионах РФ и зарубежья в холодный период года освещена в работах [3-6]. В работе [4] показано, что в зимний период очень сильные снегопады чаще всего наблюдаются при смещении на территорию Пермского края северо-западных и западных циклонов.

В данной работе рассмотрена типизация синоптических условий возникновения сильных дождей на территории Пермского края за 1979–2015 гг. Основной задачей исследования являлось выявление синоптических ситуаций, с которыми связаны сильные дожди на территории Пермского края. Дополнительно рассчитывалась повторяемость следующих характеристик циклонов, обуславливавших сильные дожди: направление, скорость смещения, глубина и стадия развития, вертикальная протяженность, а также площадь и диаметр циклона. Кроме того, в работе был проанализирован временной тренд числа случаев сильных дождей за 1979–2015 гг.

### МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Проведение типизации синоптических условий возникновения сильных дождей на территории Пермского края за 1979–2015 гг. включает следующие этапы: создание базы данных случаев сильных дождей, определение синоптической ситуации и рассматриваемых характеристик циклонов по данным реанализа и последующая статистическая обработка полученных данных.

Для создания базы данных привлекалась информация из «Метеорологических ежемесячников» ФГБУ «Уральское УГМС». В качестве критерия сильного дождя было выбрано пороговое значение 30 мм/12 ч. Выбор указанного значения обусловлен тем, что в последние десятилетия критерии неблагоприятных и опасных явлений погоды неоднократно менялись: в начале исследуемого периода пороговое значение 30 мм/12 ч принималось в качестве критерия опасного явления погоды. Для создания базы данных привлекались данные метеостанций, метеопостов, гидропостов и агропостов.

Определение синоптической ситуации и рассматриваемых характеристик циклонов проводилось с привлечением данных реанализа по модели CFS с шагом по времени 6 ч и на пространственной сетке 0,5×0,5°. Для анализа использовались данные о приземном давлении, а также геопотенциальной высоте поверхностей 850, 700, 500 и 300 гПа.

Статистическая обработка полученных данных сводилась к расчету повторяемости синоптических ситуаций или характеристик циклонов в соответствии с методикой, изложенной в [2]. Для выявления временного тренда числа случаев сильных дождей за 1979–2015 гг. был привлечен метод линейной регрессии, реализованный в среде MS Excel.

### РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

За период с 1979 по 2015 гг. на территории Пермского края сильные дожди были зафиксированы наблюдательной сетью 287 раз. При этом отмечено возрастание числа случаев сильных дождей (n), осо-

бенно заметное в последнее десятилетие (рис. 1). Использование регрессионного анализа позволило установить, что скорость увеличения числа случаев составила в среднем 3,1 случая за 10 лет. В начале периода число случаев сильных дождей составляло в среднем 2,0 случая в год, увеличившись к концу периода до 13,3 случаев в год.

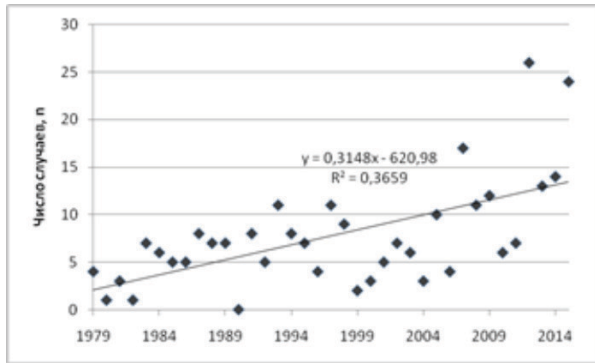


Рис. 1. Динамика числа случаев сильных дождей в Пермском крае за 1979–2015 гг.

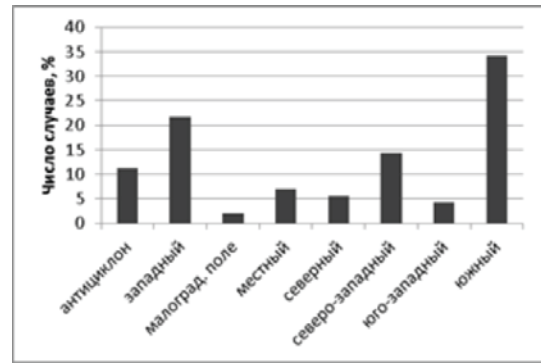


Рис. 2. Распределение (%) числа случаев сильных дождей в зависимости от синоптической ситуации.

Практический интерес представляет выявление преобладающих типов синоптических ситуаций, при которых фиксируются сильные дожди. Анализ приземных полей давления показал, что сильные дожди в 87% связаны с влиянием циклонов и их фронтальных систем. В 11% случаев сильные дожди происходят под влиянием антициклонов, в основном на их западной либо северной периферии. В малоградиентных полях давления зафиксировано лишь 2% случаев сильных дождей.

По району возникновения циклоны подразделялись на 6 типов: южные, юго-западные, западные, северо-западные, северные и местные. Южными называются циклоны, возникшие в районе Каспийского моря и над Северным Казахстаном. Юго-западные и западные циклоны возникают в районе Черного моря и над Северной Европой. Северо-западные циклоны формируются над Норвежским либо Белым морем, северные – над Баренцевым морем и в районе арх. Новая Земля. Последние два типа циклонов часто впоследствии становятся ныряющими. Местным циклоном в контексте данного исследования называется циклон, возникший непосредственно над территорией Пермского края или сопредельных регионов. Распределение числа случаев сильных дождей в зависимости от синоптической ситуации представлено на рис. 2.

Наиболее часто сильные дожди наблюдаются при смещении на территорию Пермского края южных и западных циклонов. На долю этих типов циклонов приходится 34 и 22% соответственно от общего числа случаев. В 14% случаев сильные дожди наблюдаются при смещении северо-западных циклонов, в 7% случаев – при формировании местных циклонов непосредственно над территорией исследования или вблизи ее границ. Наименьшее число случаев сильных дождей зафиксировано при смещении северных и юго-западных циклонов: лишь 6 и 4% соответственно.

Другой информативной характеристикой циклонов, связанной с районом возникновения, является направление их перемещения. В данном исследовании направление перемещения определялось по 8 румбам с учетом стационарных и малоподвижных циклонов за последние 12 ч перед возникновением сильных дождей на территории Пермского края. Стационарным называется циклон, скорость смещения которого не превышает 5 км/ч. Скорость смещения малоподвижного циклона составляет от 5 до 10 км/ч. Всего было рассмотрено 249 случаев, когда сильные дожди наблюдались под влиянием циклонов. Наибольшее число случаев сильных дождей связано с циклонами, которые смещаются в восточном или северо-восточном направлении. Их доля в общем числе случаев составляет 28 и 20% соответственно. Несколько меньший вклад вносят стационарные циклоны (19%), а также циклоны, смещающиеся в юго-восточном и северном направлениях (12 и 11% соответственно). Доля циклонов, смещающихся в северо-западном, западном, юго-западном и южном направлениях, невелика и в сумме составляет только 10%.

Скорость смещения циклонов, при которых наблюдались сильные дожди, варьировалась от 3 до 43 км/ч. Среднее значение составило 19 км/ч. Распределение числа случаев сильных дождей в зависимости от скорости смещения циклона выполнено по трем градациям скорости: до 5 км/ч – стационарные, 5–10 км/ч – малоподвижные, более 10 км/ч – подвижные циклоны. Большинство случаев сильных дождей (81%) связано с подвижными циклонами. Под влиянием малоподвижных циклонов возникает 15% случаев сильных дождей.

В ходе исследования для каждого случая влияния циклона была определена его глубина. Среднее значение глубины циклонов, при которых наблюдаются сильные дожди, составляет 998,7 гПа. Минимальное и максимальное значения соответственно равны 982,0 и 1016,0 гПа.



Особенно ценной для использования в оперативной практике является информация о преобладающих стадиях развития циклонов, при которых наблюдаются сильные дожди. Наибольшее число случаев сильных дождей наблюдается в молодых циклонах, а также в циклонах, находящихся на стадии заполнения. Доля этих стадий развития в общем числе случаев составляет 37 и 35% соответственно. В 26% случаев сильные дожди наблюдались в циклонах, находящихся на стадии максимального развития. Наименьший вклад вносят циклоны на стадии возникновения – с ними связано лишь 2% случаев сильных дождей.

Исследован вопрос о развитии циклонов по вертикали. Для изучения развития циклонов по вертикали были выбраны стандартные изобарические поверхности 300, 500 и 700 гПа. Подавляющее большинство случаев сильных дождей (49%) связаны с хорошо развитыми по вертикали циклонами, которые прослеживаются на изобарической поверхности 300 гПа и выше. С циклонами, которые прослеживаются до слоев 700–500 и 500–300 гПа, связано 14 и 20% случаев сильных дождей соответственно. На долю циклонов, прослеживающихся до изобарической поверхности 700 гПа включительно, приходится 17% случаев.

С целью изучения геометрических характеристик циклонов, с которыми связаны сильные дожди, для каждого случая определялись диаметр и площадь циклона. Указанные характеристики были определены по последней замкнутой изобаре. Диаметр циклонов, при которых наблюдались сильные дожди, изменялся от 200 до 3100 км. Среднее значение составило 876 км. Около 80% случаев сильных дождей приходится на циклоны, диаметр которых не превышает 1200 км. Площадь циклонов изменялась от 0,03 до 7,54 млн. км<sup>2</sup>. Среднее значение площади составило 0,79 млн. км<sup>2</sup>. Приблизительно 80% случаев связано с небольшими циклонами, площадь которых не превышает 1,20 млн. км<sup>2</sup>.

## ВЫВОДЫ

В результате проведенной работы был выполнен комплексный статистический анализ данных о характеристиках циклонов, с которыми связаны сильные дожди в Пермском крае. Установлено, что в 87% случаев сильные дожди связаны с влиянием циклонов, остальные 13% случаев приходятся на малоградиентные поля и периферии антициклонов.

Наибольшее число случаев сильных дождей в Пермском крае связано с влиянием южных и западных циклонов. Преобладающими направлениями смещения циклонов являются восточное либо северо-восточное направления. Среднее значение скорости смещения рассматриваемых циклонов составило 19 км/ч.

При изучении влияния стадии развития циклона на формирование сильных дождей выяснилось, что наибольший вклад вносят молодые циклоны, а также циклоны на стадии заполнения. Преобладают хорошо развитые по вертикали циклоны, которые прослеживаются до поверхности 300 гПа и выше. Средняя глубина циклона составила 998,7 гПа.

В ходе исследования геометрических характеристик циклонов, с которыми связаны сильные дожди, выяснилось, что средние диаметр и площадь таких циклонов составляют 876 км и 0,79 млн. км<sup>2</sup> соответственно.

Кроме того, анализ временного распределения числа случаев сильных дождей показал, что за исследуемый период наблюдается положительный тренд числа случаев сильных дождей – в среднем за период 1979–2015 гг. их число увеличивалось со скоростью 3,1 случая за 10 лет.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект №17-45-590850 p\_a).*

### Литература:

1. Грищенко И.В. Опасные явления погоды в условиях изменения климата на территории Архангельской области и Ненецкого автономного округа: автореф. дис. ... канд. геогр. наук. СПб, 2011, 25 с.
2. Дроздов О.А., Васильев В.А., Кобышева Н.В. Климатология. Л.: Гидрометеоиздат. 1989. 568 с.
3. Пицальникова Е.В. Аналитический обзор современного состояния проблемы влияния циклонической деятельности на условия формирования обильных осадков в холодный период года // Географический вестник. 2014. № 1(28). С. 69–79.
4. Пицальникова Е.В. Синоптическая классификация очень сильных снегопадов в Пермском крае // Географический вестник. 2017. №1(40). С. 85–92.
5. Полякова А.М., Каплуненко Д.Д. Использование классификации типов атмосферных процессов в северной части Тихого океана для определения связи с индексом южного колебания // Метеорология и гидрология. 2005. № 9. С. 30–36.
6. Полякова А.М. Типизация атмосферных процессов над Южно-Китайским морем // Метеорология и гидрология. 2011. № 5. С. 17–24.
7. Matlik O., Post. P. Synoptic weather types that have caused heavy precipitation in Estonia in the period 1961–2005 // Estonian Journal of Engineering. Vol. 14. P. 195–208.

# Periodicity of atmospheric droughts in Southern Siberia in the late XX - early XXI centuries

<sup>1</sup>Ryazanova A.A., <sup>1,2</sup>Voropay N.N.

<sup>1</sup> Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia

<sup>2</sup> V.B. Sochava Institute of Geography SB RAS, Irkutsk, Russia

E-mail: raa@scert.ru, voropay\_nn@mail.ru

DOI: 10.5281/zenodo.1246975

The period of modern warming began in the 70s of the XX century is characterized by an increase in the frequency of extreme natural phenomenas. The characteristics of droughts (repeatability, intensity, etc.) for individual years were calculated on the basis of the aridity index for the territory of Southern Siberia in the period from 1979 to 2017. Specialized computational algorithms were developed to calculate these characteristics. All developed algorithms are integrated into the previously created web-GIS "CLIMATE". It has been found that in recent years the duration of dry periods during the growing season has been increased. At the same time, the trends of the droughts index in the summer months are different, and on the average, there has been no significant change in the hydrothermal conditions over the past 40 years. However, in recent years, there is an increase in the frequency of extreme events, both droughts and periods of excessive moistening.

## Повторяемость атмосферных засух на юге Сибири в конце XX – начале XXI вв.

<sup>1</sup>Рязанова А.А., <sup>1,2</sup>Воропай Н.Н.

<sup>1</sup> Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

<sup>2</sup> Институт географии им. В. Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия

E-mail: raa@scert.ru, voropay\_nn@mail.ru

DOI: 10.5281/zenodo.1246975

Период современного потепления, начавшегося в 70-е годы XX века [1, 2], характеризуется увеличением повторяемости экстремальных природных явлений. Большое количество работ посвящено оценке повторяемости, интенсивности, площади распространения засух [3-6]. Различают атмосферные, почвенные и атмосферно-почвенные засухи. Для их количественной оценки используют различные гидро-термические коэффициенты, которые в большинстве случаев представляют собой сочетание характеристик температуры воздуха и атмосферных осадков. Данная работа является продолжением цикла работ [7-9] по исследованию условий увлажнения на территории Южной Сибири (50-65°с.ш., 60-120°в.д.) за период наиболее интенсивного глобального потепления. Для оценки гидро-термических условий в разных ландшафтных условиях используется индекс Д.А. Педя ( $S_p$ ) [10], являющийся нормированным показателем соотношения температуры воздуха и суммы атмосферных осадков.

В течение года на рассматриваемой территории наблюдается широтное распределение средней месячной температуры. При этом в Восточной Сибири орографический фактор вносит свой вклад в некоторое нарушение этой закономерности. Распределения трендов средней месячной температуры меняется в течение теплого периода. В мае на большей части Сибири происходит повышение температуры со скоростью 0,3-0,7°C/10 лет. В июне и июле в Западной Сибири наблюдается понижение температуры, в Восточной Сибири – ее повышение. Максимальный контраст в распределении трендов в июле на юге территории. Коэффициенты изменяются от -0,65 °C/10 лет на юго-западе до 1,2 на юго-востоке. При этом тренды температуры на севере минимальны по модулю. В августе и сентябре на западе и юго-востоке наблюдается повышение средних месячных температур (0,4-0,8°C/10 лет), для остальной территории характерны статистически не значимые тенденции. В течение всех летних месяцев наблюдаются одни и те же закономерности в распределении по территории многолетних средних сумм осадков. Максимум (до 125 мм) фиксируется в горах (Алтай, Западный и Восточный Саян, Хамар-Дабан, Становое нагорье), минимум (менее 10 мм) – на юго-западе территории. При этом на всей территории наибольшее увлажнение наблюдается в июле, наименьшее в мае. Тенденции изменения сумм атмосферных осадков в течение теплого периода разнонаправлены. В большинстве случаев они отрицательны. Изменения гидро-термических условий в пределах территории, согласно результатам анализа индекса  $S_p$ , характеризуются следующим образом. В мае на большей части территории увеличивается засушливость, лишь в горных районах Забайкалья наблюдается небольшое уменьшение  $S_p$ . В июне в центральных районах Западной Сибири растет увлажнение, в то время как юг Восточной Сибири становится более

засушливым. В июле контрасты увеличиваются – тренды  $S_i$  на территории изменяются от -1,0 до +1,4 ед./10 лет. В августе и сентябре отмечается широтное распределение трендов – от положительных на юге к отрицательным на севере Сибири [9].

Для более детального анализа засух на территории Сибири в период с 1979 по 2017 гг. на основе индекса засушливости  $S_i$  были рассчитаны следующие характеристики:

- максимальные значения индекса,
- минимальные значения индекса,
- изменчивость индекса (разность между максимальными и минимальными значениями),
- повторяемость засух различной интенсивности за исследуемый период,
- продолжительность и начало сухого периода (когда  $S_i > 1$ )

Для расчета этих характеристик были разработаны вычислительные алгоритмы, которые позволяют рассчитывать максимальные и минимальные значения индекса, а также его изменчивость, для каждого месяца вегетационного сезона (май-сентябрь) за каждый год исследуемого периода. Также были разработаны дополнительные программные алгоритмы для расчета повторяемости засух различной интенсивности, продолжительности и начала засушливого периода. Повторяемость засух рассчитывается, исходя из классификации, представленной в таблице 1. В результате работы алгоритма вычисляется процент засушливых лет от общего исследуемого периода (39 лет) для каждого месяца с мая по сентябрь. Алгоритм для расчета продолжительности засухи определяет её как количество последовательных месяцев в вегетационном периоде, когда  $S_i > 1$ , также этот алгоритм позволяет вычислить начало засушливого периода. В результате работы алгоритма получаем номер месяца, когда началась засуха, и её длительность для каждого года исследуемого периода.

**Таблица 1.** Классификация засух на основе индекса засушливости Педя.

Интенсивность засухи	Индекс Педя ( $S_i$ )
Слабая	$1 \leq S_i < 2$
Умеренная	$2 \leq S_i < 3$
Сильная	$3 \leq S_i < 4$
Экстремальная	$S_i \geq 4$

Все разработанные вычислительные алгоритмы интегрируются в ранее созданную веб-ГИС «КЛИМАТ» [11, 12] в качестве дополнительных модулей к основному вычислительному модулю по расчету индекса засушливости Педя, созданному ранее для системы [9]. Система «Климат», построенная на основе веб- и ГИС-технологий, является частью аппаратно-программного комплекса для «облачного» анализа климатических данных, включающего в себя различные наборы климатических и метеорологических данных, а также специальные интерактивные инструменты для их поиска, выборки, обработки и визуализации. Использование этой системы значительно облегчает и ускоряет работу с большими объёмами геопространственных климатических данных, позволяя пользователю, не являющемуся специалистом в информационных технологиях, удалённо выполнять их статистический анализ, используя любой современный настольный ПК, подключённый к сети Интернет.

В качестве основных результатов работы модулей и системы получены архивы рассчитанных характеристик, а также наборы картографических слоёв по данным реанализа ERA Interim Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts – ECMWF) [13] в узлах сетки с шагом  $0,75 \times 0,75^\circ$  за период 1979-2017 гг., на основе которых проводился дальнейший анализ гидротермических условий на территории Сибири. Предварительно данные осадков реанализа были скорректированы по данным наблюдений согласно ранее предложенному подходу [8].

Согласно результатам анализа, максимальные значения индекса  $S_i$  (до 4,6), а значит и наиболее интенсивные засухи, наблюдаются в августе. Они локализуются на северо-востоке территории и на юге Западно-Сибирской равнины. Северо-запад территории характеризуется засухами с  $S_i < 3$  во все месяцы. Минимальные значения  $S_i$ , достигающие 5, описывают состояние переувлажнения территории. При этом в большинстве случаев они составляют -4 ... -3. Межгодовая изменчивость  $S_i$  в среднем не превышает 6-7.

Повторяемость засух слабой интенсивности в отдельные месяцы за период исследования достигает 38 %, умеренных – 23 %, сильных – 7 %, экстремальных – 2 %. При этом больше половины случаев наблюдения экстремальных событий приходится на период после 2000 г. Экстремальные засухи ( $S_i \geq 4$ ) наблюдались лишь в августе на небольшой территории (на северо-востоке Среднесибирского плато и в районе Алтая). Повторяемость сильных засух ( $3 \leq S_i < 4$ ) составляет не более 5-7 % и носит очаговый характер: в мае – территория, прилегающая к Братскому и Усть-Илимскому водохранилищам, Становое нагорье; в июне – Саяны, в июле – юг Западно-Сибирской равнины; в августе – предгорья Саян и северные районы Среднесибирского плато; в сентябре на большей части территории повторяемость сильных засух не более 1-2 %. Умеренные засухи ( $2 \leq S_i < 3$ ) наблюдаются во все месяцы вегетационного преио-

да, при этом их повторяемость на большей части территории составляет не более 10 %, минимум (4 %) – в мае. Повторяемость слабых засух ( $1 \leq S_i < 2$ ) максимальна в сентябре в Западной Сибири (20-35 %). В Восточной Сибири в этом месяце их наблюдалось в два раза меньше. С мая по август повторяемость слабых засух не превышает 10-20 % на всей территории исследования.

В отдельные годы непрерывная продолжительность засухи (при  $S_i > 1$ ) на значительной части территории может достигать 3-5 месяцев. В Восточной Сибири такая ситуация наблюдалась в 1986, 2001, 2002, 2007 гг. В Западной Сибири – в 1988, 1998, 2012 гг. После 2000 г. во всем регионе увеличилась повторяемость засух продолжительностью более 2 месяцев. В годы, когда продолжительность засухи не превышает 2-3 месяца, период с недостаточным увлажнением в большинстве случаев начинается в мае-июне.

Таким образом, в последние годы увеличивается продолжительность засушливых периодов в течение вегетационного сезона, наблюдается увеличение повторяемости экстремальных явлений, как засух, так и периодов переувлажнения. В то же время, тренды индекса  $S_i$  в летние месяцы разнонаправлены, и в среднем, значимого изменения гидротермических условий за последние 40 лет не произошло.

*Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 18-45-700015/18.*

#### **Литература:**

1. IPCC, 2013. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* Stocker, T. F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P. M. Midgley (eds.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 1535 pp.
2. *Второй оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации.* – М., 2014.
3. Золотокрылин А.Н., Виноградова В.В., Черенкова Е.А. 2007. Динамика засух в Европейской России в ситуации глобального потепления. //– Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. – СПб., Гидрометеиздат, т. 21, с. 160 – 181.
4. Черенкова Е.А., Золотокрылин А.Н. О сравнимости некоторых количественных показателей засухи // *Фундаментальная и прикладная климатология*, 2016, №2, С. 79-94.
5. Меццарская А.В., Блажевич В.Г., Голод М.П., Белянкина И.Г. Многолетние колебания индексов засушливости в теплый период года в основной сельскохозяйственной зоне СССР // *Труды ГГО*, вып. 505. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. – С. 120-129.
6. Задорнова О. И. (2013). Сравнительная характеристика интенсивности засух на Европейской территории России // *Труды ФГБУ «ВНИИСХМ»*. № 38. С. 346—357.
7. Voropay N N, Maksyutova E V and Riazanova A A. Hydrothermal conditions at the south of East Siberia during the ongoing warming / *The open access volume of IOP Conference Series: Earth and Environmental Science* – 2016. – Volume 48, Number 1.
8. Ryzanova A A, Voropay N N, Okladnikov I G and Gordov E P. Development of computational module of regional aridity for web-GIS “Climate” / *The open access volume of IOP Conference Series: Earth and Environmental Science* – 2016. – Volume 48, Number 1.
9. Ryzanova A A, Voropay N N Droughts and Excessive Moisture Events in Southern Siberia in the Late XXth - Early XXIst Centuries / *The open access volume of IOP Conference Series: Earth and Environmental Science (EES)* – 2017. – Volume 96, Number 1.
10. Педь Д.А. О показателе засухи и избыточном увлажнении // *Труды Гидрометцентра СССР*, вып. 156. – Л.: Гидрометеиздат, 1975. – С.19-38.
11. Гордов Е.П., Окладников И.Г., Титов А.Г., Богомолов В.Ю., Шульгина Т.М., Генина Е.Ю. Геоинформационная веб-система для исследования региональных природно-климатических изменений и первые результаты ее использования // *Оптика атмосферы и океана*. 2012. Т. 25, № 02. С. 137-143
12. Gordov E P, Shiklomanov A, Okladnikov I G, Prusevich A and Titov A G 2016 Development of Distributed Research Center for analysis of regional climatic and environmental changes IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science 48
13. Dee D P et al. 2011 The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* Volume 137, Issue 656 Part A Pages 553–597



## СЕКЦИЯ 7

# Инструментальная инфраструктура региональных исследований окружающей среды

## SESSION 7

# Instrumental Infrastructure of a Regional Environmental Research

## Tools developed at IMCES SB RAS for environmental meteorological and ecological monitoring

Korolkov V.A., Krutikov V.A.,  
Tikhomirov A.A.

Institute of Monitoring of Climatic and Ecological  
Systems of SB RAS, Tomsk, Russia  
E-mail: kor@imces.ru, krutikov@imces.ru,  
tikhomirov@imces.ru

The report presents new measuring tools developed for meteorological and ecological monitoring of the environment including man-made objects. Among them there are: 1) ultrasonic automated meteorological stations and measuring and computing systems based on them; 2) optical analyzers to monitor the atmospheric air composition; 3) devices for environmental and man-made objects geophysical monitoring.

Authors specify various modifications of ultrasonic meteorological stations: stationary, portable and vehicle-based, drone-based for real-time contact sensing of meteorological parameters vertical profiles and their gradients. Supplementary equipment is described that allows to control ultrasonic meteorological stations' operating parameters. Optical devices have been developed that measure microstructural and integral properties of atmospheric precipitation and allow automatically determine precipitation form.

The following new instruments are described: multiple gas analyzer based on Raman scattering of laser radiation by gas mixture molecules and mercury vapor analyzer based on mercury capillary lamp with natural isotopic composition and transverse Zeeman effect.

Devices for geophysical monitoring include passive radio-wave recorders of Earth natural pulsed electro-magnetic field in VLF band (3-30 kHz). These devices constitute a network of independent stations for seismic activity forecast in Siberian region and automated geodynamic processes monitoring system at the landslide slope of Urengoy–Pomary–Uzhgorod pipeline. Compact radio-wave recorders for detection of concrete structures imperfections and flaws have been improved and gained widespread use, as well as the system measuring superstructures deflections and vibrations during static and dynamic stress based on the ultrasonic displacement sensors.

# Разработки ИМКЭС СО РАН для инструментального обеспечения метеорологического и экологического мониторинга окружающей среды

Корольков В.А., Крутиков В.А., Тихомиров А.А.

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия  
E-mail: kor@imces.ru, krutikov@imces.ru, tikhomirov@imces.ru

В рамках основных направлений фундаментальных научных исследований Института мониторинга климатических и экологических систем (ИМКЭС) СО РАН главным вектором его инновационной деятельности стало метеорологическое, газоаналитическое и геофизическое научное приборостроение. Ниже представлено краткое описание созданных и новых разрабатываемых в Институте измерительных приборов и комплексов.

## 1. АВТОМАТИЧЕСКИЕ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ СТАНЦИИ И КОМПЛЕКСЫ

Автоматическая метеостанция (АМС) АМК-03 представляет собой ультразвуковой 3D-термоанемометр (3D-УТА) с интегрированными в него сенсорными датчиками влажности воздуха и атмосферного давления [1]. 3D-УТА обеспечивает измерение скорости и направления ветра, включая вертикальную его составляющую, и температуры воздуха. Используемые в составе ультразвукового термоанемометра электроакустические преобразователи (ЭАП), служащие для излучения и приема ультразвуковых импульсов, так же являются собственной разработкой Института. В состав АМК-03 входят также дополнительные блоки, осуществляющие: 1) автоматический учет углов наклона (качания) установленного на мачте 3D-УТА (используется при вычислении истинного значения вектора скорости ветра); 2) контроль азимутальной ориентации 3D-УТА (используется при определении направления ветра); 3) контроль функционирования и автоматическая градуировка 3D-УТА; 4) устранение обледенения ЭАП, вызванного метеорологическими факторами; 5) цифровую индикацию измеренных метеорологических величин и передачу первичных данных на внешний компьютер для дальнейшей их обработки; 6) обеспечение электропитания метеостанции от различных источников электрического тока (сеть 220 В, аккумуляторные батареи, солнечные батареи).

АМК-03 внесена в реестр средств измерений РФ (сертификат RU.C.28.007.A № 29530). Основными потребителями продукции являются МЧС России, а также институты РАН и вузы. Модификации АМК-03 используются в составе комплексов метеорологического обеспечения космических стартов на космодромах «Восточный» и «Байконур».

На основе АМС АМК-03 созданы мобильные метеорологические комплексы специального назначения 1Б65Б, позволяющие выполнять измерения на произвольных, заранее не оборудованных объектах (например, в целях метеорологического обеспечения временных ВПП и вертолетных площадок) [2]. Устойчивость метеокомплекса 1Б65Б к воздействию вибрационных и ударных нагрузок обеспечивается оригинальной конструкцией измерительного блока, а также автоматической системой контроля функционирования и восстановления метеорологических характеристик (АСКФ). Она позволяет устранять возможность получения ошибочной метеорологической информации о скорости ветра и температуре воздуха из-за нарушения первоначальной геометрии измерительного тракта 3D-УТА, которая может возникнуть при транспортировке и эксплуатации изделия вследствие температурных или механических деформаций. Работа системы основана на использовании принципа камеры нулевого ветра, роль которой исполняет защитный контейнер термоанемометра. Контроль функционирования и корректировка геометрических параметров несущей конструкции термоанемометра выполняются в автоматическом режиме при каждом развертывании метеокомплекса [2, 3].

Для оперативного метеорологического контроля метеорологических характеристик непосредственно на месте эксплуатации переносного автоматического метеокомплекса 1Б65 разработан переносной портативный программно-аппаратный комплекс ПККУТ. В работе этого устройства, также использован принцип камеры нулевого ветра и дополнительно реализован режим имитации параметров воздушного потока с помощью специальной электронной системы, осуществляющей контролирующую задержку акустических импульсов термоанемометра. ПККУТ обеспечивает возможность контроля и виртуальной корректировки геометрических размеров зоны измерения метеовеличин, а также проверки работоспособности ультразвуковых каналов измерения скорости ветра в диапазоне значений от 0,01 до 65 м/с и температуры воздуха в диапазоне значений от минус 70 до плюс 70 °С [4].

В Институте проводятся работы по усовершенствованию и модернизации разработанных метеокомплексов: начаты испытания экспериментального образца 3D-УТА улучшенной конструкции, обладающей меньшими габаритами и весом, а также увеличенной механической прочностью. Новый 3D-УТА сохраняет работоспособность после воздействия критических ударных нагрузок, в частности, вы-

держивает падение с высоты 1 метр на бетонную поверхность [5]. При этом такая конструкция является более "прозрачной" для воздушных потоков, поскольку ЭАП затеняются арматурой в меньшей степени, чем в термоанемометре ДСВ-15.

Развивается новое направление создания аппаратных комплексов для контактных измерений метеорологических и турбулентных характеристик атмосферного пограничного слоя (АПС) на основе АМС, устанавливаемых на беспилотных летательных аппаратах (БПЛА). Такие измерительные комплексы при установке на них ультразвуковых АМС позволяют выполнять прямые измерения метеорологических и турбулентных характеристик АПС, а также их вертикальных профилей на высотах до 1000÷2000 метров [6].

К новым разработкам в области метеорологического приборостроения относится, так же, оптический измеритель атмосферных осадков ОПТИОС [7]. Его работа основана на принципе получения и анализа теневых изображений отдельных капель дождя (града), пролетающих под действием силы тяжести через виртуальную измерительную площадку оптического канала устройства. Измерение размеров последовательных сечений мгновенных теневых изображений частиц осадков позволяет определить их микроструктурные и динамические характеристики: эквивалентный диаметр, объем, концентрацию и скорость падения, а также вид осадков (дождь, град, снег) и вычислить значения их интегральных характеристик – количество осадков (мм) и их интенсивность (мм/час).

На основе созданных измерительных приборов и комплексов в Институте разрабатываются автоматизированные системы, предназначенные для исследований и практической апробации новых методов и технологий метеорологического и экологического контроля окружающей среды, в первую очередь контроля метеорологического состояния атмосферы [8]. В ИМКЭС СО РАН развернута экспериментальная измерительная система, включающая 4 пространственно-разнесенных стационарных измерительных поста, в состав которых входят: трехуровневая УАМС (типа АМК-03), датчик приповерхностной температуры воздуха, оптический измеритель осадков ОПТИОС и датчик напряженности электрического поля атмосферы [9]. Кроме того, в состав системы входит мобильный измерительный комплекс, имеющий в своем составе разработанное в Институте газоаналитическое оборудование (описано ниже), бортовой и переносной метеорологические комплексы (типа 1Б65Б и 1Б65), а также портативные автоматические метеостанции на платформе БПЛА для измерения вертикальных профилей метеорологических и турбулентных характеристик АПС [6].

С помощью этой системы предполагается провести разработку и натурную апробацию новых методов контроля АПС:

- метода определения типа стратификации и вертикальных профилей метеорологических характеристик приземной атмосферы, основанного на измерениях турбулентных пульсаций температуры и продольной и вертикальной компонент скоростей ветра;
- метода контактного определения вертикальных профилей метеорологических и турбулентных характеристик приземной атмосферы, основанного на непосредственных измерениях усредненных значений температуры и скорости ветра на разных высотных уровнях с последующим вычислением параметров устойчивости АПС;
- метода контроля сдвига ветра в районе ВПП, основанного на моделировании полей метеорологических величин на результатах данных многоуровневых наземных УАМС;
- метода выявления и прогнозирования возникновения опасных метеорологических явлений конвективного происхождения на территории аэропорта, основанного на комплексном анализе метеорологических характеристик, турбулентных параметров и градиента потенциала электрических полей в АПС.

## 2. ОПТИЧЕСКИЕ ГАЗОАНАЛИЗАТОРЫ ДЛЯ КОНТРОЛЯ СОСТАВА АТМОСФЕРНОГО ВОЗДУХА

Новыми разработками института являются многокомпонентный газоанализатор на основе эффекта спонтанного комбинационного рассеяния (СКР) света молекулами газовой смеси [10] и анализатор паров ртути [11]. СКР-газоанализатор обеспечивает одновременное определение в воздухе в режиме реального времени, практически, любых молекулярных газовых компонент, в частности: оксидов азота и серы, углекислого и угарного газа, сероводорода, углеводородов и др. при содержании их в воздухе в концентрациях до 50-100 ppb, и может быть использован для оперативного контроля атмосферных загрязнений. Анализатор паров ртути представляет собой абсорбционный дифференциальный газоанализатор, сканирующая система которого построена на основе использования эффекта расщепления эмиссионных линий ртутной лампы в магнитном поле (поперечный эффект Зеемана). Газоанализатор является мобильным прибором и позволяет контролировать загрязнение воздуха при концентрации паров ртути до 30 нг/м<sup>3</sup> и обнаруживать источники загрязнений.

Разработанные газоаналитические приборы позволяют решать задачи экологического мониторинга количественного состава поллютантов в атмосферном воздухе.

### 3. ПРИБОРЫ ДЛЯ ГЕОФИЗИЧЕСКОГО КОНТРОЛЯ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ И ТЕХНОГЕННЫХ ОБЪЕКТОВ

В Институте активно развивается направление пассивного радиоволнового обнаружения литосферных структур и неоднородностей, а также мониторинга динамических литосферных процессов, связанное с регистрацией естественного импульсного электромагнитного поля Земли (ЕИЭМПЗ) [12]. Источниками литосферной составляющей ЕИЭМПЗ являются неоднородности структуры грунтов, разно-напряженные литосферные структуры, трещины и микротрещины в земной коре. Геологические разломы отличаются от окружающего пространства повышенной интенсивностью сигнала на бортах разлома и имеют специфические особенности генерируемых импульсов.

Разработанный многоканальный геофизический регистратор МГР-01, регистрирующий раздельно электрическую и магнитную компоненты ЕИЭМПЗ с перестройкой в диапазоне очень низких частот (ОНЧ), используется как метод регистрации предвестника землетрясений (накануне землетрясения интенсивность ЕИЭМПЗ в значительной степени ослабевает [13]), а также в инженерных геофизических исследованиях и разведке.

На основе приборов МГР-01 создается сеть автономных постов наблюдения и предсказания сейсмической активности в сибирском регионе, а также создана и запущена в опытную эксплуатацию первая очередь автоматизированной системы контроля геодинамических процессов (АСК-ГП) оползневой склона на трассе магистрального газопровода Уренгой-Помары-Ужгород в районе перехода через реку Кама. Измерительный комплекс состоит из десяти приборов МГР-01, размещенных в антивандальных контейнерах на территории склона и за его пределами. Места размещения МГР-01 выбраны на основании комплексных геофизических исследований в точках с явно выраженными аномалиями напряженно-деформированного состояния горных пород. Все оборудование работает в автоматическом режиме, с передачей информации каждый час по GPRS на специальный FTP сервер.

Явление электромагнитной эмиссии в твердых телах, например, в бетоне, возникающие на дефектах структуры (трещины, неоднородности) под воздействием механических нагрузок, позволили создать регистратор «Прочность» [14]. Прибор за счет ударного действия возбуждает механические колебания в бетоне, а приемная часть прибора регистрирует радиочастотную эмиссию ( $\approx 100$  кГц) в местах, где находятся неоднородности в исследуемом материале. Таким образом, регистрируются дефекты и неоднородности на глубине до 0,5 м в исследуемом материале.

Кроме того, в Институте разработана система измерений прогибов и колебаний пролетных строений при статических и динамических нагрузках [15], которая основана на ультразвуковых датчиках смещения. Система измерения вертикальных смещений мостовых пролетов под действием статических и динамических нагрузок имеет чувствительность 5 мкм и позволяет проводить испытания мостов без длительной остановки транспортных потоков.

#### Литература:

1. Азбукин А.А., Богусевич А.Я., Ильичевский В.С., Корольков В.А., Тихомиров А.А., Шелевой В.Д. Автоматизированный ультразвуковой метеорологический комплекс АМК-03 // *Метеорология и гидрология*. 2006. № 11. С. 89-97.
2. Азбукин А.А., Богусевич А.Я., Корольков В.А., Тихомиров А.А., Шелевой В.Д. Бортовой метеорологический комплекс на базе многоцелевых гусеничных и колесных машин // *Вестник академии военных наук*. 2008. № 3 (24). С. 144-148.
3. Патент РФ № 2319987. Ультразвуковой термоанемометр с устройством автоматического восстановления точностных характеристик измерений / Азбукин А.А., Богусевич А.Я., Ильичевский В.С., Корольков В.А., Шелевой В.Д. 2008. Бюл. № 8.
4. Патент РФ № 2568993. Способ проверки ультразвуковых анемометров и портативные устройства для его осуществления / Корольков В.А., Тельминов А.Е., Чурсин В.А. 2015. Бюл. № 32.
5. Патент РФ на полезную модель № 147970. Конструкция несущей арматуры электроакустических преобразователей ультразвукового 3D-анемометра / Корольков В.А., Тельминов А.Е. 2014. Бюл. № 32.
6. Корольков В.А., Тихомиров А.А., Тельминов А.Е. АМС на БПЛА для измерения вертикальных профилей метеорологических и турбулентных характеристик атмосферы // *Методологические аспекты развития метеорологии специального назначения, экологии систем аэрокосмического мониторинга* / Сб. научных статей по материалам III Всероссийской НПК (24-25 мая 2016 г.) Воронеж: ВУНЦ ВВС «ВВА», 2016. С. 73-77.
7. Кальчихин В.В., Кобзев А.А., Корольков В.А., Тихомиров А.А. Определение микроструктурных характеристик жидких атмосферных осадков с помощью оптического осадкомера // *Оптика атмосферы и океана*. 2015. Т. 28. № 7. С. 669-672.



8. Богушевич А. Я., Кобзев А. А., Корольков В. А., Тихомиров А. А. Региональная информационно-измерительная система для непрерывного мониторинга атмосферного приземного слоя и прогноза опасных метеорологических явлений. // Геология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология. 2012. № 5. С. 412-419.
9. Korolkov V.A., Tikhomirov A.A. Telminov A.E., Komarov A.I., Kobzev A.A. Pilot project of measuring and computing system for mesoscale monitoring of atmospheric boundary layer // Proc. of SPIE. 2015. V. 9680. P. 96805Z-1-4.
10. Petrov D.V., Matrosov I.I., Tikhomirov A.A. High-Sensitivity Spontaneous Raman Spectrometer for Gaseous Media // Journal of applied spectroscopy. 2015. V. 82. No 1. P. 120-125.
11. Азбукин А.А., Булдаков М.А., Королев Б.В., Корольков В.А., Матросов И.И., Тихомиров А.А. Портативный оптический анализатор концентрации паров ртути ДОГ-05 // Приборы и техника эксперимента. 2006. № 6. С. 142-143.
12. Шталин С.Г., Гордеев В.Ф., Мальшиков С.Ю., Поливач В.И., Мальшиков Ю.П. Регистратор импульсных электромагнитных полей для мониторинга геодинамических процессов и геофизической разведки // Датчики и системы. 2012. № 4. С. 32-37.
13. Патент РФ № 2238575. Способ прогноза землетрясений / Мальшиков Ю.П., Джумбаев К.Б., Мальшиков С.Ю., Гордеев В.Ф., Шталин С.Г., Масальский О.К. 2004. Бюл. № 29.
14. Гордеев В.Ф., Ласуков В.В. Физика электромагнитного метода контроля качества материалов и его перспективы // Изв. вузов. Физика. 2001. № 7. С. 84-91.
15. Гордеев В.Ф., Мальшиков С.Ю., Шталин С.Г., Поливач В.И., Галкин В.И. Система измерений прогибов и колебаний пролетных строений при статических и динамических нагрузках // Датчики и системы. 2012. № 4. С. 39-42.

## Use of optical rain gauge in the system of monitoring of dangerous weather phenomena

Kobzev A.A., Kalchikhin V.V.

Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems of SB RAS, Tomsk, Russia  
E-mail: alexey-kobzev@mail.ru

Phenomena of convective origin (tornadoes, squalls, thunderstorms, heavy precipitation, large hail) occur more often than other natural phenomena causing the greatest economic damage. Analysis of weather events in recent years shows that the highest number of dangerous phenomena in the Russian Federation (25 % of total) are extreme rainfall events (heavy rain, lasting rain, shower, hail, thunderstorm).

Modern systems for environmental research, monitoring and prompt detection of dangerous meteorological phenomena must contain instruments for precipitation measurement that meet modern requirements for the quantity and quality of meteorological information.

The liquid precipitation measurements require receiving of following information in real time: mode presence of precipitation, intensity (mm/h), the start time and duration of precipitation, the total amount per day (mm). The instrument should determine type of precipitation (rain, snow, hail / large hail, mixed precipitation) with accuracy comparable to results of visual observation. In addition, the device should provide autonomy operation as part of automatic meteorological systems (without any maintenance), and possibility of remote transmission, storage and processing of measurement data with various averaging times and sets of measured characteristics.

Optical precipitation gauge OPTIOS, developed by the IMCES SB RAS, fully complies with the requirements.

*The work was supported by the Grant of the President of the Russian Federation MK-179.2017.5.*

## Применение оптического измерителя осадков в составе системы мониторинга опасных метеорологических явлений

Кобзев А.А., Кальчихин В.В.

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия  
E-mail: alexey-kobzev@mail.ru

Среди природных явлений, наносящих наибольший экономический ущерб и приводящих к гибели людей, по частоте возникновения лидируют явления конвективного происхождения (смерчи, шквалы, грозы, интенсивные осадки, крупный град). На фоне изменения климатических условий во многих регионах нашей страны наблюдается рост количества зафиксированных катастроф [1]. Эти опасные явления вызваны прохождением развитых кучево-дождевых облаков, внутри которых возникают сильные вертикальные потоки воздуха (до 30 м/с). В кучево-дождевых облаках и на расстоянии от них формируются условия обледенения, сильной турбулентности и вероятности поражения молнией летательных аппаратов. Вблизи подстилающей поверхности может наблюдаться увеличение скорости ветра с порывами более 30 м/с, вертикальный сдвиг ветра, град, ливневый дождь, сильный снегопад. Период жизни кучево-дождевых облаков составляет в среднем 1,5 часа, а скорость перемещения может составлять 100 км/ч и более. При этом отдельные кучево-дождевые облака имеют характерный размер порядка 10 км. Часто эти облака маскируются в полях слоисто-кучевых или высоко-слоистых облаков. Эти особенности создают сложности обнаружения кучево-дождевой облачности и прогнозирования возникновения чрезвычайных ситуаций, которые она вызывает.

В ИМКЭС СО РАН предложен способ обнаружения кучево-дождевых облаков, основанный на определении искажения приземного электрического поля при прохождении облаков этого вида [2]. На основе этого способа разработан автоматический комплекс для автоматизированной системы оперативного обнаружения опасных метеорологических явлений конвективного происхождения. В основе комплекса лежит электрический флюксометр для определения напряженности электрического поля атмосферы. Измерение метеорологических параметров атмосферы (температуры, влажности воздуха, атмосферного давления, скорости и направления ветра с учетом вертикальной составляющей) с высоким временным разрешением обеспечивают ультразвуковые автоматические метеорологические станции АМК-03 [3]. Помимо основных метеорологических характеристик приземного слоя атмосферы, с помощью АМК-03 производится оценка стандартных статистических и турбулентных характеристик, структурных и автокорреляционных функций турбулентных флуктуаций температуры и компонент скорости ветра. Для определения характеристик атмосферных осадков в состав комплекса входит измеритель осадков. Пространственно-разнесенная система из таких комплексов, передающих метеорологическую информацию в центр обработки данных, позволяет производить мониторинг основных метеорологических характеристик. Анализ и обобщение получаемой информации обеспечивает возможность оповещения о неблагоприятных и опасных метеорологических ситуациях не менее чем за 1-3 часа в зависимости от конфигурации системы. Входящие в систему измерительные комплексы могут быть дополнены датчиками, позволяющими охватить весь перечень опасных метеорологических явлений, разработанный Гидрометцентром России. Данная система разрабатывается в целях уточнения, дополнения, а в определенных случаях, и замены собой метеолокаторов и их сетей, а также для улучшения оправдываемости локальных краткосрочных прогнозов погоды.

Анализ стихийных гидрометеорологических явлений за последние годы [4] показал, что наибольшее число опасных явлений, зарегистрированных в Российской Федерации (25 % от общего числа опасных явлений), составляют экстремальные осадки (сильный дождь, продолжительный дождь, ливень, град, гроза). Интенсивные ливни способны вызвать наводнения, эрозию почвы, сели и оползни в горных районах. Интенсивные снегопады и метели блокируют транспорт, вызывают повреждения строений, линий электропередач, в горах происходит сход лавин. Несмотря на важность оперативного получения информации о характеристиках выпадающих атмосферных осадков, эти данные сегодня можно получить лишь от сети гидрометеорологических станций Росгидромета. Пространственное разрешение данной сети составляет сотни километров, а временное разрешение производимых метеорологических измерений составляет 3 часа. Другим подходом к определению характеристик атмосферных осадков является создание сети МРЛ/ДМРЛ. Однако существующие программы развития сети ДМРЛ реализуются слишком медленно и в результате не предполагают создания системы непрерывного мониторинга всей населенной территории страны.

Поскольку опасные метеорологические явления характеризуются быстрым развитием и малым временем протекания, осадкомер должен обладать повышенной чувствительностью по количеству осадков для высокой оперативности регистрации наличия осадков и точности определения временных

характеристик их выпадения. Требования к измерительным данным по жидким осадкам предполагают получение следующей информации в режиме реального времени: наличие осадков, интенсивность их выпадения (мм/ч), точное время начала и длительность выпадения, общая сумма за сутки (мм). Прибор должен определять вид выпадающих осадков (дождь, снег, град/крупный град, смешанные осадки) с точностью, сравнимой с результатами визуального контроля. Кроме того, прибор должен обеспечивать работу в автономном режиме в составе автоматических метеорологических комплексов (без необходимости слива осадков и постоянного контроля наблюдателем), предоставлять возможность дистанционной передачи, хранения и обработки измерительных данных с учетом широких требований по времени осреднения и набору определяемых характеристик.

Для наиболее эффективного решения поставленных задач в разработанном автоматическом комплексе для автоматизированной системы оперативного обнаружения опасных метеорологических явлений конвективного происхождения применяется новый автоматический измеритель характеристик осадков – оптический осадкомер ОПТИОС [5], работа которого основана на применении принципа получения и анализа теневых изображений частиц осадков.

Технические характеристики прибора соответствуют всем вышеперечисленным требованиям. Чувствительность по количеству осадков (не хуже 0,0001 мм) позволяет обеспечить точность определения наличия осадков, времени их начала и окончания, принципиально недостижимую при использовании осадкомеров, традиционно применяемых на постах сети Росгидромета. Способность регистрировать даже единичные частицы осадков дает возможность отслеживать в режиме реального времени даже самые малые изменения интенсивности выпадения осадков. Благодаря способности оценивать скорости падения и средние размеры частиц осадков, ОПТИОС позволяет с высокой точностью определять вид осадков. Кроме того, указанные качества прибора могут быть применены для оценки кинетической энергии частиц осадков. Данная информация необходима для прогнозирования последствий влияния ливневых осадков на эрозию почвы и урона, наносимого крупным градом. Возможность подсчета количества и определения размеров снежинок позволяет оценить интенсивность снегопада, что в сочетании с информацией о температуре воздуха и скорости ветра, получаемой от АМК-03, позволяет прогнозировать возникновение снежных заносов и критическое уменьшение дальности видимости.

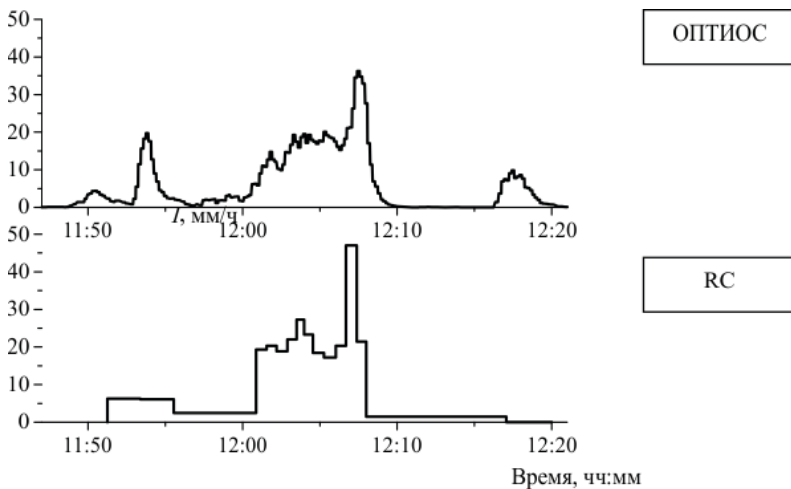
Для проверки описанных возможностей прибора опытные образцы оптического осадкомера ОПТИОС в течение летне-осенних сезонов 2015-2017 гг. проходили натурные испытания на метеорологической площадке ИМКЭС СО РАН. Для проверки результатов измерений использовались показания стандартного осадкомера О-1 и измерителя осадков челночного типа Davis Rain Collector (RC). Внешний вид приборов на метеорологической площадке представлен на рис. 1.



Рис. 1. Измерители осадков на метеорологической площадке ИМКЭС СО РАН.

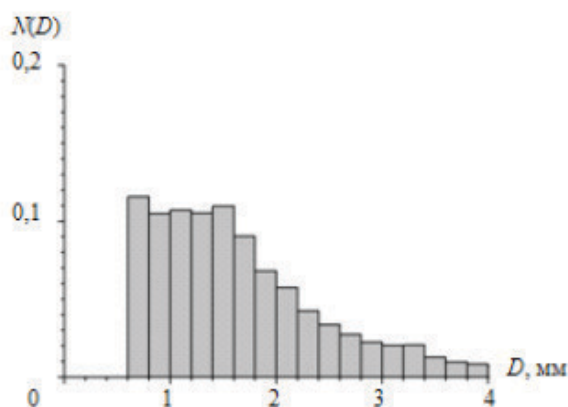
Один из результатов синхронного измерения осадков высокой интенсивности  $I$  с помощью осадкомеров ОПТИОС и RC представлен на рис. 2. Измерения проводились 15.06.2016 г. Видно, что зависимости  $I$  от времени у измерителей показывают хорошее совпадение. Отклонение значений, полученных ОПТИОС и RC в некоторые моменты может быть объяснено меньшим разрешением челночного осадкомера по количеству осадков (0,2 мм), что не позволяет с помощью RC точно измерять интенсивность осадков и определять время начала и окончания их выпадения. Результат измерения суммы осадков за выбранный временной интервал с помощью ОПТИОС составил 3,99 мм, а с помощью RC – 3,96 мм.

Рис. 2. Сравнение результатов измерения ОПТИОС и челночного осадкомера (RC).



Наибольшую опасность представляют осадки, выпадающие из кучево-дождевых облаков в виде града. Традиционно используемые измерительные средства не позволяют надежно производить определение наличия града и его характеристик.

Оптический осадкомер ОПТИОС способен регистрировать град и определять размеры градин, даже при наличии сопутствующих осадков в виде дождя. Рис. 3 представляет распределение частиц по размерам при осадках в виде дождя, сопровождавшегося градом. Данные получены 09.07.2016 г. в период 18:49÷18:52 (зарегистрировано 1267 частиц). Кривая распределения частиц имеет форму, характерную для крупных капель дождя с максимумом в области 1,5 мм, при этом она имеет пологое продолжение в область более крупных частиц и не ограничивается диапазоном размеров частиц жидких осадков. Возможности прибора по определению вида осадков представлены в работе [5].



**Рис. 3.** Измеренные с помощью ОПТИОС распределения частиц осадков при выпадении града.

Таким образом, современные системы, предназначенные для исследования окружающей среды, и в частности, для мониторинга и оперативного обнаружения опасных метеорологических явлений, должны включать в свой состав в качестве инструмента наблюдения за осадками приборы, удовлетворяющие современным требованиям к количеству и качеству предоставляемой метеорологической информации. Оптический измеритель осадков ОПТИОС полностью соответствует предъявляемым требованиям.

Работа выполнена при поддержке Гранта Президента Российской Федерации МК-179.2017.5.

#### Литература:

1. Порфирьев Б.Н. Экономика природных катастроф // Вестник РАН, 2016. – Т. 86. – № 1. – С. 3–17.
2. Пустовалов К.Н., Нагорский П.М. Основные типы вариаций электрического поля при прохождении кучево-дождевых облаков различного генезиса // Оптика атмосферы и океана, 2016. – Т. 29. – № 8. – С. 647–653.
3. Азбукин А. А., Богушевич А. Я., Кобзев А. А. и др. Автоматические метеостанции АМК-03 и их модификации // Датчики и системы, 2012. – № 3. – С. 47–52.
4. Стихийные гидрометеорологические явления на территории России в 2015 году: сайт Всероссийского научно-исследовательского института гидрометеорологической информации [Электронный ресурс] Дата обновления: 10.03.2018. URL: [http://meteo.ru/index.php?option=com\\_content&view=article&id=620:chrezvychnye-situatsii-v-rossii-2015&catid=118:chrezvychnye-situatsii-v-rossii](http://meteo.ru/index.php?option=com_content&view=article&id=620:chrezvychnye-situatsii-v-rossii-2015&catid=118:chrezvychnye-situatsii-v-rossii).
5. Кальчихин В.В., Кобзев А.А., Корольков В.А., Тихомиров А.А. Определение вида атмосферных осадков по результатам оптических измерений их микроструктурных характеристик // Оптика атмосферы и океана, 2016. – Т. 29. – № 8. – С. 654–657.

## Differential optical absorption spectroscopy system for volcanic gas measurements

Smirnov S.S., Geiko P.P.

National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia,  
Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia  
E-mail: sssmirnov@sibmail.com

An active method of differential optical absorption spectroscopy (DOAS) is an effective tool for open-path measurements of atmospheric gases and impurity. However, traditionally DOAS systems include a high pressure xenon lamp as the radiation source, that require high voltage, which makes gas analyzers are bulky and power-inefficient. Recent developments in fiber-coupling telescope technology and the availability of ultraviolet light emitting diodes have now allowed us to construct a portable, long path DOAS instru-



ment for use at remote locations and specifically for measuring degassing from active volcanic systems. First of all, we are talking about the measurement of sulphur dioxide, carbon disulphide and oxides of chlorine and bromine.

A typical DOAS instrument consists of a continuous light source, i.e. a Xe-lamp or LEDs, and an optical setup to send and receive the light through the atmosphere. LEDs represent a potentially very advantageous alternative to common thermal emitters for a variety of reasons including low cost, high durability, no risk of explosion and reduced power consumption. The spectral radiance of high power LEDs is of the same order of magnitude as that of xenon arc lamps. Also, we used power UV LEDs as radiation source. Gas analyzer can detect standard pollutants  $\text{NO}_2$ ,  $\text{SO}_2$ , and  $\text{O}_3$ , formaldehyde, aromatic species, monocyclic hydrocarbons. Figure 1 shows a schematic view of DOAS system with LED light source. Wavelength-specific ultraviolet instruments that use LEDs instead of UV lamps offer affordable, compact instrument designs that consume less power.

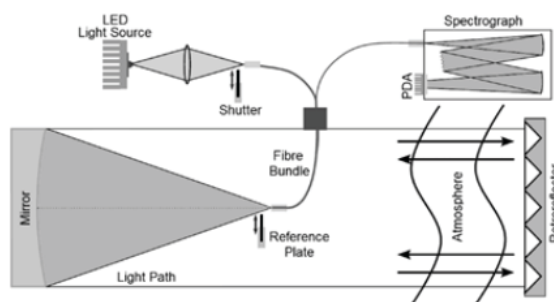


Fig. 1. Schematic diagram of the DOAS system.

Our system consisted of a spectrometer with a photodiode array, a coaxial telescope, and an analyzer. Connector end of fiber bundle is then located at the focal point of DOAS telescope. One of the branches of the fibers bundle is used to connect the radiation source with the telescope, and the other is used to receive radiation transmitted through the atmosphere, and directs it to a spectrometer. Due to

the large angular divergence of radiation of the LEDs, it was decided to use the dual collimation of the output radiation.

The minimum detectable concentration of sulfur dioxide is 0.3 ppb on the path length of 500 m. Parallel measurements of sulfur dioxide were carried out using a certified gas analyzer DOAS 1M, which showed a good correlation, the difference in readings did not exceed 10%.

Portable UV gas analyzer based on the DOAS method and LEDs as radiation sources can be successfully used for monitoring of gaseous pollutants, including volcanic emissions.

## Измеритель вулканических газов на основе метода дифференциальной оптической абсорбционной спектроскопии

Смирнов С.С., Гейко П.П.

Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия  
Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия  
E-mail: sssmirnov@sibmail.com

**А**ктивный метод дифференциальной оптической абсорбционной спектроскопии является эффективным средством для трассовых измерений атмосферных и примесных газов. Однако, в измерительных системах реализующих его, традиционно в качестве источника излучения используется ксеноновая лампа высокого давления, требующая высоковольтного питания, что делает такого рода газоанализаторы громоздкими и энергозависимыми.

Для одновременного измерения содержания малых концентраций загрязняющих газов в атмосфере в режиме реального времени широко применяется метод дифференциальной оптической абсорбционной спектроскопии (ДОАС) [1,2]. В качестве источника излучения в газоанализаторах, реализующих метод ДОАС, традиционно используется ксеноновая лампа высокого давления, требующая высоковольтного питания, что делает такого рода газоанализаторы громоздкими и энергозависимыми [3,4]. Светодиоды ультрафиолетового диапазона являются потенциально перспективными источниками излучения в газоанализаторах, так как они имеют гладкий спектр шириной 10-60 нм. Нами создан и протестирован макет портативного энергонезависимого газоанализатора для дистанционных трассовых измерений, например для измерения дегазации от вулканических выбросов. В качестве источника излучения помимо ксеноновой лампы высокого давления апробировались УФ светодиоды, излучающие в области 365 и 395 нм, с мощностью излучения 20 и 30 мВт, соответственно.

Ввиду большой угловой расходимости излучения светодиодов было решено использовать двойную коллимацию выходного излучения. Ультрафиолетовые светодиоды устанавливались в мини-колли-

матор прожекторного типа. Коллиматор, использовался в качестве предварительного коллимационного устройства. Последующая коллимация осуществлялась сферическим зеркалом диаметром 20 см.

На рис. 1. приведена принципиальная оптическая схема трассового газоанализатора.

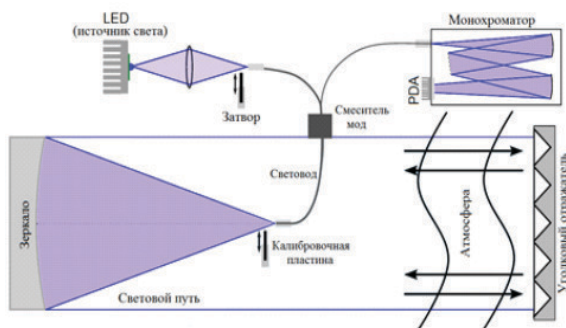


Рис. 1. Оптическая схема трассового газоанализатора.

Основными элементами газоанализатора являются ультрафиолетовый источник света (LED); коаксиальный телескоп, одновременно исполняющий роль коллиматора и приемника излучения; ретрорефлектор; световод, содержащий смеситель мод; спектрограф; фотодетектор (PDA) для регистрации спектра; компьютер и программное обеспечение для управления прибором, проведения измерений и обработки данных.

Особенностью схемы является использование телескопа, в котором совмещены передающий и приемный каналы. Дальнейшее совершенствование оптической системы заключается в добавлении оптоволоконного световода, позволяющего уменьшить габаритные параметры и вес устройства за счет отсутствия узла юстировки, который обязателен при использовании ксеноновой лампы. Оптоволоконный световод от источника излучения переплетается с оптоволоконным световодом от монохроматора – спектрографа и пропускается через смеситель мод. Смеситель мод, представляет собой контейнер, внутри которого размещены две катушки переменного диаметра, на которые петлеобразно намотано несколько витков оптоволоконного кабеля, при этом оси катушек смесителя мод ориентируются антипараллельно. Смеситель мод обеспечивает однородность и идентичность углового распределения излучения для опорного и атмосферного спектров падающих на дифракционную решетку спектрографа.

В основе метода ДООС лежит уравнение, описывающее ослабление оптического излучения, проходящего на трассе в открытой атмосфере:

$$I(\lambda) = A(\lambda) \cdot I_0(\lambda) \cdot \exp\{-L(\sum_{j=1}^J \sigma_j(\lambda)C_j + \sigma_M(\lambda)C_M + \sigma_R(\lambda)C_R)\}, \quad (1)$$

где  $A(\lambda)$  - спектральная чувствительность,  $I_0(\lambda)$  - исходная интенсивность,  $\sigma_j(\lambda)$  - сечение селективного поглощения газами,  $\sigma_M(\lambda)$ ,  $\sigma_R(\lambda)$  - сечения Ми и Рэлея, соответственно,  $C_j$  - концентрация  $j$ -го газа,  $C_M$ ,  $C_R$  - концентрации аэрозольных и молекулярных рассеивателей.

Эффективность рассеяния Рэлея и Ми изменяются плавно с длиной волны, их спектральные зависимости можно представить в виде полинома малого порядка.

Основная идея метода состоит в разделении сечения поглощения газами на высокочастотную (дифференциальную) и низкочастотную части

$$\sigma_j(\lambda) = \sigma_{j0}(\lambda) + \sigma'_j(\lambda), \quad (2)$$

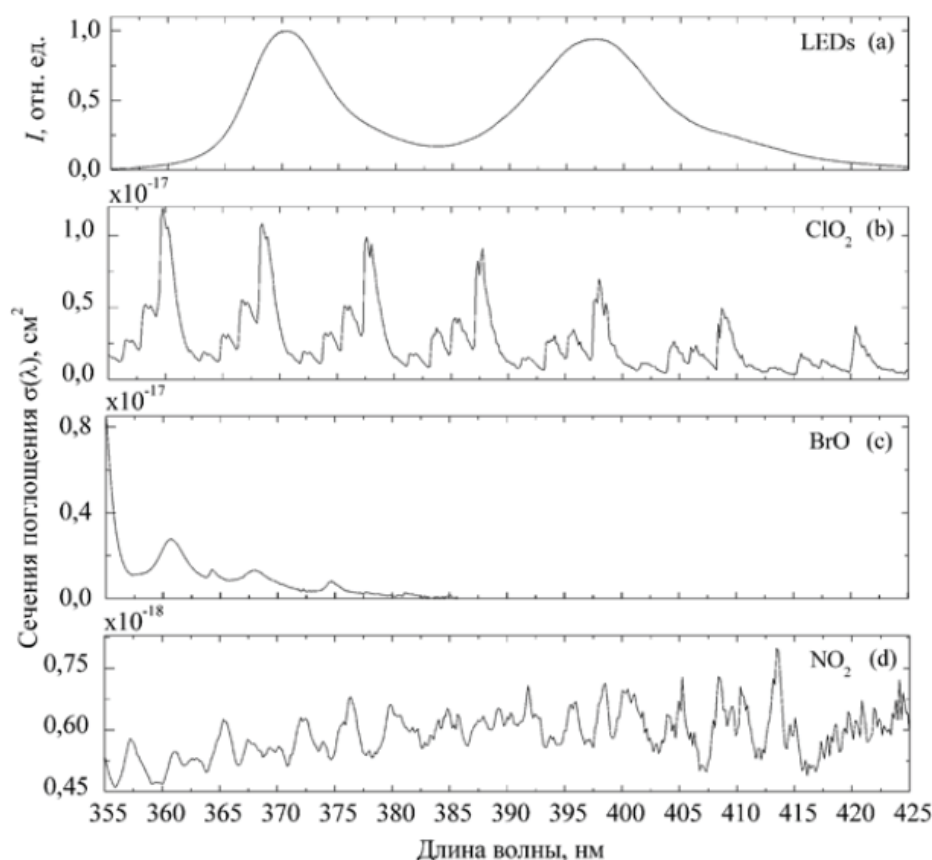
где  $\sigma_{j0}(\lambda)$ ,  $\sigma'_j(\lambda)$  - низкочастотная и высокочастотная части, соответственно. Впоследствии для извлечения информации о концентрациях газов используется только дифференциальная часть сечения поглощения [2].

Дифференциальные сечения исследуемых газов поглощения газов представлены на рисунке 2. Расчет сечений поглощения газов, попадающих в область излучения используемых диодов, проводился с использованием аппаратной функции прибора на основе спектроскопической информации базы HITRAN [<https://www.cfa.harvard.edu/hitran/>].

Видно, что интересующие нас соединения имеют выраженные спектральные особенности в области излучения используемых светодиодов и следовательно, могут быть зарегистрированы при концентрациях, превышающих некий порог, который следует определить.

Узкополосные спектральные структуры, полученные из измеренной оптической толщи, сравнивались с узкополосными структурами сечений поглощения искомым газам, взятыми из базы данных HITRAN и подвергнутыми процедуре сверки с аппаратной функцией спектрометра. Процедура подгонки состояла из комбинации нелинейного метода Левенберга–Марквардта и стандартного линейного метода наименьших квадратов. Для повышения точности подгонки проводился сдвиг зарегистрированного спектра в пределах  $\pm 0,3$  нм с шагом спектрального разрешения спектрометра, что позволило компенсировать изменения связанные с картированием длины волны – пиксель спектрометра, вызванные флуктуациями температуры окружающей среды. Оценка зарегистрированных спектров поглощения по остаточным структурам, и рассчитанная гипотетической оптической толщиной, обусловленная поглощением трех газов (монооксида брома, диоксида хлора и азота).

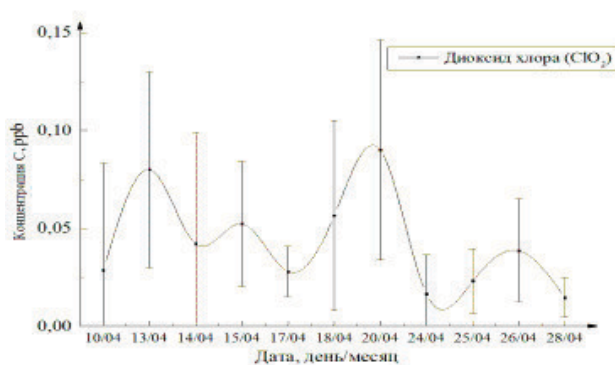
Рассчитанные значения концентраций при использовании светодиода с максимумом 371 нм, составляют: диоксид хлора  $7,7 \pm 1,5$  мкг/м<sup>3</sup> ( $3,85 \pm 0,75$  ppb); оксид брома  $23,5 \pm 2$  мкг/м<sup>3</sup> ( $36,4 \pm 3,2$  ppb); диоксид азота  $14,8 \pm 1,8$  мкг/м<sup>3</sup> ( $7,4 \pm 0,9$  ppb).



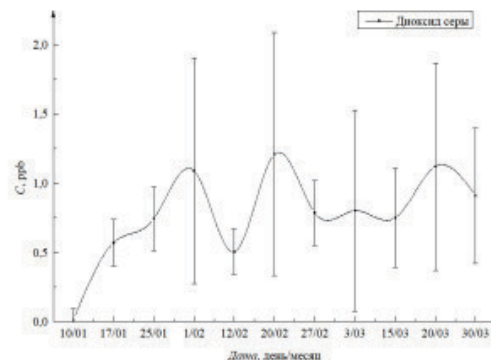
**Рис.2.** Относительное спектральное распределение интенсивностей УФ светодиодов (а) и дифференциальные сечения поглощения диоксида хлора, оксида брома и диоксида азота.

Следует отметить, что местоположение измерительной трассы характеризуется как фоновое для указанных газов. Полученные значения концентраций для диоксида азота ( $\text{NO}_2$ ) хорошо согласуются с данными полученные со станции “Фоновой” (60 км западнее Томска), где проводятся почасовые измерения диоксида азота. Мы сравнили полученные данные для монооксида брома, диоксида хлора и азота с результатами измерений газоанализатором на основе дуговой ксеноновой лампы высокого давления (Osram XBO 150 W). Оказалось, что значения концентраций неплохо согласуются между собой, но при этом ошибки измерений газоанализатором на основе ксеноновой лампы больше в среднем в 1,5 раза. Это обусловлено, прежде всего, различием спектральных характеристик источников излучения. Увеличить отношение сигнал/шум, можно использованием двух или более светодиодов с одинаковыми спектральными характеристиками объединенных в один оптический канал. Точность измерений можно повысить путем увеличения трассы за счет возрастания оптической толщи измеряемых газов.

Проведена серия измерений концентраций газов монооксида брома ( $\text{BrO}$ ), диоксида хлора ( $\text{ClO}_2$ ) и азота ( $\text{NO}_2$ ) в южной части города Томска. Протяженность трассы составила 500 м (250 м до ретрорефлектора). На рис. 3, 4 приведены примеры измерений концентраций диоксида серы и диоксида хлора. в г. Томске.



**Рис. 3.** Временной ход содержания диоксида хлора.



**Рис.4.** Временной ход содержания диоксида серы.

Отметим, что эмиссия летучих соединений из вулканической магмы связана с геохимическими процессами, происходящими на глубине. Состав выбрасываемых из вулканического жерла газов содержит информацию о магме, ее давлении и температуре.

Основными летучими соединениями, выбрасываемых из вулканического жерла являются водяной пар,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{SO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$  и галогениды водорода, оксиды хлора и брома. Наша система способна дистанционно измерять диоксида серы и оксиды хлора и брома. В работе [5] подобный газоанализатор использовался для измерения реальных вулканических выбросов вулкана Ла-Фосса в Италии.

Минимально детектируемая концентрация диоксида серы составляет 0,3 ppb на трассе длиной 500 м. Проводились параллельные измерения диоксида серы с помощью сертифицированного газоанализатора ДОАС 1М, которые показали хорошую корреляцию, различие показаний не превышало 10%. Благодаря достижениям последних лет в области создания ультрафиолетовых светодиодов и технологии оптических волокон нам удалось создать макет портативного энергонезависимого газоанализатора для дистанционных трассовых измерений, например для измерения дегазации от вулканических выбросов. Прежде всего, речь идет об измерении диоксида серы, сероуглерода и оксидов хлора и брома. Проведены параллельные измерения диоксида серы с помощью сертифицированного газоанализатора, которые показали хорошую корреляцию.

Портативный УФ газоанализатор на основе метода ДОАС и светодиодов в качестве источников излучения может с успехом использоваться в задачах мониторинга газовых загрязняющих примесей, включая вулканические выбросы.

#### **Литература:**

1. Platt U., Perner D., and Patz H. W. // *J. Geophys. Res.* – 1979. – V. 84. – No 3. – P. 6329–6335.
2. Platt U., Stutz J. *Differential optical absorption spectroscopy* – Springer–Verlag, New–York, Berlin, Heidelberg, 2008. – 593 p.
3. Смирнов С.С., Гейко П.П., Горбачевский В.В., Самохвалов И.В. // *Известия ВУЗов Физика* – 2013. – Т. 56. – No 8(3). – С. 272. – 274.
4. Смирнов С.С., Гейко П.П. // *Известия ВУЗов Физика*. – 2015. – Т. 58. – No (8/3). – С. 218–221
5. Vita F., Kern C., and Inguaggiato S. // *J. Sens. Sens. Syst.* – 2014. – v. 3. – No 1. – P. 355–367.

## Distance monitoring of seismic activity from observations in the East of Siberia

**Argunov V.V., Karimov R.R.**

Shafer Institute of Cosmophysical Research and Aeronomy SB RAS, Yakutsk, Russia  
E-mail: argunovVv@mail.ru

Features of the remote sensing of seismic disturbances in the lower ionosphere are considered according to observation data of lightning electromagnetic signals passing over the earthquake epicenter, in Yakutsk. The technique has the ability to scan a large seismically active region or even several regions directly from one point, though in some azimuths there are limitations due to insufficiently high lightning activity.

Searching for earthquake (EQ) precursors is conducted in many directions. At present many works describing the lithosphere-ionosphere relation (see Bibliography in [1]) have been presented. Many authors in their investigations used satellite data [2]. Also for the remote monitoring of the lower ionosphere disturbances caused by the impact of seismic processes, very low-frequency signals (VLF) of radio stations are used. The change of electron density profile and the height of the lower ionosphere should be manifested in variations of amplitude and phase of the signals propagating through the region over the EQ epicenters. A sufficiently many of works has shown that phase variation of low-frequency signals of transmitters observed a few days before the earthquake may be considered as precursors of EQ [3, 4]. However, it is not always possible to choose the necessary propagation path of radio signals.

We proposed to use the natural radio emission - lightning electromagnetic signals (atmospherics) as a modification of this method of monitoring of the seismic disturbances in the lower ionosphere [5]. The modified method allows to conduct the azimuthal scanning of disturbance areas from one receiving point. The effects of EQ and their precursors are manifested in the form of increase of the average amplitude of atmospherics. Receiving of the signals of atmospherics is carried out at Yakutsk ( $\varphi = 62.02\text{ N}$ ,  $\lambda = 129.71\text{ E}$ ) by one-point lightning location system, the characteristics of which are adjusted in relation to the registration of distant atmospherics.

The proposed technique allows remote monitoring of seismic disturbances in the lower ionosphere above the seismically active regions and can be used to search for earthquake precursors in combination with other methods.



**References:**

1. Gokhberg M.V., Morgunov V. A., Gerasimovich E.A., Matveyev I.V. *On-line electromagnetic earthquake precursors*. - Moscow: The Science, 1985. - P.116. (in Russian)
2. 2. Bondur V. G., Smirnov V.M. *Metod of monitoring of seismodangerous territories on the ionospheric variations registered by satellite navigational systems//Reports of Academy of Sciences, 2005.-V. 402.- № 5. -P.675-679. (in Russian).*
3. 3. Molchanov O.A., Hayakawa M. *Subionospheric VLF signal disturbances possibly related to earthquakes//J. Geophys. Res. - V. 103. - P. 17489-17504. 1998.*
4. 4. Gokhberg M. B., I. L., Rozhnoi A. A., V. F., V. S., Ponomarev E. A. *Study of seismic influence on the ionosphere by superlong wave probing of the Earth-ionosphere waveguide//Phys. Earth Planet. Inter. - 1989. V. 57. - P. 64-67.*
5. 5. Mullayarov V.A., Karimov R.R., Kozlov V.I. *Variations in thunderstorm VLF emissions propagating over the epicenters of earthquakes // Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. 2007. V. 69/13. P. 15131523. DOI: 10.1016/j.jastp.2007.06.001.*

## Дистанционный мониторинг сейсмической активности по наблюдениям на Востоке Сибири

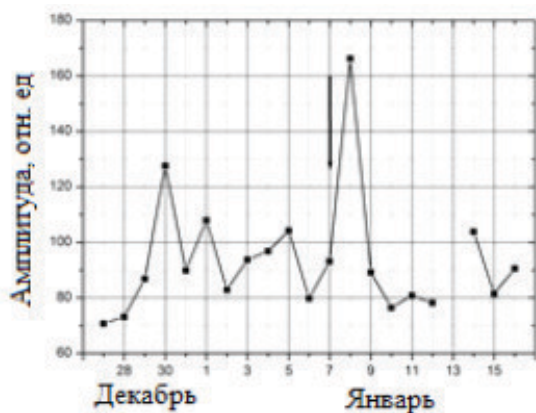
Аргунов В.В., Каримов Р.Р.

Институт космических исследований и аэронавтики СО РАН, Якутск, Россия  
E-mail: argunovVv@mail.ru

Поиск предвестников землетрясений ведется по многим направлениям. На сегодняшний день представлено немало работ, описывающих литосферно-ионосферную связь (см. список литературы в [1]). Многие в своих исследованиях используют спутниковые данные [2]. Также для дистанционного мониторинга за возмущениями нижней ионосферы, обусловленных воздействием сейсмических процессов, используют сигналы низкочастотных (СДВ) радиостанций. Изменение профиля электронной концентрации и высоты нижней ионосферы должно проявляться в вариациях амплитуды и фазы сигналов, распространяющихся через области над эпицентрами землетрясений. В достаточно большом количестве работ показано, что вариации фазы сигналов низкочастотных радиопередатчиков, наблюдаемых за несколько дней до землетрясений, могут быть использованы в качестве предвестников литосферных возмущений [3, 4]. Преимущество использования данных сигналов заключается в том, что сигналы СДВ радиостанций контролируются, это позволяет рассчитывать амплитудно-фазовые вариации и по ним восстанавливать параметры возмущений в нижней ионосфере. Однако не всегда удается подобрать нужную радиотрассу распространения сигналов.

Нами в качестве модификации метода предлагается мониторинг сейсмических возмущений в нижней ионосфере по естественным радиоизлучениям - по электромагнитным сигналам грозовых разрядов (атмосферикам) [5]. Метод позволяет вести азимутальное сканирование областей возмущений из одного приемного пункта.

Прием сигналов атмосфериков осуществляется в г. Якутске ( $\varphi = 62.02$  N,  $\lambda = 129.71$  E) с помощью однопунктового грозопеленгатора-дальномера, характеристики которого корректируются применительно к регистрации дальних атмосфериков. Прием осуществляется на три антенны: электрическую (штырь) и две ортогональные магнитные антенны (рамки с эффективной площадью  $180 \text{ м}^2$ ). Основной анализируемый параметр - это средняя за час амплитуда атмосфериков, принимаемых в Якутске с определенных направлений. Методика определения средней амплитуды заключалась в следующем.



Как известно, изменений в амплитуде сигналов следует ожидать, если область возмущений на трассе их распространения будет располагаться в эллипсоидах первых зон Френеля. Поэтому для анализа отбираются те атмосферерики, трассы которых находятся в пределах указанных зон, центрированных по азимуту на эпицентр землетрясения. Рассчитывается средняя амплитуда для ат-

Рис. 1. Вариации грозовых сигналов, проходящих над эпицентром землетрясения в Индонезии.

мосфериков, чьи источники сигналов - грозовые разряды, располагаются за эпицентром. При этом источники приводятся к одному расстоянию (расстояние до эпицентра), принимая в первом приближении обратно-пропорциональную зависимость амплитуды от расстояния.

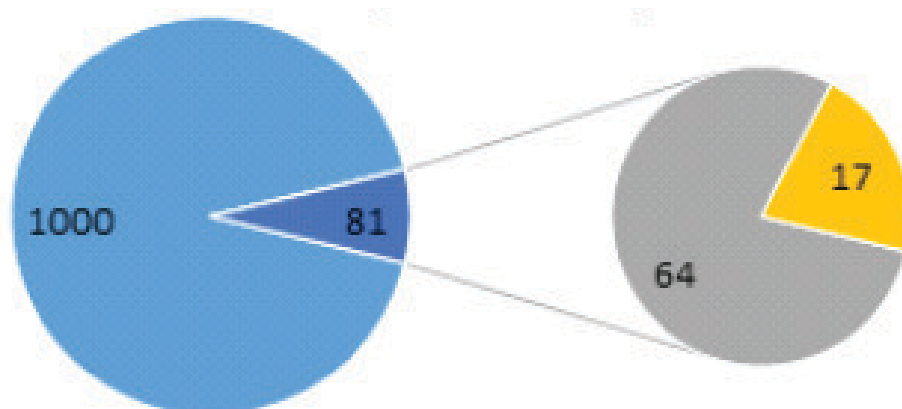
В качестве примера, на рис. 1 представлены вариации амплитуды грозовых сигналов в период землетрясения в Индонезии (1.788° N; 127.318° E), 07.01.09. Магнитуда составляла 5, а глубина эпицентра 36 км.

Как видно из рис. 1 на следующий день после литосферного возмущения мы наблюдаем однодневное повышение амплитуды, которое относим к эффекту землетрясения. А вариации амплитуды 30 декабря относим к его предвестнику.

При изучении эффектов и предвестников землетрясений возникает вопрос о степени вероятности их наблюдения. Применительно к нашим исследованиям, это количество литосферных возмущений, проявившихся в сигналах грозовых разрядов. Если рассматривать сейсмоактивные области, то в них регистрируются тысячи событий в течение месяца (число событий зависит от минимальных пороговых значений магнитуд землетрясений, принимаемых во внимание). Однако, проявление землетрясений в других явлениях и процессах естественно ожидать в случае относительно сильных сейсмических событий, что подтверждается исследованиями. При этом наличие порога более критично при изучении возможных предвестников землетрясений.

Так как проявление землетрясений в сигналах атмосфериков опосредованное – через сейсмические эффекты в ионосфере, то в первую очередь необходимо принять во внимание факт, что параметры нижней ионосферы подвержены вариациям, связанными с различными гео-гелиофизическими процессами. Геомагнитные возмущения, солнечные вспышки, высыпание частиц (в высоких широтах), оказывают влияние на параметры ионосферы и, тем самым, изменяют условия распространения ОНЧ электромагнитных сигналов в волноводе Земля-ионосфера. Поэтому исследование вариаций параметров сигналов атмосфериков, обусловленных землетрясениями, следует, вообще говоря, проводить при отсутствии геомагнитных и других возмущений в ионосфере на трассах распространения сигналов. Реально это сводится к тому, что в эксперименте при исследовании эффектов землетрясений следует рассматривать события, когда за 3-5 дней до события и 3-5 дней после него должны были отсутствовать указанные возмущения в ионосфере на трассе распространения сигнала над эпицентром землетрясения. При изучении возможных предвестников землетрясений интервал перед событиями без ионосферных возмущений должен быть более длительным – до 12-15 дней. Учитывая, что представленная в данной диссертационной работе методика дистанционного мониторинга сейсмических эффектов в нижней ионосфере определяется также наличием достаточно высокой грозовой активности в областях на трассах за эпицентрами землетрясений, то очевидно, что при значительном числе землетрясений количество рассматриваемых событий оказывается не таким уж большим.

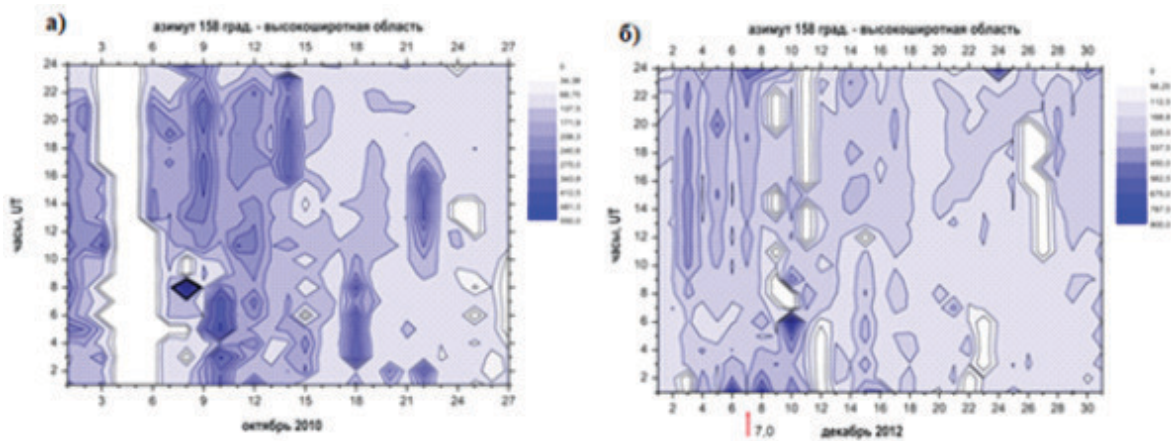
Для общей оценки степени вероятности наблюдения сейсмозффектов в сигналах атмосфериков выберем события на Японских островах и их окрестностях в 2010-2014 годах. Как отмечено, наиболее вероятное (и наибольшее) воздействие на ионосферу следует ожидать от сильных литосферных возмущений (из экспериментальных исследований - с магнитудами более 5). Соответственно, более надежно выделяемые сейсмозффекты в сигналах атмосфериков также должны быть связаны с такими литосферными возмущениями. Например, в указанном районе в 2014 году произошло порядка 1000 землетрясений с различными магнитудами и глубинами очагов, из которых только 81 событие имело магнитуду 5 и более. Причем, 17 возмущений из них были глубокофокусными (глубины более 70 км), которые в соответствии с результатами работы [6, 7], имеют, возможно, другой характер влияния на ионосферу в отличие от мелкофокусных землетрясений. Далее для оставшихся 64 мелкофокусных землетрясений (с магнитудами более 5) учтем геомагнитную обстановку и требуемый интервал для анализа данных. В итоге получаем, что для детального анализа сейсмозффектов за данный год остается всего 17 землетрясений, т.е. 1,7% от их общего числа (рис. 2).



**Рис. 2.** Количество регистрируемых эффектов и предвестников землетрясений от общего количества землетрясений в рассматриваемый год.

Более детальную оценку вероятности возможных проявлений землетрясений (собственно эффектов землетрясений) с магнитудой более 4 в ОНЧ грозовых сигналах рассмотрим на основе имеющихся данных за 2010-2012 гг. В соответствии с инструментальными возможностями выбирались "зимние" сезоны: октябрь-март. Сразу отметим, что высокоширотная область Японских островов характеризуется существенно большей сейсмической активностью по сравнению с низкоширотной. В этой связи весь азимутальный сектор на Японские острова был разделен на две части. С точки зрения статистики больший интерес представляет высокоширотная область, однако, с другой стороны, высокая частота следования землетрясений в высокоширотной области, особенно в периоды афтершоков, должна существенно затруднять возможность выделения "чистых" эффектов землетрясений в данном секторе направлений приема сигналов. В этой связи сразу следует отметить, что в рассматриваемом интервале из-за большой частоты и длительности афтершоков выпадает из рассмотрения 2011 год (начиная с момента сильного, катастрофического землетрясения 11.03.2011 г. с магнитудой 9) и практически вся первая половина 2012 года.

На рис. 3 в качестве примера приведены вариации среднечасовой амплитуды атмосфериков, принимаемых с высокоширотного сектора на Японию, для двух зимних месяцев (октябрь 2010 г. и декабрь 2012 г.). Амплитуда выражена в градациях степени синего цвета, белые участки соответствуют временным интервалам, когда отсутствовали данные по техническим причинам. К возможным эффектам землетрясений здесь относятся усиления амплитуды в течение нескольких часов (на рисунке - вертикальные модулированные полосы) или в виде часового, но, как правило, более интенсивного усиления (на рис. 2 (а) пиковое усиление 08.10.2010 г. в 08 UT).



**Рис. 3.** Вариации среднечасовой амплитуды атмосфериков, принимаемых с высокоширотного сектора на Японию, для двух зимних месяцев (октябрь 2010 г. (а) и декабрь 2012 г. (б)).

В октябре 2010 г. имеем 5 очевидных (по величине и длительности) усиления амплитуды и одно более слабо выраженное усиление (12.10.2010 г.), а также упомянутое значительное (почти в 4 раза выше фонового уровня) одночасовое возрастание амплитуды 08.10.2010 г. В октябре 2010 г. было два заметных геомагнитных возмущения (Кр-индекс достигал 5) – 10 октября и 22-23 октября. Поэтому возрастания амплитуды атмосфериков 10.10.2010 г. и 22.10.2010 г. могли быть обусловлены возмущениями в нижней ионосфере, вызванными геомагнитными возмущениями. Однако, надо обратить внимание, что усиление амплитуды атмосфериков 10.10.2010 г. фактически является продолжением усиления амплитуды, начавшегося 09.10.2010 с 11 часов, а усиление 22.10.2010 г. было относительно скоротечным, хотя геомагнитное возмущение длилось 2 (и более) суток. Сильное возрастание амплитуды атмосфериков 08.10.2010 г. в 08 UT можно связать с землетрясением 08.10.2010 г. с магнитудой  $M = 5.4$  в 06:54 UT.

Таким образом, оценка показывает, что требование «чистоты» анализа сейсмических эффектов в сигналах атмосфериков существенно снижает статистику рассматриваемых событий (максимум - до 25-30%). Что же касается возможных предвестников землетрясений, то ситуация еще более усугубляется (менее 10%). Требуется дополнительные методики, в качестве которых следует отметить ограниченное использование сигналов СДВ радиостанций в дополнение к сигналам атмосфериков, а также азимутального сканирования ионосферных областей возмущения сигналами грозовых разрядов, позволяющее более уверенно выделять возмущенную область в нижней ионосфере (в том числе и в случае наличия вариаций геомагнитного поля).

*Работа выполнена при частичной финансовой поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации бюджетной темы П.16.2.1. (номер госрегистрации № АААА-А17-117021450059-3), а также при поддержке Гранта Главы Республики Саха (Якутия) для молодых ученых, специалистов и студентов на 2018 год (Договор № 5-18)*



**Литература:**

1. Gokhberg M.V., Morgunov V. A., Gerasimovich E.A., Matveyev I.V. *On-line electromagnetic earthquake precursors*. - Moscow: The Science, 1985. – P.116. (in Russian)
2. Bondur V. G, Smirnov V.M. *Metod of monitoring of seismodangerous territories on the ionospheric variations registered by satellite navigational systems//Reports of Academy of Sciences, 2005.-V. 402.- № 5. -P.675-679. (in Russian).*
3. Molchanov O.A., Hayakawa M. *Subionospheric VLF signal disturbances possibly related to earthquakes//J. Geophys. Res. - V. 103. - P. 17489-17504. 1998.*
4. Gokhberg M. B., I. L., Rozhnoi A. A., V. F., V. S., Ponomarev E. A. *Study of seismic influence on the ionosphere by superlong wave probing of the Earth-ionosphere waveguide//Phys. Earth Planet. Inter. - 1989. V. 57. - P. 64-67.*
5. Mullayarov V.A., Karimov R.R., Kozlov V.I. *Variations in thunderstorm VLF emissions propagating over the epicenters of earthquakes // Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. 2007. V. 69/13. P. 15131523. DOI: 10.1016/j.jastp.2007.06.001.*
6. Argunov, V.V. *Variations of the amplitude of lightning electromagnetic signals passing over epicenters of deep-focus earthquakes / V.V. Argunov, V.A. Mullayarov // Proceeding of SPIE, 21st International Symposium Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics. – 2015. – V. 9680. – P. 96805J. - doi: 10.1117/12.2204877.*
7. Mullayarov, V.A. *Variations of VLF radio signals and atmospheric during the deep earthquake with M=8.2 occurred on 24 May 2013 near Kamchatka peninsula / V.A. Mullayarov, V.V. Argunov, G.I. Druzhin, L.M., Abzaletdinova, A.N. Melnikov // Natural Science. – 2014. – Vol. 6, N 3. – P. 144-149.*

## Tool of investigation of natural radio noise of VLF range in Yakutsk

**Kozlov V.I., Karimov R.R., Korsakov A.A., Tarabukina L.D., Duyukova N.S.**

677980 Shafer Institute of Cosmophysical Research and Aeronomy SB RAS, Yakutsk, Russia

E-mail: vkozlov@ikfia.ysn.ru

In radio noise can be identified impulse (spheric) and fluctuation (superimposed radio impulses) components of radio noise. A parallel spectrometer for VLF radio noise was installed in 1972 on the radiofrequency polygon of the SHICRA SB RAS located 30 km from Yakutsk ( $\varphi = 62^\circ \text{ N}$ ,  $\lambda = 129.72^\circ \text{ E}$ ) and is intended for recording ionospheric-magnetospheric radiations. Bursts of magnetospheric generation are most often recorded in channels 2.2 - 5.6 kHz. [1]. In the absence of bursts, the main contribution is made by thunderous radio noise. During summer close thunderstorms, the magnitude of the fluctuation component reaches 1 mV / m. A one-point lightning discharge recorder is also installed at the site, which consists of a whip ( $h = 10 \text{ m}$ ) and two crossed loop antennas, a preamplifier, 400 m of a communication line with a transformer junction, a terminal amplifier, an E440 ADC, and a computer with a special program [2]. The same direction finder with the help of a change in gain and a special program can work as a narrow-sector direction finder for fluctuating radio noise [3].

To investigate the variations in the function of the propagation of VLF signals, narrowband radio noise, and their dependence on space weather parameters, a VLF signal recorder is used that has been operating continuously in Yakutsk since 2009. To extract signals from radio stations (Alfa RNS) from registered sales on this recorder Lattice Fourier transform functions were used. The time synchronization of the radio signal recorder of the radio stations of the airborne range is carried out using a GPS-clock (Thunderbolt) [4]. The coefficient for the transition to the field parameters is determined by the calibration performed with the dipole active certified P6-51 antenna.

For the location of lightning discharges since 2009, the data of the World Wide Lightning Location Network (wwlln.net) [5], one of the points of which is installed in Yakutsk. For registration of lightning discharges on the territory within a radius of 400 km around Yakutsk since 2006, one-point lightning guides "LD-250" and "Storm Tracker" (installed 50 km from Yakutsk at the SHICRA SB RAS polygon), recording the coordinates of the discharge and its type [6].

**References:**

1. Murzaeva N.N., Mullayarov V.A., Kozlov V.I., Karimov R.R. *Morfologicheskie kharakteristiki sred-neshirotnogo regul'yarnogo shumovogo fona estestvennogo nizkochastotnogo izlucheniya // Geomagnetizm i aeronomiya. 2001. T. 41. N 1. C. 76-83. (in Russian).*



2. Solov'ev V.S., Kozlov V.I., Mullayarov V.A. "Distantsionnyi monitoring lesnykh pozharov i groz v Yakutii". Yakutsk: Izd-vo YaNTs SO RAN. 2009. 108 s. (in Russian).
3. Kozlov V.I., Mullayarov V.A., Vasil'ev A.E. Uzkosekturnaya pelengatsiya istochnikov shumovogo ONCh izlucheniya // Izvestiya vuzov. Radiofizika. 2000. T.43. №11. S. 954-957. (in Russian).
4. Kozlov V. I. Karimov R.R., Mullayarov V.A. Ispol'zovanie GPS dlya sinkhronizatsii registratsii ONCh-signalov //Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa. – 2008. – T. 5. – №. 1. – S. 132-137. (in Russian).
5. Tarabukina L.D. Kozlov V.I., Karimov R.R., Mullayarov V.A. Prostranstvennoe raspredelenie grozovykh razryadov v Severnoi Azii // Meteorologiya i gidrologiya. – 2017. - № 2. - S. 20-29. (in Russian).
6. Kozlov V. I., Mullayarov V. A., Shabaganova S. N. Characteristics of thunderstorm cores from observations in Yakutia //Russian Physics Journal. – 2013. – T. 56. – №. 4. – С. 398-404.

## Инструментарий исследования естественных радиозумов ОНЧ диапазона в Якутске

Козлов В.И., Каримов Р.Р., Корсаков А.А., Тарабукина Л.Д., Дуюкова Н.С.

Институт космических исследований и аэронавтики СО РАН, Якутск, Россия  
E-mail: vkozlov@ikfia.ysn.ru

Основным природным источником очень низкочастотного излучения (ОНЧ: 3 – 30 кГц) являются грозовые разряды, порождающие радиоимпульсы – атмосферерики и всплески ОНЧ-излучения магнитосферного происхождения. Атмосферерики распространяются на большие расстояния с малым затуханием. Можно выделить импульсную (атмосферерики) и флуктуационную (перекрывающиеся радиоимпульсы) составляющие радиозумов [1].

Параллельный спектроанализатор ОНЧ радиозумов установлен в 1972 г на радиополигоне ИК-ФИА СО РАН, расположенном в 30 км от г. Якутска ( $\varphi = 62^\circ \text{N}$ ;  $\lambda = 129,72^\circ \text{E}$ ). Он имеет высокую чувствительность и широкий динамический диапазон 60 дБ по амплитуде на 9 перекрывающихся частотных полосах от 0,47 кГц до 8,7 кГц с. Рамочная антенна имеет диаметр 5,7 м, 30 витков, с эффективной площадью 770 м<sup>2</sup>, сопротивление ~ 20 Ом, индуктивность ~ 20 мГн, собственную емкость ~ 1000 пФ, ориентирована в направлении восток-запад (рисунок 1), поскольку на севере расположен основной источник помех г. Якутск. Регистратор предназначался для регистрации излучений ионосферно-магнитосферного происхождения, приходящих с направлений близких к зениту. Всплески магнитосферного происхождения регистрируются наиболее часто в каналах 2,2 - 5,6 кГц. [2].

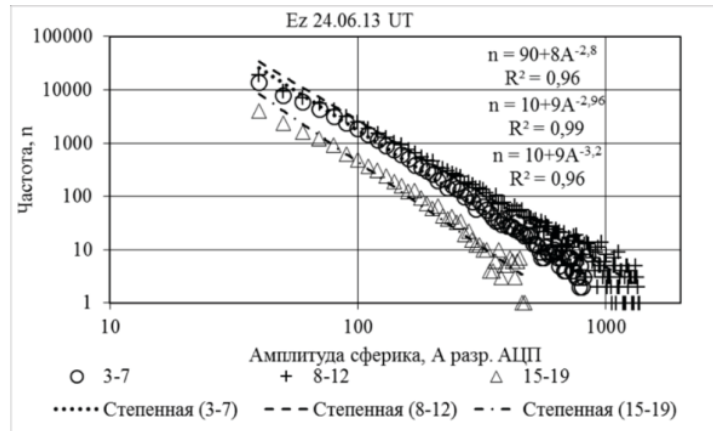
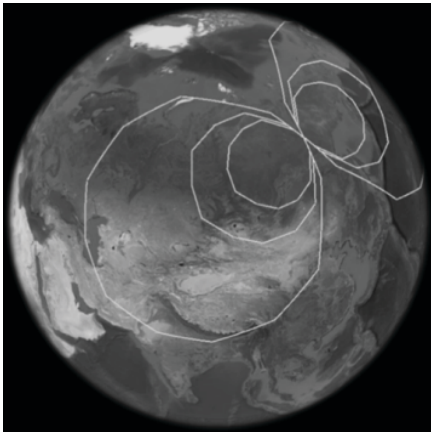


Рис. 1. Вид антенн, установленных на полигоне ИКФИА и на крыше учебного корпуса факультетов естественных наук ФТИ СВФУ.

Превысившие порог сигналы атмосферерики поступают на отдельные счетчики. Порог регистрации выбирался таким образом, чтобы средняя плотность потока атмосферерики в суточном дневном максимуме на пороге 1В превышала 1 сек<sup>-1</sup>. Общий коэффициент усиления сигналов в каналах счетчиков со-

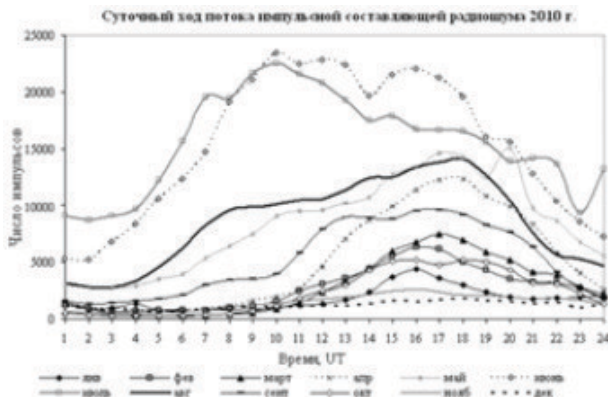
ставляет 5000, поэтому каналу с порогом 1 В на входе счетчика соответствует 192,5 мкВ на выходе антенны. С учетом действующей высоты ( $h_d = 0,11$  м), пороговый уровень поля, принимаемого антенной  $\sim 1,75$  мВ/м, что дает возможность регистрации импульсов на дальности до  $\sim 6000$  км. Стандартное отклонение шумовой составляющей атмосферных помех в полосе частот 2 – 9 кГц, измеренное в Канаде в 1950-х годах лежит в пределах 0,03...2 мВ/м [3]. Наши измерения показывают, что во время летних ближних гроз величина флуктуационной составляющей достигает 1 мВ/м. Таким образом, выставленный порог превышает верхнюю оценку шумовой составляющей. Площадь сбора атмосферников с тремя порогами представлена на рисунке 2 (левая панель).

На правой панели этого рисунка представлено амплитудное распределение атмосферников, которое выражается в виде степенного закона, показатель которого увеличивается от июня к августу. Для исследования амплитудных распределений атмосферников использован однопунктовый регистратор грозовых разрядов, расположенный на полигоне ИКФИА, который состоит из штыревой ( $h=10$  м) и двух скрещенных рамочных антенн, предварительного усилителя, 400 м линии связи с трансформаторной развязкой, оконечного усилителя, АЦП E440 и компьютера со специальной программой [4]. Общее усиление тракта 100 в полосе 0,3-100 кГц обеспечивают регистрацию атмосферников, а специальная программа определяет для них направления прихода и дальности.



**Рис. 2.** Площадь сбора атмосферников для трех порогов 2мВ/м, 4мВ/м и 6мВ/м и амплитудное интегральное распределение зарегистрированных атмосферников в июне.

На рис.2. представлена суточная вариация числа импульсов в зависимости от сезона. В суточном ходе импульсов выделяются три характерных периода: 8-12 UT – максимум вклада местной грозовой активности летом и северной Индии, и Китая зимой; 15-19 UT – ночной максимум из-за уменьшения затухания при распространении; 3-7 UT – минимум, наблюдаемый во все сезоны, обусловленные минимальной активностью грозовых очагов всего региона Азии и максимальным затуханием при распространении.



**Рис. 3.** Суточная вариация числа импульсов в зависимости от сезона.

Суточная вариация атмосферников, кроме летних месяцев, имеет вид полуволны с максимумом в 15-19 ч (UT). В летние месяцы суточная вариация имеет дополнительный максимум в 9 UT. Вариация для суточного максимума в  $\sim 17$  ч (UT) между летними и зимними месяцами составляет 230%, а в  $\sim 9$  ч (UT) – 2600%, что определяется вкладом местной грозовой активности.

Указанные грозовые очаги в выделенные интервалы времени определены в результате работы в окрестностях г. Якутска узкосекторного грозопеленгатора [5].

Для исследования вариаций функции распространения ОНЧ сигналов, узкополосных радиозумов, их зависимости от параметров космической погоды, используется регистратор узкополосных ОНЧ сигналов, работающий непрерывно в г. Якутске с 2009 г. Для выделения сигналов радиостанций, соответствующих трем частотам Российской радионавигационной системы (РНС «Альфа»), из зарегистрированных реализаций на этом регистраторе использовались решетчатые функции преобразования Фурье. Длительность «окна» выборки для каждой частоты подбиралось так, чтобы укладывалось целое число

периодов. Поэтому предварительно формировался табличный массив значений тригонометрических функций для преобразования Фурье. Этот массив использовался во время работы, что существенно ускоряет процесс расчета. В сформированном «окне» вычислялись амплитуда и фаза для трех частот, а затем полученные значения усреднялись в каждой записи отдельно для каждой частоты. Использовалось прямоугольное окно, размер которого был равен 20 периодам для 14,880 кГц, 17 периодам для 12,649 кГц и 16 периодам для 11,904 кГц. Указанное количество периодов соответствует кратности частот исследуемых сигналов радиостанций, что позволяет избавиться от наложения сигналов радиостанций разной частоты друг на друга при использовании преобразования Фурье. Временная синхронизация регистратора сигналов радиостанций СДВ диапазона осуществляется с помощью GPS-часов (Thunderbolt). Данная методика используется в ИКФИА с 2006 г. [6]. В регистраторе используется электрическая антенна типа «штырь». Высота штыря  $h=4$  м. Действующая высота  $h_d=h/2=2$  м. Емкость антенны  $C_a=220$  пФ. Вид антенны, установленной на крыше учебного корпуса ФТИ СВФУ представлен на рис. 1 (правая панель).

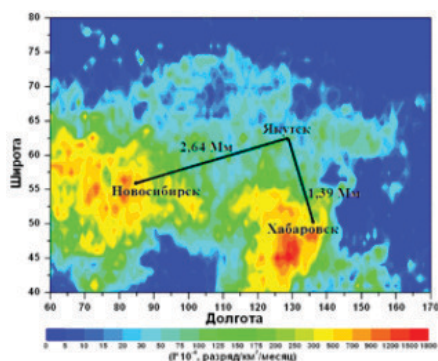
От импульсной составляющей избавляемся, вычисляя при каждом этапе усреднения медианное значение и используя переход к единицам измерения в дБ, учитывая логарифмически-нормальный закон распределения уровней радишумов. На первом этапе проводится медианное усреднение на одной посылке пакета (0,4 сек.), а на втором этапе проводится медианное усреднение на интервале 3 минут. Это соответствует идеологии методики «минимального детектора» [7].

Необходимая поправка для перехода к параметрам поля определяется проведенной калибровкой с помощью дипольной активной сертифицированной антенна П6-51 [8].

Из исследования распределения узкополосных сигналов радишумов, принимаемых зимой в Якутске на частоте 14,88 кГц получено, что значения таких средних параметров как среднее арифметическое, медианное и модальное значения практически совпадают друг с другом. Распределение радишумов выражается степенным законом, показатель которого меняется от дня к ночи с -2 до -2,5. Эти значения показателя степенного закона амплитудного распределения приблизительно соответствуют подобным значениям, полученным нами для широкополосных радишумов этого же ОНЧ диапазона. Анализ параметров амплитудного распределения величины узкополосных сигналов навигационных радиостанций ОНЧ диапазона показывает, что среднее арифметическое, медианное и модальное значения практически совпадают, достигая максимального значения в зимнее время ночью меняясь в течении суток примерно в 5 раз. А летом величина принимаемого сигнала мало меняется в течение суток и составляет 75% от ночного зимнего. Распределение значительно более узкое, чем нормальное, что выражается большими значениями эксцесса с небольшой асимметрией в сторону больших значений. Распределение для радиостанций на больших значениях имеет показатель степенного закона около 20, а на малых показатель примерно соответствует значению для естественных радишумов.

На рис. 4. представлена усредненная плотность грозовых разрядов в летний период 2009 – 2016 гг. по данным Мировой сети локализации молний [9], один из пунктов которой установлен в Якутске в ФТИ СВФУ. Здесь же показаны трассы распространения сигналов двух навигационных радиостанций до Якутска.

Для регистрации грозовых разрядов на территории в радиусе 400 км вокруг г. Якутска с 2009 г используются также однопунктовые грозопеленгаторы «Storm Tracker» и «LD-250» (установлен в 50 км от Якутска на полигоне ИКФИА). «Storm Tracker» позволяет не только регистрировать координаты молниевых разряда, но и разделять разряды по типам [10].



**Рис. 4.** Трассы распространения сигналов двух навигационных радиостанций до Якутска и усредненная плотность грозовых разрядов в летний период 2009 – 2016 гг.

*Работа выполнена при частичной финансовой поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации бюджетной темы П.16.2.1. (номер госрегистрации № АААА-А17-117021450059-3), Программы комплексных научных исследований в Республике Саха (Якутия) и РФФИ № 18-35-00215 мол.а.*

#### Литература:

1. Александров М.С. Исследование атмосферных радиопомех ОНЧ- и НЧ-диапазонов и их источников. // Успехи современной радиоэлектроники. – 1998. – № 10. – С. 3-
2. Мурзаева Н.Н., Муллаяров В.А., Козлов В.И., Каримов Р.Р. Морфологические характеристики среднеширотного регулярного шумового фона естественного низкочастотного излучения // Геомагнетизм и аэронавигация. 2001. Т. 41. № 1. С. 76-83.



3. McKerrow C.A. *Some Measurements of Atmospheric Noise at Low and Very Low Frequencies in Canada* // *JGRes.* 1960, Vol. 65, No. 7, pp. 1901-1926.
4. Соловьев В.С., Козлов В.И., Муллярков В.А. "Дистанционный мониторинг лесных пожаров и гроз в Якутии". Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН. 2009. 108 с.
5. Козлов В.И., Муллярков В.А., Васильев А.Е. Узкосекторная пеленгация источников шумового ОНЧ излучения // *Известия вузов. Радиофизика.* 2000. Т.43. №11. С. 954-957.
6. Козлов В. И. Каримов Р.Р., Муллярков В.А. Использование GPS для синхронизации регистрации ОНЧ-сигналов // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса.* – 2008. – Т. 5. – №. 1. – С. 132-137
7. Каримов Р.Р., Козлов В.И., Корсаков А.А., Муллярков В.А., Мельчинов В.П. Вариации параметров сигналов радионавигационных станций, регистрируемых в Якутске в диапазоне очень низких частот // *Современные проблемы дистанционного зондирования земли из космоса,* 2012. Т. 9. №4. С. 57-62
8. Сутакова Я.Г. Козлов В.И. Калибровка сигналов ОНЧ радиостанций с помощью дипольной активной антенны Пб-51 // *В сб.: Современные методы и материалы радиофизики. Центр научного сотрудничества «Интерактив плюс».* 2016. С. 17-19.
9. Тарабукина Л.Д. Козлов В.И., Каримов Р.Р., Муллярков В.А. Пространственное распределение грозных разрядов в Северной Азии // *Метеорология и гидрология.* – 2017. - № 2. - С. 20-29.
10. Kozlov V. I., Mullayarov V. A., Shabaganova S. N. *Characteristics of thunderstorm cores from observations in Yakutia* // *Russian Physics Journal.* – 2013. – Т. 56. – №. 4. – С. 398-404.

## The modern agrometeorological complex KAMK

<sup>1</sup>Korolkov V.A., <sup>1</sup>Tikhomirov A.A., <sup>1</sup>Telminov A.E., <sup>1</sup>Pustovalov K.P., <sup>2</sup>Azbekin A.A.

<sup>1</sup> Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems of SB RAS, Tomsk, Russia

<sup>2</sup> LTD "Sibanalitpribor", Tomsk, Russia

E-mail: kor@imces.ru, tikhomirov@imces.ru, talexy@imces.com, const.pv@yandex.ru, lep@imces.ru

The description of the developed agrometeorological complex KAMK is presented. KAMK is designed for meteorological support of agricultural activities and produces a measurement of the primary meteorological parameters on the controlled area: wind speed and direction; temperature, relative humidity and atmospheric pressure at levels of 2 and 10 m; temperature and soil moisture to a depth of 100 cm; type, amount and intensity of precipitation; photosynthetically active radiation (PAR), as well as: profiles of air temperature, relative air humidity and pressure in the atmospheric boundary layer at arbitrary points above the monitored area at altitudes from 2 to 500 m.

The KAMK includes a two-level (2 and 10 m) ultrasonic weather station and a single-level (2 m) weather station that measure the main meteorological values in the surface layer of the atmosphere. An electronic meteorological station, located on a UAV of the hexakopter type, provides measurement of vertical meteorological profiles, as well as measurement of the height of the snow cover in the fields using a video camera set at the UAV.

The information from the meteorological sensors is fed to the appropriate data acquisition controllers and then transmitted via the Internet to the data collection, acquisition and processing system (DAPS).

Based on the primary DAPS provides secondary meteorological information. It includes: a) the values of the vertical gradient of wind speed, air temperature and relative humidity in the surface layer of the atmosphere from 0 to 30 m; b) information as far as the depth of soil freezing and the depth of propagation of biological minima and maximum temperatures of seed germination of various crops, c) information as far as the onset of dangerous agrometeorological phenomena such as a flurry, strong wind, dry weather, atmospheric and general drought, thaw and frost. In addition to the received mandatory and recommended agrometeorological information, KAMK provides the current forecast (nowcasting) with a lead time of up to 4-6 hours, based on the adapted known and new methods, the possibility of a thaw and frost.

A significant difference between the developed combined meteorological complex from MK-30 Agro and CAAS-AFI is the presence in KAMK, in addition to permanently installed AMC, of meteorological sensors placed on UAV, which provides measurement of vertical and horizontal profiles of main meteorological values over a large spatial area. In addition, there is visual control over the condition of agricultural areas and agricultural crops grown on it, as well as measurement of snow level in the fields in winter.



# Современный агрометеорологический комплекс КАМК

<sup>1</sup>Корольков В.А., <sup>1</sup>Тихомиров А.А., <sup>1</sup>Тельминов А.Е., <sup>1</sup>Пустовалов К.П., <sup>2</sup>Азбукин А.А.

<sup>1</sup> Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

<sup>2</sup> ООО "Сибаналитприбор", Томск, Россия

E-mail: kor@imces.ru, tikhomirov@imces.ru, talexey@imces.com, const.pv@yandex.ru, lep@imces.ru

В России освещение сельскохозяйственных территорий агрометеорологической информацией осуществляется, главным образом, на основе данных измерений, выполняемых метеостанциями Росгидромета, расстояние между которыми превышает 100 км, что приводит к малой репрезентативности получаемой на них метеорологической информации по отношению к отдельным сельскохозяйственным территориям, особенно в случае пересечённого рельефа местности. За рубежом выпускаются универсальные автоматические агрометеорологические станции (ААС) фирмами: Delta-T Devices (Великобритания) [1]; Campbell Scientific Inc. [2], (США); Cimel [3] (Франция); Vaisala [4] (Финляндия) и др. В России разработаны и производятся МК-30 "Агро" (НПО "Тайфун", г. Обнинск) [5] и СААС-АФИ (ГНУ АФИ РАСХН, г. С.-Петербург) [6]. Большинство из этих ААС измеряют основные метеорологические величины на одном уровне, что не обеспечивает определение потоков тепла и влаги над почвой.

В соответствии с рекомендациями ВМО [7] важной является также информация о значениях температуры воздуха, влажности и скорости ветра на различных уровнях (от земной поверхности до 10 метров над верхней границей преобладающей растительности), вертикальных градиентах этих параметров, как в толще растительности, так и в прилегающем слое воздуха над ней, турбулентности воздуха в нижнем слое, температуре и влажности почвы на различных глубинах (до 100 см), вертикальном градиенте температуры и влажности в почве. Полный набор отмеченной выше информации не измеряют вышеречисленные отечественные автоматические агрометеорологические станции.

Для больших по площади сельскохозяйственных полей, особенно при пересечённой местности и сложном рельефе, целесообразно создание единой измерительно-вычислительной системы на основе пространственно разнесённых ААС с оптимальным набором датчиков, состав которых зависит от расположения ААС. Необходим также сервер, осуществляющий сбор информации со всех ААС, ее обработку и визуализацию результатов в удобном для аграриев виде.

В докладе приведена информация о разработанном в ООО "Сибаналитприбор" и ИМКЭС СО РАН современном агрометеорологическом комплексе КАМК, имеющем расширенные по сравнению с ААС МК-30 "Агро" [5] и СААС-АФИ [6] возможности.

КАМК предназначен для метеообеспечения сельскохозяйственной деятельности и производит на контролируемой территории измерение первичных метеорологических параметров: скорости и направления ветра; температуры, относительной влажности и атмосферного давления на уровнях 2 и 10 м; температуры и влажности почвы до глубины 100 см; вида, количества и интенсивности осадков; фотосинтетически активной радиации (ФАР), а также: профили температуры воздуха, относительной влажности воздуха и давления в атмосферном пограничном слое в произвольных точках над контролируемой территорией на высотах от 2 до 500 м, высоту снежного покрова на полях (рис. 1).

Кроме первичной метеоинформации, измеряемой непосредственно датчиками, КАМК обеспечивает на основе адаптированных известных и новых методов получение вторичной метеорологической информации (на основе первичной), относящейся к списку дополнительных наблюдений [7]. К ней относятся: а) значения вертикального градиента скорости ветра, температуры воздуха и относительной влажности в приземном слое атмосферы от 0 до 30 м; б) информация о глубине промерзания почвы и глубине распространения биологических минимумов и максимумов температур прорастания семян различных сельскохозяйственных культур, в) информация о начале опасных агрометеорологических явлений, таких как шквал, сильный ветер, суховей, атмосферная и общая засуха, оттепель и заморозки. В дополнение к получаемой обязательной и рекомендуемой агрометеорологической информации, отмеченной выше, КАМК обеспечивает текущий прогноз (наукастинг) с заблаговременностью до 4-6 часов, на основе адаптированных известных и новых методов, возможности возникновения оттепели и заморозков.

Кроме первичной информации, измеряемой непосредственно датчиками, КАМК обеспечивает на основе адаптированных известных и новых методов получение вторичной метеоинформации (на основе первичной), относящейся к списку дополнительных наблюдений [7]. К ней относятся: а) значения вертикального градиента скорости ветра, температуры воздуха и относительной влажности в приземном слое атмосферы от 0 до 30 м; б) информация о глубине промерзания почвы и глубине распространения биологических минимумов и максимумов температур прорастания семян различных сельскохозяйственных культур, в) информация о начале опасных агрометеорологических явлений, таких как шквал, сильный ветер, суховей, атмосферная и общая засуха, оттепель и заморозки. В дополнение к получаемой обязательной и рекомендуемой агрометеорологической информации, отмеченной выше,

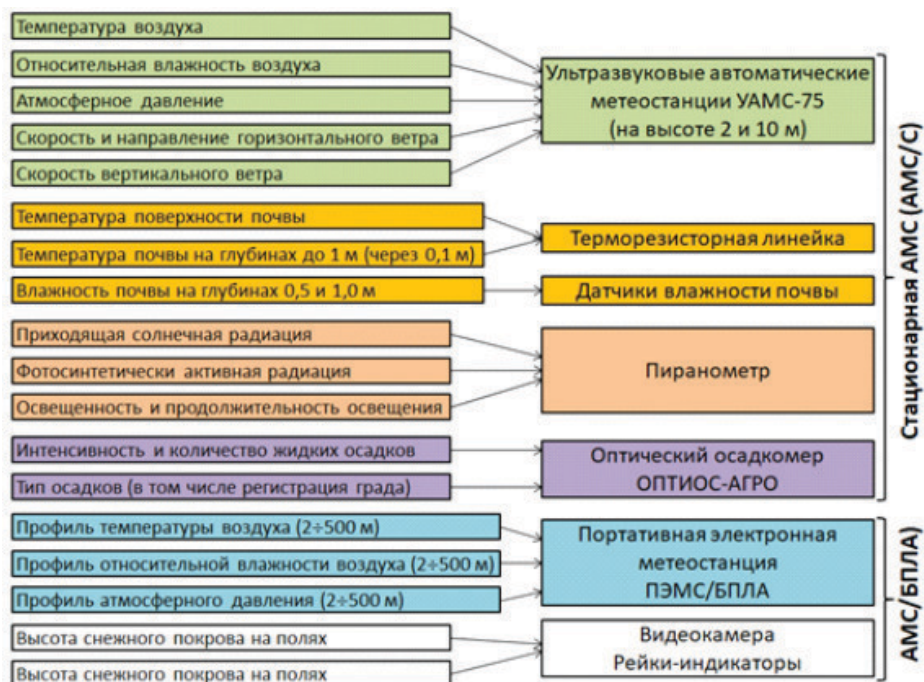


Рис. 1. Метеорологические величины, измеряемые датчиками КАМК.

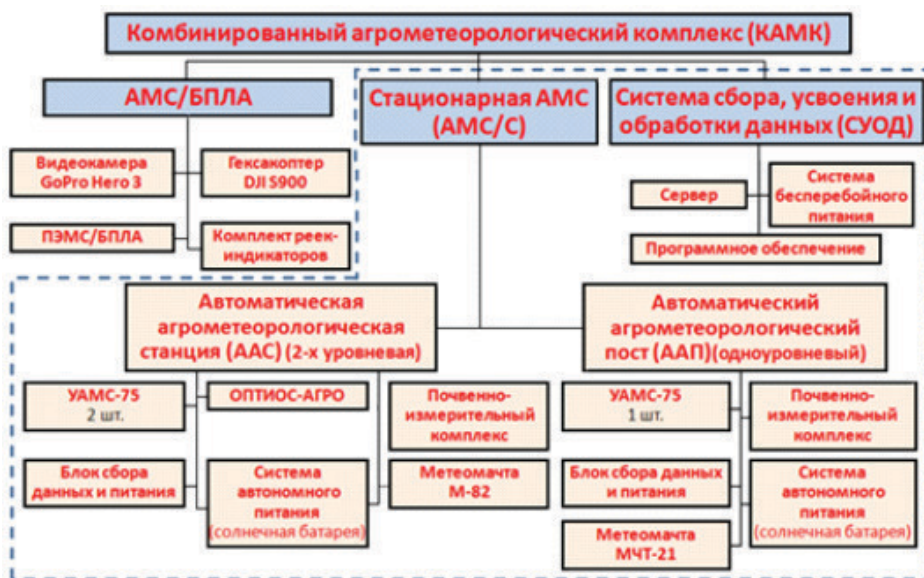


Рис. 2. Структурная схема КАМК.

КАМК обеспечивает текущий прогноз (наукастинг) с заблаговременностью до 4-6 часов, на основе адаптированных известных и новых методов, возможности возникновения оттепели и заморозков.

В состав КАМК входят два комплекта автоматических метеостанций (АМС): 1) портативная электронная метеостанция (ПЭМС/БПЛА), входящая в комплект АМС/БПЛА и установленная на беспилотном летательном аппарате (БПЛА), и 2) стационарная автоматическая метеостанция (АМС/С), включающая две составные части – автоматическую (двухуровневую) агрометеорологическую станцию (ААС) и автоматический агрометеорологический пост (ААП). Информация с метеодатчиков ААС и ААП поступает на соответствующие контроллеры сбора данных, которые входят в состав блока сбора данных и питания (рис. 3) и затем по сети Интернет передается на СУОД, который территориально может находиться в любом месте (рис. 2).

АМС/БПЛА обеспечивает измерение метеорологических величин в атмосферном пограничном слое на обширной территории агрохолдинга в интервале высот 2÷500 м. Кроме того, видеокамера, установленная на БПЛА, обеспечивает визуальное наблюдение сельскохозяйственных полей. Видеокамера также позволяет измерять высоту снежного покрова по отметкам на рейках-индикаторах, установленных на полях. ПЭМС/БПЛА является усовершенствованным вариантом метеостанции [8], в которой датчики температуры, давления и влажности заменены на менее инерционные.

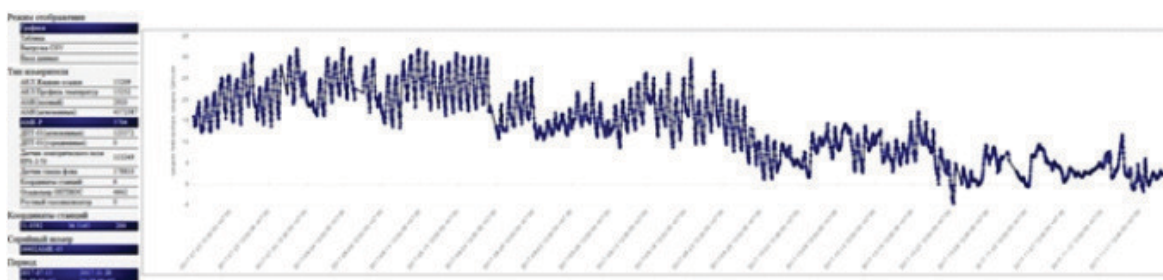
СУОД обеспечивает получение, сохранение, отображение и выдачу по запросу пользователей данные измерений метеорологической информации, полученной от датчиков, входящих в состав КАМК, а также производит расчеты вторичной метеорологической информации (рис. 3).



Рис. 3. Общая функциональная схема СУОД.

Программные модули, обеспечивают прием и выдачу первичной метеоинформации, поступающей с датчиков АМС/С и АМС/БПЛА; расчет вторичных метеопараметров: глубины промерзания, глубины распространения биологических минимумов и максимумов температур, вертикального градиента скорости ветра, температуры воздуха, относительной влажности. Также обеспечивается выявление: возможного шквала, суховея, атмосферной засухи, заморозков. ПО КАМК выдает тренд-прогноз на 4-6 часов вперед: температура

воздуха, скорости ветра, влажности воздуха, атмосферного давления [9]. Кроме того, ПО КАМК обеспечивает сохранение рядов метеорологической информации в своей базе данных и выдачу полученной и рассчитанной метеорологической информации внешним клиентам-пользователям, имеющим право доступа на ее получение (рис. 4).

Рис. 4. Пример интерфейса модуля визуализации (<http://mon.imces.ru>).

Входящая в состав КАМК АМС/С позволяет расширять свою конфигурацию (увеличение числа входящих в нее ААП) и функциональные возможности при использовании дополнительных покупных метеорологических датчиков.

Существенным отличием разработанного комбинированного метеорологического комплекса от МК-30 "Агро" и СААС-АФИ является наличие в КАМК, кроме стационарно устанавливаемых АМС, метеорологических датчиков, размещенных на БПЛА, что обеспечивает измерение вертикальных и горизонтальных профилей основных метеорологических величин на большой пространственной территории. Кроме того, аппаратура АМС/БПЛА обеспечивает визуальный контроль за состоянием сельскохозяйственных площадей и выращиваемых на ней агрокультур, а также измерение уровня снега на полях в зимнее время.

#### Литература:

1. URL: [http://www.delta-t.co.uk/wp-content/uploads/2017/03/Soil\\_Moisture\\_Product\\_Summary\\_2017\\_ver\\_1.pdf](http://www.delta-t.co.uk/wp-content/uploads/2017/03/Soil_Moisture_Product_Summary_2017_ver_1.pdf) (дата обращения: 11.04.2017).
2. URL: [http://www.westernweathergroup.com/pdf/b\\_weatherstation.pdf](http://www.westernweathergroup.com/pdf/b_weatherstation.pdf) (дата обращения: 11.04.2017).
3. URL: <http://www.cimel.fr/?weather-station=automatic-agro-weather-station&lang=en> (дата обращения: 11.04.2017).
4. URL: [http://www.raimet.ru/imgs/db/catalog2\\_files/file\\_461.pdf](http://www.raimet.ru/imgs/db/catalog2_files/file_461.pdf) (дата обращения: 11.04.2017).
5. URL: <http://www.rpatyphoon.ru/upload/medialibrary/fb3/price2017.pdf> (дата обращения: 11.04.2017).
6. Каталог научно-технической продукции. – СПб: ГНУ АФИ Россельхозакадемии. – 2010. – 71 с.
7. ВМО-№ 544. Наставление по Глобальной системе наблюдений. Том I. Глобальные аспекты. Дополнение V к Техническому регламенту ВМО. – Женева: ВМО, 2015. – 60 с.
8. Зуев В.В., Кураков С.А. Беспилотный измеритель вертикальных профилей метеопараметров в пограничном слое атмосферы // Оптика атмосферы и океана. 2016. Т. 29 № 8. С. 994-999.
9. Тихомиров А.А., Богусевич А.Я., Корольков В.А., Кобзев А.А. Региональная информационно-измерительная система для непрерывного мониторинга атмосферного приземного слоя и прогноза опасных метеорологических явлений // Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, гео-криология. 2012. № 5. С. 398-405.



# Analysis of georadar data to estimate the distributions of snow cover and peat deposits within the wetlands

<sup>1</sup>Sinyutkina A., <sup>2</sup>Rochev V.

<sup>1</sup> Siberian Research Institute of Agricultural and Peat – branch of Siberian Federal Scientific Centre of Agricultural Biotechnology, Tomsk, Russia

<sup>2</sup> National Research Tomsk State University, Russia

E-mail: ankalaeva@yandex.ru

The Ground Penetrating Radar (GPR) is a promising method for studying of mire systems. GPR is able to give accurate estimates of depth and features of genetic peat layer deposits, depth of mineral subsoil, mean snow depth (Orlov TV et al., 2016, Karpov, DV Semenov, SP 2012, Lowry C. et al, 2009, Godio A., Rege RB, 2016, Mironchev AS et al., 2016). Georadar sounding makes it possible to isolate boundaries that are well interpretable (for example, between the peat and the mineral bottom of the mire), but in addition there is a number of difficult interpretation boundaries that determine the need to improve the GPR data processing methods. The goal of the work is the development and approbation of algorithms for interpretation of GPR data in conditions of wetlands, in particular, the marginal parts of the bogs with the contrast structure of the peat deposit.

The study area is located within the southeast West Siberia plain in the interfluvium of Bakchar River and Iksa River (Middle Ob River watershed). GPR survey was conducted in the north-eastern part of the Great Vasyugan mire near Polynyanika village in Tomsk region of Russia (N56°58' E82°36'). The study area include typical Western Siberia pine-shrub-sphagnum, pine-shrub sedge- sphagnum ombrotrophic mires and swamp forest with birch, aspen, Siberian cedar and spruce in the margin part of bog massive. The GPR surveys, which covered a total distance of 2 kilometers, were conducted in March 2017. We employed GPR system “OKO-2” (“Logical systems”, Russia) with 250 MHz and 700 MHz shielded antenna and displacement sensor. Measurements were collected with a step size of 50 mm and the receiver set at a 24 ns (700 MHz) and 100 ns (250 MHz) time window. We placed marks visual as vertical lines on radiograms every 50-100 m during the GPR surveys to measure of snow depth, collected peat core and to binding high-altitude data. The marks, beginning and end of GPR transect were located with GPS. Field data were collected in June 2017 to validate GPR data the depth and properties of peat deposits. The data processing was carried out with the GeoScan32 V.2.6 software (Logical Systems, 2016) and assumed the following main steps: background removal by applying an average subtraction, using gain function to compensate for signal decay, zeroing of depth scale in accordance with the snow and peat surface, identification of reflector depth representing the peat and mineral subsoil (clay) interface and interface between the classes of peat, determination of dielectric permittivity and depth of peat layers.

Data processing was carry out on example of GPR transect within the pine-shrub-sphagnum mire from margins to centre. The length of the transect is 450 m, the number of profile tracks is 9067. Contact measurements are made at 6 points located 100 m along the GPR transect.

The survey results with the 700 MHz antenna were used to estimate the spatial distribution of snow cover depth. Statistical analysis of GPR and contact measurements data of the snow depth within the main types of bog microlandscapes using nonparametric criteria for comparing mean values did not reveal significant differences between the two independent data groups. The difference in the mean values for all survey objects between GPR and manual measurements data does not exceed 1 cm. This is much less than the error specified by the manufacturer (10 cm). Four separate georadar complexes with a characteristic wave field distribution are confidently distinguished on the radargram obtained with the 250 MHz antenna: snow; sphagnum and grass-sphagnum fibric peat; hemic and sapric peat; mineral subsoil (clay and clay loam).

Thus, four georadar complexes are identified, corresponding to media with different values of the dielectric permittivity as a result of the layer-by-layer interpretation of survey data using the 250 MHz antenna. The 700 MHz antenna was used to estimate the snow cover during the period of maximum snow accumulation. It showed more accurate data in comparison with the 250 MHz antenna. The 700 MHz use is advisable for survey of a peat deposit only in summer on shallow and complex structure peat deposits due to the low depth of sounding and high accuracy. The boundaries of the selected georadar complexes with the data of contact measurements are compared; a profile of the structure of the peat deposit and the mineral bottom of the mire is constructed. The high accuracy of the data obtained with the use of a georadar, confirmed by the convergence with the data of contact measurements is revealed. As a result of the study, it was concluded that GPR methods can be used in conjunction with contact measurements to estimate the snow cover depth distribution, to estimate the thickness of the peat deposit and its genetic layers.



# Интерпретация данных георадиолокационной съемки снежного покрова и торфяной залежи в пределах болот и лесоболотных экотонов

<sup>1</sup>Синюткина А.А., <sup>2</sup>Рочев В.В.

<sup>1</sup> Сибирский научно-исследовательский институт сельского хозяйства и торфа – филиал Сибирского федерального научного центра агроботехнологий РАН, Томск, Россия

<sup>2</sup> Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия  
E-mail: ankalaeva@yandex.ru

Георадарное профилирование является перспективным методом изучения болотных систем, в первую очередь для выявления дна болота и вертикальных особенностей торфяной залежи (Орлов Т.В. и др., 2016, Карпов Д.В. Семенов С.П. 2012), определения гидрогеологических параметров (гидростратиграфии) (Lowry C. et al, 2009), глубины снега (Godio A., Rege R.V., 2016, Мироньчев А.С. и др., 2016) и др. Георадарное зондирование позволяет выделять границы, которые хорошо поддаются интерпретации (например, между торфом и минеральным дном болота), но кроме этого существует ряд сложно интерпретируемых границ, что определяет необходимость усовершенствования методов обработки георадарных данных. Целью работы является разработка и апробация алгоритмов интерпретации данных георадиолокации в условиях заболоченных территорий, в частности окраинных частей верховых болот с контрастным строением торфяной залежи.

Георадарная съемка проведена в марте 2017 в период максимального снегонакопления в пределах окраинной части Бакчарского болотного массива (подзона южной тайги, Западная Сибирь) с использованием георадара ОКО-2. В полевой комплект георадара ОКО-2 входит блок управления и обработки, экранированные антенные блоки АБ-250 МГц с максимальной глубиной зондирования 8 м и разрешающей способностью 0,25 см и АБ-700 МГц с глубиной зондирования 3 м и разрешающей способностью 0,10 м. Общая протяженность георадарных профилей составила 2 км для каждого антенного блока. При зондировании использовался шаг сканирования 50 мм для обоих антенных блоков, что обеспечило сравнимость результатов интерпретации полученных радарограмм. Развертка по глубине составляла 24 нс и 100 нс при использовании АБ-700 для АБ-250 соответственно. Во время зондирования устанавливались метки, отображающиеся как вертикальные линии на радарограммах. Каждой метке присваивалось числовое значение в соответствии с порядком простановки. В пределах каждого профиля устанавливается 4-6 промежуточных меток через 50-100 м в зависимости от протяженности профиля и неоднородности торфяной залежи. Для точной привязки результатов георадиолокации использовался датчик движения ДП-32, кроме того, пространственная привязка начала, конца профиля и промежуточных меток проведена с использованием GPS приемника.

Контактные измерения глубины снега и зондировка торфяной залежи выполнены в соответствии с метками георадарного профиля для проверки данных, полученных с использованием георадара. Высотная привязка профиля проведена по данным нивелирной съемки поверхности болота с определением высот поверхности на точках контактных измерений.

Обработка и интерпретация данных георадиолокации проведена с использованием программы GeoScan32. Подготовка данных к интерпретации заключалась в удалении постоянной составляющей сигнала (инструмент «удаление среднего»), усиление сигнала в нижней части профиля, определении нуля шкалы глубин и изменении рельефа профиля. Определение нуля шкалы глубин проводилось в два этапа. На первом этапе ноль шкалы глубин устанавливался в соответствии с поверхностью снежного покрова в месте осциллограммы, где амплитуда в первый раз принимает нулевое значение. На втором этапе ноль шкалы глубин переносился на поверхность торфяной залежи по резкому увеличению амплитуды сигнала при переходе в другую среду. Изменение рельефа профиля выполнялось путем ввода координаты Z для каждой трассы с известными значениями высот в соответствии с данными нивелирной съемки вдоль линии профиля. Выделение основных элементов георадарного профиля (георадарных комплексов) выполнено по конфигурации, интенсивности и протяженности осей синфазности, частотного состава записи, скорости распространения волны. Определение диэлектрической проницаемости и расчет глубин залегания и мощности слоев снега и горизонтов торфа проведено путем сопоставления глубин расположения границ между выделенными георадарными комплексами во временной шкале с данными контактных измерений на опорных точках.

Послойная интерпретация георадарных профилей рассмотрена на примере результатов георадарной съемки, проведенной по направлению от окраины к центральной части Бакчарского болотного массива в пределах сосново-кустарничково-сфагнового микроландшафта. Длина профиля составляет 450 м, количество трасс профиля 9067. Контактные измерения выполнены на 6 точках, расположенных через 100 м вдоль георадарного профиля.

На радарограмме, полученной с использованием АБ-250, уверенно выделяются четыре отдельных георадарных комплекса, имеющих характерное распределение волнового поля (рисунки 1, 2). Первый комплекс соответствует слою снежного покрова. Для него характерны вытянутые параллельные оси синфазности, низкоамплитудные колебания прямого сигнала с постепенным уменьшением амплитуды с нижней части слоя.

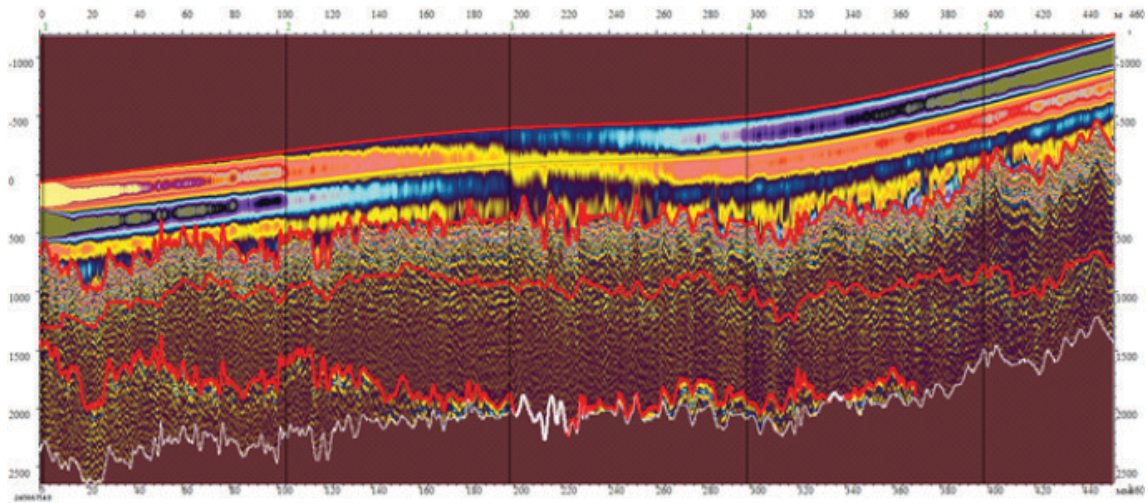


Рис. 1. Границы георадарных комплексов.

Верхняя граница второго георадарного комплекса соответствует поверхности болота и достаточно уверенно выделяется по границе между осями синфазности белого и черного цвета при резком увеличении амплитуды сигнала. В пределах георадарного комплекса наблюдается практически полное затухание сигнала у его нижней границы. В соответствии с данными ручного зондирования торфяной залежи второй георадарный комплекс соответствуют слою сфагнового и травяно-сфагнового верхового торфа с низкой степенью разложения. Граница между вторым и третьим георадарными комплексами не четкая и выражена не на всем протяжении радарограммы. Комплекс выделяется по незначительному увеличению амплитуды сигнала при переходе в более плотный слой торфяной залежи с высокой степенью разложения. Четвертый георадарный комплекс соответствует отложениям минерального дна болота, сложенного на данном участке глинами и суглинками. Граница выделяется по резкому увеличению амплитуды сигнала и изменению рисунка осей синфазности на радарограмме. Кроме анализа изменения рисунка осей синфазности и анализа изменения амплитуд прямого сигнала на осциллограмме для уточнения границ на сложно интерпретируемых участках профиля использован инструмент «выделение огибающей», с помощью которого выполняется визуализация изменения амплитуд при отсутствии в разрезе четких отражающих границ.

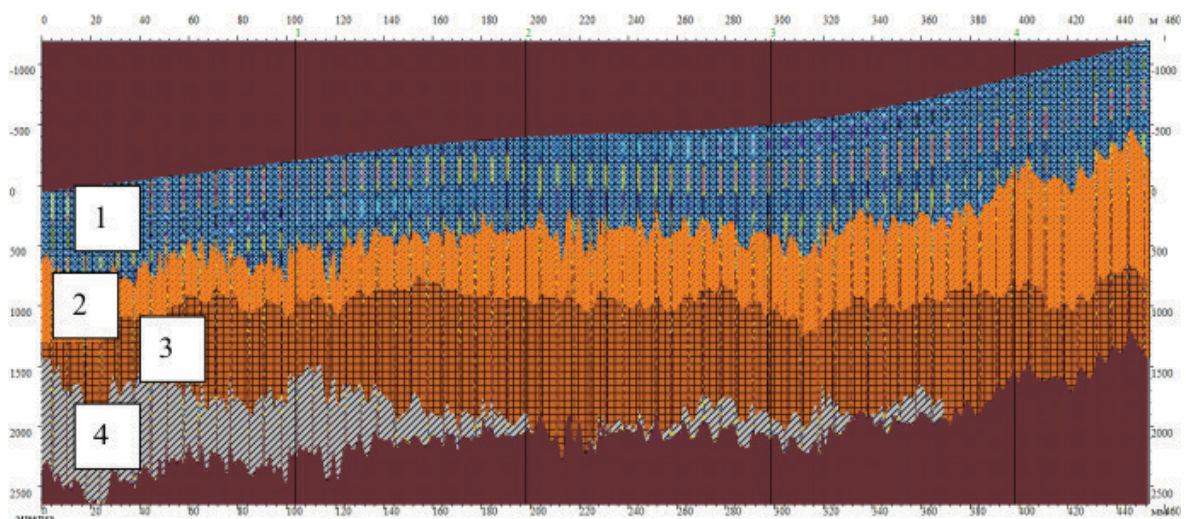


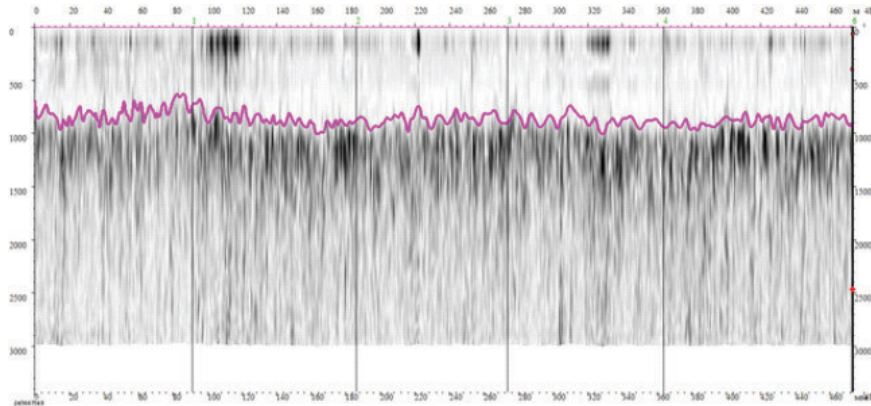
Рис. 2. Результаты послойной интерпретации георадиограммы: 1 – снег; 2 – верховой торф с низкой степенью разложения; 3 – переходный и низинный торф с высокой степенью разложения; 4 – минеральное дно болота (глина).

Для оценки пространственного распределения высоты снежного покрова использованы результаты съемки с применением антенного блока АБ-700. В процессе интерпретации радарограмм отмечено,



что развитие моховой и кустарничковой растительности на болотах делает границу между снегом и поверхностью болота на радарограмме менее четкой в сравнении с травяными сообществами на минеральных почвах, что может привести к неверному определению границ между георадарными комплексами. Для исключения подобных ошибок при отрисовке нижней границы слоя снега необходимо совместное использование осциллограмм и радарограмм после преобразования Гилберта, с помощью которого наглядно отображается граница увеличения амплитуды сигнала при переходе с белой зоны на черную (рисунок 3).

Статистический анализ данных георадарной съемки и контактных измерений снежного покрова в основных видах болотных микроландшафтов с использованием непараметрических критериев сравнения средних значений не выявил значимых различий между двумя независимыми группами данных. Разница средних значений по всем объектам исследования между данными георадиолокации и ручных измерений не превышает 1 см, что значительно меньше погрешности, указанной производителем (10 см).



**Рис. 3.** Слой снега на радарограмме после выделения огибающей (АБ-700, заболоченный лес, дата съемки 21.03.2017).

Таким образом, в результате послойной интерпретации данных съемки с использованием антенного блока АБ-250 выделены четыре георадарных комплекса, соответствующие средам с различными значениями диэлектрической проницаемости. Для оценки высоты снежного покрова в период максимального снегонакопления использован антенный блок АБ-700, показавший более точные данные в сравнении с АБ-250. При этом в связи с низкой глубиной зондирования и высокой точностью, его использование для съемки торфяной залежи целесообразно только в летний период на мелкозалежных участках болот. Проведено сопоставление границ выделенных георадарных комплексов с данными контактных измерений, построен профиль строения торфяной залежи и минерального дна болота. Выявлена высокая точность данных, полученных с использованием георадара, подтвержденная сходимостью с данными контактных измерений. В результате исследования сделан вывод о возможности применения методов георадиолокации совместно с контактными измерениями для оценки распределения высоты снежного покрова, а также для оценки мощности торфяной залежи и ее отдельных горизонтов.

*Исследование выполнено в рамках государственного задания по теме «Разработка методики эколого-мелиоративного мониторинга и геоинформационного моделирования состояния и динамики ландшафтного покрова заболоченных территорий» (разработка алгоритмов интерпретации данных георадиолокации в условиях заболоченных территорий) и при частичной финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-35-00387 – мол\_а (анализ георадарных комплексов в пределах окраинной части болотного массива).*

#### **Литература:**

1. Карпов Д.В. Семенов С.П. Георадиолокационные измерения на заболоченных территориях // Вестник Югорского государственного университета. – 2012. Выпуск 3(26). С. 66-70.
2. Мироньчев А.С., Клоков А.В., Запасной А.С., Дюкарев Е.А., Смирнов С.В. Исследование высоты снежного покрова и толщины торфяной залежи олиготрофного болота методом геолокации // Известия Высших учебных заведений. Физика. №12-3. Том 59. 2016. С. 108-112
3. Орлов Т.В. Садков С.А., Зверев А.В., Викторов А.С., Калашиников А.Ю., Заров Е.А., Филиппов И.В. Использование георадарных и дистанционных методов и математического моделирования при изучении торфяных отложений для решения геоэкологических задач // Сергеевские чтения. Инженерная геология и геоэкология. Фундаментальные проблемы и прикладные задачи. – М.: Российский университет дружбы народов. – С. 679-683.
4. Godio A., Rege R.B. Analysis of georadar data to estimate the snow depth distribution // Journal of Applied Geophysics 129 (2016). 92-100
5. Lowry C. Fratta D. Anderson M.P. Ground penetrating radar and spring formation in a groundwater dominated peat wetland // Journal of Hydrology 373(2009) 68-79.

## Mercury vapor analyzer based on a capillary lamp with a natural mercury isotope composition with transverse Zeeman effect. Abilities and prospects

Tatur V.V., Tikhomirov A.A.

Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia  
E-mail: tatur@imces.ru, tikhomirov@imces.ru

Portable RGA-11 and RA-915 +analyzers, measuring mercury vapor concentration in atmospheric air, are based on the differential absorption method. Long-term experience in the operation of such devices showed that their main disadvantage was the insufficient stability of metrological characteristics due to uncontrolled temporal drift of the mercury capillary lamp (MCL) radiation parameters and the optical signal recording system. The presence in the device of expensive components, namely, a photoelastic polarization modulator that converts the circular polarization of the  $\sigma$ -component into a linear one, and an isotope lamp are also drawbacks of the analyzers.

To eliminate the problem of isotope MCL, an experimental RGA/m mercury vapor analyzer was developed using a lamp filled with mercury of a natural isotope composition and a transverse Zeeman effect. The report presents the results of studies of this device.

A feature of the radiation spectrum of such a MCL in a magnetic field is the presence of a hyperfine structure, due to its complex isotopic composition. A substantiation is given allowing to realize the differential absorption method when the emission lines of the  $\pi$ -component ( $\lambda_{on}$ ) are absorbed by atmospheric mercury vapor and the emission lines of the sum of the  $\sigma$ -components are at the edges of the absorption spectrum contour of atmospheric mercury ( $\lambda_{off}$ ).

The optical scheme is given of the mercury vapor analyzer and the operation of the individual units of the device is described. The concentration  $N_{Hg}$  of mercury vapor in the outer cell of the device is determined by the ratio

$$N_{Hg} = K \ln \left( \frac{I_1 I_4}{I_2 I_3} \right)$$

where  $K$  is coefficient of proportionality;  $I_1, I_2$  are intensities of  $\pi$ -component and the sum of  $\sigma$ -components passed through the outer cell with a gas under analysis, respectively,  $I_3, I_4$  are intensities of these component in the device reference channel. Based on the calibration results, the value of the proportionality coefficient  $K = 180000$ .

The initial inequality was analyzed of the radiation intensities of the  $\pi$  and  $\sigma$ -components, which adversely affects the results of estimating the mercury vapor concentration. The ways of equalizing the intensities of  $\pi$  and  $\sigma$ -components and eliminating this defect are shown.

The measures to equalize the initial radiation intensities of the  $\pi$  and  $\sigma$ -components allowed to reduce the drift of the zero level of the useful signal by more than an order of magnitude. This makes it possible to reliably record the mercury vapor concentration within tens of  $ng / m^3$ . Further decrease in the drift of the zero level of the useful signal and, as a consequence, an increase in the sensitivity of the mercury gas analyzer is associated with the optimization of the operating conditions, in the first place, of the mercury capillary lamp.

## Анализатор паров ртути в атмосферном воздухе на основе капиллярной лампы с естественным изотопным составом ртути при поперечном эффекте Зеемана. Возможности и перспективы

Татур В.В., Тихомиров А.А.

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия  
E-mail: tatur@imces.ru, tikhomirov@imces.ru

Переносные анализаторы РГА-11 [1] и РА-915+ [2], измеряющие концентрацию паров ртути в атмосферном воздухе, основаны на использовании метода оптического дифференциального поглощения. В них для получения излучения двух длин волн:  $\lambda_{on}$  (на линии поглощения исследуемого вещества) и  $\lambda_{off}$  (вне линии поглощения) применяется ртутная капиллярная лампа (РКЛ) низкого давления с изотопом  $^{204}Hg$ , излучающая в УФ диапазоне ( $\lambda \approx 253,7$  нм). Для этого РКЛ помещается в

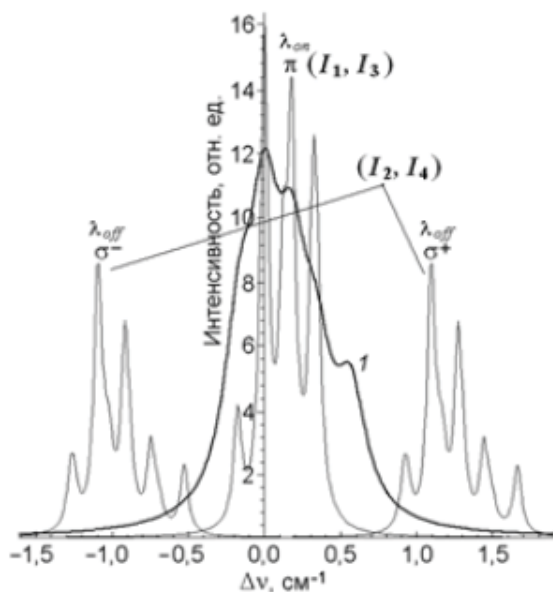


магнитное поле и используется продольный эффект Зеемана [3]. В этом случае образуются две компоненты излучения: с правой  $\sigma^+$  и левой  $\sigma^-$  круговой поляризацией. При значении магнитной индукции  $B \cong 0,4$  Тл  $\sigma^+$ -компонента ( $\lambda_{on}$ ) располагается вблизи максимума полосы поглощения ртути природного состава, а  $\sigma^-$ -компонента ( $\lambda_{off}$ ) – на краю линии поглощения [1, 2].

Многолетний опыт эксплуатации таких приборов показал, что их основным недостатком была недостаточно высокая долговременная стабильность метрологических характеристик, обусловленная неконтролируемым временным дрейфом параметров излучения РКЛ и системы регистрации оптических сигналов. К недостаткам анализаторов следует также отнести наличие в приборе дорогостоящих компонентов: фотоупругого модулятора поляризации, преобразующего круговую поляризацию  $\sigma$ -компонент в линейную, и изотопной лампы. В последующем в ИМКЭС СО РАН был создан экспериментальный образец анализатора ДОГ-05 [4, 5] с использованием поперечного эффекта Зеемана [3], в котором реализуются все три компонента расщепления линии излучения изотопа  $^{204}\text{Hg}$ :  $\pi$ -,  $\sigma^+$ - и  $\sigma^-$ -компоненты, имеющие линейную поляризацию. При этом  $\pi$ -компонента остается в центре контура полос поглощения изотопов природной ртути, а обе  $\sigma$ -компоненты располагаются на краях этого контура (при  $B \cong 1$  Тл). Это упростило оптическую схему прибора за счет исключения фотоупругого модулятора поляризации [5].

Для устранения проблемы изотопной РКЛ был разработан экспериментальный образец анализатора паров ртути РГА/м в атмосферном воздухе с использованием лампы, наполненной ртутью с естественным изотопным составом [6]. В докладе представлены результаты исследований работы этого прибора.

Особенностью спектра излучения такой РКЛ в магнитном поле является наличие сверхтонкой структуры, обусловленной ее сложным изотопным составом. На рис. 1 приведена структура такого спектра, рассчитанная к.ф.-м.н. Булдаковым М.А в 2012 г. При расчете учитывалось процентное содержание изотопов с ядерной массой 196 (0,15 %), 198 (9,97), 199 (16,87), 200 (23,1), 201 (13,18), 202 (29,86), 204 (6,87) в природной ртути [7]. Также было учтено, что изотопы с нечетной массой ( $^{199}\text{Hg}$  и  $^{201}\text{Hg}$ ), имеющие дробный ядерный спин (1/2 и 3/2, соответственно) и отрицательную четность, дают вклад в разные части суммарного контура линии поглощения смеси изотопов. При расчете спектра было принято, что лоренцовская полуширина линии излучения изотопов составляет  $0,03 \text{ см}^{-1}$ , а при вычислениях расщепления спектральных линий изотопов в магнитном поле за нулевую точку отсчета на оси абсцисс взята линия излучения изотопа  $^{202}\text{Hg}$ , имеющего наибольшее процентное содержание в атмосферной ртути. Первая линия в спектре излучения  $\sigma$ -компонент соответствует излучению изотопов 199а, 204 и 201а, вторая – 202, третья – 200, четвертая – 201 и 198, пятая – 199в (слева направо). В магнитных полях с  $B \geq 1$  Тл  $\pi$ -компоненты нечетных изотопов 199а, 199б, 201а, 201б и 201с смещаются в область  $\pi$ -компоненты изотопа 200, уширяя эту линию. Поэтому в спектре излучения такой РКЛ для  $\pi$ -компоненты должно наблюдаться четыре линии (рис. 1).



**Рис. 1.** Сверхтонкая структура излучения РКЛ, наполненной ртутью с естественным изотопным составом в магнитном поле с индукцией  $B = 1,56$  Тл при поперечном эффекте Зеемана: 1 – суммарный контур спектра поглощения смеси изотопов, содержащихся в атмосферной ртути;  $\pi$  ( $\lambda_{on}$ ) – линии спектра излучения  $\pi$ -компонент;  $\sigma^+$  ( $\lambda_{off}$ ) и  $\sigma^-$  ( $\lambda_{off}$ ) – линии спектра излучения расщепленных  $\sigma$ -компонент.

Из рис. 1 видно, что линии излучения  $\sigma^+$ - и  $\sigma^-$ -компонент практически полностью выходят из контура поглощения 1 атмосферной ртути. Это позволяет реализовать дифференциальный метод, когда линии излучения  $\pi$ -компоненты ( $\lambda_{on}$ ) поглощаются парами атмосферной ртути, а линии излучения суммы  $\sigma$ -компонент находятся на краях контура спектра поглощения атмосферной ртути ( $\lambda_{off}$ ).

Оптическая схема нового прибора, РГА/м, с использованием поперечного эффекта Зеемана на основе РКЛ с естественным составом ртути приведена на рис. 2. Термостабилизированная РКЛ низкого давления, возбуждаемая высокочастотным разрядом, помещена в поле постоянного магнита NS. Линза Л1 преобразует излучение РКЛ в параллельный поток. При этом  $\pi$ -компонента линейно поляризована вдоль направления магнитного поля (в плоскости рисунка), а  $\sigma^+$ - и  $\sigma^-$ -компоненты линейно поляризованы в направлении перпендикулярном направлению магнитного поля. Поляризационный компенсатор ПК, в виде плоскопараллельной кварцевой пластинки, позволяет при необходимости выравнивать излу-

чение  $\pi$ - и  $\sigma$ -компонент, путем поворота этой пластинки вокруг оси, перпендикулярной плоскости рисунка. Фазовая полуволновая пластинка ФП и призма Глана ПГ образуют поляризационный модулятор. Поворотом ФП вокруг оптической оси достигается азимутальный поворот плоскости поляризации  $\pi$ - и  $\sigma$ -компонент, при этом призма Глана, установленная неподвижно, пропускает далее либо только одну  $\pi$ -компоненту, либо одновременно обе  $\sigma$ -компоненты. Для контроля выравнивания интенсивностей исходящих излучений  $\pi$ - и  $\sigma$ -компонент и их последующего детектирования (регистрации) установлены поворотные зеркала ЗП1, ЗП2, которые направляют эти излучения на линзу Л4 и далее на фотодетектор Д. Эти потоки обозначены как  $I_3$  и  $I_4$  (на рис. 1 и 2). На рис. 2 зеркала ЗП1 и ЗП2 изображены во включенном положении.

В режиме измерения зеркала ЗП1, ЗП2 выводятся из потока, и излучения  $I_1$  и  $I_2$  поступают на линзу Л2, проектирующую изображение источника излучения на верхней (входной) диафрагме. Далее поток излучений  $I_1$  и  $I_2$  поступает во внешнюю многоходовую кювету, образованную сферическими зеркалами З1, З2 и З3. Изменением наклона зеркал З1 и З3 кювета может быть настроена на 4, 8, 12 или 16 проходов, при этом ее эффективная длина будет составлять 1,6; 3,2; 4,8 или 6,4 м. Во внешней кювете происходит поглощение излучения лампы атомами ртути, содержащимися в анализируемом воздухе. При этом величина полезного сигнала пропорциональна эффективной длине кюветы. Излучения ( $I_1$ ) и ( $I_2$ ), выходящие из внешней кюветы (из нижней диафрагмы), поступают на линзу Л3, преобразуются в параллельный поток и через линзу Л4 поступает на фотодетектор Д.

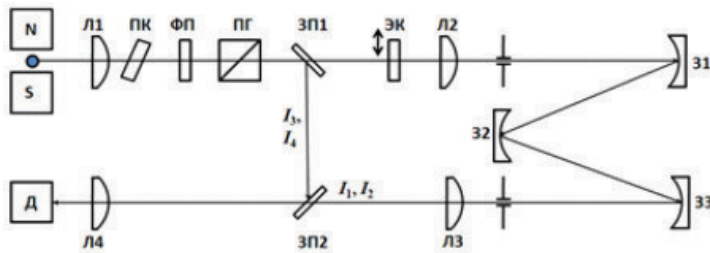


Рис. 2. Оптическая схема анализатора РГА/м (обозначения в тексте).

Таким образом, в измерительном канале анализатора регистрируются либо потоки  $I_3$  и  $I_4$ , образующие опорный канал, когда зеркала ЗП1 и ЗП2 включены, либо потоки излучений  $I_1$  и  $I_2$  этих компонент, прошедшие через внешнюю кювету. Эти четыре сигнала позволяют вычислить концентрацию паров ртути  $N_{\text{Hg}}$  во внешней кювете по соотношению

$$N_{\text{Hg}} = K \ln \left( \frac{I_1 I_4}{I_2 I_3} \right) \quad (1)$$

где  $K$  – коэффициент пропорциональности.

При непрерывном вращении фазовой пластинки процесс измерения  $N_{\text{Hg}}$  ускоряется. Предварительно с помощью поляризационного компенсатора ПК выравниваются значения потоков  $I_3$  и  $I_4$  ( $\pi$ - и суммы  $\sigma$ -компонент). При этом, после прохождения излучения через внешнюю кювету, на фотодетекторе выделяется переменный сигнал пропорциональный концентрации паров ртути. Для калибровки прибора предусмотрено введение в измерительный канал эталонной кюветы ЭК с известной концентрацией паров ртути. По результатам калибровки получено значение коэффициента пропорциональности  $K = 180000$ .

Теоретически интенсивность  $\pi$ -компоненты должна равняться сумме интенсивностей  $\sigma$ -компонент [3, 7]. Однако при исследовании экспериментального образца РГА/м было выявлено, что в сильных магнитных полях (при  $B \geq 1$  Тл) из-за действия силы Лоренца на электроны плазмы разряда появляется неоднородность интенсивности разряда в поперечном и продольном сечения капилляра РКЛ [8, 9]. При этом существенным образом меняется соотношение между излучаемыми интенсивностями  $\pi$ - и  $\sigma$ -компонент  $\delta = (I_\sigma - I_\pi)/(I_\sigma + I_\pi)$ . Результаты наших исследований показали, что величина  $\delta$  существенным образом зависит от внутреннего диаметра капилляра лампы и практически не зависит от величины индукции магнитного поля и изменения напряжения, возбуждающего высокочастотный разряд в лампе. Также было исследовано влияние изменения температуры окружающей среды в интервале от 15 до 45 °С, которое показало, что величина  $\delta$  при этом увеличивалась от 5 до 14 %. Одной из причин этого является то, что при повышении температуры количество невозбужденных атомов ртути в процентном отношении становится больше и с учетом самопоглощения доля интенсивности  $I_\pi$  уменьшается.

Первоначальное неравенство интенсивностей  $I_\sigma$  и  $I_\pi$ , излучаемых РКЛ, отрицательно сказывается на результатах оценки концентрации  $N_{\text{Hg}}$  по (1). В результате возникает дрейф нулевого уровня измеряемой концентрации паров ртути. Один из путей устранения дрейфа, это выравнивание первоначальных интенсивностей  $I_\sigma$  и  $I_\pi$ . Вариант внешнего выравнивания интенсивностей  $I_\sigma$  и  $I_\pi$  за счет френелевского отражения от плоскопараллельной пластики приведен в [8]. Такое решение улучшает характеристики прибора, однако дрейф нулевого уровня полезного сигнала полностью не устраняется. Были также проведены дополнительные исследования влияния температуры  $T$  и напряжения  $U_n$  высокочастотного воз-

буждения разряда РКЛ на отношение интенсивностей  $I_{\sigma}/I_{\pi}$ . Для режима  $T = 50\text{ }^{\circ}\text{C}$  и  $U_{\pi} = 10,6\text{ В}$ , отношение интенсивностей  $I_{\sigma}/I_{\pi} = 1,447$ ; для  $T = 30\text{ }^{\circ}\text{C}$  и  $U_{\pi} = 16\text{ В}$ , отношение интенсивностей  $I_{\sigma}/I_{\pi} = 1,185$ , при этих характеристиках возбуждения РКЛ дрейф нулевого уровня измеряемой концентрации  $N_{\text{Hg}}$  оказался минимальным.

Комплекс мер по выравниванию первоначальных интенсивностей  $I_{\sigma}$  и  $I_{\pi}$  позволил уменьшить дрейф нулевого уровня полезного сигнала более чем на порядок. Это позволяет уверенно регистрировать концентрацию паров ртути в пределах десятков  $\text{нг}/\text{м}^3$ . Дальнейшее уменьшение дрейфа нулевого уровня полезного сигнала и как следствие повышение чувствительности ртутного газоанализатора связано с оптимизацией режимов работы в первую очередь ртутной капиллярной лампы.

#### Литература:

1. Антипов А.Б., Генина Е.Ю., Головацкий Ю.А. Газоанализатор РГА и его применение для ртутного мониторинга окружающей среды // *Оптика атмосферы и океана*. 2002. Т. 15. № 1. С. 81-86.
2. Ганеев А.А., Шолупов С.Е., Пупышев А.А., Большаков А.А., Погарев С.Е. Атомно-абсорбционный анализ: Учебное пособие. СПб.: Изд-во «Лань», 2011. 304 с.
3. Фриш С.Э. Оптические спектры атомов. М.: ГИФМЛ, 1963. 640 с.
4. Азбукин А.А., Булдаков М.А., Королев Б.В., Корольков В.А., Матросов И.И., Тихомиров А.А. Портативный оптический анализатор паров ртути в атмосферном воздухе ДОГ-05 // *ПТЭ*. 2006. № 6. С. 142-143.
5. Булдаков М.А., Матросов И.И., Тихомиров А.А., Королев Б.В. Портативный оптический анализатор паров ртути в атмосферном воздухе ДОГ-05 // *Безопасность в техносфере*. 2011. № 1. С. 11-15.
6. Abramochkin A.I., Korolkov V.A., Mutnitsky N.G., Tatur V.V., Tikhomirov A.A. Portable mercury gas analyzer with a lamp filled with natural mercury isotope mixture // *Proc. of SPIE*. 2015. V. 9680. P. 96803D-1#96803D-4.
7. Альтман Э.Л., Свешиников Г.Б., Туркин Ю.И., Шолупов С.Е. Зеемановская атомно-абсорбционная спектроскопия // *ЖПС*. 1982. Т. 37. № 5. С. 709-722.
8. Абрамочкин А.И., Татур В.В., Тихомиров А.А. Исследование  $\pi$ - и  $\sigma$ -компонент излучения ртутной капиллярной лампы в поперечном эффекте Зеемана // *Изв. Вузов. Физика*. 2016. Т. 59. № 9. С. 1343-1348.
9. Абрамочкин А.И., Татур В.В., Тихомиров А.А. Особенности излучения  $\pi$ - и  $\sigma$ -компонент ртутной капиллярной лампы с естественным изотопным составом в поперечном эффекте Зеемана // *Изв. Вузов. Физика*. 2016. Т. 60. № 7. С. 159-160.

## Scheme of joining lidar with the television system of the terrain orientation

<sup>1,3</sup>Simonova G.V., <sup>2</sup>Klimkin A.V., <sup>2</sup>Kokhanenko G.P., <sup>2,3</sup>Ponomarev Yu.N.

<sup>1</sup> Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia

<sup>2</sup> V.E. Zuev Institute of Atmospheric Optics SB RAS, Tomsk, Russia

<sup>3</sup> National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia

E-mail: galina\_simonova@inbox.ru, tosha@asd.iao.ru, kokh@iao.ru, yupon@iao.ru

Optical scheme of joining lidar with the television system of the terrain orientation has been designed. This scheme allows simultaneously targeting on the object of investigation and recording the reflected from it lidar signal.

In the scheme, the object is guided by the two scanning mirrors. Control for guiding the laser beam to the investigated object is carried out using an axial television viewfinder. The latter has a greater angle of view than the lidar receiver system has. This allows one to see the image of the space surrounding the object. The television viewfinder is installed on the optical axis of the lidar receiver system behind the secondary mirror. The possibility of locating the television viewfinder behind the secondary mirror is provided by the improvement of the design of the secondary mirror of the lidar receiver system [1]. The secondary mirror is designed as a mirror-lens component. The central region of this component has a reflective coating and ensures reflecting the light beam into the receiving channel. The annular peripheral part of the mirror-lens component functions as a lens component refracting the light beam and together with the positive lens focuses the image of the investigated space on the television matrix of the viewfinder. The mirror-lens component and the positive lens have been calculated with minimal chromatic and monochromatic aberrations. At the moment of observation of the

objects located at different distances, the television matrix is focused on by means of its linear moving along the optical axis of the viewfinder. When the viewfinder is positioned on the optical axis of the lidar receiver system, the components of the lidar receiver together with the viewfinder components construct the image for the viewfinder. That greatly facilitates the alignment of the guidance system and the lidar receiver system. Continuous monitoring of the image of the space surrounding the object with simultaneous observation of the object and recording reflected from it lidar signal is provided. The proposed circuit solution of the axial television viewfinder combined with the lidar receiver system can be used not only in the Mersenne receiving telescopic system considered but also in the mirror systems of Cassegrain, Ritchey–Chretien, Nasmyth and other modified mirror telescope circuits.

#### References:

1. Simonova, G.V., Balin, Yu. S., Kokhanenko, G.P., Ponomarev, Yu.N., Rynkov, O.A. 2016. [Scanning multiwave lidar for remote sensing of atmospheric objects]. RF Patent 2593524, published August 10.

## Схема сопряжения лидара с телевизионной системой ориентации на местности

<sup>1,3</sup>Симонова Г.В., <sup>2</sup>Климкин А.В., <sup>2</sup>Коханенко Г.П., <sup>2,3</sup>Пономарев Ю.Н.

<sup>1</sup> Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

<sup>2</sup> Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, Томск, Россия

<sup>3</sup> Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

E-mail: galina\_simonova@inbox.ru, tosha@asd.iao.ru, kokh@iao.ru, yupon@iao.ru

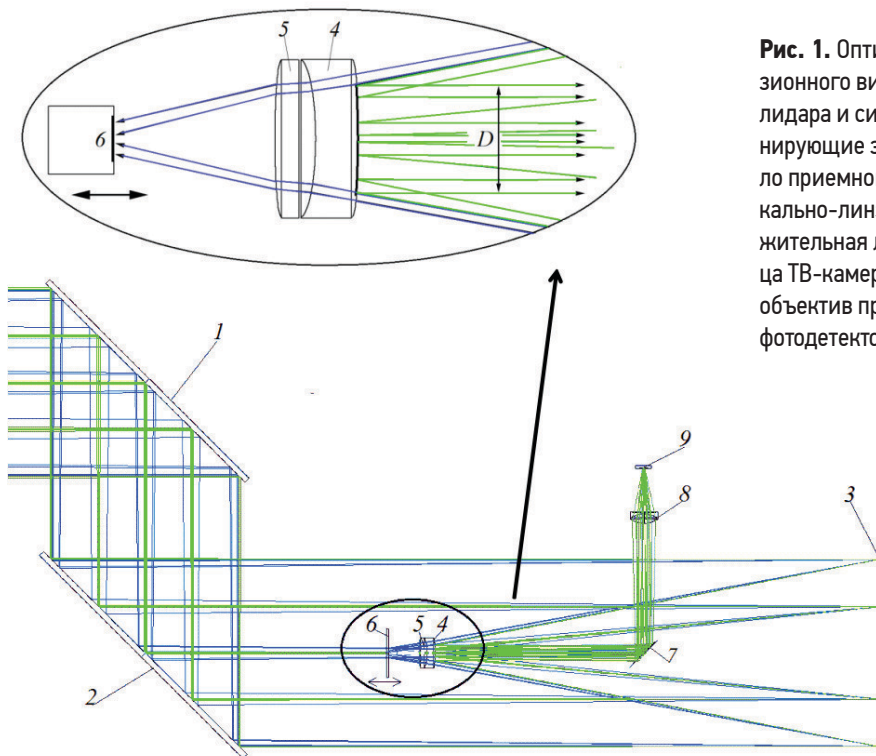
Одной из важных задач дистанционного лазерного зондирования является точное наведение лазерного излучения на исследуемый объект. Обычно наведение на исследуемый объект осуществляется вращением платформы лидара с одним или двумя сканирующими зеркалами, а контроль наведения осуществляется с помощью дополнительного визира – телевизионной системы, состоящей из объектива и ТВ-камеры. В телескопах наведение на исследуемый объект осуществляется при помощи визира-гида, смещенного относительно объектива телескопа, что допустимо при измерениях, т.к. объекты наблюдения находятся на значительных расстояниях от телескопа. При работе лидарных комплексов, расстояние до объектов наблюдения меняется от сотни метров до десятков километров, что приводит к неконтролируемому смещению изображения относительно центра лазерного пучка, вызванного несоосным расположением оптической оси приемной системы лидара и оптической осью визира. Существуют различные схемные решения размещения телевизионного визира в лидарных комплексах. В работе [1] телевизионный визир установлен на поворотной колонке лидара, позволяющей совместить оптическую ось приемной системы лидара и телевизионного визира только в определенной точке пространства. В лидарном комплексе [2] используется телевизионный визир, изображение на котором формируется с помощью поворотного зеркала, входящего в приемный канал лидара, что обеспечивает совмещение оптических осей визира и системы приема лидара. Однако недостатком данного схемного решения является невозможность одновременно наблюдать объект и регистрировать лидарный сигнал, приходящий от него.

Актуальной является задача нахождения схемного решения размещения телевизионного визира в лидарном комплексе, которое позволит одновременно наблюдать за исследуемым объектом и регистрировать отраженный от него лидарный сигнал. Схемное решение лидарного мобильного комплекса [3], включающего: лазерный источник излучения; систему наведения, представляющую собой одиночное сканирующее зеркало; приемную линзовую телескопическую систему, которая сопрягает излучение с помощью дихроичного зеркала, расположенного под углом  $45^\circ$  к оптической оси телескопической приемной системы с последующей системой регистрации лидарного сигнала; канал телевизионного визирования, расположенный за дихроичным зеркалом на оптической оси приемной линзовой телескопической системы лидара, содержащий объектив, формирующий изображений объекта на матрицу ТВ-камеры; позволяет одновременно наблюдать за исследуемым объектом и регистрировать отраженный от него лидарный сигнал. Однако недостатками является то, что при работе лидара в многоволновом режиме приемная линзовая телескопическая система вносит хроматические аберрации, и дихроичное зеркало отражает только 75% излучения на рабочих длинах волн лидара, что приводит к ослаблению лидарного сигнала.

В данной работе предложено оригинальное схемное решение (рис.1), в котором наведение на исследуемый объект осуществляется с помощью двух сканирующих зеркал (1 2), а контроль за наведением лазерного пучка на исследуемый объект осуществляется с использованием осевого телевизионного



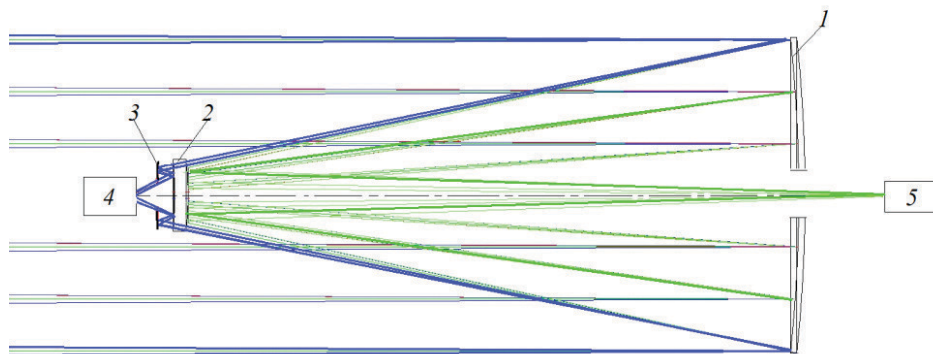
визира, имеющего угол поля зрения больший, чем угол поля зрения приемной системы лидара, что позволяет видеть изображение окружающего исследуемый объект пространства. Визир установлен на оптической оси приемной системы лидара за вторичным зеркалом. Возможность размещения телевизионного визира за вторичным зеркалом обеспечена усовершенствованием конструкции вторичного зеркала приемной системы лидара [4]. Вторичное зеркало выполнено как зеркально-линзовый компонент (4). Центральная область этого компонента  $D$  имеет отражающее покрытие и обеспечивает отражение светового пучка в канал приема, т.е. выполняет функцию вторичного зеркала. А кольцевая периферийная часть зеркально-линзового компонента с просветляющим покрытием работает как линзовый компонент, преломляя световой пучок и совместно с положительной линзой (5), фокусирует изображение исследуемого пространства на телевизионную матрицу визира (6). Зеркально-линзовый компонент и положительная линза рассчитаны при условии минимизации хроматических и монохроматических аберраций. Подфокусировка телевизионной матрицы при наблюдении за объектами, расположенными на разных расстояниях, осуществляется линейным перемещением телевизионной матрицы вдоль оптической оси визира.



**Рис. 1.** Оптическая схема осевого телевизионного визира с приемной системой лидара и системой наведения: 1, 2 – сканирующие зеркала; 3 – первичное зеркало приемной системы лидара; 4 – зеркально-линзовый компонент; 5 – положительная линза визира; 6 – ПЗС матрица ТВ-камеры; 7 – плоское зеркало; 8 – объектив приемной системы лидара; 9 – фотодетектор приемной системы лидара.

Предложенное схемное решение осевого телевизионного визира, совмещенного с приемной системой лидара, можно использовать не только в рассмотренной приемной телескопической системе Мерсена, но и в зеркальных системах Кассегрена (рис. 2), Ричи-Кретьена, Несмитта и других модифицированных зеркальных схемах телескопов.

Конструктивно объектив визира может быть выполнен из линзовых (рис. 1, поз. 4-5) или зеркально-линзовых компонентов (рис. 2., поз. 2-3).



**Рис. 2.** Оптическая схема осевого телевизионного визира с приемным объективом типа Кассегрен: 1 – первичное зеркало приемной системы лидара; 2 – зеркально-линзовый компонент; 3 – сферическое зеркало; 4 – ПЗС матрица ТВ-камеры; 5 – фотодетектор приемной системы лидара.

При осевом размещении визира на оптической оси приемной системы лидара изображение для визира строят сами компоненты приемной системы лидара вместе с компонентами визира, что значительно облегчает юстировку системы наведения и приемной системы лидара. Такая установка камеры позволяет наблюдать отсутствие параллакса изображения объекта, к которому направлено лазерное излучение. При этом обеспечивается непрерывный контроль изображения пространства, окружающего исследуемый объект, с одновременным наблюдением объекта и регистрацией лидарного сигнала, отраженного от него.

#### **Литература:**

1. Балин Ю.С., Ершов А.Д., Коняев П.А., Ломакин Д.С. *Контроль скорости перемещения атмосферных аэрозольных образований с использованием видео-и лидарной информации*// *Оптика атмосферы и океана*. 2004. – Т.17. – №12. – С.996-1002.
2. Козырев А.В., Шаргородский В.Д. *Лидарный комплекс контроля загрязнения воздуха*. Патент Российской Федерации №2022251, дата публикации 30.10.1994.
3. Волков В.Г. *Методы сопряжения лидара с приборами ночного видения* // *Межотраслевой научно-технический журнал "Оборонный комплекс — научно-техническому прогрессу России"*. 2011. – №.2. – С.27-31.
4. Патент РФ № 2015110797/28, 25.03.2015. *Сканирующий многоволновой лидар для зондирования атмосферных объектов* // Патент России № 2593524. 2016. Бюл. № 22 / Симонова Г. В., Балин Ю. С., Коханенко Г. П., Пономарев Ю. Н., Рынков О.А.

## Autonomous weather stations for unmanned aerial vehicles. Preliminary results of measuring meteorological profiles

**Telminov A.E., Korolkov V.A., Pustovalov K.N., Tikhomirov A.A., Kurakov S.A.**

Institute for Monitoring of Climatic and Ecological Systems of SB RAS, Tomsk, Russia

E-mail: talexey@imces.ru, kor@imces.ru, const.pv@yandex.ru, tikhomirov@imces.ru, ksa@imces.ru

The report gives brief descriptions of automatic weather stations (AWS) developed in the IMCES SB RAS and designed for placement on a UAV of the drone-copter type and a tethered balloon. Preliminary results of measurements of the vertical profiles of the main meteorological values in the ABL to heights of ~1 km are also presented using AMS installed on the UAV.

A portable electronic weather station was installed on the DJA S900 hexapotter. It consists of electronic sensors for humidity and air temperature, and atmospheric pressure, which are placed in radiation protection. To reduce the effect of air currents created by UAV screws on measuring temperature and humidity, the measuring unit is placed at a height of ~40 cm above the plane of the screws. For the coordinate and time reference of the measurement results, the GPS navigation unit is used. The received measuring information is recorded on a flash memory or immediately transmitted to the ground via a radio channel, organized using the XBee-PRO radio modules. Accumulators of hexakopter DJI S900 provide a flight duration no more than 35 minutes. Hexakopter can carry a payload of 3.2 kg. Accuracy of the device hanging in GPS mode: vertical  $\pm 0.5$  m, horizontal  $\pm 2.5$  m. Maximum flight altitude is up to 2000 m.

The second type of UAV, is a tethered hybrid balloon K-25M-A produced by OSKBES MAI on it was installed by the ultrasonic weather complex AMK-03. Helium is used as a lifting gas (maximum lifting altitude is 1 km). An aerostat can carry a payload weight of 12.5 kg. The lifting and lowering of the balloon is controlled by a winch placed on a trailer. AWS AMK-03, together with a battery and a radio transmitter, are placed on a suspension that is located at a distance of ~2.5 m from the balloon shell. The data from AMK-03 is transmitted to the ground via a radio channel, organized with the help of XBee-PRO radio modules.

The profiles  $T$ ,  $v$  and  $r$  obtained for both types of meteorological stations are in general in good agreement with the theoretical concepts of the altitude variation of these quantities. An exception is the profile of the velocity of the vertical component of the wind, in which there are high (more than 1 m/s) negative values, not typical for atmospheric conditions at the time of measurement.

Comparison of the measured values of air humidity during the ascent without stops and the descent of the balloon with stops at certain altitudes shows a large discrepancy ( $> 15\%$ ) between the values at the same altitude, due to the considerable inertia of the humidity sensor.

The results of preliminary full-scale tests of AWC on UAV show that it is necessary to further develop a meteorological measurement technique with the hangup of both types of UAVs at given altitudes.

# Автономные метеостанции для беспилотных летательных аппаратов. Предварительные результаты измерений профилей метеорологических величин

Тельминов А.Е., Корольков В.А., Пустовалов К.Н., Тихомиров А.А., Кураков С.А.

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

E-mail: talexey@imces.ru, kor@imces.ru, const.pv@yandex.ru, tikhomirov@imces.ru, ksa@imces.ru

Оперативные дистанционные методы оптического и акустического зондирования атмосферы для измерения вертикальных профилей основных метеорологических величин: температуры  $T$ , давления  $P$ , относительной влажности  $r$ , скорости  $v$  и направления  $D$  ветра в атмосферном пограничном слое (АПС) обладают одним существенным недостатком – неоднозначным решением уравнения зондирования [1]. Контактные методы измерения этих величин с помощью автоматических метеостанций (АМС), устанавливаемых на беспилотных летательных аппаратах (БПЛА) [2], хотя и являются менее оперативными, обеспечивают получение репрезентативных данных, которые могут быть использованы для калибровки результатов лидарных и содарных измерений [3]. В докладе приведены краткие описания автоматических метеостанций (АМС), разработанных в ИМКЭС СО РАН и предназначенных для размещения на БПЛА типа дрон-коптер и привязной аэростат. Также представлены предварительные результаты измерений вертикальных профилей основных метеовеличин в АПС до высот  $\sim 1$  км с помощью АМС, установленных на БПЛА.

До настоящего времени основным стандартным средством контактного измерения высотных профилей метеовеличин являются радиозонды, которые запускаются только 2 раза в сутки [4]. Размещение АМС на БПЛА обеспечивает достаточно оперативное измерение значений метеовеличин на мезомасштабной территории (по площади), а также на различных высотных уровнях в течение нескольких десятков минут.

БПЛА типа коптера обеспечивают свободное перемещение АМС в вертикальном и горизонтальном направлениях на контролируемой территории площадью в несколько квадратных километров, что позволяет измерять как вертикальные профили метеорологических величин, так и определять возможные локальные горизонтальные неоднородности полей этих величин. Привязной аэростат с размещенной на нем АМС обеспечивает измерение высотных профилей метеовеличин, а также дает возможность измерения метеовеличин на заданном высотном уровне в течение нескольких суток.

При установке АМС на БПЛА необходимо учитывать его влияние на результаты измерений метеовеличин. Так при размещении АМС на БПЛА типа коптер (квадро- или гексакоптер) необходимо максимально удалять метеодатчики от воздушных потоков, создаваемых винтами коптера. При использовании привязного аэростата в качестве носителя, АМС необходимо размещать на подвесе, обеспечивающем минимальное влияние оболочки аэростата на реальные воздушные потоки при подъеме и спуске аэростата.

Для БПЛА типа гексакоптер DJI 6900 нами была разработана портативная электронная метеостанция ПЭМС/БПЛА (рис. 1). В ее состав входят электронные датчики влажности и температуры воздуха, которые размещены в верхней части измерительного блока (1) в радиационной защите. Датчик давления установлен в цилиндрической нижней части (2) АМС. Для уменьшения влияния воздушных потоков, создаваемых винтами БПЛА, на измерение температуры и влажности измерительный блок (1) размещается на высоте  $\sim 40$  см над плоскостью винтов (4). Более высокое размещение этого блока смещает центр масс БПЛА. Для координатной и временной привязки результатов измерений используется навигационный блок GPS (3). Получаемая измерительная информация записывается на флеш-память либо сразу передается на землю по радиоканалу, организованному с помощью радиомодулей XBee-PRO (рабочая частота 2,4 ГГц, скорость передачи информации до 250 Кбит/с). Аккумуляторы гексакоптера DJI 6900 обеспечивают длительность полета не более 35 мин. Гексакоптер может нести полезную нагрузку 3,2 кг. Точность записания аппарата в режиме GPS: вертикальная –  $\pm 0,5$  м, горизонтальная –  $\pm 2,5$  м.



мая измерительная информация записывается на флеш-память либо сразу передается на землю по радиоканалу, организованному с помощью радиомодулей XBee-PRO (рабочая частота 2,4 ГГц, скорость передачи информации до 250 Кбит/с). Аккумуляторы гексакоптера DJI 6900 обеспечивают длительность полета не более 35 мин. Гексакоптер может нести полезную нагрузку 3,2 кг. Точность записания аппарата в режиме GPS: вертикальная –  $\pm 0,5$  м, горизонтальная –  $\pm 2,5$  м.

**Рис. 1.** АМС ПЭМС/БПЛА: 1 – измерительный блок в радиационной защите с датчиками температуры и относительной влажности; 2 – основная часть АМС; 3 – навигационный блок GPS; 4 – гексакоптер DJI S900.



Технические характеристики ПЭМС/БПЛА представлены в табл. 1.

Таблица 1. Характеристики ПЭМС/БПЛА.

Параметр	Значение
Диапазон измерения температуры воздуха $T$ , °C	минус 50 ... +50
Погрешность измерения температуры, °C	$\pm 0,2$ при $T \leq +30$ °C; $\pm 0,3$ при $T > +30$ °C
Диапазон измерения относительной влажности, %	15 ... 100
Погрешность измерения относительной влажности, %	$\pm 2$ при $T > 0$ °C; $\pm 5$ при $T < 0$ °C
Диапазон измерения атмосферного давления, мм рт. ст.	520 ... 800
Погрешность измерения давления, мм рт. ст.	$\pm 0,5$

Вторым типом БПЛА, пригодным для установки на нем ультразвуковой АМС АМК-03 [6], является привязной гибридный аэростат К-25М-А производства ОСКБЭС МАИ [7], в котором в качестве подъемного газа используется гелий (максимальная высота подъема 1 км). Аэростат может нести массу полезной нагрузки 12,5 кг. Регулирование подъема и спуска аэростата осуществляется с помощью лебёдки, размещённой на автоприцепе. Ее электропитание осуществляется от сети 220 В, 50 Гц. УАМС АМК-03 вместе с аккумулятором и радиопередатчиком размещены на подвесе, удаленном на ~2,5 м от оболочки аэростата (рис. 2).

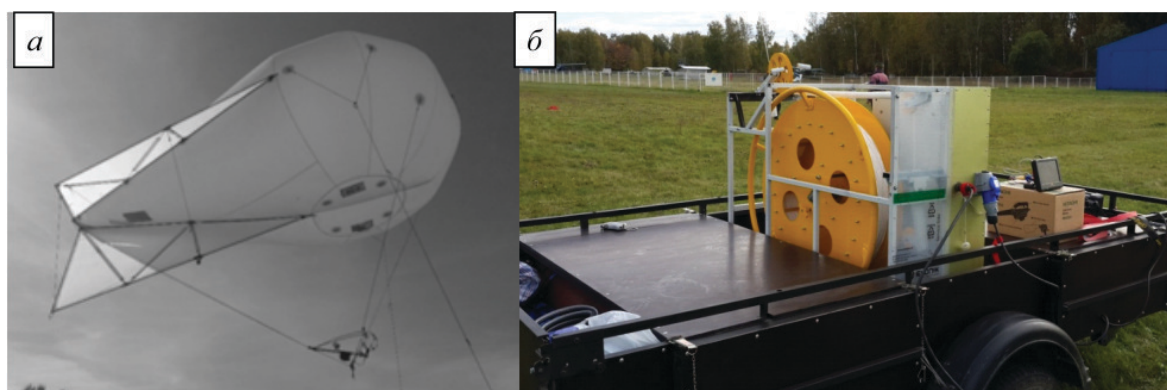


Рис. 2. Привязной аэростат К-25М/А с ультразвуковой АМС АМК-03 на подвесе (а) и лебедка на автомобильном прицепе (б).

Некоторые результаты измерений вертикальных профилей  $P$ ,  $T$  и  $r$ , полученные с помощью лабораторного макета ПЭМС/БПЛА были представлены в [5]. На рис. 3 показаны результаты измерений профилей  $T$  и  $r$  при подъеме гексакоптера на предельную высоту 2000 м. Измерения проводились 1 раз в 5 с, при этом кривые 1 соответствуют профилям, полученным при подъеме БПЛА за 30 мин со средней скоростью  $V_{cp} \approx 3$  м/с, а кривые 2 – профилям при спуске БПЛА за 15 мин со средней скоростью  $V_{cp} \approx 4$  м/с. Расхождение результатов измерений по температуре в пределах  $\sim 1$  °C и по относительной влажности до 5% для подъема и спуска объясняются инерционностью электронных датчиков. В новом опытном образце ПЭМС/БПЛА использованы менее инерционные датчики.

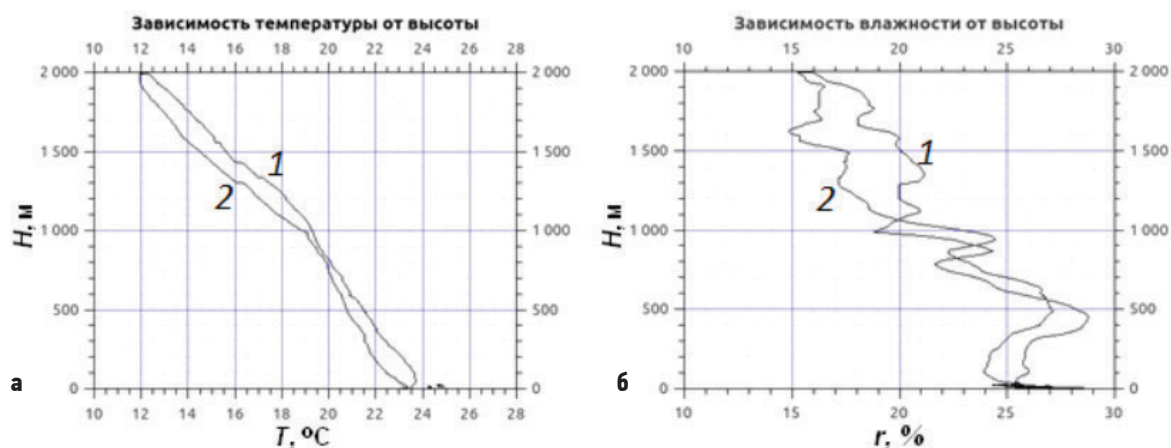


Рис. 3. Результаты измерений вертикальных профилей температуры (а) и относительной влажности (б) с помощью ПЭМС/БПЛА в сентябре 2016 г. при подъеме (1) и спуске (2).



На рисунке 4 представлены профили метеовеличин, измеренные при двух запусках УАМС АМК-03 на привязном аэростате 06.09.2016 на высоту до ~1 км. Эксперименты проводились на полигоне "Фоновый" ИОА им. В.Е. Зуева СО РАН, расположенном вблизи п. Киреевск (Шегарский район Томской области). Запуск № 1 выполнялся с 16:30 до 17:32 со средней скоростью подъема ~30 м/мин до высоты ~960 м, затем проводился спуск аэростата до высоты 200 м с той же скоростью. Запуск № 2 выполнялся с 17:34 до 19:33 при этом подъём аэростата со скоростью 30 м/мин проходил от 200 до ~990 метров с остановками длительностью 10 минут на высотах ~ 200, 400, 600, 800 и 990 метров и последующий спуск от уровня 960 метров до подстилающей поверхности.

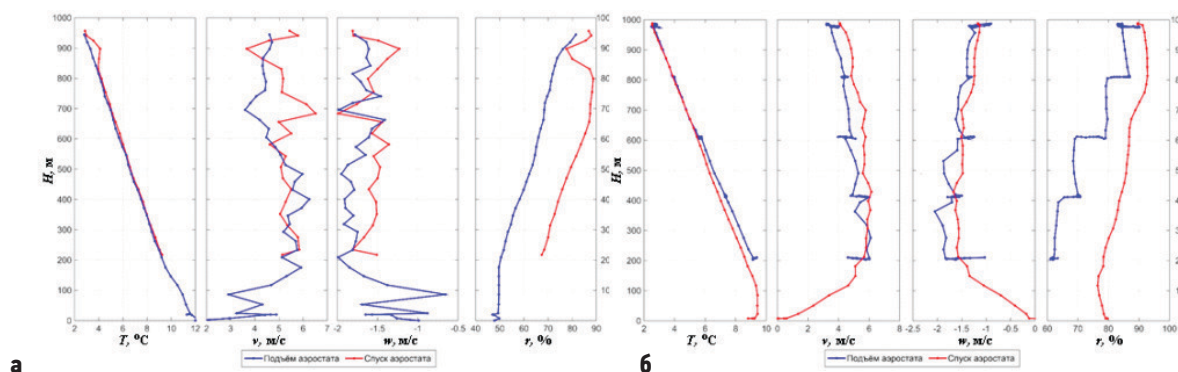


Рис. 4. Измеренные профили метеорологических величин при запусках №№ 1 (а) и 2 (б).

Полученные профили  $T$ ,  $v$  и  $r$  в целом хорошо согласуются с теоретическими представлениями о высотном изменении этих величин. Исключение составляет профиль скорости  $w$ , в котором наблюдаются высокие (более 1 м/с) отрицательные значения, не характерные для атмосферных условий в момент измерения. Причём, на этапах подъёма аэростата значения скорости существенно превосходят аналогичные значения на этапах спуска. Отмеченный факт, а также наблюдаемая прямая зависимость между значениями  $w$  и  $v$  позволяют судить о том, что измеренные аномальные значения скорости  $w$  предположительно связаны с влиянием компенсационных нисходящих движений окружающего воздуха при подъёме аэростата и (или) вытеснением вниз набегающего на оболочку аэростата ветрового потока. Таким образом, расстояние между оболочкой аэростата и АМК-03, равное 2,5 м, является недостаточным для надёжного измерения  $w$  и должно быть увеличено как минимум до 5 м.

Результаты измерения  $T$ , проведенные на этапах подъёма и спуска на одних и тех же высотных уровнях, характеризуются минимальным отличием ( $<1^\circ\text{C}$ ). Сравнение измеренных значений  $r$  при подъёме и спуске аэростата (рис. 4,а), выполняющихся без остановок и с одинаковой скоростью, наоборот, показывает большое расхождение ( $>15\%$ ) между значениями на одной высоте, связанное со значительной инерционностью датчика влажности.

Анализ скорости приближения измеренных значений  $r$  к истинным значениям атмосферной влажности на фиксированных высотных уровнях во время задержек длительностью 10 (рис. 2,б), 5 и 3 мин позволил сделать вывод о том, что для измерения достоверных значений  $r$  на фиксированных уровнях необходимы остановки длительностью не менее 5 мин.

Полученные результаты предварительных натурных испытаний АМС на БПЛА показывают, что необходимо дополнительно отработать методику измерений метеорологических величин с зависанием обоих типов БПЛА на заданных высотах.

#### Литература:

1. Межерис Р. Лазерное дистанционное зондирование. М.: Мир, 1987. 550 с.
2. Корольков В.А., Тельминов А.Е., Тихомиров А.А. АМС на БПЛА для измерения вертикальных профилей метеорологических и турбулентных характеристик атмосферы // Методологические аспекты развития метеорологии специального назначения, экологии систем аэрокосмического мониторинга / Сб. научных статей по материалам III Всероссийской НПК (24-25 мая 2016 г.) Воронеж: ВУНЦ ВВС "ВВА", 2016. С. 73-77.
3. Красненко Н.П., Тихомиров А.А. Технические средства и технологии дистанционного зондирования атмосферы и подстилающей поверхности // Оптика атмосферы и океана. 2002. Т. 15. № 1. С. 51-61.
4. Руководящий документ РД 52.11.650-2003. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Выпуск 4. Аэрологические наблюдения на станциях. Часть III. Температурно-ветровое радиозондирование атмосферы. СПб.: Гидрометеиздат, 2004. 162 с.
5. Кураков С.А., Зуев В.В. Беспилотный измеритель вертикальных профилей метеопараметров в пограничном слое атмосферы // Оптика атмосферы и океана. 2016. Т. 29. № 11. С. 994-999.

6. *Азбукин А.А., Богусевич А.Я., Ильичевский В.С., Корольков В.А., Тихомиров А.А., Шелевой В.Д. Автоматизированный ультразвуковой метеорологический комплекс АМК-03 // Метеорология и гидрология. 2006. № 11. С. 89-97.*
7. URL: <http://oskbes.ru/kolibri.html> (дата обращения: 15.06.2016).

## Use of automatic thermographs (thermohygrographs) for microclimatic monitoring

<sup>1</sup>Vasilenko O.V., <sup>1,2</sup>Voropay N.N.

<sup>1</sup>V.B. Sochava Institute of Geography SB RAS, 664033, Irkutsk, Russia

<sup>2</sup>Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia

E-mail: [oksa\\_na85@mail.ru](mailto:oksa_na85@mail.ru), [voropay\\_nn@mail.ru](mailto:voropay_nn@mail.ru)

DOI: 10.5281/zenodo.1247828

Climate monitoring in Russia is carried out within the framework of the program: "Global Climate Observing System"[1]. Weather stations in Russia are sporadically distributed. Their numbers are not enough to study the regional climate. It is necessary to expand the network of monitoring of meteorological elements by using alternative observation systems.

The Institute of Geography V.B. Sochava SB RAS are carry out work on studying the climate of landscapes in the Tunkinskaya depression [2]. Thermographs and thermohygrographs Hygrochron Temperature / Humidity Logger iButton (DS1922, DS1923-F5) were used for monitoring of air temperature and humidity.

To confirm the correctness of the use of loggers and to assess the representativeness of the data, we performed a comparative analysis of the air temperature and relative humidity series from the data of the loggers and the data of the psychrometric termometers at the Tunka weather station (Republic of Buryatia) within the observation period from October 2011 to June 2015.

The average difference between the observed data of the thermograph and the data of the psychrometric thermometer is 0.2°C. The difference during the year in 75% of the cases does not exceed the instrumental error ( $\pm 0.5^\circ\text{C}$ ), and in 93% of cases are  $\pm 1^\circ\text{C}$ . Analysis of the average daily temperatures have revealed a systematic error in the thermograph readings (0.2°C). After bias correction the difference between the thermograph and the psychrometric thermometer in 97% of cases does not exceed  $\pm 0.4^\circ\text{C}$ . This error is within the accuracy of the measurement of the thermograph. Coefficient of correlation was 0.95 for observed values, and 0.96 for average daily values.

Thermohygrographs overestimates the relative humidity. At a temperature above  $-20^\circ\text{C}$ , 93% of the measurements fall within the range from -5 to + 15% from the data of observations, and 100% on average daily data. It was found that with the correction for the systematic error, 68% of the results of observations and 86% of the average daily values fall within the range of deviations  $\pm 5\%$  (registration error). In the range  $\pm 10\%$ , in this case, 98% and 100%, respectively.

Application of DS1922 thermographs and DS1923 thermohygrographs for climate monitoring is promising and allows to describe the features of the temperature and humidity regime correctly taking into account the properties and form of the underlying surface. The reliability of the observation data obtained using electronic loggers is confirmed by statistical methods. Differences in the time and average daily values of temperature and relative humidity between loggers and standard meteorological equipment in most cases do not exceed the instrumental error declared by the manufacturer. The data obtained with the help of DS1922 thermographs and DS1923 thermohygrographs significantly supplement the information on the meteorological conditions of mountain areas.

# Применение автоматических термографов (термогигрографов) для микроклиматического мониторинга

<sup>1</sup>Василенко О.В., <sup>1,2</sup>Воропай Н.Н.

<sup>1</sup> Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия

<sup>2</sup> Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

E-mail: oksa\_na85@mail.ru, voropay\_nn@mail.ru

DOI: 10.5281/zenodo.1247828

В настоящее время в России мониторинг характеристик климата осуществляется в рамках программы: «Глобальная система наблюдения за климатом» (ГСН) [1]. ГСН осуществляет измерение многочисленных параметров атмосферы для решения широкого спектра задач. Основные составляющие ГСН включают сеть наземных метеорологических, аэрологических и радиолокационных наблюдений; систему морских и аэрокосмических наблюдений. Перечисленные компоненты ГСН имеют свои преимущества, а также ограничения, ошибки и неточности. Плотность метеорологической сети является недостаточной для изучения регионального климата, а погрешности различных современных систем наблюдений зависят от методов измерений, используемых приборов, состояния атмосферы, времени и условий подстилающей поверхности. В результате возникает необходимость расширения сети мониторинга метеорологических элементов, особенно на региональном уровне, и более широкого привлечения данных альтернативных систем наблюдения. К их числу можно отнести данные спутниковых систем наблюдения за климатом, математического моделирования, а также данные натуральных наблюдений с использованием современных автоматических измерительных приборов.

Комплексные климатические исследования с использованием выше перечисленных современных систем наблюдения успешно реализованы на Тункинском котловинном стационаре Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН. В рамках комплексных географических исследований проводятся работы по выявлению пространственных и временных особенностей распределения компонентов климата в горно-котловинных ландшафтах и факторов их формирования [2]. Для мониторинга климатических характеристик на локальном уровне с учетом свойств подстилающей поверхности, а также элементов горно-котловинного рельефа используются термографы и термогигрографы Hygrochron Temperature/Humidity Logger iButton с корпоративным обозначением DS1922 и DS1923-F5 соответственно.

Термограф (термогигрограф) представляет собой автономное малогабаритное энергозависимое электронное устройство для измерения температуры (температуры и относительной влажности) окружающей среды и хранения данных измерений в собственной памяти с привязкой к реальному времени. Диапазон регистрируемых значений температуры воздуха от  $-40$  до  $+85^{\circ}\text{C}$ . Дискретность измерения температуры воздуха  $0,0625^{\circ}\text{C}$ . Погрешность измерения температуры воздуха, заявленная производителем, составляет  $\pm 0,5^{\circ}\text{C}$ . Диапазон регистрируемых значений относительной влажности воздуха от 0 до 100 %, дискретность измерения – 0,64 %, погрешность измерения, заявленная производителем  $\pm 5$  % [3].

Электронные термографы широко используются в современных научных исследованиях. Возможность измерения температуры в различных средах, хранение значительного массива информации, функция регистрации данных с различной частотой и малогабаритные размеры позволяют успешно использовать их для множества задач современной науки [4-11 и др.]. В указанных исследованиях не проводится сравнение параметров, фиксируемых регистратором, с результатами измерений стандартных метеорологических приборов, что ставит под сомнение корректность полученных выводов.

Для подтверждения корректности использования термографа (термогигрографа) и репрезентативности полученных данных нами проведен сравнительный анализ рядов температуры воздуха и относительной влажности по результатам наблюдения с помощью автоматического оборудования, установленного в психрометрической будке, и психрометрической пары на метеостанции Тунка (Республика Бурятия) в пределах периода наблюдений с октября 2011 г. по июнь 2015 г. Количество сроков наблюдения, за которые сравнивались значения температуры, составляет 7910, относительной влажности – 1849. Термограф и термогигрограф были запрограммированы на измерения в метеорологические сроки синхронно с измерением температуры и относительной влажности воздуха стандартными метеорологическими приборами. Значения температуры воздуха и относительной влажности, измеряемой на метеорологической станции, взяты из Массива срочных данных об основных метеорологических параметрах на станциях России [12]. На метеорологических станциях сети Росгидромета измерения температуры воздуха проводятся по психрометрическому термометру, измерения влажности воздуха проводятся при помощи психрометра (при температуре воздуха не ниже  $-10^{\circ}\text{C}$ ). С помощью психрометрических таблиц определяются характеристики влажности (парциальное давление водяного пара, абсолютная и относительная влажность, массовая доля водяного пара, отношение смеси, точка росы и дефициты давле-

ния и точки росы). При более низкой температуре определение характеристик влажности производится по данным сухого термометра и волосного гигрометра [13].

В результате сравнительной оценки данных измерения термографов (термогигрографов) и измерений, проводимых на метеостанции получены следующие результаты.

Тест Колмогорова-Смирнова показал, что ряды срочных значений температуры воздуха и относительной влажности не соответствуют закону нормального распределения признаков. При анализе рядов температуры воздуха значения критерия Колмогорова-Смирнова для термографа/термогигрографа составляет 0,064 ( $p < 0,01$ ), для данных психрометрического термометра – 0,062 ( $p < 0,01$ ). При анализе рядов относительной влажности воздуха эти критерии равны 0,098 и 0,076 ( $p < 0,001$ ), соответственно. Полученные результаты значительно превышают критическое значение критерия. Следовательно, при сравнении рядов должны быть использованы непараметрические методы.

Для рядов температуры воздуха результаты теста Манна-Уитни ( $U=62317$ ) и дисперсионного анализа (тест Крускала-Уоллиса ( $H=0,788$ )) указывают на отсутствие статистически значимых ( $p < 0,05$ ) отличий между медианными значениями рядов срочных данных термографа и психрометрического термометра. Это позволяет сделать вывод о принадлежности двух выборок одной совокупности. Другими словами, данные термографа (DS1922) и психрометрического термометра, установленных на метеостанции Тунка, отражают единый процесс, обусловленный одним комплексом физических условий.

Средняя разность срочных данных термографа и данных психрометрического термометра составляет  $0,2^{\circ}\text{C}$ . Стандартное отклонение разности –  $0,4^{\circ}\text{C}$ . В течение всего периода наблюдений разность изменяется от  $-3,0$  до  $3,5^{\circ}\text{C}$ . Разность срочных данных температуры воздуха, измеренных термографом, и данных психрометрического термометра метеостанции Тунка в течение года в 75 % случаев измерений не превышают инструментальную погрешность ( $\pm 0,5^{\circ}\text{C}$ ), а в 93 % случаев  $\pm 1^{\circ}\text{C}$ .

Разность средних суточных значений по данным термографа и измерений психрометрического термометра в течение всего периода наблюдений изменяется в пределах от  $-0,6$  до  $0,8^{\circ}\text{C}$ . При усреднении данных наблюдений до средних суточных, величина СКО разности в наблюдениях сокращается до  $0,2^{\circ}\text{C}$ . Погрешности средних суточных данных измеренных термографом, преимущественно положительны и в 80% наблюдений не превышают  $0,4^{\circ}\text{C}$ . При анализе средних суточных температур выявляется систематическая ошибка в показаниях термографа равная  $0,2^{\circ}\text{C}$ , при устранении которой разность между показаниями термографа и психрометрического термометра в 97% случаев не превышает  $\pm 0,4^{\circ}\text{C}$ . Указанная погрешность находится в пределах точности измерения термографа.

Коэффициент корреляция между рядами температуры, измеренной психрометрическим термометром и термографом, составил 0,95 для срочных значений и 0,96 – для средних суточных значений.

При анализе рядов наблюдения за относительной влажностью воздуха обнаружена систематическая погрешность в данных, фиксируемых термогигрографом. Для срочных значений она составила 6 %, для средних суточных значений – 8 %. После учета поправки на эту погрешность в рядах относительной влажности, полученных при использовании электронных самописцев и стандартных метеорологических приборов, отсутствуют статистически значимые различия между медианными значениями и дисперсией как срочных, так и средних суточных величин (тест Манна-Уитни, тест Крускала-Уоллиса). Коэффициент ранговой корреляции Спирмена между рядами составляет 0,96 для обеих выборок.

Заявленная производителем погрешность регистрации относительной влажности при 2-байтном сохранении результатов  $\pm 5\%$  при измерении в температурном диапазоне  $20 \dots +85^{\circ}\text{C}$ . При температуре воздуха ниже  $20^{\circ}\text{C}$  измерения относительной влажности не прекращаются, однако показания термогигрографа выше данных гигрометра. В среднем отклонение составляет 12%, при этом в основном (в 94% случаев) отклонения выше предела погрешности регистрации, а в 55% случаев находятся в диапазоне 10-15%.

Как было показано выше, термогигрограф несколько завышает показания относительной влажности. При температуре выше  $-20^{\circ}\text{C}$  в диапазон отклонений  $-5 \dots +15\%$  попадают 93 % измерений по данным срочных наблюдений, 100% – по средним суточным данным. После введения поправки на систематическую погрешность, получено, что в интервал отклонений  $\pm 5\%$  (погрешность регистрации) попадают 68% результатов срочных наблюдений и 86% средних суточных значений за период исследования. В диапазоне  $\pm 10\%$  в этом случае оказались 98 и 100%, соответственно.

Таким образом, использование термографов DS1922 и термогигрографов DS1923 является перспективным и позволяет корректно описать особенности температурного и влажностного режима с учетом свойств и формы подстилающей поверхности. Достоверность рядов наблюдения, полученных при использовании электронных самописцев, подтверждена статистическими методами. Разности срочных и средних суточных значений температуры и относительной влажности воздуха между логгерами и стандартными метеорологическими приборами в большинстве случаев не превышают приборную погрешность, заявленную производителем. Данные, полученные с помощью термографов DS1922 и термогигрографов DS1923, существенно дополняют сведения о метеорологических условиях горно-котловинных территорий.



**Литература:**

1. Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Т. I. Изменение климата. – М.: Росгидромет, 2008. – 277 с.
2. Василенко О.В., Воронай Н.Н. Особенности формирования климата котловин юго-западного Прибайкалья // Известия РАН. Серия географическая. – 2015. – №2. – С. 104-111.
3. Научно-Техническая Лаборатория «Электронные Инструменты» [Электронный ресурс] – Режим доступа: <http://www.thermochron.ru> (дата обращения: 20.04.2007).
4. Константинов П.Я. Использование автоматических регистрирующих устройств (логгеров) для температурного мониторинга многолетнемерзлых грунтов / П.Я. Константинов, А.Н. Федоров, Т.Н. Мичурина // Криосфера Земли. – 2011. № 1. – С. 23-32.
5. Коркин С.Е. Мониторинговые исследования температуры пород для получения фоновых показателей территории природного парка «Сибирские увалы» / С.Е. Коркин // Вестник Тюменского государственного университета. – 2012. – №7. – С. 69-75.
6. Коркин С.Е. Температура грунтов в ландшафтах природного парка «Сибирские увалы» / С.Е. Коркин, Е.К. Кайль // Известия Самарского научного центра РАН. – 2014. – Т16. – № 1-4. – С. 1209-1213.
7. Шмакин А.Б. Влияние снежного покрова на промерзание и протаивание грунта на Западном Шпицбергене / А.Б. Шмакин, Н.И. Осокин, А.В. Сосновский, Э.П. Зазовская, А.В. Борзенкова // Лед и Снег. – 2013. – №4. – С. 52-59.
8. Литвинов Н. А. Температура тела и микроклиматические условия обитания двух видов круглоголовок в Северном Прикаспии / Вестник Пермского государственного гуманитарно-педагогического университета. Серия Физико-математические и естественные науки. – 2013. – №1. – С. 19-26.
9. Воробьева И.Б. Экологические функции гумусовых веществ почв юга средней Сибири / И.Б. Воробьева // Материалы VI Всероссийской научной конференции с международным участием «Гуминовые вещества в биосфере». – Сыктывкар. – 2014. – С. 10-13.
10. Осокин Н.И. Экспериментальные исследования коэффициента эффективной теплопроводности снежного покрова на Западном Шпицбергене / Н.И. Осокин, А.В. Сосновский // Лед и Снег. – 2014. – №3. – С. 50-58.
11. Переладов М.В. Комплексные исследования прибрежных акваторий северных Курильских островов в августе – сентябре 2015 г. / М.В. Переладов, Л.К. Сидоров, Д.А. Ботнев, А.В. Вагин, А.В. Хохлов, А.А. Исхаков // Труды ВНИРО. – 2015. – Т.158. – С. 190-193.
12. Булыгина О.Н., Веселов В.М., Разуваев В.Н., Александрова Т.М. «Описание массива срочных данных об основных метеорологических параметрах на станциях России. Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2014620549 <http://meteo.ru/data/163-basic-parameters#описание-массива-данных>
13. Наставления гидрометеорологическим станциям и постам, Вып.3, ч.1. – Л.: Гидрометеорологическое издательство. – 1969. – 308 с.

## Application of positron spectroscopy for investigation of the natural polymers structure on the example of Siberian pine

Cui Jian, Laptev R.S., Bordulev Yu.S., Arefiev K.P.

Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russia  
E-mail: [ttszyan@mail.ru](mailto:ttszyan@mail.ru)

In the present study, we performed the experimental study of wood structures by positron annihilation. The measurements were carried out on the positron lifetime spectrometer. The other two components are associated with the annihilation of ortho-positronium in liquids and gases filling the intra- and intercellular spaces of the wood. On the basis of experimental studies, a century old Siberian pine has been cut, the changes in the solid, liquid, and gas components of wood are dated.

## Применение позитронной спектроскопии для исследования структуры природных полимеров на примере сосны сибирской кедровой

Цуй Цзян, Лаптев Р.С., Бордулев Ю.С., Арефьев К.П.

Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск, Россия  
E-mail: ttszyan@mail.ru

**Введение.** Растения подвержены действию многих факторов. В различной степени на них влияют температура окружающей среды, дефицит влаги, повышенное содержание в атмосфере  $\text{CO}_2$ , присутствие в почве тяжелых металлов. Известно, что стресс у деревьев вызывает изменение дозы УФ радиации, дошедшей до поверхности земли и повышение концентрации токсичного тропосферного озона, особенно в промышленной зоне. Все это приводит к изменениям годичного прироста деревьев [1,2].

Позитронная аннигиляционная спектроскопия (ПАС) является современным методом изучения структуры вещества [3,4].

Первая задача – оценить насколько возможно применение этого метода к сложному многокомпонентному по своей структуре объекту, каковы требования к форме образцов для исследования и дискретность датировки характеристик образцов.

Дальнейшие цели: выявить и датировать изменения древесины клеточных стенок в растущем дереве для твердотельной, жидкой и газовой составляющих древесины.

**Материал и методы исследования.** Спектрометр был реализован на основе быстро-быстрой схемы. В качестве детекторов использовались сцинтилляционные детекторы Hamamatsu H3378-50 на основе кристаллов  $\text{BaF}_2$  цилиндрической формы, диаметром 30мм и толщиной 25 мм. Питание детекторов осуществлялось с помощью высоковольтного источника питания (ВИП, NHQ 203М). Спектрометрический комплекс включает в себя два дифференциальных дискриминатора постоянной составляющей (ДПС, FAST ComTech 7029А), блок наносекундной задержки (БНЗ, Canberra 2058), время-цифровой преобразователь (ВЦП, FAST ComTech 7072Т), многопараметровый многоканальный анализатор (МРА 4) и персональный компьютер с программным обеспечением для набора спектров (ПК). Схема спектрометрического комплекса представлена на рисунке 1.

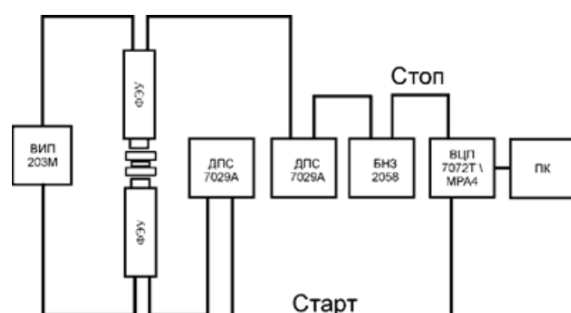
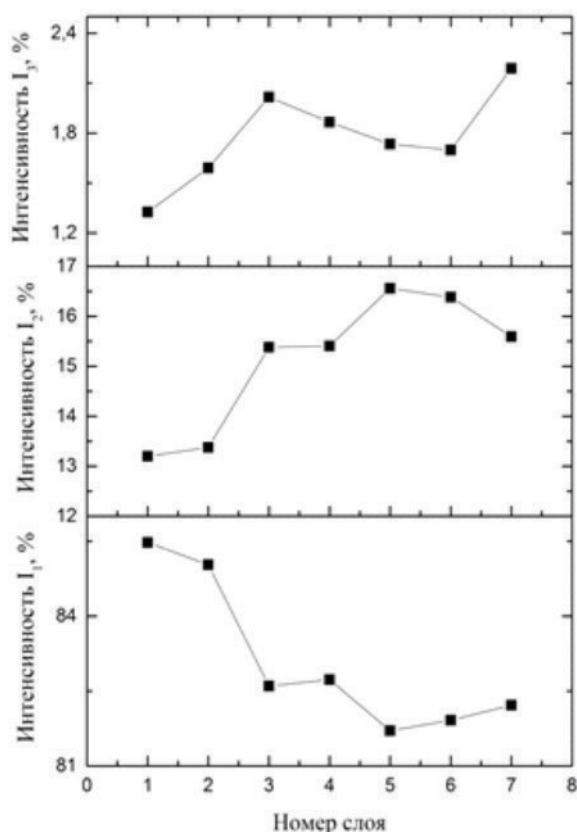


Рис. 1. Схема спектрометрического комплекса.

Регистрация ядерного  $\gamma$ -кванта, с энергией 1,157 МэВ, является сигналом «старт», а регистрация аннигиляционного кванта, с энергией близкой к 0,511 кэВ, является сигналом «стоп». Время между двумя этими сигналами и является временем жизни позитрона в веществе. Импульсы с детекторов поступают на дифференциальные дискриминаторы, где осуществляется амплитудная селекция и привязка к временному фронту. Аналоговый сигнал с анода детектора «стоп» поступает на ДПС. Пороги дискриминации на нем установлены так, чтобы захватить область только аннигиляционного пика. Аналогично с сигналами «стоп». Пороги установлены таким образом, чтобы провести селекцию импульсов, соответствующих ядерным  $\gamma$ -квантам [5].

**Результаты исследований.** В процессе анализа полученных данных было выделено 3 компоненты: 1 короткоживущая и 2 долгоживущие  $\tau_1=373,4\pm 0,2$  пс,  $\tau_2=1494,3\pm 4,1$  пс,  $\tau_3=2757,5\pm 23,8$  пс. Первую компоненту, с относительной интенсивностью  $\sim 80\%$ , можно однозначно связать с аннигиляцией позитронов в твердом теле (целлюлоза, лигнин и т.д.). Компонента  $\tau_2$ , в соответствии с известными литературными данными ассоциируется с орто-позитронием в жидкостях ( $\text{H}_2\text{O}$ , смолы и т.д.), заполняющими внутри- и меж-клеточные пространства древесины. Третья компонента разложения ассоциируется с аннигиляцией орто-позитрония в газах ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{N}_2$ ,  $\text{O}_2$  и т.д.), также в внутри- и меж-клеточных пространствах древесины. На рисунке 2 представлены интенсивности разных компонент разложения в зависимости от слоя. Компонента  $\tau_1$ , с интенсивностью 80%, вносит основной вклад, поэтому характер зависимости среднего времени жизни  $\tau_{\text{avg}}$  от слоя совпадает с характером зависимости  $\tau_1$ . Уменьшение



среднего времени жизни может свидетельствовать об увеличении плотности при приближении к более «старым» годовым кольцам.

**Рис. 2.** Изменение интенсивности компонент  $\tau_1$ ,  $\tau_2$  и  $\tau_3$  в зависимости от слоя.

**Закключение.** Таким образом, ПАС является перспективным методом неразрушающего контроля структуры материалов, применяющимся в разных отраслях науки и техники. Дальнейшее исследование в области ПАС и использование его в связке с другими методами поможет в разработке новых материалов.

#### Литература:

1. Биоиндикация стратосферного озона // Под общей ред. В. В. Зуева; Рос. акад. наук, Сиб. отд., Институт оптики атмосферы [и др.]. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2006. – 228 с.
2. П.А. Кашулин, Н.В. Калачева, Н.А. Артемкина, С.А. Черноус// Фотохимические процессы в растениях на Севере и окружающая среда. Вестник МГТУ, Т. 12, №1, 2009. С. 137-142
3. В.И. Гольданский. Физическая химия позитрона и позитрония. М.: Наука, 1968.
4. В.И. Графутин, Е.П. Проккопьев. Применение позитронной аннигиляционной спектроскопии для изучения строения вещества. Успехи физических наук, 2002, т.172, с.67–83.
5. Р. С. Лаптев. Разработка метода аннигиляции позитронов для контроля дефектной структуры в системах металл-водород : диссертация на соискание ученой степени кандидата технических наук— Томск: 2014. — 129 с.

## Comparative analysis of air temperature and humidity measurements at the meteorological station and atmospheric-soil measuring system

<sup>1</sup>Kurakova P.S., <sup>2,3</sup>Voropay N.N.

<sup>1</sup> Tomsk State University, Tomsk, Russia

<sup>2</sup> V.B. Sochava Institute of Geography SB RAS, Irkutsk, Russia

<sup>3</sup> Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia

E-mail: kanta465945@gmail.com, voropay\_nn@mail.ru

DOI: 10.5281/zenodo.1248055

This paper dealing with the comparison of the relative humidity observation from the weather station and from the Atmospheric Soil Measuring System (ASMS) [1] installed at the same station for the period of 2013-2015.

Measurements of relative humidity were taken once every 3 hours and automatic measurements – every 15 minutes. In order to understand the reasons for deviations in different instruments the measurements, we take four periods, which were recorded by ASMS: at the end of the observation period (on time), 15 minutes and 30 minutes before the end of the period and 15 minutes after the end of the period.

The analysis of deviations has shown that the weather station data for relative humidity correspond most with the ASMS “30 minutes before” period. The average deviation, mean absolute deviation, amplitude and standard deviation of differences were minimal for this period.

In comparison with ASMS, the Stevenson screen prevents air exchange with the environment due to its volume and structure. In automatic equipment for weather stations, solar radiation shield is made of plastic. It worse protects from solar radiation, but the design itself allows the sensor to record the air humidity almost without a delay.

According to the Manual on Hydrometeorological Stations and Posts [2], air humidity measurements are taken in 10 minutes before the end of the measurements period, so, the relative humidity measurements at the weather station must coincide with the ASMS measurement in 15 minutes before the end of the measurements period. With the correction for inertia, the smallest difference between the measurements should be obtained in 30 minutes before the end of the measurements period. This conclusion was confirmed during performed analysis.

## Сравнительный анализ данных измерений влажности воздуха атмосферно-почвенным измерительным комплексом и измерений на метеорологической станции

<sup>1</sup>Куракова П.С., <sup>2,3</sup>Воропай Н.Н.

<sup>1</sup> Томский государственный университет, Томск, Россия

<sup>2</sup> Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

<sup>3</sup> Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия

E-mail: kanta465945@gmail.com, voropay\_nn@mail.ru

DOI: 10.5281/zenodo.1248055

**В** последние годы предлагается новая, более современная аппаратура и для измерений параметров атмосферы. Но можно ли заменить стандартные приборы на метеорологических станциях на автоматические, при этом не потеряв в качестве измерений?

В работе был проведен сравнительный анализ данных срочных наблюдений относительной влажности воздуха на метеорологической станции Тунка (Республика Бурятия) и данных, полученных при использовании Атмосферно-почвенного измерительного комплекса (АПИК) [1], установленного на этой же станции (рис. 1) за период 2013-2014 гг. [2].



**Рис. 1.** АПИК и датчик температуры и влажности воздуха АПИК.

Основным методом определения влажности воздуха на метеорологической станции является психрометрический, который основан на измерении температуры воздуха и температуры смоченного водой термометра. Дополнительным методом определения влажности воздуха является сорбционный, или гигрометрический, основанный на изменении длины чувствительного элемента (обезжиренного волоса) при изменении

влажности воздуха. Влияние радиации на температурный режим термометров исключается радиационной защитой (будкой).

АПИК позволяет измерять температуру и относительную влажность воздуха, атмосферное давление, скорость и направление ветра, количество осадков, проходящую и отражённую солнечную радиацию, температурный профиль снега, профили температуры и влажность почвы. Комплекс работает автономно в непрерывном режиме. В АПИК используется температурный и влажностный датчик, которые установлены на высоте 2 м в пластиковой радиационной защите. Датчик влажности – НН-4021-003, его погрешность составляет не более  $\pm 3,5\%$ .

Измерения относительной влажности воздуха психрометрическими термометрами в психрометрической будке производятся раз в три часа, а автоматические измерения производятся каждые 15 минут. Чтобы оценить различия в измерениях приборов и понять их причины, было взято четыре срока, записанного АПИК: в момент окончания срока наблюдений (в срок), за 15 и за 30 минут до окончания срока и через 15 минут после окончания срока. Для этих сроков были вычислены отклонения данных АПИК от данных метеостанции (табл. 1).



**Таблица 1.** Отклонения относительной влажности воздуха, измеренной АПИК (формула 2010 г.), от относительной влажности, измеренной на метеостанции.

	-30 минут	-15 минут	0 минут	+15 минут
Среднее арифметическое, %	19	19	19	19
Абсолютное среднее, %	19	19	19	19
Среднее квадратическое отклонение	7	7	8	9
Минимальное, %	-18	-22	-21	-41
Максимальное, %	64	62	62	60
Количество измерений	5286			

Согласно результатам расчета, данным, полученным на метеостанции с помощью стандартных метеорологических приборов, наиболее соответствуют данные АПИК «за 30 минут», поэтому в дальнейшем работа ведётся именно со сроком «за 30 минут».

Используемые выше данные были получены по внутренней запрограммированной формуле датчиков, предлагаемой производителем на момент приобретения датчика. Но в 2016 г., для этого датчика производители представили новую формулу, учитывающую напряжение питания и температуру воздуха. Для получения более точных данных, был произведён перерасчёт по новой формуле (табл. 2). Отклонения значительно уменьшились.

**Таблица 2.** Отклонения относительной влажности воздуха, измеренной АПИК (срок «за 30 минут») по новой формуле (2016 г.), от относительной влажности, измеренной на метеостанции.

Среднее арифметическое, %	3
Абсолютное среднее, %	5
Среднее квадратическое отклонение	6
Минимальное, %	-30
Максимальное, %	28
Количество измерений	5286

При расчетах было выявлено, что отклонения между данными оказались больше при температуре выше нуля: АПИК при этом показывает более высокую относительную влажность, чем психрометр (табл. 3).

**Таблица 3.** Отклонения относительной влажности воздуха, измеренной АПИК от относительной влажности, измеренной на метеостанции.

Температурный интервал	Ниже 0 °С	Выше 0°С
Среднее арифметическое, %	0	5
Абсолютное среднее, %	4	6
Среднее квадратическое отклонение	5	5
Минимальное, %	-30	-14
Максимальное, %	19	28
Количество измерений	2821	2459

Для уменьшения отклонений между данными были рассчитаны уравнения регрессии для разных температурных промежутков и применены при расчёте влажности по данным АПИК (табл. 4). Данных относительной влажности при температурах ниже -30°С и выше 30°С было слишком мало, поэтому для них уравнения регрессии не высчитывались.

**Таблица 4.** Уравнения регрессии для относительной влажности, измеренной АПИК, при разных температурах.

Температурный промежуток	Уравнения регрессии	Коэффициент детерминации
-20...-30°С	$y = 0,8511x + 13,048$	0,61
-10...-20°С	$y = 0,9148x + 8,2714$	0,81
0...-10°С	$y = 0,9275x + 4,2969$	0,86
0...10°С	$y = 0,9514x - 0,3513$	0,93
10...20°С	$y = 0,9154x - 0,7386$	0,96
20...30°С	$y = 0,851x - 0,0273$	0,93

Анализ отклонений данных измерений стандартных метеорологических приборов и данных АПИК, скорректированных с помощью регрессионных уравнений (табл. 5) показал, что при использовании АПИК для мониторинга относительной влажности воздуха, полученные результаты измерений корректно сравнивать с данными метеорологических станций.

**Таблица 5.** Отклонения относительной влажности воздуха, измеренной АПИК (до и после применения уравнений регрессии), от относительной влажности, измеренной на метеостанции.

	До	После
Среднее арифметическое, %	3	0
Абсолютное среднее, %	5	4
Среднее квадратическое отклонение	6	5
Минимальное, %	-30	-23
Максимальное, %	28	23
Количество измерений	5289	4910

Можно указать ряд основных причин, объясняющих полученные результаты сравнительного анализа данных. На метеорологической станции при производстве наблюдений нельзя полностью исключить человеческий фактор, то есть возможна вероятность грубой ошибки.

По сравнению с АПИК психрометрическая будка больше задерживает воздухообмен с окружающей средой из-за её объёмов и строения. Это мешает быстрому реагированию психрометрических термометров на изменяющиеся условия в атмосфере.

На измерения метеорологических характеристик также влияет ветер. При сильном ветре воздух хорошо циркулирует в психрометрической будке и в радиационной защите АПИК. Но при штиле циркуляция заметно уменьшается. Так как радиационная защита у АПИК меньше, различие его показаний с показаниями приборов в психрометрической будке при штиле будет больше, чем в ветреную погоду.

По «Наставлению гидрометеорологическим станциями и постам» [3] измерения по термометрам и гигрометру осуществляются за 10 минут до окончания срока, то есть измерения относительной влажности на метеостанции должны совпадать с измерением АПИК за 15 минут до окончания срока. С учетом поправки на инерцию наименьшее различие между измерениями должно быть получено при измерении и за 30 минут до окончания срока. Это было подтверждено в ходе расчетов.

Коррекция данных, предложенная в работе, позволяет «приблизить» данные измерений Атмосферно-почвенного измерительного комплекса к данным измерений стандартных метеорологических приборов, установленных на метеорологических станциях сети Росгидромет. Что в свою очередь дает возможность сравнения полученных результатов, при условии установки АПИК в районах, где метеорологические станции отсутствуют.

#### **Литература:**

1. Кураков С.А. Система автономного мониторинга состояния окружающей среды // Датчики и системы. – 2012. – № 4. – С. 29-32.
2. Булыгина О.Н., Разуваев В.Н., Александрова Т.М. Описание массива данных суточной температуры воздуха и количества осадков на метеорологических станциях России и бывшего СССР (ТТТТ). Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2014620942 URL: <http://meteo.ru/data/162-temperature-precipitation#описание-массива-данных> (дата обращения 21.04.2017)
3. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. – Л.: Гидрометеиздат, 1985. – Вып. 3. – Ч. 1. – 300 с.

## СЕКЦИЯ 8

Информационно-  
измерительная  
инфраструктура  
региональных  
исследований  
окружающей  
среды

## SESSION 8

Information  
and Measuring  
Infrastructure  
of a Regional  
Environmental  
Research

### Validation of the method for remote determination of potential aircraft icing spatial zones

Mordus D.P., Zuev V.V., Pavlinsy A.V.,  
Shelekhov A.P.

Institute of Monitoring of Climatic and Ecological  
Systems SB RAS, Tomsk, Russia  
E-mail: Amila@sibmail.com

The problem of aircraft icing remains actual today. At present, along with the basic methods of icing prediction, there are atmosphere remote sensing facilities providing information on meteorological parameters that can be used to estimate the possibility of aircraft icing during landing or take-off, with a high spatial and temporal resolution. In particular, one of the promising means of passive temperature remote sensing of in the lower (1 kilometer) atmosphere layer is the meteorological temperature profiler MTP-5.

This article presents the results obtained by the method of remote determination of potential aircraft icing spatial zones and their validation on the example of two International Airports, Novosibirsk and Tomsk. For Tomsk, one year was analyzed (October 2012-September 2013). For Novosibirsk, that was one month, January 2015. The choice of time intervals was defined by the time of monitoring performed at these airports.

The use of an atmosphere remote sensing method, or more precisely the measurement of air temperature in the lower kilometer atmosphere layer using the meteorological temperature profiler (MTP-5) to determine the potential aircraft icing zones during landing or take-off ensures the most qualitative analysis.

The Schultz-Politovich method shows a result similar to the Godske method.

Estimation of the icing forecasting accuracy for the two methods shows that the Schultz-Politovich method has higher accuracy with respect to the Godske method on to the data used for two airports.

## Валидация метода дистанционного определения пространственных зон вероятного обледенения воздушных судов

Мордус Д.П., Зуев В.В., Павлинский А.В., Шелехов А.П.

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия  
E-mail: Amila@sibmail.com

**П**роблема, связанная с обледенением ВС на сегодняшний день, продолжает быть актуальной, несмотря на успехи, полученные в изучении физических основ обледенения самолетов, также в разработке средств борьбы с этим опасным явлением.

В настоящее время, наряду с основными методами прогноза обледенения ВС [1, 2] существуют средства дистанционного зондирования атмосферы, которые позволяют получать информацию о метеорологических параметрах, по которым можно оценить возможность обледенения ВС при посадке или взлете, с высоким пространственно-временным разрешением. В частности, одним из перспективных средств пассивного дистанционного зондирования температуры в нижнем километровом слое атмосферы является метеорологический температурный профилемер МТР-5 [3]. Он обеспечивает получение информации о профиле температуры каждые 5-10 мин. с вертикальным разрешением 10-50 м. В связи с этим актуальными являются исследования потенциальной возможности использования МТР-5 для определения метеорологических условий, приводящих к обледенению ВС в полете с высоким пространственно-временным разрешением. Дистанционный метод определения пространственных зон возможного обледенения ВС запатентован и подробно описан в [4]. Необходимым этапом развития предложенного метода является проверка его на качество и соответствие в конкретных условиях.

В данной статье пойдет речь о результатах полученных на основе метода дистанционного определения пространственных зон возможного обледенения ВС и их валидации на примере двух Международных аэропортов Новосибирска и Томска. Для Томска был проанализирован один год (октябрь 2012 года – сентябрь 2013 года). Для Новосибирска один месяц – январь 2015 года. Выбор временных промежутков обусловлен временем работы МТР-5 в данных аэропортах.

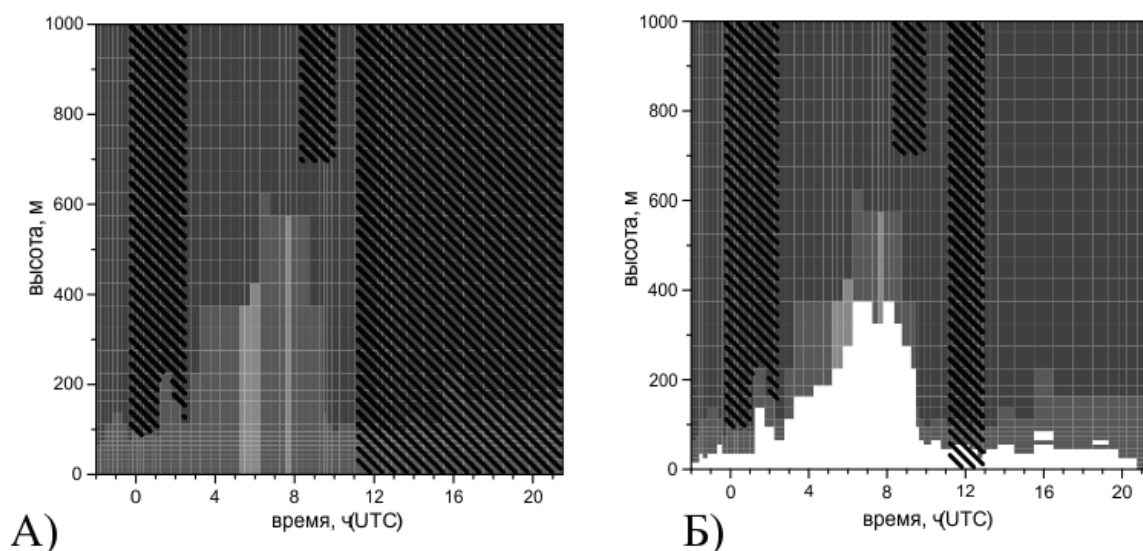
Перейдем непосредственно к результатам расчета по методу определения пространственных зон возможного обледенения ВС. В настоящей статье будут представлены два случая расчета возможного обледенения ВС в районе аэродрома города Томска и города Новосибирска. Это 17 марта 2013 г. и 05 января 2015 г. соответственно. В период эксперимента в Международном аэропорту города Томска было зафиксировано еще 20 дней с обледенением ВС, в Международном аэропорту города Новосибирска еще 8 дней с обледенением ВС.

Результаты расчета вертикального распределения зон возможного обледенения ВС представлены в виде графиков, где серым, темно-серым и светло-серый цветами показаны результаты расчета пространственных зон возможного обледенения воздушного судна, белым цветом – зоны, где метеорологические условия не способствуют обледенению. Темно-серый цвет соответствует пространственным зонам возможного обледенения воздушного судна в облаках, серый – в осадках, светло-серый относится к пространственным зонам возможного обледенения при отсутствии облачности и осадков. Черными штриховыми линиями обозначены пространственные зоны фактического обледенения, информация о которых поступала с бортов самолетов в течение рассмотренного периода времени. На графиках для Международного аэропорта Новосибирска представлены результаты расчета по данным радиозонда, в виде знаков плюс  $\oplus$  и минус  $\ominus$ , где плюс соответствует возможному обледенению, минус – отсутствию обледенения.

На рис. 1 показаны результаты расчета пространственных зон возможного обледенения воздушного судна, полученных в аэропорту г. Томска с использованием метода Шульца и Политович и по формулы Годске. Результаты расчеты находятся в полном соответствии с анализом атмосферной ситуации, которая наблюдалась в атмосфере 17 марта 2013г: обледенение возможно, как в облаках и осадках, так и при их отсутствии.

Анализ результатов, представленных на рисунке 1, показывает, что метод Шульца и Политович, и метод Годске дают схожие результаты по расположению пространственных зон возможного обледенения воздушного судна. Однако результат, полученный по методу Шульца и Политович, был подтвержден данными о фактическом обледенении (рис. 1А), в отличие от метода Годске (рис. 2Б.), где в период времени от 11.00 до 13.00 UTC обледенение у земли и до высоты 50 м. не отмечалось. Фактическое обледенение в районе аэродрома Богашево 17 марта 2013г. наблюдалось умеренное, в разные периоды времени: 00.00 - 02.30 UTC фиксировалось обледенение в облаках, 08.15-10.00 UTC обледенение в слое от 2000 м. до 700 м. и в период с 11.06 до 13.00 UTC экипажами воздушных судов было отмечено обледенение в облаках и в осадках.



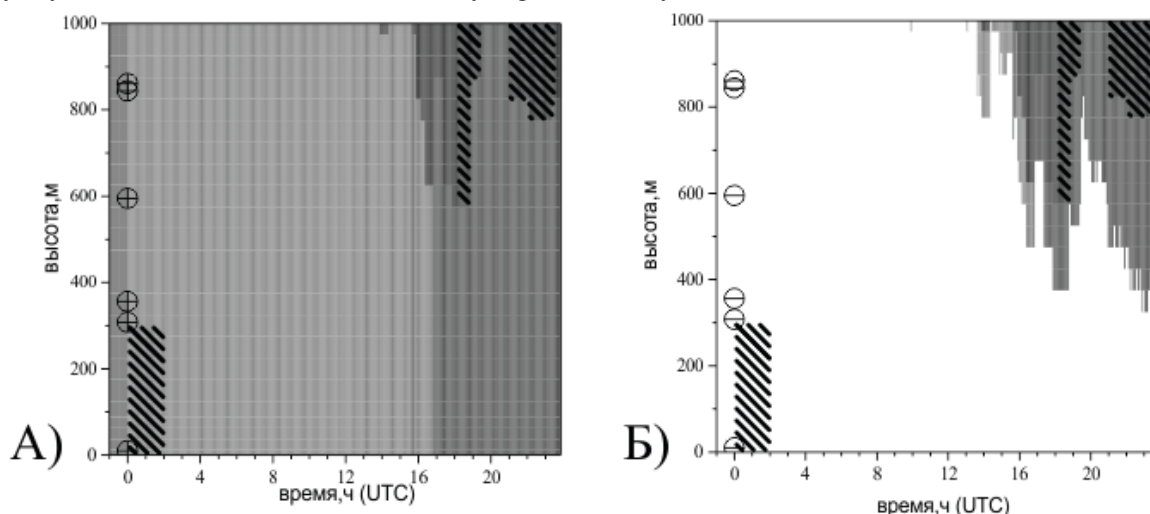


**Рис. 1** Результаты расчета пространственных зон возможного обледенения ВС для Международного аэропорта Томска на 17 марта 2013 г. с использованием метода Шульца и Политович (А), метода Годске (Б).

Для Международного аэропорта Новосибирска расчет вертикального распределения возможных зон с обледенением ВС на основе данных МТР-5 и АМИС-РФ сравнивался с данными о фактическом обледенении и расчетами по методу Шульца и Политович и методу Годске полученными на основе измерений радиозонда г. Новосибирска на фиксированных изобарических поверхностях в 00.00 UTC.

Синоптическая обстановка 5 января 2015г. в районе аэродрома г. Новосибирска имела благоприятные условия для обледенения. По данным бортовой погоды степень опасности обледенения оценивалась, как слабое и умеренное. В период времени 00.00-02.12 UTC отмечалось слабое обледенение в слое от 300 м. до земли, а с 18.08 UTC по 23.59 UTC бортовые метеостанции фиксировали умеренное обледенение в облаках.

Распределение вертикальных зон с возможным обледенением 5 января 2015 г. в районе аэродрома Толмачево (г. Новосибирск) по методу Шульца и Политович представлено на рисунке 2А. Показана возможность обледенения в течение всего дня во всем километровом слое атмосферы. При сравнении результатов расчета по данным радиозондирования и данных расчета по МТР-5 и АМИС-РФ получены идентичные результаты. Расчет распределения вертикальных зон с возможным обледенением по методу Шульца и Политович, также соответствует фактическому обледенению.



**Рис. 2.** Результаты расчета пространственных зон возможного обледенения ВС для Международного аэропорта Новосибирска на 05 января 2015 г. с использованием метода Шульца и Политович (А), метода Годске (Б).

На рисунок 2Б. представлены расчеты по методу Годске, где видно, что нет зон с возможным обледенением при использовании данных МТР-5 и АМИС-РФ в период времени 00.00 – 13.00 UTC. Применение метода Годске с данными радиозонда, подтверждает результат при использовании данных МТР-5 и АМИС-РФ. Полученные расчеты не соответствуют фактическим данным об обледенении. Метод Годске дает обледенение с 13.00 UTC, что подтверждается данными бортовой погоды.

Валидация проводилась для двух методов – Годски и Шульц-Политович. Оценивалось соответствие расчетов данным бортовой погоде. С учетом времени, когда наблюдалось обледенение и высоты, где наблюдалось обледенение. Рассчитывалась площадь фактического обледенения, где по оси X общее время обледенения в минутах, по оси Y высота обледенения в метрах. Полученная площадь сравнивалась с аналогично рассчитанной площадью обледенения по методам Годски и Шульц-Политович. Полученный результат есть процент, по которому можно оценить качество предложенного метода.

Оправдываемость рассчитывалась в случае наличия явления. Для Томска был проанализирован один год (октябрь 2012 года – сентябрь 2013 года). Для Новосибирска один месяц – январь 2015 года. Выбор временных промежутков связан с проведением экспериментов в данных аэропортах.

**Таблица 1.** Количество дней с объединением в разных метеорологических условиях.

	Томск	Новосибирск
Количество случаев с обледенением при положительной температуре воздуха	8	0
Количество случаев с обледенением при отрицательной температуре воздуха	8	10
Количество случаев с обледенением в условиях отрицательной и положительной температуры воздуха.	6	1

Оценка проводилась для дней с обледенением, когда наблюдалась отрицательная температура воздуха. Для Томска это составило 8 случаев, для Новосибирска 10, также дни с переходом температуры воздуха через ноль, в случаи только отрицательных значений (таблица 1).

В таблице 2 представлена оправдываемость, в процентах, для двух аэропортов. Оправдываемость наличия явления для метода Годске в аэропорту города Томска выше и составляет 83,4%, для Новосибирска значение составило 78,7%. При оправдываемости расчета по методу Шульц-Политович для аэропорта города Томска имеет меньший процент относительно аэропорта города Новосибирска.

**Таблица 2.** Процент оправдываемости наличия явления.

	Томск	Новосибирск
Годски	83,4	78,7
Шульц-Политович	88,7	99,6

Оценивая результат оправдываемости двух методов (таблица 2), видно, что метод Шульц-Политович относительно метода Годске по данным двух аэропортов выше.

В качестве сравнения процента оправдываемости для двух аэропортов в таблице 3 представлена оправдываемость метода Годске предоставленная Западно-Сибирским филиалом ФГБУ «Авиаметтелеком Росгидромета». В качестве примера для Томска представлены года 2012-2013, для Новосибирска 2014-2015 гг.

**Таблица 3.** Оправдываемость прогноза обледенения по методу Годске.

На АМСГ Томск за 2012-2013 гг.		
	Общая оправдываемость (%)	Оправдываемость наличия явления (%)
2012 год	93,4	88,7
2013 год	94,6	94,6
На АМСГ Новосибирск за 2014-2015 гг.		
2014 год	50	55,6
2015 год	67,9	68,2

Не учитывая разницу в методики расчета оправдываемости прогноза обледенения на АМСГ и представленную в данной работе, видно, что процент оправдываемости имеет существенные различия для аэропорта Новосибирска. Среднегодовая оправдываемость метода Годске по аэропорту Толмачева рассчитанная в ЗАМЦ Новосибирск имеет низкий процент оправдываемости, что существенно отличается от полученного процента по январю 2015 года в данной работе. Процент оправдываемости предоставленный АМСГ Томск незначительно отличается от полученного процента в данной работе.

Таким образом, применение дистанционного способа зондирования атмосферы, а точнее измерение температуры воздуха в нижнем километровом слое атмосферы с помощью метеорологического температурного профилемера (МТР-5), для определения возможных зон обледенения ВС при посадке или взлете, способствует наиболее качественному анализу.

Использование метода Шульц-Политович при расчете по данному способу показало схожий результат с методом Годске.

При оценке оправдываемости наличия явления для двух методов, видно, что метод Шульц-Политович относительно метода Годске по данным двух аэропортов имеет более высокие показатели.

#### **Литература:**

1. Баранов А.М., Солонин С.В. *Авиационная метеорология. Изд. 2-е. Л.: Гидрометиздат, 1981. 384с.*
2. Иванова А.Р. *Опыт верификации численных прогнозов влажности и оценка их пригодности для прогноза обледенения воздушных судов// Метеорол. и Гидрол. 2009. №6. С.33-46.*
3. Kadygrov E.N., Pick D.R. *The potential for temperature retrieval from an angular-scanning single-channel microwave radiometer and some comparisons with in situ observations // Meteorol. Appl. 1998. V. 5, N 4. P. 393–404.*
4. *Дистанционный способ определения пространственных зон вероятного обледенения воздушных судов в режиме реального времени: Пат. 2580375. Россия, МПК, G01W 1/10, B64D 15/20. Зув В.В., Нахтигалова Д.П., Шелехов А.П., Шелехова Е.А.; ИМКЭС СО РАН. № 2014154535/28; Заявл.30.12.14; Оpubл. 10.04.16. Бюл. № 10.*

## Autonomous complex «Maima» as a source of reliable hydrometeorological data

Uymanova V.A., Korotkova E.M., Zuev V.V.

Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia  
E-mail: skvaleri91@mail.ru

As a result of the observed climate change, there is an increase in the frequency of extreme hydrological events in many regions of Russia. These include extreme summer shortages of water and catastrophic floods, caused by heavy rainfall and intensive snow melting during the spring period. Such events have negative effects to the economy of the regions. One of the most flood risk region of Russia is the Altai Mountains area.

Efficient and safe use of the waterbody resources requires the complex hydrometeorological observations to be performed on its catchment area. This allows taking well-timed actions to prevent the negative consequences of extreme hydrological events and to reduce losses and damage. Hydrometeorological monitoring in Russia is carried out by Roshydromet, but the territory of the Altai Mountains is characterized by an insufficient number of observation stations. Therefore, the monitoring system, called Autonomous Complex “Maima” (AC “Maima”), was installed on the reference catchment of the Maima river (Altai Mountains) to provide the hydrometeorological observations.

The Maima river is a river on the north of Altai Republic and a right-bank tributary of the Katun river. The capital of Altai Republic, the city of Gorno-Altaysk, situated on the banks of Maima, was heavily damaged by the catastrophic flood in 2014. There are three AC “Maima” observation points on the catchment of Maima river. They represent an united automated measurement system that gathers and transmits hydrometeorological information to the IMCES SB RAS server in real time. This system allows monitoring changes of water level, air temperature, rainfall and other parameters in the catchment of Maima river operatively and remotely.

There are two Roshydromet observation stations on the Maima river basin: a weather station in the village of Kizil-Ozek and a gauging station in the village of Maima. Thus, to estimate the reliability of the data collected by AC “Maima”, they were compared to the Roshydromet data for 2017 for one measuring point of AC Maima, located 4 km away from the weather station and 22 km upstream from the gauging station.

It was found that the dynamics of air temperature and water level change for both sources are in good agreement and have a high correlation with coefficients 0.997 and 0.934, respectively. The dynamics of the daily precipitation change is less similar, probably due to the distance between the measuring instruments; nevertheless, there is also a high correlation between the daily precipitation time series (correlation coefficient 0.716). Thus the data of AC “Maima” can be considered reliable enough for the forecasting of the level regime of the Maima river and used as a source of operational data for local authorities, the population and the EMERCOM.

## Автономный комплекс «Майма» как источник достоверной гидрометеорологической информации

Уйманова В.А., Короткова Е.М., Зуев В.В.

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия  
E-mail: skvaleri91@mail.ru

В результате наблюдающихся климатических изменений во многих регионах России отмечается увеличение повторяемости опасных гидрологических явлений и чрезвычайных ситуаций гидрологического характера. К ним относятся экстремальные летние маловодья, а так же катастрофические паводки и наводнения в период весеннего половодья, наносящие серьезный ущерб экономике регионов [1]. Одними из наиболее подверженных риску наводнений регионов России являются горные и предгорные территории Республики Алтай и Алтайского края [2, 3].

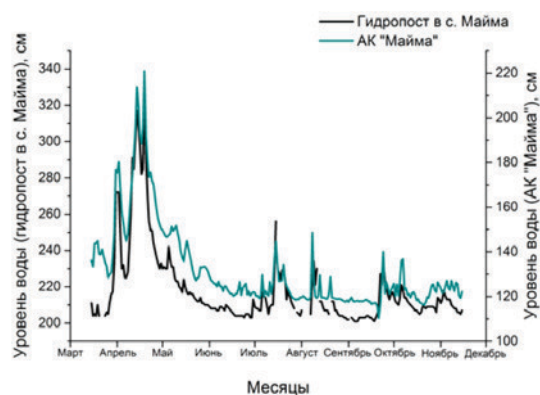
Известно, что для рационального и безопасного использования ресурсов водного объекта необходимо осуществлять комплексные гидрометеорологические наблюдения на территории его водосбора. Это позволяет своевременно принять меры для предотвращения негативных последствий опасных гидрологических явлений и уменьшить ущерб для населения. Гидрометеорологический мониторинг на территории РФ осуществляется службами Росгидромета, однако, территория Алтайских гор характеризуется недостаточным количеством пунктов наблюдений. Поэтому для осуществления гидрометеорологических наблюдений на модельном водосборе р. Майма (Республика Алтай) была установлена система мониторинга – Автономный комплекс «Майма» (АК «Майма») [4].

Р. Майма находится на севере Республики Алтай и является правым притоком Катуня. На р. Майма расположен центр республики Алтай – город Горно-Алтайск, который сильно пострадал от катастрофического наводнения в 2014 году. Длина реки – 57 км, площадь водосборного бассейна – 780 км<sup>2</sup> [5]. Благодаря единству условий формирования стока с точки зрения геоморфологической и высотно-поясной организации бассейн р. Майма является перспективным модельным объектом для ландшафтно-гидрологических исследований в условиях дефицита гидрометеорологической информации, репрезентативным для всего Алтая [6].

АК «Майма» представляет собой автоматизированный измерительный комплекс, основанный на разработанной в ИМКЭС СО РАН системе автономного мониторинга состояния окружающей среды [7]. Измерительные приборы АК «Майма» установлены в трех точках по течению Маймы, начиная от ее истока: в п. Урлу-Аспак, п. Филиал и с. Кызыл-Озек. Гидрометеорологическая информация со всего измерительного комплекса в автономном режиме собирается и передается на сервер ИМКЭС СО РАН в реальном времени. Таким образом, АК «Майма» позволяет дистанционно контролировать гидрометеорологические изменения, оперативно получая информацию со всей территории водосборного бассейна в любое время года.

В бассейне р. Майма находится два пункта наблюдений Росгидромета: метеостанция в с. Кызыл-Озек и гидропост в с. Майма. Таким образом, для оценки достоверности данных, получаемых АК «Майма» был произведен их сравнительный анализ с данными Росгидромета за 2017 год. Для анализа были использованы данные измерительной точки АК «Майма» в с. Кызыл-Озек, находящейся на расстоянии 4 км от метеостанции и 22 км выше по течению реки от гидропоста.

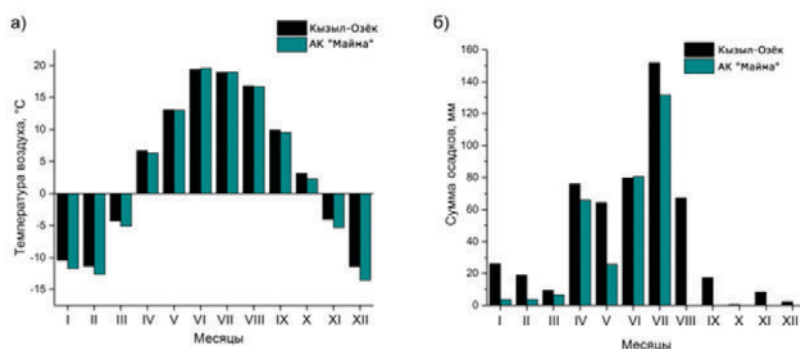
Измерительные приборы АК «Майма» регистрируют и передают информацию об уровне воды в реке, температуре воздуха и атмосферных осадках каждый час. Для проведения сравнительного анализа ряды наблюдений уровня воды приводились к среднесуточным значениям, температуры воздуха – к среднесуточным и среднемесячным, атмосферных осадков – к суммарным значениям за сутки и месяц. На основе полученных данных и данных Росгидромета по гидропосту в с. Майма за период открытого русла 2017 года были построены графики изменения уровня воды в реке (рис. 1).



Как видно, в динамике изменения уровня воды по данным Росгидромета и АК «Майма» визуально наблюдается хорошее соответствие среднесуточного хода. Датчик уровня воды, работающий в непрерывном режиме, улавливает все основные колебания, связанные с прохождением волн половодья в период активного снеготаяния и выпадением жидких осадков. При средней скорости течения реки в устье 0,6–0,9 м/с [5] время до-

Рис. 1. Динамика изменения уровня воды р. Майма за период открытого русла 2017 г.





**Рис. 2.** а) Среднемесячная температура воздуха; б) суммарные за месяц значения атмосферных осадков в 2017 г. по данным метеостанции Кызыл-Озёк и АК «Майма».

бегания водной массы от измерительной точки АК «Майма» в с. Кызыл-Озек до гидропоста в с. Майма составляет около 1 суток, что объясняет смещение некоторых пиков на 1 день.

На рис. 2 представлены гистограммы среднемесячных значений температуры воздуха и суммарных за месяц значений атмосферных осадков в 2017 году. Видно (рис. 2а), что данные по температуре воздуха в измерительной точке АК «Майма» фактически повторяют температурные данные метеостанции Кызыл-Озек, максимальные различия в 1–3 °С наблюдаются в холодную часть года.

В связи с временной неисправностью счетчика осадков в измерительной точке АК «Майма», данные о количестве осадков в 2017 году доступны только за период с января по июль. Видно (рис. 2б), что марте, апреле, июне и июле наблюдаются незначительные различия месячных сумм осадков, измеренных на метеостанции Кызыл-Озек и АК «Майма», наибольшая разница характерна для января, февраля и мая. В настоящее время возникшие неполадки устранены.

Для оценки связи изменчивости параметров, измеряемых на метеостанции Кызыл-Озек и АК «Майма», для рядов их ежедневных значений были рассчитаны коэффициенты корреляции (табл. 1). Полученные значения коэффициентов корреляции являются достоверными с доверительной вероятностью 0,99. Так, не смотря на разницу в расстоянии между пунктами измерений, очень сильная корреляционная связь (коэффициент корреляции близок к единице) была установлена для рядов уровня воды и температуры воздуха. Сильная корреляционная связь установлена так же для рядов атмосферных осадков, однако необходимо учитывать, что более низкое значение коэффициента корреляции в данном случае обусловлено пространственными вариациями в ежедневном распределении осадков.

**Таблица 1.** Коэффициенты корреляции ( $r$ ) ежедневных значений параметров по данным наблюдений сети Росгидромета и АК «Майма».

Параметр	Размер выборки	Минимальные значения $r$ при доверительной вероятности 0,99	$r$
Уровень воды	232	0,17	0,934
Температура воздуха	365	0,15	0,997
Атмосферные осадки	212	0,18	0,716

Наблюдающиеся схожие величины и динамика изменения параметров, а так же и сильная корреляционная связь между ними, дают авторам основание сделать вывод о достоверности данных измерений АК «Майма». Таким образом, полученную гидрометеорологическую информацию можно использовать для прогноза уровня режима р. Майма и для обеспечения оперативными данными административные структуры, население и МЧС.

#### Литература:

1. Экстремальные гидрологические ситуации / под ред. Н.И. Коронкевича, Е.А. Барабановой, И.С. Зайцевой. М.: Медиа-ПРЕСС, 2010. 460 с.
2. Семенов В.А. Климатически обусловленные изменения вклада снега в формирование опасных гидрологических явлений на реках // Лед и снег. 2013. №3. С. 107–112.
3. Харламова Н.Ф., Плехова А.В. Факторы формирования чрезвычайных гидрологических ситуаций в бассейнах малых рек предгорно-низкогорной зоны Алтая // Ломоносовские чтения на Алтае: фундаментальные проблемы науки и образования: материалы международной конференции. Барнаул, 20–24 октября 2015 г. Барнаул: Изд-во Алт. гос. ун-та, 2015. С. 1407–1410.
4. Зуев В.В., Кураков С.А., Уйманова В.А. Комплексный мониторинг погодного-климатического и гидрологического режима бассейна р. Майма (Горный Алтай): первые результаты // Ползуновский вестник. 2017. №3. С. 70–75.

5. *Ресурсы поверхностных вод СССР. Алтай и Западная Сибирь. Горный Алтай и верхний Иртыш. Часть 1. / Ред. В.А. Семенова. Ленинград: Гидрометеорологическое изд-во, 1969. Т. 15, Вып. 1. 316 с.*
6. *Золотов Д.В., Лубенец Л.Ф., Черных Д.В. Ландшафтные факторы формирования стока в бассейне реки Майма (Северный и Северо-восточный Алтай) // Мир науки, Культуры, образования. 2012. №2. С. 360–369.*
7. *Кураков С.А. Система автономного мониторинга состояния окружающей среды // Датчики и системы. 2012. № 4. С. 29–32.*

## METEO 4.0 – new software tools for studying atmospheric turbulence from measurements of ultrasonic weather stations AMK-03

**Bogushevich A. Ya.**

Institute for Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia  
E-mail: bay@imces.ru

In IMCES SB RAS for more than 20 years, work has been carried out on the development of ultrasonic weather stations, having since 2002 a common name for all modifications, such as AMK-03. For automatic recording of AMK-03 measurements on a computer, their statistical processing, calculation of meteorological values and basic parameters of atmospheric turbulence, the software “METEO 3.0” is used here. In this paper, we describe the development of a new modification of this software under the name “METEO 4.0”. This software is implemented as a 32-bit Windows application, the main functional tasks of which are:

- 1) reading to the computer via the COM port (or its virtual analog on the USB port) information packets with the primary measurement data AMK-03;
- 2) automatic diagnostics of technical condition of the device and assessment of reliability of the measured data with issue of the warning information;
- 3) ensuring automatic graduation of the ultrasonic thermoanemometer used in AMK-03; reading and record of values of calibration parameters in the independent console of a meteorological station;
- 4) continuous calculation of instant values of meteorological parameters with their display on the screen of the monitor and their averaging on the set time interval (from 1 to 20 minutes);
- 5) calculation of standard statistical characteristics of meteorological fields (mean square deviations, coefficients of asymmetry, excess, correlation, etc.);
- 6) calculation of a number of numerical characteristics of atmospheric turbulence;
- 7) periodic automatic maintaining all calculated results of measurements on the hard drive of the computer in the form of files of various types in the temporary terms set by the user;
- 8) support of DDE technology of transfer of the output data to other Windows applications directly through random access memory of the computer;
- 9) calculation of histograms of density of probability for turbulent fluctuations of temperature and orthogonal wind speed components;
- 10) calculation of structural functions for turbulent fluctuations of temperature and a wind speed components (in temporary and spatial scale);
- 11) calculation functions of correlation for turbulent fluctuations of temperature and a wind speed components (in temporary and spatial scale);
- 12) calculation of functions of mutual correlation for turbulent fluctuations of temperature and a wind speed components (in temporary and spatial scale);
- 13) calculation of energy spectra for turbulent temperature fluctuations and wind speed components (in the frequency and spatial scales);
- 14) calculation model (on the basis of the Monin-Obukhov theory of similarity) profiles in a ground layer of the atmosphere for temperature, speed of wind, coefficients of turbulent exchange of heat and an impulse, structural constants for temperature and wind, etc.;
- 15) calculation of ultra-short-term (up to 6 hours ahead) temporal forecasts using Kalman filtration for mean values of meteorological parameters;
- 16) graphical display of all the above functions on the monitor screen, printing and saving the calculated data in text files.

Functional tasks of the software under numbers from the 1st to the 8th were performed earlier in its previous version of “METEO 3.0”, the rest are implemented here for the first time.

# МЕТЕО 4.0 – новые программные инструменты для исследований атмосферной турбулентности из данных измерений ультразвуковых метеостанций АМК-03

Богушевич А.Я.

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия  
E-mail: bay@imces.ru

Применение ультразвуковых методов для оценивания метеорологических параметров атмосферы и их флуктуаций началось еще в середине прошлого века в связи с тем, что используемым стандартным метеорологическим приборам присущи существенные инерционные и радиационные ограничения [1 - 6]. Ультразвуковые методы в значительной степени свободны от этих недостатков, что оказалось особенно ценным для использования их в экспериментальных исследованиях атмосферной турбулентности в приземном слое. Интенсивное развитие в последующие годы цифровых интегральных микросхем, появление микропроцессоров и персональных компьютеров привело к разработке качественно новых ультразвуковых метеостанций, обладающих существенно лучшими техническими возможностями для оценивания параметров атмосферной турбулентности [7 - 14]. Современные устройства этого типа могут измерять мгновенные значения температуры воздуха и трех ортогональных компонент скорости ветра с наилучшими показателями для технических параметров, наиболее важных при оценивании параметров турбулентности. К этим показателям относятся (в скобках их типично достигаемые значения в ультразвуковых термоанемометрах) инерционность измерений  $\chi$  ( $\sim 10^{-3}$  с), пороговая чувствительность к пульсациям метеорологических параметров  $\sigma_\xi$  ( $\sim 10^{-2}$  °С или м/с) и частота повторения измерений  $F_d$  (от 10 до 100 Гц и более). Первые два показателя определяют разрешающую способность прибора к турбулентным флуктуациям метеорологических параметров по амплитуде, а третий – значение верхней границы их разрешения в частотных спектрах. Программное обеспечение, разрабатываемое для этих устройств, позволяет автоматически сохранять результаты мгновенных измерений в компьютере в виде длинных временных рядов для каждой из метеорологической величины и, после математической обработки этих рядов, получать чрезвычайно многообразную информацию о состоянии приземного слоя атмосферы [7].

В ИМКЭС СО РАН на протяжении более 20 лет выполняются работы по созданию и развитию ультразвуковых метеостанций, имеющих с 2002 г. общее для всех модификаций наименование типа как АМК-03 [9 - 11]. Метеостанции АМК-03 занесены в государственный реестр средств измерений (сертификат RU.C.28.007.A № 29530) и с 2006 г. выполняется их серийное промышленное изготовление (предприятием ООО «Сибналитприбор», г. Томск). Для автоматической регистрации данных измерений метеостанций АМК-03 на компьютере, их статистической обработки, вычисления средних метеорологических величин и основных параметров атмосферной турбулентности здесь применяется программное обеспечение «МЕТЕО 3.0» [15], которое уже около 16 лет не претерпевало принципиальных изменений. В данной работе приводится описание разрабатываемой новой модификации этой программы под наименованием «МЕТЕО 4.0». При этом основное внимание уделяется ее новым возможностям для применения в научных исследованиях атмосферной турбулентности.

Программа «МЕТЕО 4.0» реализована как 32-битовое Windows-приложение (внешний вид его главного окна во время измерений приведен рис.1), которое может работать в любой из последних версий Windows, начиная с Windows XP. Основными функциональными задачами, выполняемыми в «МЕТЕО 4.0», являются:

- 1) считывание в компьютер через порт COM (или его виртуальный аналог на порту USB) информационных пакетов с первичными данными измерений метеостанции АМК-03;
- 2) автоматическая непрерывная диагностика на основе поступающих данных технического состояния, как в целом всего устройства, так и его составных частей в отдельности, а также оценка качества (достоверности) измеряемых данных, с выдачей предупреждающей информации (визуально на экране монитора для пользователя и в записываемых файлах с результатами работы программы);
- 3) обеспечение автоматической градуировки ультразвукового термоанемометра, используемого в АМК-03; вычисление значений градуировочных параметров для выносного пульта, чтение значений этих параметров с пульта и запись в него их новых значений;
- 4) непрерывное вычисление мгновенных значений метеорологических параметров с их отображением на экране монитора (см. рис.1) и их усреднение на задаваемом оператором временном интервале (от 1 до 20 минут);
- 5) вычисление стандартных статистических характеристик метеорологических полей (среднеквадратических отклонений, коэффициентов асимметрии, эксцесса, корреляции и др.);

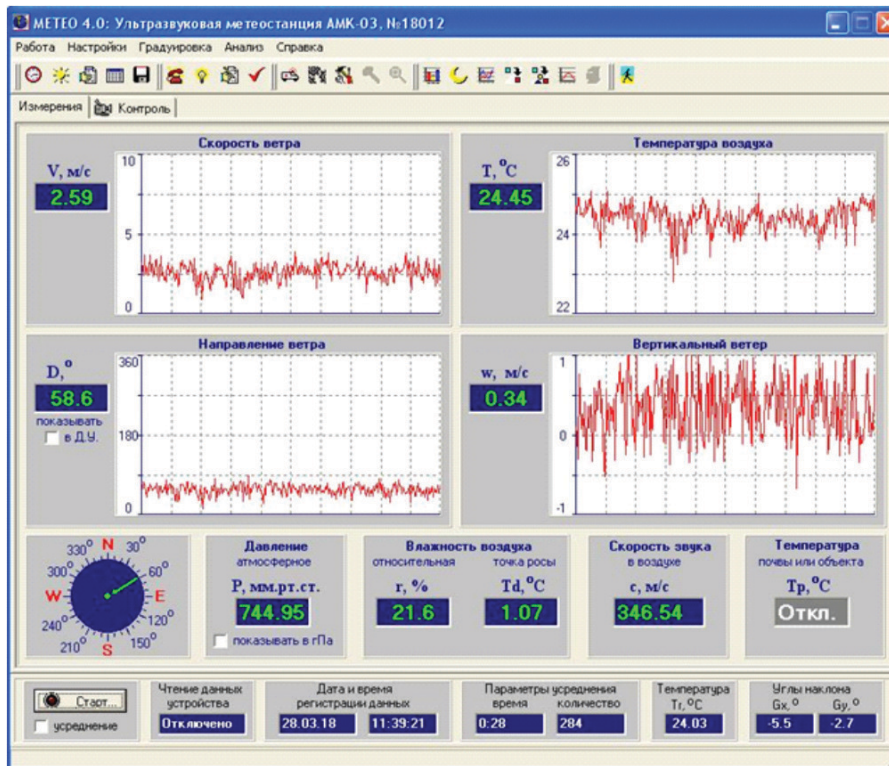


Рис. 1. Главное окно Windows-приложения «METEO 4.0» после завершения измерений.

6) вычисление ряда числовых характеристик атмосферной турбулентности (их перечень приводится ниже);

7) периодическое автоматическое сохранение всех вычисляемых результатов измерений на жестком диске компьютера в виде файлов различных типов, отличающихся по содержанию, в заданные оператором временные сроки;

8) поддержка технологии DDE передачи своих выходных данных другим Windows-приложениям непосредственно через оперативную память компьютера;

9) расчет гистограмм плотности вероятности для турбулентных флуктуаций температуры и ортогональных компонент скорости ветра;

10) расчет структурных функций турбулентных флуктуаций температуры и компонент скорости ветра (во временном и пространственном масштабе);

11) расчет автокорреляционных функций турбулентных флуктуаций температуры и компонент скорости ветра (во временном и пространственном масштабе);

12) расчет функций взаимной корреляции турбулентных флуктуаций температуры и компонент скорости ветра (во временном и пространственном масштабе);

13) расчет энергетических спектров турбулентных флуктуаций температуры и компонент скорости ветра (в частотном и пространственном масштабе);

14) расчет модельных (на основе теории подобия Монина-Обухова) высотных профилей в приземном слое атмосферы температуры, скорости ветра, коэффициентов турбулентного обмена тепла и импульса, структурных постоянных для температуры и ветра и т.д.;

15) расчет сверхкраткосрочных (до 6-ти часов вперед) временных прогнозов с использованием фильтрации Калмана для средних значений метеорологических параметров;

16) графическое отображение всех перечисленных выше функций на экране монитора, их печать и сохранение расчетных данных в текстовых файлах.

Функциональные задачи программы под номерами с 1-ого по 8-ой выполнялись и ранее в ее предыдущей версии «METEO 3.0», остальные реализованы здесь впервые. В «METEO 4.0» вычисляются следующие параметры турбулентности (угловые скобки здесь обозначают статистическое усреднение):

$E_v = (\sigma_u^2 + \sigma_v^2 + \sigma_w^2) / 2$  - энергия турбулентных движений ( $\sigma_u^2, \sigma_v^2, \sigma_w^2$  - дисперсии турбулентных пульсаций трех компонент скорости ветра  $u', v', w'$ );

$E_t = \sigma_T^2 / 2$  - энергия температурных флуктуаций ( $\sigma_T^2$  - дисперсия турбулентных пульсаций температуры  $T'$ );

$\tau = -\rho \langle u' \cdot w' \rangle$  - вертикальный поток импульса ( $\rho$  - плотность воздуха);

$H = c_p \rho \langle T' \cdot w' \rangle$  - вертикальный поток тепла ( $c_p$  - удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении);



$v^* = \sqrt{-\langle u' \cdot w' \rangle}$  - скорость трения (масштаб ветра);

$T^* = -\langle T' \cdot w' \rangle / v^*$  - масштаб температуры;

$L^* = \langle T \rangle (v^*)^2 / (\chi \cdot g \cdot T^*)$  - масштаб Монина-Обухова ( $\chi = 0,4$  и  $g = 9,81$  м/с<sup>2</sup>);

$\xi = z/L^*$  - число Монина-Обухова ( $z$  - высота измерений);

$C_d = (v^* / \langle V \rangle)^2$  - коэффициент сопротивления потоку;

$C_T^2 = \langle [T'(t + \tau) - T'(t)]^2 \rangle (\langle V_m \rangle \tau)^{-2/3}$  - структурная постоянная температурных флуктуаций ( $V_m$  - модуль среднего вектора скорости ветра;  $\tau$  - временной интервал между сравниваемыми мгновенными значениями метеорологических величин);

$C_V^2 = \langle [u'(t + \tau) - u'(t)]^2 \rangle (\langle V_m \rangle \tau)^{-2/3}$  - структурная постоянная ветровых флуктуаций;

$C_{na}^2 = C_T^2 / (2 \langle T_k \rangle)^2 + C_V^2 / \langle c \rangle^2$  - структурная постоянная флуктуаций акустического показателя преломления ( $T_k$  - температура воздуха в Кельвинах;  $c$  - скорость звука);

$C_{no}^2 = \{8 \cdot 10^{-5} \langle P \rangle / \langle T_k \rangle^2\}^2 C_T^2$  - структурная постоянная флуктуаций оптического показателя преломления ( $P$  - атмосферное давление в гПа).

Перечисленных параметров достаточно для оценивания динамического режима турбулентности в приземном слое атмосферы, в том числе для определения класса устойчивости атмосферной стратификации. Здесь также можно выполнять прогностические оценки параметров универсальных функций подобия от безразмерной высоты  $\xi = z/L^*$  для ветровой и температурной стратификации, соответственно.

В «МЕТЕО 4.0» используется более совершенный алгоритм вычисления структурных характеристик флуктуаций температуры  $C_T^2$ , ветра  $C_V^2$ , показателей преломления  $C_{no}^2$  и  $C_{na}^2$ . Отличие алгоритма заключается в реализации оптимального выбора аргумента (временного разнеса  $\tau$ ) для структурных функций. Величина разнеса  $\tau$  должна обеспечивать уверенное попадание аргумента временной структурной функции, например для температуры  $D_T(\tau)$ , в область применения ее «2/3» асимптотики для колмогоровской турбулентности. Для этого разнос  $\tau$  должен быть таким, чтобы выполнялось условие  $(V\tau) \gg l_{0T}$ , где  $l_{0T}$  - температурный внутренний масштаб турбулентности. Это условие для интервала  $\Delta t = 1/F_d$  между соседними данными, получаемыми в ультразвуковых термоанемометрах с высокой частотой их повторения  $F_d$ , в случае малых скоростей ветра  $V$  может не выполняться, что приводит к значительным погрешностям оценивания  $C_T^2$  и  $C_V^2$ . Поэтому значения  $C_T^2$  (для  $C_V^2$  - аналогично) в «МЕТЕО 4.0» вычисляются по формуле

$$C_T^2 = 0,19734 (n_{тр} / N)^{2/3} \langle [T(t + N \Delta t) - T(t)]^2 \rangle,$$

где  $n_{тр} = 0,11407 F_d / V$ ,  $N$  - ближайшее целое число, превышающее  $n_{тр}$ .

В программе «МЕТЕО 4.0» имеется ряд диалоговых окон, через которые пользователь может изменять используемые в ней настройки. Все настройки программы, введенные пользователем, автоматически сохраняются во вспомогательном файле, из которого они считываются при ее новой загрузке. Поэтому большинство из этих настроек устанавливаются только один раз. При запуске измерений программа открывает диалоговое окно, в котором необходимо установить требуемый временной интервал, мгновенные данные измерений за который должны использоваться при усреднении метеорологических параметров и вычислении характеристик атмосферной турбулентности. Также здесь устанавливаются сроки метеорологических наблюдений, в которые программа должна записывать на жесткий диск компьютера файлы с результатами измерений и ее вычислений. Перечень записываемых файлов и частично структура их содержания для текущего сеанса работы программы устанавливаются в отдельном диалоговом окне.

*Данная работа выполнялась по проекту СО РАН, тема IX.138.2.3.*

#### Литература:

1. Бовищев В.М., Воронов В.П. Акустический флюгер // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1960. №6. С.882-885.
2. Гурвич А.С. Акустический микроанемометр для исследования микроструктуры турбулентности // Акуст. ж. 1959. Т.5, вып.3. С.368-369.
3. Мордохович М.И. Акустический термометр // Труды ИФА АН СССР. 1962. №4. С.30-80.
4. Hanafusa T., Fujitani T., Kobo Y., Mitsuta Y. A new type sonic anemometer-thermometer for field operation // Pap. Meteorol. Geophys. 1982. V. 33. P. 1-19.
5. Kaimal J.C., Businger J.A. A continuous wave sonic anemometer-thermometer // J. Appl. Meteorol. 1963. V.2, No2. P.156-164.

6. Mitsuta Y. Sonic anemometer-thermometer for general use // *J. Meteorol. Soc. Japan*. 1966. V.44, No1. P.12-23.
7. Богушевич А.Я. Ультразвуковые методы оценивания метеорологических и турбулентных параметров атмосферы // *Оптика атмосферы и океана*. 1999. Т. 12, № 2. С. 170–175.
8. Тихомиров А.А. Ультразвуковые термометры и анемометры для измерения пульсаций скорости и температуры и воздушных потоков. Обзор // *Оптика атмосферы и океана*. 2010. Т. 23, № 7. С. 585-600.
9. Азбукин А.А., Богушевич А.Я., Ильичевский В.С., Корольков В.А., Тихомиров А.А., Шелевой В.Д. Автоматизированный ультразвуковой метеорологический комплекс АМК-03 // *Метеорология и гидрология*. 2006. № 11. С. 89-97.
10. Азбукин А.А., Богушевич А.Я., Корольков В.А., Тихомиров А.А., Шелевой В.Д. Полевой вариант метеорологического комплекса АМК-03 // *Метеорология и гидрология*. 2009. № 2. С. 101-106.
11. Азбукин А.А., Богушевич А.Я., Кобзев А.А., Корольков В.А., Тихомиров А.А., Шелевой В.Д. Автоматические метеостанции АМК-03 и их модификации // *Датчики и системы*. 2012. № 3. С. 47–52.
12. DA-600 Series ultrasonic anemometer/thermometer // *KAIJO CORPORATION Catalog - No. M-440-22E*. 6p.
13. Solent Meteorological ultrasonic anemometers // *GILL Instruments Limited*. 8p.
14. Ultrasonic Turbulence Sensor USAT3 // *METEK Meteorologische Messtechnik GmbH*. 4p.
15. Богушевич А.Я. Ультразвуковая метеостанция, версия 3.0 («МЕТЕО 3.0») // *Российское агентство по патентам и товарным знакам / Свидетельство об офиц. регистр. программы для ЭВМ № 2002612038 от 3.12.02*.

## Lightning discharges bearing using dangerous geological processes monitoring system based on Earth's natural pulsed electromagnetic field parameters

Gordeev V.F., Malyshkov S.Yu., Krutikov V.F., Polivach V.I., Shtalin S.G.

Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia,  
E-mail: gordeev@imces.ru

There is a widespread development of research and methodological framework for the new information and computing technologies and measuring systems to advance current environmental research: lithosphere, atmosphere, hydrosphere and biological objects with an ability to identify and monitor a variety of parameters and systems current state [1]. Foreign research and technical basis for lithosphere processes monitoring based on associated electromagnetic emission in VLF band (3-30kHz) lacks any development. In Russia such a basis is developed in IMCES SB RAS only. Soils structural imperfections, differently stressed structures, fractures and microfractures serve as sources of Earth natural pulsed electromagnetic fields (ENPEMF). Recording those fields VLF emission allows developing methods for geophysical survey, Earth's crust faults mapping, stress-strain behavior monitoring, geodynamic processes forecasting [2].

As a further advance of the technology mentioned before, we suggest to calculate a bearing of recorded ENPEMF signals by a solitary recorder, hence allowing to determine a location of the signal source using a network of such recorders and subsequently to outline a dangerous geodynamic processes focus region.

The method for electromagnetic signal vector analysis and bearing detection was first field tested with a network of 12 recorders "MGR-01" incorporated into the stress-strain state control system (SSS-CS). The field test was performed at the Urengoy-Pomary-Uzhgorod pipeline during the storm frontal passage in a known direction.

In May 2017 we have detected that all the recorders within SSS-CS indicated signal intensity over 10 times higher over the period from May the 1<sup>st</sup> to May the 6<sup>th</sup> than the average daily variation. At the afternoon of May the 3<sup>rd</sup> the signal intensity over all the stations and all measuring directions exceeded 1200 pulses/min, while at the previous and next days average intensity never exceeded 100 pulses/min. Using thunderstorm activity logbooks we established that there was a storm passage in the proximity of SSS-CS network passing from South-West to North-East for the duration of 4 hours (10:30-14:30 GMT).

Applying the standard bearing measurement formula for a signal received by two mutually orthogonal ferrite antennas of "MGR-01" recorder, we can calculate an incoming signal angle.

Signals bearing calculations during storm passage in SSS-CS proximity show that the bearing changed from -70° to +30° while the storm front was passing and when it was passing at 5km proximity of SSS-CS station in North direction, signal bearing was ~ 0°.

Field test of “MGR-01” recorders application for ENPEMF parameters vector analysis proved this method to be effective for confident tracing of the atmospheric event route, at the same time the primary objective of the SSS-CS wasn't compromised as the dangerous geological processes estimation algorithm excluded the jamming effect from the ENPEMF stress-strain state analysis.

#### References:

1. *Malyshkov Yu. P., Malyshkov S. Yu. Periodicheskie variatsii geofizicheskikh poley i seismichnosti, ikh vozmozhnaya svyaz s dvizheniem yadra Zemli.// Geologiya I geofizika 2009, N 2, p 152-172. [in russian]*
2. *Vasily F Gordeev, Sergey Yu Malyshkov, Sergey G Shtalin, Vitaly I Polivach and Vladimir A Krutikov. Detection of geodynamic activity areas based on the Earth's electromagnetic noise parameters IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science 48 (2016) V. 48. 012026. doi:10.1088/1755-1315/48/1/012026.*

## Пеленг грозовых разрядов системой мониторинга опасных геологических процессов по параметрам естественного импульсного электромагнитного поля Земли

Гордеев В.Ф., Малышков С.Ю., Крутиков В.А., Поливач В.И., Шталин С.Г.

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия  
E-mail: gordeev@imces.ru

Для обеспечения необходимого современного уровня исследования состояния окружающей среды - литосферы, атмосферы, гидросферы и биосферы, повсеместно ведется разработка научно-методических основ инструментальных средств и измерительных комплексов с принципиально новыми функциональными возможностями и информационно-вычислительных технологий их использования. При этом особый интерес имеют радиоволновые методы, использующие новые диапазоны электромагнитного излучения, в том числе диапазона очень низких частот (ОНЧ, 3-30 кГц). В ИМКЭС СО РАН последние годы активно развивается метод пассивного радиоволнового мониторинга литосферных структур, неоднородностей и динамических процессов по пространственно-временному анализу структуры естественного импульсного электромагнитного поля Земли (ЕИЭМПЗ) в ОНЧ диапазоне [1-5]. Источниками ЕИЭМПЗ, на регистрации которых базируется методы геофизической разведки, картирования разрывных нарушений земной коры, мониторинга напряженно-деформированного состояния (НДС) грунтов и прогноза геодинамических процессов по параметрам естественных импульсных электромагнитных полей Земли, являются неоднородности структуры грунтов, разнонапряженные структуры, трещины и микротрещины [2]. В результате механоэлектрических преобразований под действием деформационных волн из нижней мантии, приливных сил, микросейсмических колебаний, ветровой и техногенной нагрузки на этих источниках возникают импульсные электромагнитные поля, которые и создают естественный фон ЕИЭМПЗ литосферного происхождения [3]. Многолетние измерения в различных регионах показали, что ЕИЭМПЗ литосферного происхождения имеет ярко выраженный устойчивый суточный и сезонный ход. Это объясняется тем, что деформационные волны в земной коре связаны с вращением Земли вокруг своей оси и вокруг Солнца. Суточные хода, зависят от календарной даты, географических координат местности, её геофизических особенностей. Импульсные электромагнитные поля могут меняться как при изменении состояния грунтов, так при изменении воздействия на источники полей. Например, типичные суточные хода могут нарушаться в случаях изменения ритмичного движения земной коры в результате объединения её отдельных блоков в консолидированную область при подготовке землетрясений или при изменении НДС грунтов [4, 5]. Таким образом, пассивный радиоволновой метод регистрации ЕИЭМПЗ в своём потенциале является универсальным инструментом для геофизической разведки, мониторинга геодинамической активности земной коры и исследований в области наук о Земле.

С целью дальнейшего развития выше описанной технологии, предлагается рассчитывать азимут принимаемых сигналов ЕИЭМПЗ единственным регистратором, тем самым по сети таких регистраторов можно будет определять местоположение источника сигнала, следовательно, оконтуривать очаг опасных геодинамических процессов.

Впервые была опробована методика векторного анализа и пеленга электромагнитного сигнала регистраторами «МГР-01» в количестве 12 штук, расположенных на площади 600х600 метров и входящих

в состав системы контроля напряженно-деформированного состояния горных пород (АСК-ГП). Проверка проводилась на действующем магистральном газопроводе «Уренгой – Помары – Ужгород» при прохождении грозового фронта в известном направлении.

В качестве алгоритма контроля геодинамических процессов по параметрам ЕИЭМПЗ используется два критерия. Первый критерий показывает отличие по интенсивности показаний регистраторов, расположенных в точках контроля напряженно-деформированного состояния горных пород от показаний реперного (вариационного) регистратора. Реперный регистратор устанавливается на расстоянии не более 25 км (длина волны ОНЧ диапазона) от контролируемых в месте не подверженном геодинамическим процессам. Второй критерий оценивает степень подобия показаний различных регистраторов. Превышение интенсивности импульсного потока ЕИЭМПЗ в каждой измеряемой точке по отношению к интенсивности на реперной станции рассчитывается по формулам:

$$K_{(C-YO)} = \frac{(N1_{T(i)} - N1_{T(r)})}{N1_{T(r)}},$$

$$K_{(3-B)} = \frac{(N2_{T(i)} - N2_{T(r)})}{N2_{T(r)}}$$

$N1_{T(i)}$  - интенсивность импульсного потока ЕИЭМПЗ по направлению север-юг на  $i$ -ой измерительной станции;

$N2_{T(i)}$  - интенсивность импульсного потока ЕИЭМПЗ по направлению запад-восток на  $i$ -ой измерительной станции;

$N1_{T(r)}, N2_{T(r)}$  - интенсивность импульсного потока ЕИЭМПЗ по направлению север-юг и запад-восток на реперной станции.

Если коэффициенты  $K < 0$ , то считаем, что возникают механические **напряжения сжатия** в соответствующем направлении, либо Север-Юг, либо Запад-Восток. При  $K > 0$ , возникают **напряжения растяжения**. Чем больше величина  $K$ , тем выше напряжения. Этот параметр является одним из основных критериев геодинамической оценки состояния грунтов.

В качестве второго параметра напряженно-деформированного состояния грунтов используется оценка корреляции формы суточных вариаций интенсивности ЕИЭМПЗ реперной и  $i$ -ой измерительной станции. Для расчета коэффициента корреляции двух выборок используется формула Спирмана:

$$r = 1 - \frac{6}{n^3 - n} \sum_{i=1}^n (x_i - y_i)^2$$

$n$  - размер выборки (количество наблюдений, которые используются для расчета);

$x_i$  - ранг  $i$ -го элемента первой выборки в самой выборке (например, выборка {5, 8, 4, 6}, тогда  $x_1 = 2, x_2 = 4, x_3 = 1, x_4 = 3$ ;

$y_i$  - ранг  $i$ -го элемента второй выборки в самой выборке.

Далее рассчитывается интегральный коэффициент оценки безопасности геодинамического состояния оползневого склона по формуле:

$$R_{об} = \frac{K + (1 - r)}{2},$$

где  $R_{об}$  - обобщенный критерий остаточного ресурса устойчивости данного участка, величина которого определяется эмпирически.

Опасным для эксплуатации промышленного объекта следует считать превышение интегрального коэффициента оценки безопасности более, чем на 150% в течении трех суток и более.

В мае 2017 года было обнаружено, что по всем станциям АСК-ГД интенсивность сигнала превысил средний суточный ход более чем в 10 раз (рис. 1) в период с 1-го по 6 мая. В левой части экрана представлены графики временных вариаций средней интенсивности сигнала по направлениям Север – Юг (Н1) и Запад – Восток (Н2) импульсов в минуту. Отчетливо прослеживается, что в середине дня 3 мая интенсивность сигналов по всем пунктам наблюдения и всем направлениям приема, превышает 1200 имп./мин, тогда как в предыдущие и последующие дни средняя интенсивность не превышала 100 имп./мин.

В правом верхнем углу экрана представлен результат расчета относительной разницы сигнала с учетом корреляции каждой точки ( $T_i$ ) измерений к реперной (вариационной) станции (Т04), расположенной за пределами оползневого склона. Верхний график по направлению приема сигнала, следовательно, и направлению действия НДС грунта, Север – Юг, ниже Запад – Восток. Область между желтыми горизонтальными линиями это «зеленая» зона, свидетельствующая об отсутствии геодинамических процессов в данном районе. Между желтой и красной – «желтая» зона, характеризующая слабое проявление геодинамики, а выше красной – «красная», зона активизации геодинамики. Данный критерий выбран эмпирически и имеет вероятностный характер.

Из рис. 1 видно, что хотя 3 мая интенсивность сигнала в разы превышала фоновые значения, алгоритм выявления геодинамических проявлений на данном участке не обнаружил и это свидетельствует о возможном помеховом сигнале. Из каталогов грозовой активности было обнаружено, что в районе ра-



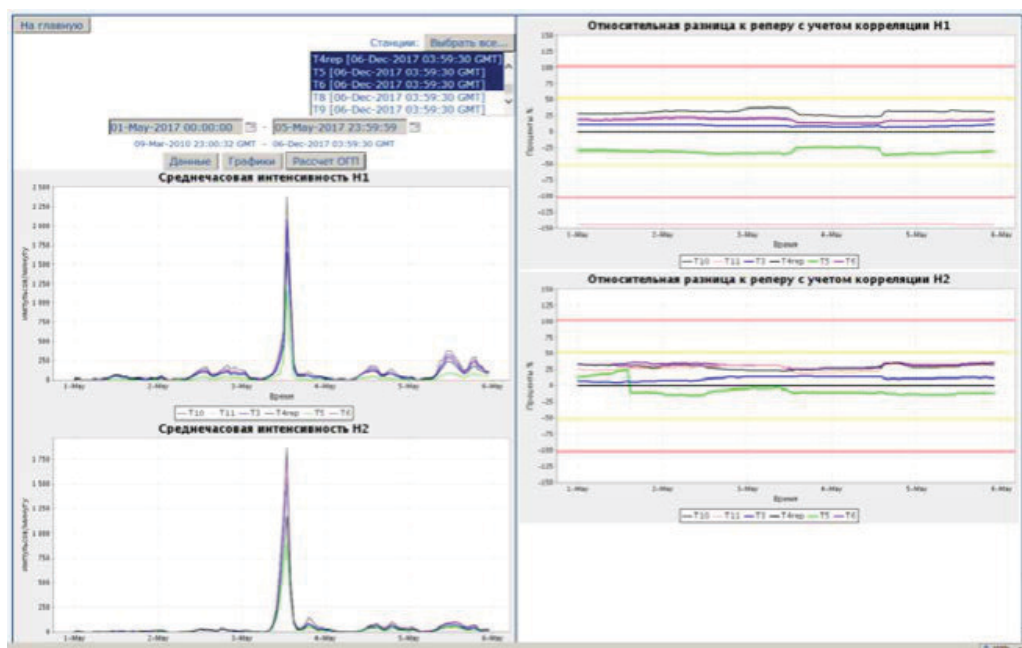


Рис. 1. Screenshot (копия экрана) оператора системы АСК-ГД

боты АСК-ГП 3 мая 2017 года проходил грозовой фронт по направлению с Юга-Запада на Северо-Восток в течение 4-х часов (10:30 – 14:30 GMT).

На рис. 2 представлены результаты регистрации интенсивности сигнала ЕИЭМПЗ одной из станций АСК-ГП с 09 до 15 часов 3 мая 2017 года.

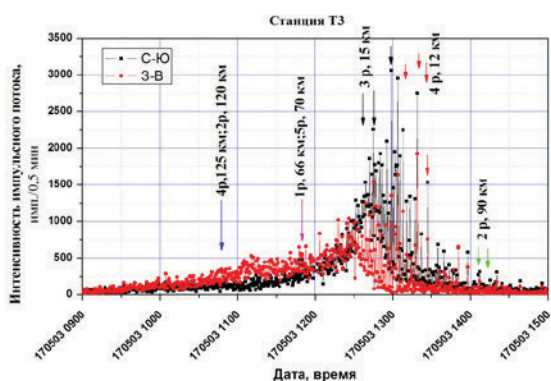


Рис. 2 Вариации интенсивности импульсного потока ЕИЭМПЗ станции Т3 АСК-ГП.

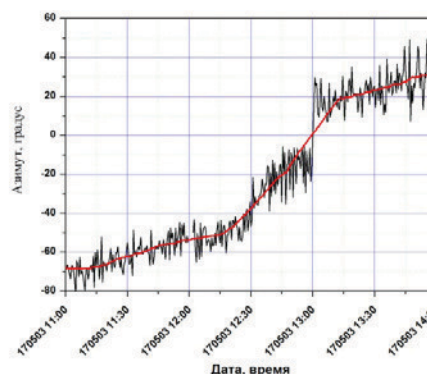


Рис. 3. Зависимость азимута сигналов при прохождении грозового фронта.

Из графика (рис. 2) видно, что первые аномалии в интенсивности сигналов начали проявляться, когда разряды находились на расстоянии 120 – 125 км от АСК-ГП и продолжались до 14:20, когда фронт грозы, пройдя ближайшую точку от полигона, последние разряды находились на расстоянии 90 км.

Используя стандартную формулу определения азимута приема сигнала с двух взаимно перпендикулярных ферритовых антенн, вычисляем угол вектора прихода сигнала.

$$\alpha = \arcsin\left(\frac{Nh2}{\sqrt{Nh1^2 + Nh2^2}}\right), \text{ где}$$

$Nh1$  – интенсивность сигнала по каналу Север – Юг;

$Nh2$  – интенсивность сигнала по каналу Запад – Восток.

На рис. 3 представлен результат расчета азимута сигналов в течение прохождения грозового фронта в районе АСК-ГП. Из графика видно, что за время прохождения грозового фронта он менялся от  $-70^\circ$  до  $+30^\circ$ , а когда фронт проходил на расстоянии 5 км от стационара АСК-ГП в направлении Север, азимут сигналов составлял  $\sim 0^\circ$ .

Апробирование методики векторного анализа параметров естественного импульсного электромагнитного поля Земли регистраторами «МГР-01» показало высокую достоверность определения трассы атмосферного грозового явления. При этом алгоритм оценки опасных геологических процессов позволил исключить мощную помеховую составляющую грозовых разрядов при оценке напряженно-деформированного состояния горных пород методом ЕИЭМПЗ распределенной сетью регистраторов.

### Литература:

1. Малышков Ю.П., Малышков С.Ю. Периодические вариации геофизических полей и сейсмичности, их возможная связь с движением ядра земли. // Геология и геофизика 2009, №2, с. 152-172.
2. *Electromagnetic Method for Exogenetic Geodynamic Elements Mapping in Permafrost Environment/ V F Gordeev, S Y Malyshkov, V I Polyvach, 2017// IOP Conference Series: Materials Science and Engineering 189(1), 012006*
3. *Estimation of the Lithospheric Component Share in the Earth Natural Pulsed Electromagnetic Field Structure/ S. Y. Malyshkov, V. F. Gordeev, V. I. Polyvach, S. G. Shtalin and K. N. Pustovalov// 2017, IOP Conference Series: Materials Science and Engineering, 189(1), 012023*
4. *Vasily F. Gordeev, Sergey Yu. Malyshkov, Sergey G. Shtalin, Vitaly I. Polivach and Vladimir A Krutikov. Detection of geodynamic activity areas based on the Earth's electromagnetic noise parameters IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science 48 (2016) V. 48. 012026. doi:10.1088/1755-1315/48/1/012026.*
5. *Yury P. Malyshkov and Sergey Yu. Malyshkov. The algorithm for calculating the Earth's core runs on the parameters of natural pulsed electromagnetic field of the Earth// IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. – 2016. – V.48. – P. 012028 doi:10.1088/1755-1315/48/1/012028.*

## Программно-аппаратный комплекс мониторинга структуры водяного пара в атмосфере в городе Казань

Дементьев В.В., Хуторова О.Г., Хуторов В.Е., Низамеев А.Р., Корчагин Г.Е.

Казанский Федеральный Университет, Институт физики, Казань  
E-mail: vvdementev25@gmail.com

Осаждаемый водяной пар (PWV) – это один из параметров первостепенной важности в изучении физики атмосферы, который может улучшить качество составления численных прогнозов погоды (NWP), краткосрочных и долгосрочных прогнозов. Также этот параметр помогает в изучении таких явлений как грозы, наводнения, естественная изменчивость климата (глобальное потепление, изменение климата, повышение уровня моря), выпадение осадков, атмосферная телеконнекция и т.д.

Высокоорбитальные (GPS/ГЛОНАСС) спутниковые навигационные системы и сеть наземных приемников дают возможность проводить зондирование атмосферы и ионосферы по различным направлениям и применять томографические методы, т.е. позволяют восстанавливать пространственную структуру атмосферы и ионосферы с высоким временным разрешением.

Содержание водяного пара определяется путем измерения пространственных задержек радиосигналов в атмосфере в результате уменьшения фазовой скорости радиоволн за счет эффекта поляризации молекул водяного пара.

Перед нами встала задача разработать методику радиотомографии водяного пара по данным сети приемников ГНСС в Казани, а затем написать программное обеспечение.

В атмосфере разные факторы воздействуя на сигналы ГНСС с частотой 1,2 – 1,5 ГГц, вызывают их временную задержку. Эта задержка, пересчитанная в зенитном направлении, называется зенитной тропосферной задержкой (ZTD). Физически она отображает то время, которое затрачивается на прохождение волной того приращения маршрута прохождения волны, которая возникает из-за рефракции лучей. Зенитная тропосферная задержка обычно делится на сухую (гидростатическую) зенитную задержку (ZHD) и влажную тропосферную задержку (ZWD). В таком случае компоненты зенитной задержки могут быть получены интегрированием по вертикальному профилю соответствующих значений индексов рефракции. Интегрирование для водяного пара ограничивается верхней частью тропосферы (примерно до 12 км), а для сухого воздуха может быть продолжено и в область нижней стратосферы. Если атмосфера находится в состоянии гидростатического равновесия, то компоненты ZHD и ZWD хорошо моделируются с использованием приземных параметров (давление, температура, влажность воздуха), получаемых с метеостанций. Также параметр ZWD выделяется из полной задержки ZTD, который определяется текущими свойствами тропосферы над регистрирующим GPS приемником. Параметр ZWD практически пропорционален количеству влагозапаса облаков над приемным пунктом, отсюда возникает возможность применения сети ГНСС в зондировании атмосферы с высоким временным и пространственным разрешением.

Разработанная нами методика и программа, позволяют с помощью данных вертикального профиля индекса рефракции и приземных метеорологических данных восстанавливать пространственно-временную структуру водяного пара в тропосфере.

Применение сети непрерывных ГНСС измерений для представления водяного пара в виде динамической томографии – главное преимущество нашей методики, т.к. поля влажности в тропосфере имеют высокую степень временной и пространственной изменчивости, наземные методы измерения влажностных параметров с помощью радиозондов имеют ограничение в применении, связанное с трудоемкостью их реализации. Спутниковые измерения ограничены верхней и средней тропосферой, а наземные методы измерения с помощью солнечных фотометров подвержены влиянию атмосферного аэрозоля, что накладывает требование тщательной калибровки этих приборов.

Программно-аппаратный комплекс, в который входят сеть приемников ГНСС и сеть метеостанций, автоматизирован, что в свою очередь сокращает сроки получения, передачи и обработки данных, минимизирует участие персонала в ходе вычислений.

## Hardware-software system for monitoring of the atmospheric water vapors structure in Kazan city

Dementev V.V., Khutorova O.G., Khutorov V.E., Nizameev A.R., Korchagin G.E.

Kazan Federal University, Russia  
E-mail: vvdementev25@gmail.com

Water vapor has a huge impact on climate and atmospheric radiation, and on precipitation and chemical transformations of atmospheric impurities [1]. Therefore, taking into account its fine spatial structure helps to improve the quality of weather forecasts and atmospheric pollution. The paper presents a method for research the spatiotemporal structure of water vapor in the troposphere with high temporal and spatial resolution.

To improve the quality of the forecast of the fine structure of meteorological parameters, it is necessary to rely on a dense network of means of monitoring the atmosphere with high temporal resolution. Such a network can be created by using a modern, highly efficient and promising method of GPS meteorology, which began to develop in the 1990s. High-orbit (GPS / GLONASS) satellite navigation systems and a network of ground-based receivers make it possible to probe the atmosphere and the ionosphere and to apply tomographic methods, i.e. allow to reconstruct the spatial structure of the atmosphere and ionosphere with high temporal resolution. Most of the atmospheric monitoring programs currently being developed by the international scientific community include the use of GPS signals, which also indicates the need for the development of this technology [2]. An automated, high-performance software and hardware complex for continuous measurements and forecasting of atmospheric dynamics was deployed in Kazan. The complex includes a network of GPS-GLONASS receivers and weather stations.

It was shown that using the tomographic approach, it is possible to reconstruct the altitude profile of the refractive index in the lower atmosphere and its space-time variations [3, 4]. The spatial fields of refraction index allow to quickly obtain weather conditions in various areas where receiving antennas of global navigation systems are installed. It is shown that assimilation of GPS monitoring data in numerical atmospheric models improves the quality of meteorological parameters forecast [5,6].

### HARDWARE AND SOFTWARE SYSTEM

The complex consists of distributed net of GPS/GLONASS receivers, data storage server and computing server. Satellite receivers located in different points of Kazan city.

Each node includes GPS/GLONASS receiver, small antennas and amplifier. The device generally calculates geographic coordinates and world time (UTS) itself. Data from receivers collected every second and accumulate on local data storage. Then the data is automatically converted to RINEX format.

These data with meteorological data are involved in further calculations.

### ALGORITHM AND METHODS

The atmosphere, affecting signals of global navigation satellite systems (GNSS) with a frequency of 1.2 - 1.5 GHz, causes their time delay. This delay, take into account the slope of the radio paths and reduced to the zenith direction, is called the zenith tropospheric delay (ZTD) [7]. Physically, it displays the refraction in atmosphere caused by atmospheric gases.

$$ZTD = \int_{Atmosphere} n(h)dh - \int_{Vacuum} dh$$

where  $h$  - the height of vertical integration;  $n$  - refractive index of radio waves, which is calculated by the formula (2).

$$n = \frac{77.6}{T} \left( p + \frac{4810e}{T} \right) \times 10^{-6} + 1 \tag{2}$$

$$N = (n - 1) \times 10^6$$

The refraction index in the troposphere and stratosphere depends on pressure  $p$ , temperature  $T$  and humidity  $e$ . The vertical profile of the total refraction is approximated by the exponential.

$$N(h) = N_0 \exp(-\beta h) \tag{3}$$

where  $N_0$  - the index of refraction on the Earth's surface;  $\beta$  [ $\text{km}^{-1}$ ] - the rate of decrease of the refraction index at altitude.

The zenith tropospheric delay is usually consists of a dry (hydrostatic) zenith delay (ZHD) and a wet tropospheric delay (ZWD).

$$ZTD = ZHD + ZWD \tag{4}$$

If the atmosphere is in a state of hydrostatic equilibrium, the components of ZHD and ZWD are using surface parameters (pressure, temperature, humidity) obtained from the meteorological stations that make up the complex.

Only the wet component is proportional to the integral moisture content, it is necessary to determine the hydrostatic component to extract it from the total ZTD delay.

Thus, we can estimate the hydrostatic delay knowing only the surface pressure received from weather stations [7].

$$ZTD = 10^{-6} \cdot \int [N_d(h) + N_w(h)] \cdot dh \tag{5}$$

The starting point for modeling the hydrostatic profile of the refraction index is the basic equation of atmospheric statics and hydrosphere:

$$\rho = -\frac{1}{g} \cdot \frac{dp}{dh} \cdot 10^2 \tag{6}$$

where  $p$ ,  $\rho$  - pressure [mbar] and air density [ $\text{kg}/\text{m}^3$ ] at height  $h$  [m],  $g$  - acceleration of gravity [ $\text{m}/\text{s}^2$ ].

The tropospheric delay of GLONASS and GPS satellite radio signals reflects only the integral value of the refractive index. To solve the problem of the spatial distribution of the refraction index of radio waves in the troposphere, we have investigated and applied the method of radiotomography.

The method for reconstructing the altitude structure of water vapor takes place in two stages. At the first stage, the altitude profile of the refractive index  $N(h)$  with a high spatial-temporal resolution is reconstructed [4].

In this method, atmospheric sampling is used for elementary volumes in the form of a parallelepiped, on which the entire region of the troposphere radiating by radio paths is divided. For each elementary volume, a constant refraction index is entered as an unknown value.

Solving the system of equations (1), where each equation corresponds to one radio path of the satellite, relative to  $N$ , we obtain the spatial structure  $N$ , which characterizes the variations of atmospheric parameters in space.

The second stage of the reconstruction methods is the spatio-temporal structure of water vapor in the troposphere along the refractive index profile and the values of surface meteorological parameters obtained from weather stations. By subtracting the hydrostatic components, we obtain an array of reconstructed spatiotemporal structure of water vapor.

## RESULTS AND ANALYSIS

Figure 1 shows the altitude-time structure of the partial pressure of water vapor in the troposphere. The restoration of the altitude distribution of the water vapor concentration was carried out for the period from 18.08.17 to 22.08.17, using the results of the profile of the refraction index and meteorological parameters for this period

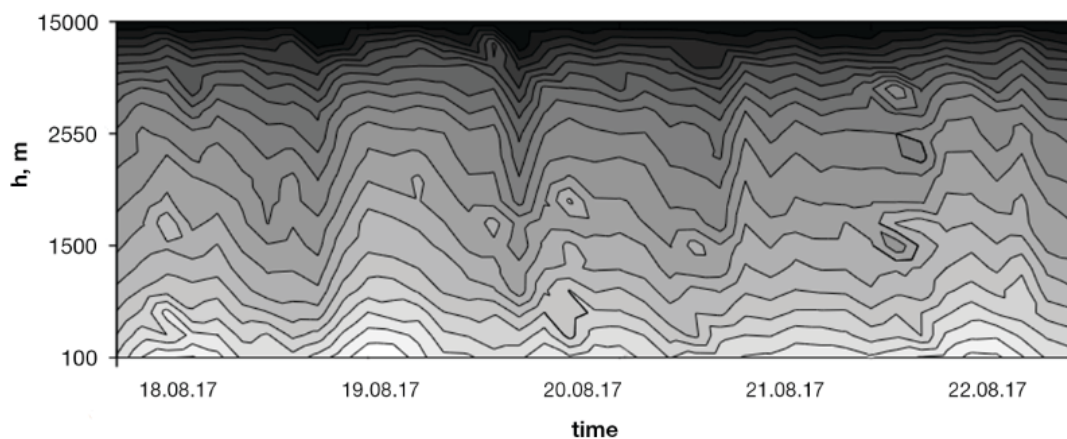


Fig. 1. Altitude distribution of water vapor concentration in the troposphere.



Our hardware and software system to investigate the water vapor profile and to consider its variations in time.

## CONCLUSIONS

A high frequency of measurements allows us to obtain variations in the profile of partial pressure of water vapor due to the daily dynamics of meteorological parameters. For example, in the middle of each day there is an increase in the level of moisture content in the troposphere. A comparison with the results of [3] showed that the tomography method gives less smoothed results than Tikhonov's method. Thus, a methodology and software was developed for reconstruct the spatial-temporal structure of water vapor in the troposphere by GNSS signals measured by ground-based receivers.

*The work was supported by the Russian Foundation for Basic Research (grant No. 17-05-00863).*

### References:

1. L. T. Matveev, "The course of General Meteorology, Physics of Atmosphere and Ocean," Hydrometeoizdat, Leningrad, 1984 (in Russian).
2. Flores A., Ruffini G., Rius A. 4D tropospheric tomography using GPS slant wet delays // *Ann. Geophys.* – 2000. – V. 18. – №.2. – P. 223.
3. Khutorova O.G., Teptin G.M., Vassilyev A.A., Khutorov V.E., Shlychkov A.P. Sensing of the structure of the radio wave refractivity in the troposphere by a network of satellite navigation system receivers in the city of Kazan // *Radiophysics and Quantum Electronics*. 2011. T. 54. № 1. C. 1-7.
4. Nizameev A.R., Teptin G.M. Analysis of retrieval of the vertical refractive-index profile in the troposphere using the signals from the global navigation satellite systems // *Radiophysics and Quantum Electronics*. 2013. T. 56. № 6. C. 371-378.
5. O.G. Khutorova, G.M. Teptin, V.E. Khutorov, V.V. Kalinnikov, T.R. Kurbangaliev Variability Of GPS-Derived Zenith Tropospheric Delay And Some Result Of Its Assimilation Into Numeric Atmosphere Model // *PIERS Proceedings*. – 2012. – P. 940 – 943.
6. Guerova G., Bettems J.-M., Brockmann E., Matzler C. Assimilation of COST 716 Near-Real Time GPS data in the nonhydrostatic limited area model used at MeteoSwiss // *Meteorol Atmos Phys.* – 2006. – V. 91. – № 1-4. – P. 149 – 164.
7. Khutorova O.G., Kalinnikov V.V., Kurbangaliev T.R. Variations in the Atmospheric Integrated Water Vapor from Phase Measurements Made with Receivers of Satellite Navigation Systems // *Atmospheric and Oceanic Optics*. – 2012. – V.25. – № 6. – P.429–433.

## Analysis of the correlation fields of the temperature state soil

<sup>1</sup>Demeshko M.V., <sup>1</sup>Kanaeva I.A., <sup>1</sup>Soltaganov N.A., <sup>1</sup>Sherstneva A.I., <sup>1,2</sup>Botygin I.A.

<sup>1</sup>National Research Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russia

<sup>2</sup>Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia

E-mail: demeshkomaria@gmail.com, irk-2009@yandex.ru, nasoltaganov@yandex.ru, sherstneva@tpu.ru, bia@tpu.ru

In this paper, the results of a study of the dynamics of the change in the temperature of the roadbed on the federal road "Surgut-Salekhard" within the Yamal-Nenets Autonomous District and on the road of territorial significance "Korotchaevo-Urengoy" are presented. The temperature variation at different horizons and at different points of observation of the experimental plot was studied. The technique of carrying out studies using shallow wells was used. Observations were conducted at 10 posts between October 15, 2006 and January 24, 2007. The number of temperature sensors in the garland was 7. The sensors were located 30 cm apart. In the cross section of the roadbed, the garlands were placed vertically at the edge of the roadway. The first sensor was installed at a depth of 30 cm, the latter at a depth of 210 cm. The measurements were made every 4 hours.

On the basis of the experimental data, the matrix of correlation coefficients for the values of the temperature of the soil layers on the horizons was calculated: 30 cm, 60 cm, 90 cm, 120 cm, 150 cm, 180 cm and 210 cm. The individual correlation matrixes were calculated on samples with different time scales. The first matrix was constructed on the basis of data obtained within 10 days from the beginning of observations. The subsequent matrices were built on the basis of data obtained in 20 days, 30 days, etc. (a total of 10 matrices).

With an increase in the depth of freezing, the graph of temperature values assumes a flatter character (the number of "steps" decreases). Temperature graphs of a depth at the end of the time interval are in a narrower

range of temperature values. With increasing difference (distance) between horizons (layers), the correlation coefficient decreases.

The experiments showed that in the parameter with the strongest correlation dependence at the end of the graph, namely, "layer temperature at a depth of 1.9 m - the layer temperature at a depth of 2.1 m", the correlation coefficient practically does not change at all time scales of the sample.

For parameters with a strong correlation dependence at the end of the graph, for example, "the layer temperature at a depth of 0.9 m is the layer temperature at a depth of 1.2 m," the layer temperature at a depth of 1.2 m is the layer temperature at a depth of 1.5 m", "Layer temperature at a depth of 1.5 m - the temperature of the layer at a depth of 1.8 m", an insignificant change in the correlation coefficient is observed at an average sample size. The maximum deviation of the correlation coefficient is observed at large scales of the sample.

For parameters with an average correlation coefficient at the end of the graph, for example, "the layer temperature at a depth of 0.3 m is the layer temperature at a depth of 2.1", "the layer temperature at a depth of 0.3 m is the layer temperature at a depth of 1.8 m", "Layer temperature at a depth of 0.6 m - layer temperature at a depth of 2.1 m", a significant deviation is observed at the average sample scales, and the maximum deviation of the correlation coefficient is also observed at large sampling scales.

For all parameters, with an increase in the time scale of the sample, the correlation coefficient values are stabilized (the last three samples).

In general, the analysis of correlation fields of soil temperatures allows more accurate predictions of temperatures outside the levels of the horizons of the recording sensors.

## Анализ корреляционных полей температурного состояния грунта

<sup>1</sup>Демешко М.В., <sup>1</sup>Канаева И.А., <sup>1</sup>Солтаганов Н.А., <sup>1</sup>Шерстнёва А.И., <sup>1,2</sup>Ботыгин И.А.

<sup>1</sup>Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск, Россия

<sup>2</sup>Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

E-mail: demeshkomaria@gmail.com, irk-2009@yandex.ru, nasoltaganov@yandex.ru, sherstneva@tpu.ru, bia@tpu.ru

В новой редакции госпрограммы «Социально-экономическое развитие Арктической зоны Российской Федерации» [1] одной из главных задач является повышение качества жизни населения на её территории. Заметим, что даже транспортное строительство, как один из компонентов инфраструктурного строительства, в таких экстремальных природно-климатических условиях требует не только социально-экономического обоснования принимаемых решений, но и проведения полевых геофизических, гидрогеологических, инженерно-геологических исследований участков строительства, особенно при строительстве и эксплуатации автомобильных дорог. Именно при оценке транспортно-эксплуатационных характеристик дорог, особенно в зимнее время, очень важно исследование промерзания грунта.

Необходимо отметить, исследование геокриологических условий грунта – сложная научная задача, связанная с исследованием химико-минералогических, химико-гранулометрических, а также структурно-текстурных особенностей состава компонентов грунта. При этом очень важно получить и количественные оценки влажностного и температурного состояния грунта, необходимые для построения модели передачи тепла в грунте [2-9].

В настоящей работе приведены результаты исследования динамики изменения температуры земляного полотна на федеральной автомобильной дороге «Сургут – Салехард» в пределах Ямало-Ненецкого автономного округа и на дороге территориального значения «Коротчаево – Уренгой». Исследовалось изменение хода температуры на разных горизонтах и в разных пунктах наблюдений экспериментального участка. Использовалась методика проведения исследований с использованием малоглубинных скважин. Наблюдения проводились на 10 постах в период с 15 октября 2006 г. по 24 января 2007 г. Количество температурных датчиков в гирлянде – 7. Датчики были расположены на расстоянии 30 см друг от друга. В поперечном сечении земляного полотна гирлянды были размещены вертикально у кромки проезжей части. Первый датчик устанавливался на глубине 30 см, последний – на глубине 210 см. Замеры производились каждые 4 часа.

Ниже приведен фрагмент вычисленных температур (среднесуточных) для одного из постов за 1 месяц наблюдений в табличном (таблица 1) и графическом (рис. 1) форматах.

Таблица 1.

Дата	Значения среднесуточных температур дорожной конструкции на расстоянии «h» от поверхности покрытия, м						
	h = 0,3	h = 0,6	h = 0,9	h = 1,2	h = 1,5	h = 1,8	h = 2,1
15.10.2006	0	0,66667	1,16667	2	2,66667	3	3,66667
16.10.2006	1,1	1	1,5	2,5	3	3,5	4
17.10.2006	1,1	1	1,5	2,5	3	3,5	3,5
18.10.2006	0,5	0,58333	1,5	2,5	2,66667	3,5	3,5
19.10.2006	0,5	0,5	1,5	2	2,5	3,41667	3,5
20.10.2006	0,5	0,5	1,5	2	2,5	3	3,5
21.10.2006	0,5	0,5	1,5	2	2,5	3	3,08333
22.10.2006	0,5	0,5	1,41667	2	2,5	3	3
23.10.2006	0,5	0,5	1	2	2,25	3	3
24.10.2006	0,5	0,5	1	2	2	2,83333	3
25.10.2006	0,5	0,5	1	1,83333	2	2,5	3
26.10.2006	0,33	0,5	1	1,5	2	2,5	2,75
27.10.2006	-1	0,25	1	1,5	2	2,5	2,5
28.10.2006	-1,05	0,5	1	1,5	2	2,5	2,5
29.10.2006	-1,58	0,5	1	1,5	2	2,5	2,5
30.10.2006	-1,9	0,5	1	1,5	1,91667	2,5	2,5
31.10.2006	-1,83	0,5	1	1,5	1,5	2,41667	2,5
01.11.2006	-1,6	0,5	1	1,5	1,5	2,08333	2,5
02.11.2006	-1,9	0,25	1	1,5	1,5	2	2,33333
03.11.2006	-6,3	-1,66667	0,75	1,5	1,5	2	2
04.11.2006	-10	-3,25	0,5	1,08333	1,5	2	2
05.11.2006	-5	-1,75	0,5	1	1,5	2	2
06.11.2006	-3,92	-1	0,5	1	1,5	2	2
07.11.2006	-2,9	0	0,5	1	1,5	2	2
08.11.2006	-3,92	0	0,5	1	1,5	2	2
09.11.2006	-7,5	-1,83333	0,5	1	1,16667	2	2
10.11.2006	-7,3	-3,25	0,33333	1	1	1,5	2
11.11.2006	-5,9	-2	0	1	1	1,5	1,91667
12.11.2006	-5,5	-2	0	1	1	1,5	1,66667
13.11.2006	-5,93	-2,25	-0,25	0,91667	1	1,5	1,5
14.11.2006	-4,5	-2	-0,25	0,5	1	1,5	1,5
15.11.2006	-8,1	-1,75	0	0,5	1	1,5	1,5
16.11.2006	-11,9	-2,58333	-1,25	0,5	1	1,5	1,5
17.11.2006	-15	-3,83333	-1,16667	0,5	1	1,5	1,5
18.11.2006	-17,6	-4,75	-2,25	0,5	1	1,5	1,5
19.11.2006	-19,8	-5,66667	-2,5	0,33333	0,83333	1,5	1,5
20.11.2006	-20,2	-6,91667	-3,41667	-0,25	0,5	1,5	1,5

Для исследования временных рядов используются различные методы статистического анализа (корреляционный, факторный, кластерный, множественный регрессионный анализ и др.). На рис. 2 представлена матрица коэффициентов корреляции значений температур слоев грунта на горизонтах: 0.3 м, 0.6 м, 0.9 м, 1.2 м, 1.5 м, 1.8 м и 2.1 м.

На рис. 3 представлен график коэффициентов корреляции на временном интервале с 15.10.2006 по 24.01.2007 гг.

График коэффициентов корреляции был построен на данных частных матриц корреляционных зависимостей. Частные матрицы корреляционных зависимостей были рассчитаны на выборках с различными временными масштабами. Первая матрица была построена на основе данных, полученных в течение 10 дней с начала наблюдений. Последующие матрицы строились на основе данных, полученных в течение 20 дней, 30 дней и т.д. (всего 10 матриц).

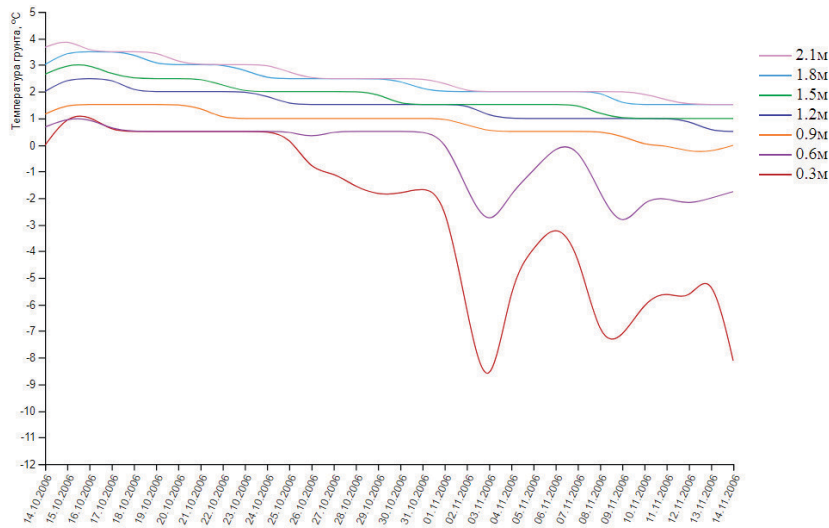


Рис. 1. Фрагмент значений среднемесячных температур грунта.

Корреляционная матрица по данным с поста №10 с 15 октября 2006 г. по 24 января 2007 г.

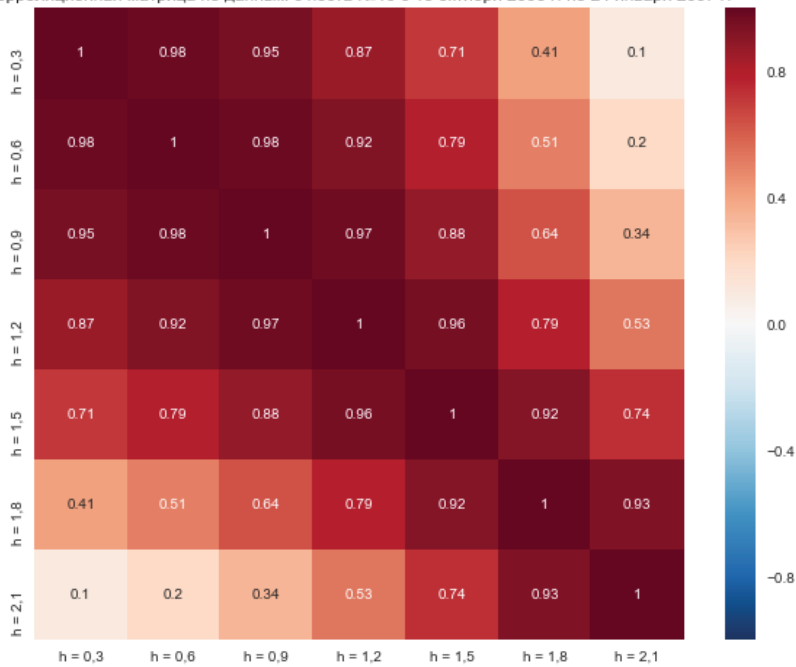


Рис. 2. Матрица коэффициентов корреляции.

Корреляционная зависимость

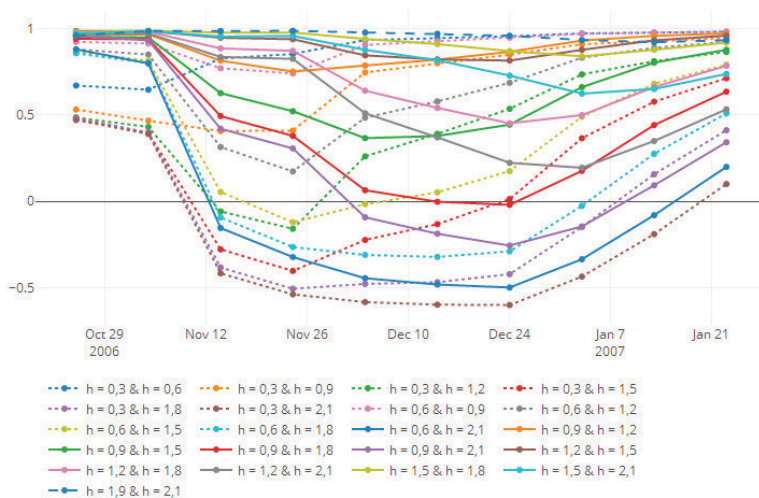


Рис. 3. График коэффициентов корреляции.



С увеличением глубины промерзания, график значений температур принимает более плоский характер (количество «ступенек» уменьшается). Температурные графики той или иной глубины под конец временного интервала находятся в более узкой области температурных значений.

С увеличением разницы (удаленности) между горизонтами (слоями) уменьшается коэффициент корреляции.

Эксперименты показали, что у параметра с самой сильной корреляционной зависимостью в конце графика, а именно, «температура грунта на глубине 1,9 м – температура грунта на глубине 2,1 м», коэффициент корреляции практически не изменяется на всех временных масштабах выборки.

У параметров с сильной корреляционной зависимостью в конце графика, например, «температура грунта на глубине 0,9 м – температура грунта на глубине 1,2 м», «температура грунта на глубине 1,2 м – температура грунта на глубине 1,5 м», «температура грунта на глубине 1,5 м – температура грунта на глубине 1,8 м», на средних масштабах выборки наблюдается незначительное изменение коэффициента корреляции. Максимальное отклонение коэффициента корреляции наблюдается на больших масштабах выборки.

У параметров со средним коэффициентом корреляции в конце графика, например, «температура грунта на глубине 0,3 м – температура грунта на глубине 2,1», «температура грунта на глубине 0,3 м – температура грунта на глубине 1,8 м», «температура грунта на глубине 0,6 м – температура грунта на глубине 2,1 м», на средних масштабах выборки наблюдается значительное отклонение, а максимальное отклонение коэффициента корреляции также наблюдается на больших масштабах выборки.

У всех параметров с увеличением временного масштаба выборки наблюдается стабилизация значений коэффициентов корреляции (последние три выборки).

В целом, анализ корреляционных полей температур грунта позволяет более точно спрогнозировать значения температур и вне уровней горизонтов регистрирующих датчиков.

#### Литература:

1. О новой редакции государственной программы «Социально-экономическое развитие Арктической зоны Российской Федерации» // Правительство Российской Федерации. URL: <http://government.ru/docs/29164/> (дата обращения: 02.03.2018).
2. Боганик Г.Н., Гурвич И.И. Сейсморазведка. – Тверь: АИС, 2006. – 743 с.
3. Воронков О.К. Инженерная сейсмика в криолитозоне. – СПб.: Изд-во ОАО «ВНИИГ им. Б.Е. Веденеева», 2009. – 401 с.
4. Гайнанов В. Г., Кузуб Н.А., Токарев М.Ю., Клещин С.М. Опыт сейсмоакустического профилирования с многократным перекрытием: возможности и ограничения // Разведка и охрана недр. – 2006. – № 12. – С. 21-24.
5. Зыков Ю.Д. Геофизические методы исследования криолитозоны. – М.: изд-во МГУ, 2007. – 272 с.
6. Кудрявцев С.А. Численное моделирование процесса промерзания, морозного пучения и оттаивания грунтов // Основания, фундаменты и механика грунтов. – 2004. – № 5. – С. 21-26.
7. Голли О.Р. Закономерности морозного пучения грунтов и их использование при проектировании фундаментов // Известия ВНИИ гидротехники. – 2003. – № 242. – С. 135-141.
8. Бровка Г.П., Иванов С.Н. Расчет температурных полей в грунте с фазовыми переходами воды в спектре температуры // Инженерно-физический журнал. – 2004. – Т. 77. № 6. – С. 112-119.
9. Гамаюнов Н.И., Гамаюнов С.Н. Перенос тепла и влаги при промерзании грунтов // Инженерно-физический журнал. – 2004. – Т. 77. – № 5. – С. 72-81.

## Technique for separation of total irradiance into direct and diffuse components

Zuev S.V.

Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia  
E-mail: zuev@imces.ru

In this paper, an attempt is made to obtain a technique for separating the total irradiance into direct and diffuse components under clear and cloudy skies. The initial data are the measured total irradiance  $Q$  and the reference average multiyear total  $Q_0^*$ , direct  $S_0^*$  and diffuse  $D_0^*$  irradiance under clear skies for a given locality and for the solar altitude  $h \geq 30^\circ$ .

The first step of the technique consists in obtaining a model of the diurnal variation of the total irradiance under clear skies  $Q_0$  with consideration of the actual state of the atmosphere. For this, the diurnal variation of  $Q_0^*$  is corrected using clear sky moments. For the example shown in the figure, we have the following polynomial

$$Q_0 = 9,554 \cdot 10^{-9} \cdot x^4 - 2,716 \cdot 10^{-5} \cdot x^3 + 0,023 \cdot x^2 - 5,043 \cdot x + 233, \quad (1)$$

where  $x$  is the ordinal number of the minute in the day. The standard deviations for multiyear and model values for the section  $AB$  ( $n = 150$ ) were 15 and 4, respectively.

The second step of the technique consists in modeling the diurnal variation of diffuse irradiance under clear skies  $D_0$ . For this, multiyear  $D_0^*$  is corrected by

$$\Delta D_0 = -\frac{Q_0 - Q_0^*}{\frac{S_0^*}{D_0^*} \cdot \sin h + 1} \quad (2)$$

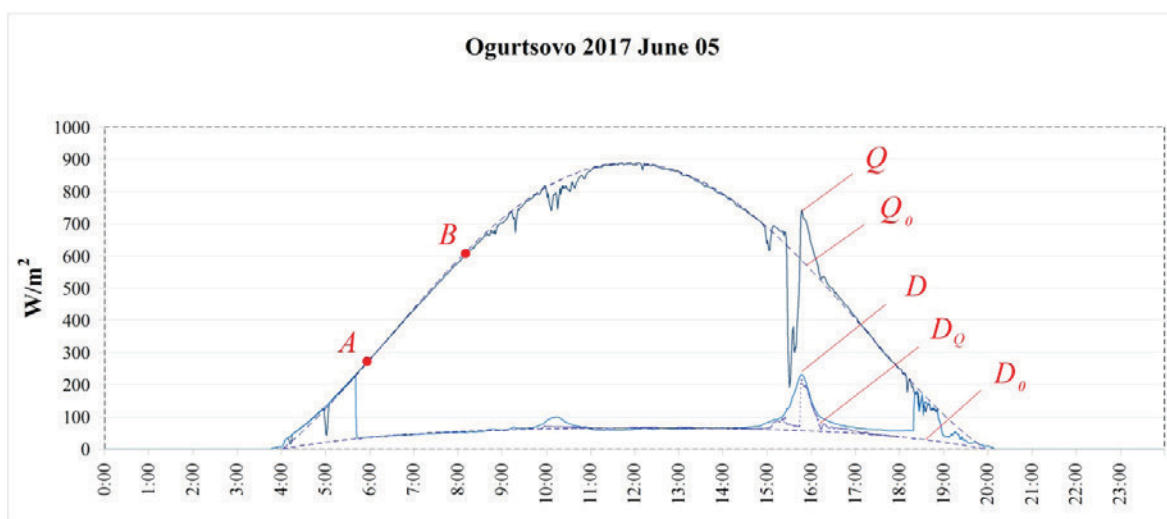
and the model of diffuse irradiance for this example is described by polynomial

$$D_0 = -6,629 \cdot 10^{-10} \cdot x^4 + 1,877 \cdot 10^{-6} \cdot x^3 - 0,002 \cdot x^2 + 1,136 \cdot x - 175. \quad (3)$$

At the third step, the diffuse irradiance  $D_Q$  is calculated using formula

$$D_Q = Q - (Q_0 - D_0) \cdot p, \quad (4)$$

where  $p$  is the cloud transmission coefficient. If this coefficient is 1 or 0, which corresponds to a fully open or fully closed Sun, then  $D_Q$  is not difficult to calculate. In other cases,  $p$  must be determined using instruments. If this is not possible, there will be omissions in the diurnal variations of  $D_Q$ , which, if necessary, can be interpolated in some way.



The figure shows the diurnal variation of the real diffuse  $D$  and the reconstructed  $D_Q$  irradiance. For the case without filling the gaps ( $n = 152$ ), the standard deviation was  $\sigma = 14$ . In the case of linear interpolation,  $\sigma = 23$  for  $n = 488$ .

At the end of the procedure, direct irradiation is calculated as

$$S_Q = \frac{Q - D_Q}{\sin h}. \quad (5)$$

The accuracy of the proposed method primarily depends on the accuracy of the construction of the  $Q_0$  model using states of clear sky. The best results are obtained for cumulus and cumulonimbus clouds, when  $p$  is 0 or 1.

## Методика разделения суммарной радиации на составляющие ее прямую и рассеянную

Зуев С.В.

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия  
E-mail: zuev@imces.ru

**В** актинометрии из всех видов солнечной радиации технически наиболее просто измеряется суммарная, для чего необходим один незатененный пиранометр, не требующий присутствия человека или использования каких либо механизмов для слежения за Солнцем. Такие измерения в первую очередь важны для определения радиационного баланса и сумм поступающей за определенный период радиации, тогда как особый интерес представляет определение прозрачности атмосферы, пер-

вичной характеристикой которой является прямая радиация. В данной работе предпринята попытка создать методику, позволяющую с некоторой точностью разделять суммарную радиацию на составляющие ее прямую и рассеянную радиацию при ясном небе и при переменной облачности. Исходными данными для методики являются измеренные значения суммарной радиации  $Q$  и справочные средние многолетние значения суммарной  $Q_0^*$ , прямой  $S_0^*$  и рассеянной  $D_0^*$  радиации при ясном небе для данной местности [1] при высоте Солнца  $h \geq 30^\circ$

Первый этап методики заключается в получении модели суточного хода суммарной радиации при ясном небе  $Q_0$ , максимально учитывающей реальное состояние атмосферы, для чего используются измеренные значения  $Q$  и интерполированные справочные значения  $Q_0^*$ . Построение любой модели подразумевает принятие каких-либо допущений и упрощений в описании физического процесса. В данном случае допущениями являются симметричный суточный ход суммарной радиации при ясном небе относительно полудня и неизменность прозрачности атмосферы в течение светлого времени суток. На рис. 1 приведен пример суточного хода измеренной и средней многолетней при ясном небе радиации, которую можно описать интерполяционным полиномом

$$Q_0^* = 8,846 \cdot 10^{-9} \cdot x^4 - 2,498 \cdot 10^{-5} \cdot x^3 + 0,021 \cdot x^2 - 4,377 \cdot x + 165, \quad (1)$$

где  $x$  – порядковый номер минуты в сутках.

Если на суточном ходе измеренных значений  $Q$  имеются участки ясного неба (напр., участки  $AB$  и  $CD$ ), то  $Q_0^*$  корректируется путем изменения интерполяционного полинома таким образом, чтобы отклонения измеренных и модельных значений на таких участках были минимальными, что будет соответствовать максимальному учету реального состояния атмосферы. Определять участки ясного неба можно как визуально по графику суточного хода, так и с помощью разнообразных детекторов [2]. Таким образом, для приведенного примера полином (1) заменяется скорректированным полиномом  $Q_0$  (рис. 1)

$$Q_0 = 9,554 \cdot 10^{-9} \cdot x^4 - 2,716 \cdot 10^{-5} \cdot x^3 + 0,023 \cdot x^2 - 5,043 \cdot x + 233, \quad (2)$$

который далее используется в качестве модели.

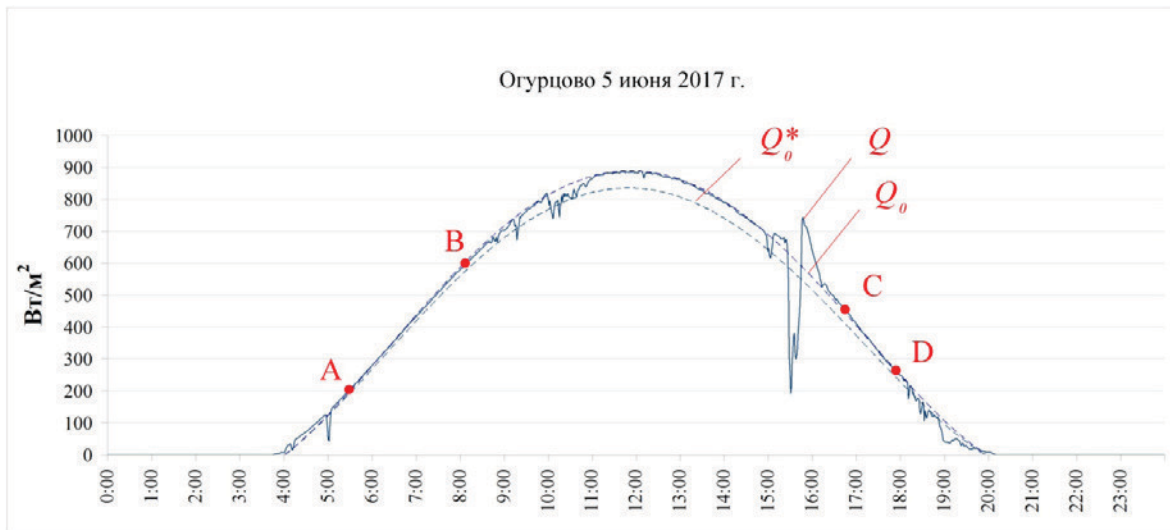


Рис. 1. Суточный ход измеренной  $Q$ , средней многолетней  $Q_0^*$  и модельной  $Q_0$  суммарной радиации при ясном небе.

Средние квадратические отклонения для справочных и модельных значений на участке  $AB$  ( $n = 150$ ) составили  $\sigma_{AB}^* = 15$  и  $\sigma_{AB} = 4$  соответственно, а на участке  $CD$  ( $n = 60$ ) -  $\sigma_{CD}^* = 26$  и  $\sigma_{CD} = 3$ .

Если участки ясного неба на суточном ходе суммарной радиации обнаружить невозможно, то в качестве  $Q_0$  можно использовать модель, полученную при схожих метеоусловиях для соседних дней, либо использовать справочные значения  $Q_0^*$ , учитывая при этом, что погрешность определения прямой и рассеянной радиации в таком случае может быть достаточно высокой.

Второй этап методики заключается в моделировании суточного хода рассеянной радиации при ясном небе  $D_0$  путем коррекции справочных значений  $D_0^*$ . Для приведенного примера интерполяционный полином для справочных значений рассеянной радиации (рис. 2) имеет вид

$$D_0^* = -1,236 \cdot 10^{-9} \cdot x^4 + 3,57 \cdot 10^{-6} \cdot x^3 - 0,004 \cdot x^2 + 2,329 \cdot x - 364. \quad (3)$$

Если модельные значения суммарной радиации отличаются от справочных, значит

$$Q_0 = Q_0^* + \Delta Q_0, \quad (4)$$

где  $\Delta Q_0$  формируется за счет изменения прямой и рассеянной радиации

$$\Delta Q_0 = \Delta S_0' - \Delta D_0. \quad (5)$$

Из [3] известно, что величина отношения прямой и рассеянной радиации при отсутствии облаков для любых значений  $S$  линейно зависит от прозрачности атмосферы и ее можно считать величиной постоянной. Следовательно, для средней (справочной) прозрачности атмосферы можно записать, что

$$r_h = \frac{S_0^*}{D_0^*}, \tag{6}$$

и, с учетом противоположного изменения прямой и рассеянной радиации,

$$\frac{\Delta S'_0}{\Delta D_0} = -r_h \cdot \sin h, \tag{7}$$

где  $r_h$  – константа, зависящая от высоты Солнца и определяемая по справочным значениям.

Выразив  $\Delta S'_0$  из (7) и подставив в (5), получаем величину коррекции рассеянной радиации

$$\Delta D_0 = -\frac{\Delta Q_0}{r_h \cdot \sin h + 1}, \tag{8}$$

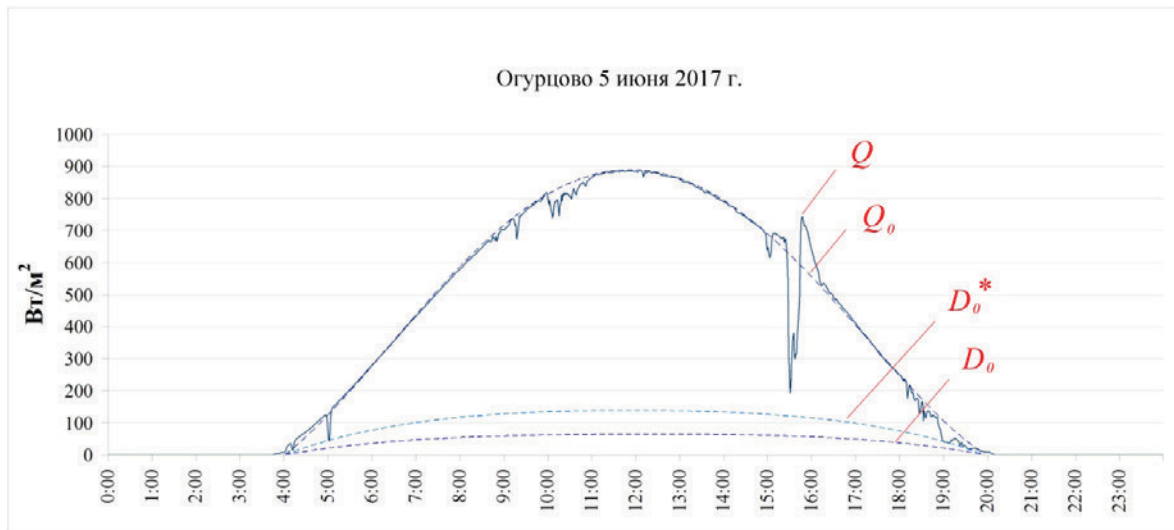


Рис. 2. Суточный ход средней многолетней  $D_0^*$  и модельной  $D_0$  рассеянной радиации.

и тогда модельные значения можно определить как

$$D_0 = D_0^* + \Delta D_0. \tag{9}$$

На рис. 2 показана полученная таким образом для приведенного примера модель суточного хода  $D_0$ , интерполяционный полином для которой имеет вид

$$D_0 = -6,629 \cdot 10^{-10} \cdot x^4 + 1,877 \cdot 10^{-6} \cdot x^3 - 0,002 \cdot x^2 + 1,136 \cdot x - 175. \tag{10}$$

Третий этап методики заключается в определении значений рассеянной радиации  $D_Q$  с использованием измеренных значений  $Q$  и полученных модельных значений суммарной  $Q_0$  и рассеянной  $D_0$  радиации при ясном небе. Учитывая, что  $S'_0 = Q_0 - D_0$ , искомую рассеянную радиацию можно определить следующим образом

$$D_Q = Q - (Q_0 - D_0) \cdot p, \tag{11}$$

где  $p$  – коэффициент пропускания прямой радиации облачным слоем, покрывающим диск Солнца.

Значение коэффициента  $p = 1$  соответствует состоянию открытого Солнца, признаком которого, как правило, является выполнение условия  $Q \geq Q_0$ . В таком случае, без учета балла облачности, рассеянная радиация по (11) определяется как сумма

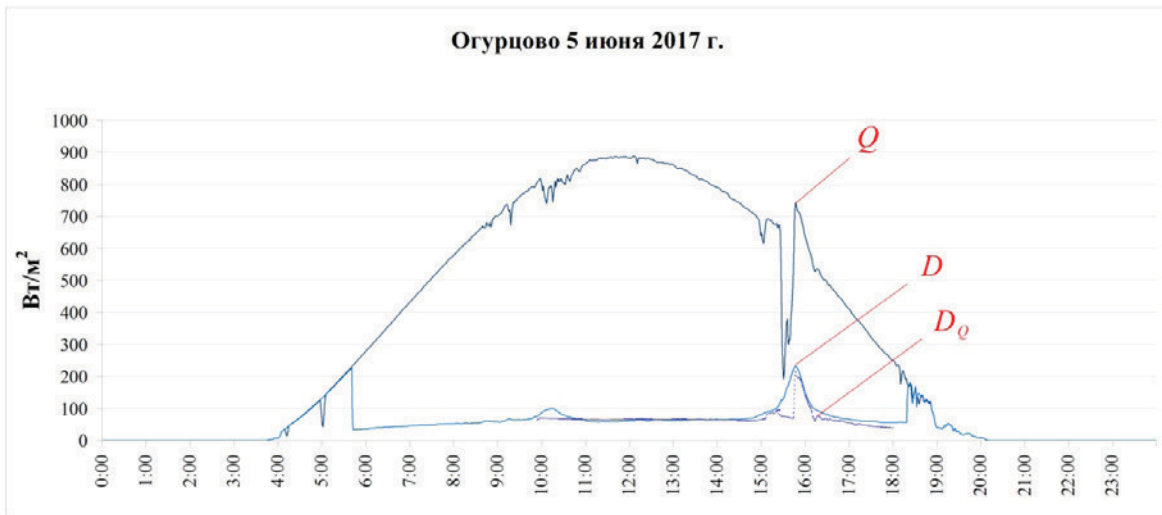
$$D_Q = D_0 + D_1, \tag{12}$$

где  $D_1 = Q - Q_0$  – значения рассеянной радиации, формируемые имеющейся облачностью (в первую очередь в околосенитной зоне).

Соответственно, значение коэффициента  $p = 0$  соответствует состоянию Солнца полностью закрытого непросвечивающими облаками. Периодическая скачкообразная смена значений коэффициента пропускания с 1 на 0 и обратно характерна для кучевой и кучево-дождевой облачности. В этом случае, моменту перехода состояния Солнца с полностью открытого ( $p = 0$ ) на полностью закрытое ( $p = 1$ ) соответствует выполнение условия  $Q_i - Q_{i-1} = Q_0 - D_0$  и рассеянная радиация будет определяться как

$$D_Q = Q, \tag{13}$$





**Рис. 3.** Суточный ход действительной  $D$  и восстановленной  $D_0$  рассеянной радиации с заполнением пропусков с помощью линейной интерполяции).

В сформированном таким образом ряде значений  $D_0$  будут иметься пропуски в те моменты, когда солнечный диск был покрыт просвечивающими или полупросвечивающими облаками, имеющими коэффициент пропускания отличный от 0 и 1. В таком случае, если имеется возможность инструментального определения коэффициента  $p$ , значения  $D_0$  определяются по (11). Если такой возможности нет, то небольшие по времени пропуски в ряде значений  $D_0$  можно заполнять с помощью какого-либо метода интерполяции, учитывая, что рассеянная радиация, в отличие от прямой, не может изменяться скачкообразно.

На рис. 3 показан суточный ход действительной (измеренной с помощью затененного пиранометра)  $D$  и восстановленной  $D_0$  рассеянной радиации для приведенного примера без заполнения пропусков ( $n = 152$ ) и с заполнением их с помощью линейной интерполяции ( $n = 488$ ). Среднее квадратическое отклонение для первого случая составило  $\sigma_1 = 14$ , для второго  $\sigma_2 = 23$ .

В заключение работы методики, по имеющимся значениям суммарной и рассеянной радиации, рассчитывается прямая

$$S_0 = \frac{Q - D_0}{\sin h}, \quad (14)$$

которую можно использовать в стандартных методиках для определения прозрачности и фактора мутности атмосферы.

Точность предлагаемой методики в первую очередь зависит от точности построения модели суммарной радиации при ясном небе, для чего на суточном ходе должны присутствовать участки ясного неба. Наиболее хороший результат методика показывает при кучевой и кучево-дождевой облачности, когда коэффициент  $p$  в большинстве случаев принимает значения 0 или 1 и которые достаточно просто определить. Для просвечивающих или полупросвечивающих облаков, которыми в большинстве случаев являются облаками верхнего и среднего ярусов, коэффициент пропускания предпочтительно определять инструментально, напр., с помощью лидарного зондирования.

Работа выполняется в рамках проекта фундаментальных исследований СО РАН IX.138.2.5 «Научно-методические основы создания и использования технологий и информационно-измерительных комплексов для дистанционного мониторинга нижнего слоя атмосферы».

#### Литература:

1. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Сер. 3. Многолетние данные. Ч. 1-6. Вып. 20. Томская, Новосибирская, Кемеровская области, Алтайский край. С.-Пб.: Гидрометеоиздат, 1993. 718 с.
2. Matthew J. Reno, Clifford W. Hansen, Joshua S. Stein. Global Horizontal Irradiance Clear Sky Models: Implementation and Analysis. SANDIA REPORT, 2012. Pp. 68.
3. Сивков С.И. Методы расчета характеристик солнечной радиации. Л.: Гидрометеорологическое издательство, 1968. 232 с.

# Hardware-software complex of acoustic monitoring of meteorological fields in the atmospheric boundary layer

<sup>1</sup>Karpushin P.A., <sup>1,2</sup>Krasnenko N.P., <sup>3</sup>Popov Yu.B., <sup>3</sup>Popova A.I., <sup>1</sup>Popova K.Yu., <sup>1,2</sup>Rakov A.S.,  
<sup>2</sup>Rakov D.S.

<sup>1</sup>Tomsk State University of Control Systems and Radioelectronics, Tomsk, Russia

<sup>2</sup>Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia

<sup>3</sup>Surgut State University, Surgut, Russia

E-mail: pavel.a.karpushin@tusur.ru, kseniia.i.popova@tusur.ru, krasnenko@mces.ru

Nowadays the problem of monitoring, supershort-term forecast, and spatial extrapolation of the parameters of the surface and boundary layers of the atmosphere in a limited territory is extremely urgent.

The very irregular rare network of aerologic and meteorological stations in Russia imposes a serious restriction on the application of objective analysis of mesometeorological fields. On the other hand, the absence of data on vertical distribution of the meteorological parameters with high spatiotemporal resolution impedes a solution of the problem of supershort-term forecast with terms of forecast of several hours.

In the present work, the concept is developed of a hardware-software complex for monitoring of states of the surface and boundary layers of the atmosphere in the limited territory, including numerical spatiotemporal forecast in real time of the characteristics of the turbulence and meteorological fields on the basis of data obtained from model network of remote meteorological measuring devices (including sodars). The concept includes a system of verification and calibration of remote sensing devices based on measuring instruments arranged on multirotor aeromobile platforms.

The developed hardware-software complex (HSC) for monitoring of the lower layers of the atmosphere and subsequent forecasting of the meteorological situation in a limited territory is described.

The measuring network is formed by remote and local meteorological measuring systems separated in space in the limited territory. As remote means of sounding, acoustic radars (sodars) and temperature profilometers are used for monitoring the state of the boundary atmospheric layer, and meteorological stations are used as local means for control of the state of the surface layer of the atmosphere.

## Аппаратно-программный комплекс акустического мониторинга метеорологических полей в пограничном слое атмосферы

<sup>1</sup>Карпушин П.А., <sup>1,2</sup>Красненко Н.П., <sup>3</sup>Попов Ю.Б., <sup>3</sup>Попова А.И., <sup>1</sup>Попова К.Ю., <sup>1,2</sup>Раков А.С.,  
<sup>2</sup>Раков Д.С.

<sup>1</sup>Томский государственный университет систем управления и радиоэлектроники, Томск, Россия

<sup>2</sup>Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН Томск, Россия

<sup>3</sup>Сургутский Государственный Университет, Сургут, Россия

E-mail: pavel.a.karpushin@tusur.ru, krasnenko@imces.ru, kseniia.i.popova@tusur.ru

Проблема мониторинга, сверхкраткосрочного прогноза и пространственной экстраполяции параметров состояния приземного и пограничного слоев атмосферы на ограниченной территории сегодня является крайне актуальной.

Низкая плотность и высокая неоднородность сети аэрологических и метеорологических станций в России является серьезным ограничением для применения объективного анализа мезометеорологических полей. С другой стороны отсутствие данных о вертикальном распределении профилей метеорологических величин, полученных с высоким пространственно-временным разрешением, является сдерживающим фактором для решения проблемы сверхкраткосрочного прогноза с заблаговременностью до нескольких часов.

В настоящее время задача восстановления и сверхкраткосрочного прогноза метеорологических полей в границах мезомасштаба неразрывно связана как с развитием аппаратных средств получения аэрологической и метеорологической информации с высоким пространственным разрешением и точностью [1-4], так и с развитием математических методов обработки данных [5-12].

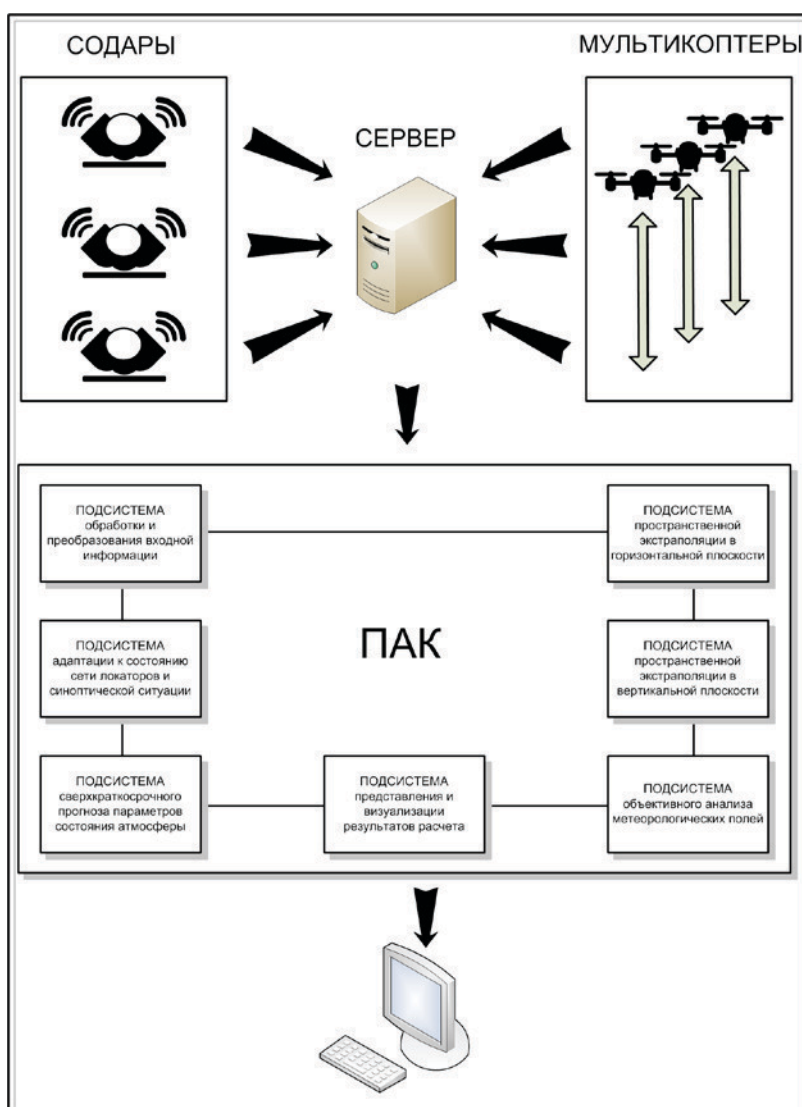
В работе приводится описание аппаратно-программного комплекса (АПК) для мониторинга нижних слоев атмосферы и последующего прогноза метеорологической обстановки на ограниченной территории. Предпосылки создания и использования такого комплекса приведены в работах [13-15].

Измерительная сеть формируется из дистанционных и локальных метеорологических измерителей разнесенных в пространстве на ограниченной территории. В качестве дистанционных средств зондирования выступают акустические локаторы (содары) и температурные профилемеры для наблюдения за состоянием пограничного слоя атмосферы и в качестве локальных - метеорологические станции для контроля состояния приземного слоя атмосферы.

Ключевой особенностью описываемого программно-аппаратного комплекса является применение мультироторных аэромобильных платформ (МАП) для верификации дистанционных метеоизмерений (ДМИ) в пограничном слое атмосферы и с целью повышения качества сверхкраткосрочных метеорологических прогнозов.

**Использование МАП позволяет:**

- повысить точность верификации ДМИ;
- калибровать дистанционные средства контроля
- обеспечить измерения вертикальных профилей метеовеличин в заданных точках территории, где отсутствуют дистанционные средства измерения, с позиционированием по GPS, автоматическим взлетом, зависанием на заданных высотах и автоматической посадкой;
- обеспечить оперативность и любую требуемую периодичность измерений;
- расширить возможности стационарных дистанционных измерителей на контролируемой территории.



**Рис. 1.** Структурная схема аппаратно-программного комплекса акустического мониторинга метеорологических параметров атмосферы с системой верификации данных, дополнительно полученных с метеоизмерителей, установленных на мультироторных аэромобильных платформах.

Высота слоя атмосферы, контролируемая содаром, обычно ограничивается несколькими сотнями метров и в основном зависит от текущей метеообстановки. Получаемые данные вертикальных профилей метеовеличин могут быть экстраполированы на большие высоты по известным моделям атмосферы с учетом поправок, получаемых от метеоизмерителей расположенных на мультироторных аэромобильных платформах. Высота измеряемого ими профиля может достигать нескольких километров.

Обобщенная блок-схема аппаратно-программного комплекса, представлена на рис. 1. Она включает аппаратную часть и программно-алгоритмический комплекс (ПАК). Согласно ей, измеренные метеовели-

чины приземного и пограничного слоев атмосферы поступают по каналам связи на центральный сервер в хранилище данных. Далее эта информация используется ПАК, построенным на динамико-стохастической модели с использованием линейной фильтрации Калмана для решения задач пространственной интерполяции, экстраполяции и сверхкраткосрочного прогноза метеорологических параметров.

В состав ПАК входят следующие подсистемы:

- Подсистема преобразования и обработки и входной информации,
- Подсистема адаптации к состоянию сети локаторов и синоптической ситуации,
- Подсистема сверхкраткосрочного прогноза параметров состояния атмосферы в точку с заданными координатами,
- Подсистема пространственной экстраполяции метеорологических величин в горизонтальной плоскости,
- Подсистема пространственной экстраполяции метеорологических величин в вертикальной плоскости,
- Подсистема объективного анализа мезометеорологических полей,
- Подсистема представления и визуализации результатов расчета,
- Интерфейс пользователя.

Работа всех перечисленных подсистем осуществляется с помощью интерфейса пользователя, через который осуществляется настройка параметров системы, вывод результатов расчета на монитор, принтер и сохранение результатов в хранилище, с которого предполагается в дальнейшем реализовать процедуру передачи полученных результатов в качестве первичных параметров для более сложных программно-алгоритмических комплексов, работающих на основе гидродинамических моделей, либо по каналам связи потребителям прогностической информации.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представлена развитая концепция создания аппаратно-программного комплекса для мониторинга состояния приземного и пограничного слоев атмосферы на ограниченной территории, численного пространственного и временного оперативного прогнозирования характеристик турбулентности и метеорологических полей на основе данных, получаемых с макетной сети дистанционных метеорологических измерителей (сонаров и других). Концепция включает систему верификации и калибровки средств дистанционного зондирования на основе измерителей, расположенных на мультироторных аэромобильных платформах.

*Результаты получены при финансовой поддержке по проекту задания Минобрнауки РФ № 5.3279.2017/4.6 и по проекту фундаментальных исследований СО РАН № IX.138.2.5.*

### **Литература:**

1. Красненко Н.П. Акустическое зондирование атмосферного пограничного слоя / Томск: Водолей. 2001. 278 с.
2. Красненко Н.П., Кудрявцев А.Н., Мананко Е.Е., Стафеев П.Г. Акустический локатор «Звук-3» для зондирования атмосферы // ПТЭ. 2006. № 6. С. 144-145.
3. Красненко Н.П., Кудрявцев А.Н., Раков Д.С., Стафеев П.Г. Технические средства для исследования приземной атмосферы и распространения звуковых волн // Оптика атмосферы и океана. 2012. Т. 25. № 2. С. 158-164.
4. Кураков С.А., Зуев В.В. Беспилотный измеритель вертикальных профилей метеопараметров в пограничном слое атмосферы // Оптика атмосферы и океана. 2016. Т. 29. № 11. С. 994-999.
5. Попов Ю.Б. Оценка параметров состояния атмосферы с использованием четырехмерной динамико-стохастической модели и линейного фильтра Калмана. Часть 1. Методические основы // Доклады Томского государственного университета систем управления и радиоэлектроники. 2010. № 1 (21), часть 2. С.5-11.
6. Попова А.И. Применение адаптивных алгоритмов в численном методе пространственной и временной экстраполяции мезометеорологических полей / Диссертационная работа. - Томск: ИОА СО РАН, Сургут: СурГУ, 2006. 147 с.
7. Лавриненко А.В. Многомерные динамико-стохастические модели и их применение в задачах восстановления и прогноза полей температуры и ветра / Диссертационная работа. - Томск: ИОА СО РАН. 2008. 168 с.
8. Дубовик К.Ю. Алгоритм пространственной интерполяции мезометеорологических полей на основе четырехмерной динамико-стохастической модели / Диссертационная работа. - Сургут: СурГУ. 2012. 136 с.
9. Попов Ю.Б., Попова А.И. Оптимальная фильтрация и её применение для задач мониторинга параметров состояния атмосферы в рамках локальных территорий / Ханты-Мансийск: Полиграфист. 2008. 188 с.



10. Комаров В.С., Попов Ю.Б., Суворов С.С., Кураков В.А. Динамико-стохастические методы и их применение в прикладной метеорологии /- Томск: Изд-во ИОА СО РАН. 2004. 236 с.
11. Климова Е.Г. Восстановление метеорологических полей по данным наблюдений / Диссертационная работа. Новосибирск: ИВТ СО РАН. 2005. 233 с.
12. Комаров В.С., Бозушев А.Я., Креминский А.В., Ильин С.Н., Попов Ю.Б., Попова А.И. Автоматизированная метеорологическая система для оперативной обработки аэрологической информации, диагностики и прогноза параметров состояния атмосферы в области мезомасштаба. Часть 1. Описание структуры системы // Оптика атмосферы и океана. 2005. Т.18. №8. С.699-707.
13. Красненко Н.П., Клименко А.Н., Раков А.С. Аппаратно-программный комплекс акустического мониторинга метеорологической обстановки на ограниченной территории // Ученые записки физического факультета МГУ. 2014. 6. 146307. 6 с.
14. Красненко Н.П., Бугаева Д.А., Клименко А.Н., Попова К.Ю., Раков А.С., Раков Д.С. Информационно-измерительная система акустического мониторинга атмосферы на ограниченной территории // Тезисы докладов XI Сибирского совещания по климато-экологическому мониторингу. [Электронный ресурс]. Томск: ИМКЭС СО РАН. 2015. С. 205-206.
15. Абрамочкин В.Н., Красненко Н.П. Возможности исследования и прогнозирования мезомасштабных метеорологических полей в пограничном слое атмосферы // Труды ВКА им. А.Ф. Можайского. 2016. Вып. 653. С. 7-10.

## Detailing tectonic framework for nuclear industry construction site using Earth's natural pulsed electromagnetic field

<sup>1</sup>Malyshkov S.Yu., <sup>1</sup>Gordeev V.F., <sup>2</sup>Pustovalov N.A.

<sup>1</sup>Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia

<sup>2</sup>OJSC "Uralseismiccenter", Ekaterinburg, Russia

E-mail: msergey@imces.ru

Technological waste of different composition and radioactivity levels are conditioned and contained depending on those differences. Naturally, most challenging problem is disposing of highly radioactive waste and long-lived radioactive waste, requiring isolation from biosphere for hundreds of thousands of years. By the late 1970s an underground storage into geological formation was established as the basic technique for the most types of radioactive waste. Latest research demonstrated that geologic repository remains the only scientifically sound and technically feasible solution for the long-term waste isolation problem. Current IAEA regulations recommend depositing liquid and immobilized liquid radioactive waste into stable crustal blocks. The integrated geophysical research was carried out aiming at finding geological environment site consisting of stably low-permeability and low-watered rocks having high restraining attributes. Survey methods used were Earth's natural pulsed electromagnetic field (ENPEMF), magnetometry, geoelectric survey and seismology.

Authors of this paper used ENPEMF method to substantiate a radioactive waste repository site. This method enables mapping of active fractures, tectonic faults, spots with dangerous geologic processes and determining the level of danger for the constructions planned or built at the respective location. Radio-wave methods applied are based on the phenomenon of electromagnetic emission - dielectric materials emissive ability when they are acted on. Electromagnetic emission emerges in the process of charges generation and relaxation on fracture planes during the stress state of the rocks. Pulses emerge both when dielectric uniformity changes and when electrolyte-filled capillars rift. Observing electromagnetic emission allows the monitoring of stress-strained state of the rock formation.

Spatial distribution of ENPEMF intensity was chosen as an informative feature for ENPEMF anomalies calculation. To calculate that, first, we have performed a comparative analysis of the data recorded by the reference station and the route station. Then high amplitude pulses recorded by both stations at the same time were excluded. Those pulses were considered generated by distant sources non-relevant to local geological structures, e. g. tropical thunderstorms. After that, the average intensity of pulse flow was calculated for each measuring waypoint, as well as for the reference station for the same time-frame. Dividing the waypoint intensity by the reference station intensity we have obtained a ratio, representing a spatial change in ENPEMF for each waypoint.

During the course of integrated geophysical research using ENPEMF method, vertical geoelectric survey, magnetometry and seismology there weren't revealed any active geodynamic structures causing potential

threat to engineering constructions operation at the research site. Mapped tectonic fractures, which were copied from geological maps, were not confirmed by any of the methods used. A few crushing zones and higher rock-weathering zones were discovered based on the surveys. ENPEMF method proved to be the most informative and the most time and cost effective among the methods used in the integrated research.

## Уточнение тектонического строения площадки под строительство объекта атомной промышленности методом естественного импульсного электромагнитного поля Земли

<sup>1</sup>Малышков С.Ю., <sup>1</sup>Гордеев В.Ф., <sup>2</sup>Пустовалов Н.А.

<sup>1</sup>Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

<sup>2</sup>ОАО «Уралсейсмоцентр», Екатеринбург, Россия

E-mail: msergey@imces.ru

Приведены результаты комплексных геофизических исследований с целью уточнения тектонического строения площадки под строительство объекта атомной промышленности. Дано обобщение материалов и сравнение информативности метода естественного импульсного электромагнитного поля Земли (ЕИЭМПЗ) с магниторазведкой, электроразведкой методом вертикального электрического зондирования и сейсморазведкой.

### ОБОСНОВАНИЕ ПРИМЕНЯЕМЫХ МЕТОДОВ

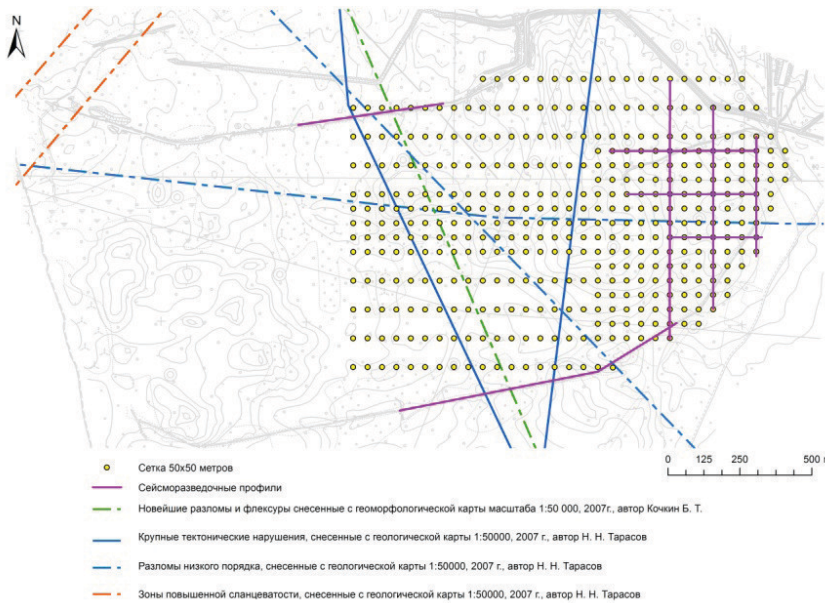
Образующиеся при технологических процессах отходы различного состава и уровней радиоактивности кондиционируют и изолируют в соответствии с этими различиями. Естественно, что наиболее серьезные проблемы возникают при удалении высокоактивных отходов и отходов, содержащих долгоживущие радионуклиды и требующих локализации и вывода из биосферы на сотни тысяч лет. К концу 70-х годов прошлого столетия было установлено, что подземная изоляция в геологические формации является основным методом для большинства типов радиоактивных отходов (РАО). Исследования последних лет показали, что только геологическое удаление остается научно обоснованным и технически доступным решением проблемы долгосрочной изоляции. [1] Существующие разработки МАГАТЭ рекомендуют захоронение жидких и отвержденных радиоактивных отходов в стабильных блоках земной коры. Целью комплекса геофизических исследований являлось поиск участка геологической среды со стабильно низкопроницаемыми малообводненными породами с высокими удерживающими свойствами. Для этого ставились методы ЕИЭМПЗ, магниторазведки, электроразведки и сейсморазведки.

Авторами настоящей работы для обоснования места под захоронение радиоактивных отходов применялся метод ЕИЭМПЗ. Он рекомендован для выполнения геодинамических исследований сводом правил (СП-11-105-97, "Инженерно-геологические изыскания для строительства"). Этот метод позволяет картировать активные разломы и тектонические нарушения, участки с наиболее опасными геологическими процессами, определять степень их опасности для проектируемых или расположенных на них инженерных сооружений. Применяемые радиоволновые методы основаны на явлении электромагнитной эмиссии – способности диэлектрических материалов излучать электромагнитные сигналы при воздействии на них. Электромагнитная эмиссия возникает в процессе образования и релаксации зарядов на плоскостях трещин при изменении напряженного состояния массива горных пород. Они возникают как при изменении сплошности материалов-диэлектриков (горных пород), так и при разрыве, заполненных электролитом капилляров. Наблюдения за процессом электромагнитного излучения позволяет контролировать напряженно-деформированное состояние горного массива.

### МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ ЗАРЕГИСТРИРОВАННЫХ ПАРАМЕТРОВ ЕСТЕСТВЕННОГО ИМПУЛЬСНОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

При производстве работ один из регистраторов ЕИЭМПЗ был установлен в пределах площадки исследований и использовался в качестве вариационного. Тремя другими аналогичными регистраторами проводились измерения интенсивности и амплитудных характеристик ЕИЭМПЗ по заранее намеченным пикетам. Схема пикетажа приведена на рисунке 1. Каждым из маршрутных и вариационным регистратором производилась съемка параметров ЕИЭМПЗ по двум каналам преимущественного приема в направлениях С-Ю и З-В. На каждом из пикетов измерения производились в течение 2 минут с ин-

тервалом дискретизации 1 секунда. Вариационным регистратором производились замеры в режиме непрерывного мониторинга с дискретом 1 секунда. Синхронизация регистраторов по времени производилась ежедневно перед началом работ.



**Рис. 1.** Карта площадки исследований с пикетами регистрации ЕИЭМПЗ.

В качестве информативного признака при расчете аномалий ЕИЭМПЗ было выбрано пространственное распределение интенсивности ЕИЭМПЗ. Для его расчета сначала проводился сравнительный анализ данных, зарегистрированных вариационным и маршрутным регистратором. В дальнейшем из расчета удалялись импульсы большой амплитуды, имеющие одно время прихода на регистраторы. Такие импульсы считались пришедшими от далеких источников не связанных с локальным геологическим строением, например тропических гроз. Затем, рассчитывалось среднее значение интенсивности импульсного потока на каждом пикете и среднее значение интенсивности, зарегистрированной на вариационной станции за тоже время измерений. Путем деления средней интенсивности на пикете на среднюю интенсивность на вариационной станции получали коэффициент, отражающий пространственное изменение ЕИЭМПЗ для каждого из пикетов.

Критерий картирования активных разрывных нарушений земной коры для интерпретации аномалий ЕИЭМПЗ разработан в Институте мониторинга климатических и экологических систем сибирского отделения Российской академии наук (ИМКЭС СО РАН) и сформулирован в работе [2, 3]. Все нарушения сплошности, в том числе разломы, разрывные нарушения и зоны трещиноватости сопровождаются повышенными значениями ЕИЭМПЗ. В работе [2] приведены примеры трассирования геологических палеоразломов, выделяющихся повышением интенсивности ЕИЭМПЗ в полтора-два раза по отношению к фону, притом, что современные активные разломы сопровождаются аномалиями с превышением в 10-1000 раз, относительно фоновых значений. Отрицательные аномалии в структуре ЕИЭМПЗ, как правило, приурочены к зонам сжатия, либо к осевым линиям тектонических нарушений из-за того, что они забиты малоизлучающей глиной трения. Так, крупные активные геологические разломы выделяются в структуре ЕИЭМПЗ бухтообразной аномалией с положительным превышением интенсивности ЕИЭМПЗ в 10 и более раз на бортах разлома и снижением интенсивности относительно фоновых значений по его осевой линии. Участки с сложным напряженно-деформированным состоянием залегания горных пород, как правило, выделяются положительной аномалией по одному из направлений приема ЕИЭМПЗ с отрицательной по каналу с другим направлением приема. На таких участках возможны активизация оползней, осыпи и другие локальные геодинамические процессы.

Таким образом, при выполнении настоящих работ в качестве критерия опасности геодинамических структур различной кинематики для хранилища РАО были выбраны следующие критерии:

1. превышения ЕИЭМПЗ в 10 и более раз относительно фоновых значений – особо активные;
2. изменения в 1,3-10 раз слабоактивные или приуроченные к зонам трещиноватости;
3. отличие от фоновых значений на 30% и менее – неактивные структуры.
4. Фоновые значения – значения равные 1.

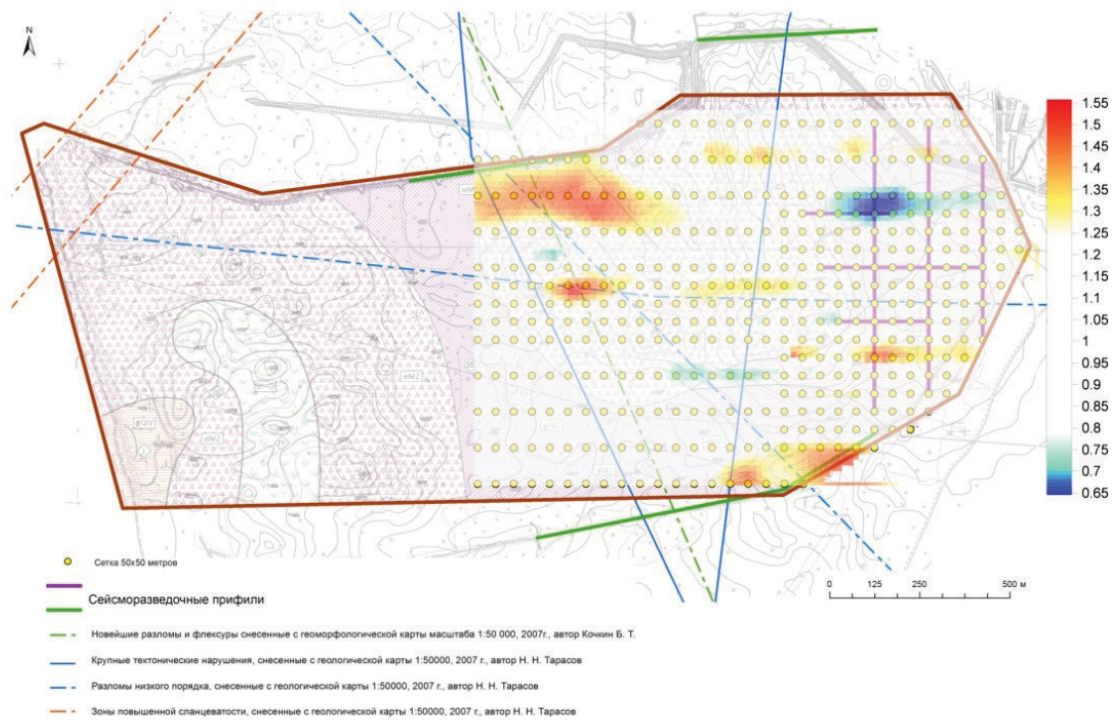
## КАРТИРОВАНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ В РАЙОНЕ ПЛОЩАДКИ ПРЕДПОЛАГАЕМОГО РАЗМЕЩЕНИЯ ОБЪЕКТА АТОМНОЙ ОТРАСЛИ

Измерения параметров ЕИЭМПЗ проводилось на площадке, отведенной для инженерных изысканий по заранее намеченным 417 пикетам на 18 профилях. Шаг измерения по профилям составлял 50 м.



Расстояние между профилями 50 - 100 м. Кроме этого, было проведено повторное измерение в 91 контрольной точке для проверки воспроизводимости результатов. Общее количество 508 физических точек регистрации электромагнитных полей.

а)



б)

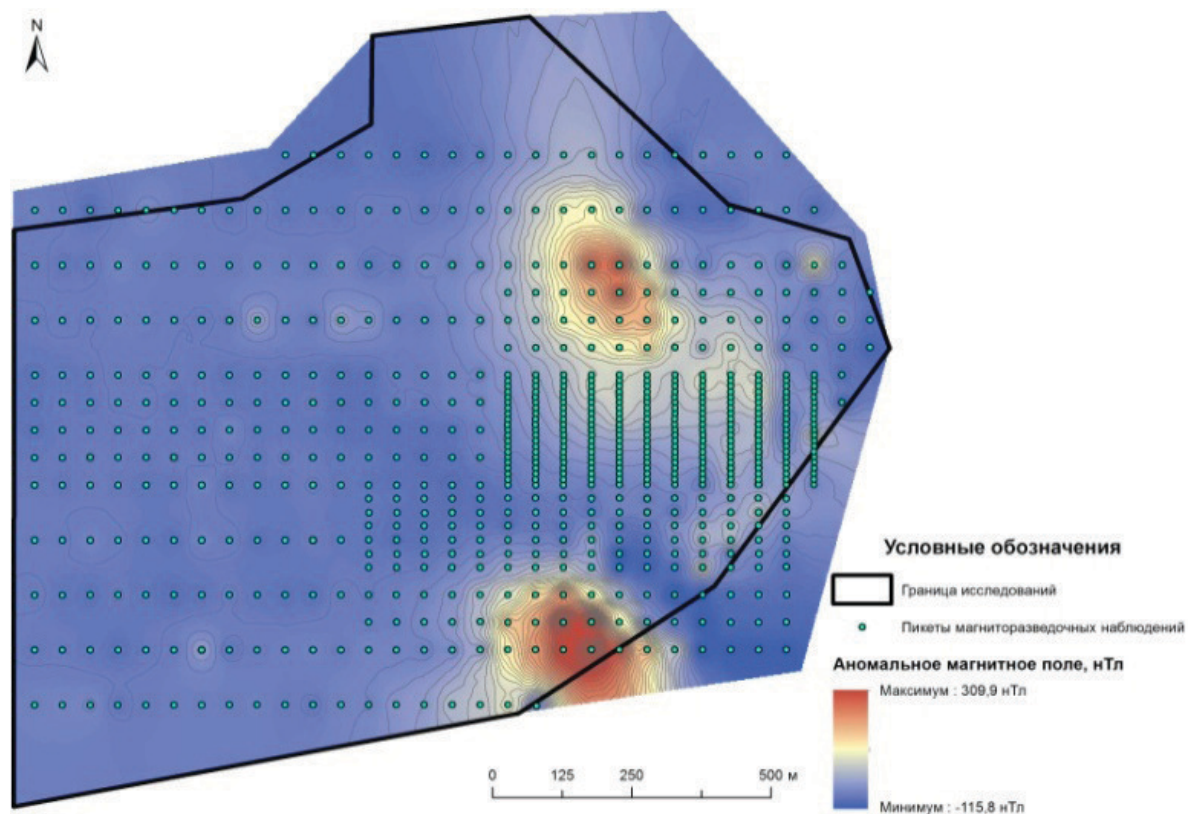


Рис.2. Карта аномального поля по данным регистрации ЕИЭМПЗ (а) и магниторазведки (б).

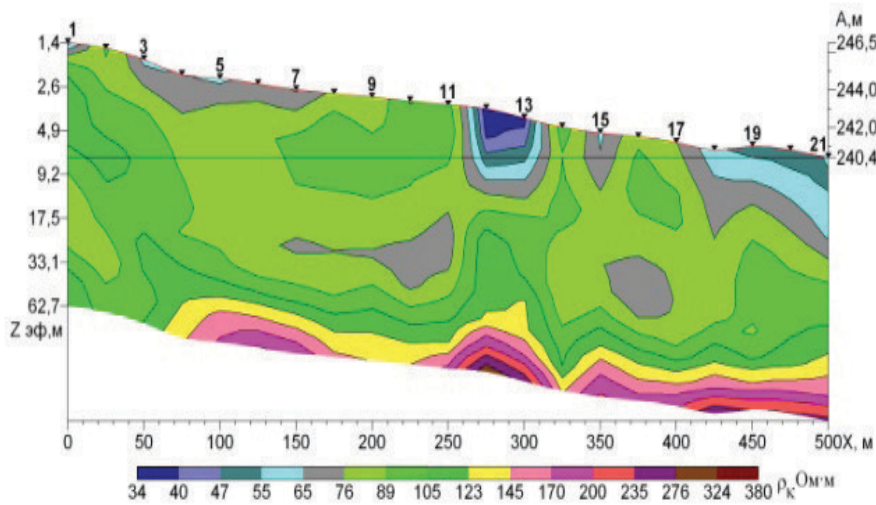
Обобщенная карта аномального ЕИЭМПЗ приведена на рис. 2а. Красные области соответствуют повышенным величинам интенсивности ЕИЭМПЗ относительно фоновых значений, синие - пониженным. Для сравнения на рисунке 2б приведена карта аномального магнитного поля по данным магнито-



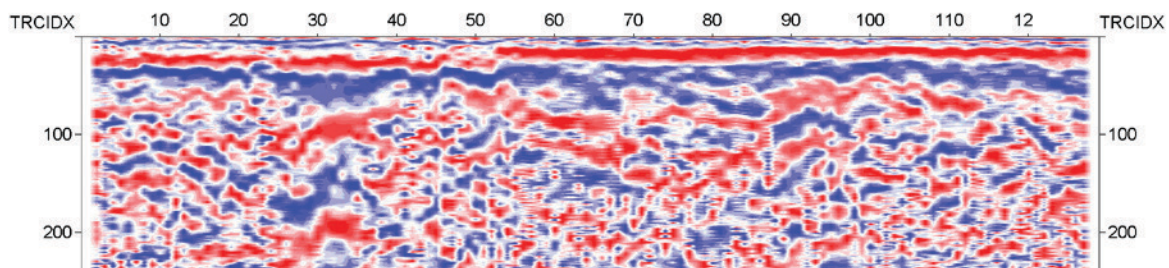
разведки. Из применявшихся в исследованиях методов по способам обработки магниторазведка наиболее близка к методу ЕИЭМПЗ. В обоих методах данные, полученные на отдельных пикетах, сравниваются с данными вариационных станций. Выводы о аномалиях в земной коре делаются по степени отличия данных маршрутных и вариационных измерений. Тем не менее, разница между методами принципиальная и заключается в том, что ЕИЭМПЗ регистрирует импульсные магнитные поля, которые излучает литосфера, а магниторазведка основана на регистрации аномалий квазипостоянного магнитного поля Земли. На рисунке 2б выделяются две положительные аномалии магнитного поля. Поскольку повышенными магнитными свойствами обладают изверженные породы, обычно аномалии такого рода в структурной геологии связывают с вулканизмом. При интерпретации данной картины поля исполнителями работ аномалии магнитного поля были отождествлены с погребенными тектоническими зонами, не проявленными на современном этапе.

На этих же пикетах были зафиксированы аномалии ЕИЭМПЗ, причем южная – положительная и интерпретирована нами, как зона трещиноватости, а северная – отрицательная, интерпретирована как зона увеличенных рыхлых отложений. Вывод о наличии сильно выветренных рыхлых пород в районе отрицательной аномалии ЕИЭМПЗ подтверждают данные вертикального электрического зондирования, а именно, низкие значения сопротивления на пикетах 11-13 рисунка 3. Наличие зоны дробления или трещиноватости в районе положительной аномалии ЕИЭМПЗ подтверждается нарушением осей синфазности отраженной волны по данным сейсморазведки на временах до 50мс в районе пикета 50 на временном разрезе профиля МПВ+ОГТ 1 (Рисунок 4). Зону дробления в этом же месте вскрыла единственная в районе проведения работ разведочная скважина 120м, щебенистый элювиальный грунт по порфириду прослежен до забоя скважины.

Кроме приведенных двух аномальных участков, методом ЕИЭМПЗ картирована зона трещиноватости в северо-западной части исследуемой площадки. Программа работ не предполагала исследование методами электроразведки и сейсморазведки на этой части площадки из-за их трудоемкости и времязатратности. Метод магниторазведки аномалию ЕИЭМПЗ не заверил, но о ее наличии можно судить по пересечению в этом месте четырех разнотипных тектонических нарушений, выявленных при анализе аэрокосмических снимков Кочкины и Тарасовым в 2007 году (Рисунок 1). Несмотря на то, что ни один из методов, поставленных в комплексе геофизических работ, протяженных линеаментов не выявил и на площадке не было найдено тектонических разломов, место, интерпретированное двумя авторами, как место пересечения тектонических нарушений является зоной тектонизма.



**Рис. 3.** Разрезы кажущихся сопротивлений, построенные по результатам качественной интерпретации электрических зондирований.



**Рис. 4.** Временной разрез ОГТ по продольным волнам по профилю МПВ+ОГТ 1. По горизонтали - пикеты профиля.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе проведения комплексных геофизических исследований методами ЕИЭМПЗ, вертикального электрического зондирования, магниторазведки и сейсморазведки активных геодинамических структур, представляющих реальную угрозу эксплуатации инженерных сооружений в пределах площади исследований не выявлено. Нанесенные на карту тектонические разломы, снесенные с геологических карт, ни одним из представленных методов не подтвердились. По результатам профильных измерений выявлено несколько зон дробления и зон повышенного выветривания коренных пород. Метод ЕИЭМПЗ показал себя наиболее информативным из поставленных в комплексе исследований при высокой оперативности и низкой себестоимости работ.

### Литература:

1. Е.Б. Андерсон, Романовский В. Н. Предисловие/ Труды радиового института им. В. Г. Хлопонина.- СПб., 2006, Т.11, С3-7.
2. Malyshkov Yu.P., Malyshkov S.Yu., Gordeev V.F., Shtalin S.G., Polivach V.I., Krutikov V.A., Zaderigolova M.M. *Earth's Natural Electromagnetic Noises: Their Deep-Seated Origin, Effect on People, Recording and Application in Geophysics// Horizons in World Physics*. 2015, v.283, pp. 43-127.
3. *Способ геофизической разведки: пат. 2414726 Рос. Федерация: МПК G01V 3/08 (2006/01)* Мальшиков Ю.П., Мальшиков С.Ю., Шталин С.Г., Гордеев В.Ф., Поливач В.И. -2009100934/28; заявл. 13.06.2009; опубл. 20.03.2011, Бюл №8.

## Validation of snow cover satellite data based on weather stations data for the Pribaikalye

Istomina E.A. Ohotina A.S.

V.B. Sochava Institute of Geography SB RAS, Irkutsk, Russia  
E-mail: elenaistoma@gmail.com

A study of the snow cover of the Baikal region using remote data is carried out, which makes it possible to study high-altitude areas of the territory that are not covered by weather stations and to carry out a spatial analysis of the distribution of the snow cover.

The following remote sensing data were used in the work: MODIS "Snow cover" with 500 m a spatial resolution and a 8 days temporal resolution (MODIS / Terra Snow Cover 8-Day L3 Global 500m Grid, Version 6 (1 week of November and 3 week of April 2000- 2015, 30 files)) (Hall, Riggs, 2016); AMSR-E "Water snow equivalent" with a 1 month temporal resolution and 25 km spatial resolution (AMSR-E / Aqua Monthly L3 Global Snow Water Equivalent EASE-Grids, Version 2 (September-May 2007-2009, 18 files) ) (Tedesco, Kelly, Foster et al, 2004).

Based on data from 74 weather stations, the average monthly snow cover height for 2007-2009 validation of AMSR-E data "Water equivalent of snow" was carried out. To do this, for each station, the value from the AMRS-E image was taken for all months of the study period (September-May 2007-2009). Then, according to the obtained data, the water snow equivalent obtained from remote sensing data and from analogous parameters measured at meteorological stations were plotted, and the correlation coefficients were calculated. The graphs do not show the dependence of these indicators, and the correlation coefficients obtained are low, and in most cases negative, indicating that there is no linear relationship between these indicators. Thus AMRS-E data contain large inaccuracies and do not allow for the study of snow cover at the regional level.

At the second stage, validation of MODIS "snow cover" data was carried out. For this purpose, using the above MODIS products for the period from August to December 2000-2009, and February-May 2001-2010, the maps of the dates for the formation and destruction of the stable snow cover (SSC) of the Baikal region were created. Based on data on the dates of establishment and destruction of SSC, determined from observations of the snow cover at 17 meteorological stations in the study area, their verification was carried out. For each year of the 10-year period studied, for each meteorological station, the difference in the dates determined from the MODIS data and weather station data was calculated (and thus 167 biases were obtained for formation and 166 biases for destruction of the SSC, taking into account data gaps) and an analysis of the biases obtained. It is shown that 83% of cases for snow cover formation dates can be considered admissible (with biases up to 16 days), and 79% of cases for destruction dates. The possible reasons for the biases are the difference in the pixel size on the MODIS images and the size of the observational sites of the weather stations, as well as the difference in the methods for determining the dates from the remote sensing data and weather stations. It was revealed that the greatest biases correspond to the weather stations Elantsy, Istok Angara, Kultuk, Sarma, Sol-

nechnaya, Tompa, Uzur and Khuzhir. The dates of establishment and destruction of SSC, determined according to the MODIS data here are later than the dates determined from the weather station data. All these weather stations belong to coastal areas with the lowest snow cover heights, characterized by late establishment, early destruction and instability.

## Валидация спутниковых данных о снежном покрове на основе данных метеостанций для территории Прибайкалья

Истомина Е.А., Охотина А.С.

Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия  
E-mail: elenaistoma@gmail.com

Проводится исследование снежного покрова Прибайкалья с использованием дистанционных данных, что позволяет изучать высокогорные участки территории, не покрытые метеостанциями и проводить пространственный анализ распределения снежного покрова.

В работе использовались следующие данные дистанционного зондирования Земли: MODIS «Снежный покров» с пространственным разрешением 500 м и временным разрешением 8 дней (MODIS/Terra Snow Cover 8-Day L3 Global 500m Grid, Version 6 (1 неделя ноября и 3 неделя апреля 2000-2015 гг., 30 файлов)) (Hall, Riggs, 2016); AMSR-E «Водный эквивалент снега» с временным разрешением в 1 месяц, и пространственным 25 км (AMSR-E/Aqua Monthly L3 Global Snow Water Equivalent EASE-Grids, Version 2 (сентябрь-май 2007-2009 гг., 18 файлов)) (Tedesco, Kelly, Foster et al., 2004).

На основе данных 74 гидрометеорологических станций среднемесячной высоте снежного покрова за 2007-2009 гг. проведена валидация дистанционных данных AMSR-E «Водный эквивалент снега». Для этого для каждой станции было снято значение со снимка AMSR-E для всех месяцев исследуемого периода (сентябрь-май 2007-2009 гг.). Затем по полученным данным были построены графики зависимости водного эквивалента снега, полученного по дистанционным данным от аналогичных параметров, измеренных на метеостанциях, а так же рассчитаны коэффициенты корреляции. На построенных графиках не просматривается зависимости приведенных показателей, а полученные коэффициенты корреляции низки, и в большинстве случаев отрицательны, что говорит об отсутствии линейной связи между указанными показателями. Т.о. данные AMSR-E содержат большие неточности и не позволяют проводить исследования снежного покрова на региональном уровне.

На втором этапе проводилась валидация данных MODIS «Снежный покров». Для этого с использованием вышеуказанных продуктов MODIS за август-декабрь 2000-2009 гг. и февраль-май 2001-2010 гг. были созданы карты дат установления и разрушения устойчивого снежного покрова (УСП) Прибайкалья. На основе данных о датах установления и разрушения УСП, определяемых по наблюдениям за снежным покровом на 17 метеорологических станциях, находящихся на территории исследования была проведена их верификация. Для каждого года исследуемого десятилетнего периода для каждой метеостанции была вычислена разность дат, определенных по данным MODIS и данным метеостанций (и таким образом получено 167 отклонений для установления и 166 отклонений для разрушения УСП, учитывая пробелы в данных) и проведен анализ полученных отклонений. Показано, что допустимыми (с отклонениями до 16 дней) можно считать 83% случаев для дат установления снежного покрова, и 79% случаев для дат разрушения. Проанализированы возможные причины отклонений, которые заключаются в различии размера пикселя на снимках MODIS и размера наблюдательных площадок метеостанций, а также в различии методик определения дат по данным снимков и метеостанций. Выявлено, что наибольшие отклонения соответствуют метеостанциям Еланцы, Исток Ангары, Култук, Сарма, Солнечная, Томпа, Узур и Хужир. Даты установления и разрушения УСП, определенные по данным MODIS здесь более поздние, чем даты, определенные по данным метеостанций. Все эти метеостанции относятся к прибрежным территориям с самыми низкими высотами снежного покрова, характеризующимися его поздним установлением, ранним разрушением и неустойчивостью.

### Литература:

1. Hall D. K., Riggs G. A. Accuracy assessment of the MODIS snow products// *Hydrol. Process.* 2007. 21. P. 1534–1547.
2. Tedesco M., Kelly R., Foster J. L., Chang A. T. 2004. AMSR-E/Aqua Monthly L3 Global Snow Water Equivalent EASE-Grids, Version 2. [Электронный ресурс] // Boulder, Colorado USA. NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center. : caum. -URL: [http://nsidc.org/data/ae\\_mosno/versions/2](http://nsidc.org/data/ae_mosno/versions/2) (дата обращения: 03.02.2017).



# Application of different methods of air temperature mapping on the example of the area of Tunka basins branch

Istomina E.A., Vasilenko O.V.

V.B. Sochava Institute of Geography SB RAS, Irkutsk, Russia  
E-mail: elenaistoma@gmail.com

Methods of mapping the various characteristics of climate, including air temperature, contain methods of landscape-interpretation mapping, mathematical modeling, and remote sensing methods. The listed methods have their advantages, as well as limitations, errors and inaccuracies.

The territory of the Tunka and Mondy intermountain hollows was chosen as objects of research. To obtain a detailed spatio-temporal picture of the temperature distribution, electronic thermographs are used in the area under study, which allow solving the problems of climate research at the local level. The methods of landscape-interpretation mapping and remote study of the characteristics of the temperature field are applied in the work.

The method of landscape-interpretation mapping is based on the fact that a certain type of geosystems has homogeneous natural characteristics throughout its range. This allows us to extrapolate the characteristics measured at one or several points of the range of a certain type of geosystem to the entire range of this geosystem. Mapping of air temperature is made in the context of the landscape-typological map of the territory at the level of facies classes (scale 1: 200 000). Research based on remote sensing method includes the determination of the Earth surface temperature by satellite data and comparison of the results with ground-based observations.

The carried out research and mapping of air temperature in various landscapes of the Tunka and Mondy basins showed that a joint analysis of air temperature and landscape map data allows us to analyze the spatial distribution of the average monthly air temperature in mountain-hollow landscapes (accuracy to 0.5 °C). The temperature regime of landscapes in summer and winter periods differ: the maximum contrasts of the average monthly air temperature are most pronounced in the cold period, in January the difference between the warmest and the coldest type of landscape is 13 °C, the landscapes of the central part of the basin are characterized by the lowest values. In summer, the reverse picture is observed: the temperature difference between the warmest and the coldest type of the landscape does not exceed 7.5 °C; the landscapes of the central part of the basin are the most heated (Vasilenko et al., 2017).

The mapping of the temperature field using remote data was carried out using Landsat images (18 pictures of different seasons of the year for 2010-2012, 6th channel 10.4-12.5 nm, spatial resolution 60-120 m). The results showed that the difference in air temperature values measured by remote and in-situ methods depends on the type of landscape and the survey season. Minimum biases (1 - 3 °C) correspond to autumn, winter and early spring, maximum (3 - 5.5 °C) – to the period from April to September. The biases are due to the difference in surface and air temperature at a height of 2 m, the difference in the spatial scale of the measurements (the point for the thermograph and the pixel for the Landsat image), and the influence of the emissivity of the underlying surface on the remote measurements (Istomina, Vasilenko, 2015).

## Применение различных методов для картографирования температуры воздуха на примере территории Тункинской ветви котловин

Истомина Е.А., Василенко О.В.

Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия  
E-mail: elenaistoma@gmail.com

К методам картографирования различных характеристик климата, в том числе температуры воздуха относятся методы ландшафтно-интерпретационного картографирования, математического моделирования, а также методы дистанционного зондирования. Перечисленные методы имеют свои преимущества, а также ограничения, ошибки и неточности.

В качестве объекта исследований выбрана территория Тункинской и Мондинской межгорных котловин. Для получения подробной пространственно-временной картины распределения температуры на исследуемой территории используются электронные термографы, которые позволяют решить задачи исследования климата на локальном уровне. В работе применяется метод ландшафтно-интерпретационного картографирования и дистанционного исследования характеристик температурного поля.



Метод ландшафтно-интерпретационного картографирования основан на том, что определенный тип геосистем имеет однородные природные характеристики на протяжении своего ареала. Это позволяет экстраполировать характеристики, измеренные в одной или нескольких точках ареала определенной геосистемы на весь ареал этой геосистемы. Картографирование температуры воздуха производится в разрезе выделов ландшафтно-типологической карты территории на уровне классов фаций М 1:200 000. Дистанционное исследование включает в себя определение температуры поверхности суши по спутниковым данным и сравнение полученных результатов с данными наземных наблюдений.

Проведенное исследование и картографирование температуры воздуха различных ландшафтов Тункинской и Мондинской котловин показало, что совместный анализ данных измерений температуры воздуха и ландшафтных карт позволяет корректно (с точностью до 0,5°C) проанализировать пространственное распределение средней месячной температуры воздуха в горно-котловинных ландшафтах. Температурный режим ландшафтов в летний и зимний периоды имеют отличия: максимальные контрасты средней месячной температуры воздуха наиболее выражены в холодный период, в январе – разность между самым теплым и самым холодным типом ландшафта составляет 13°C, наиболее низкими значениями характеризуются ландшафты центральной части котловины. Летом наблюдается обратная картина – разность температуры самого теплого и холодного типа ландшафта не превышает 7,5°C, наиболее прогретыми являются ландшафты центральной части котловины (Василенко и др., 2017).

Картографирование поля температуры по дистанционным данным проводилось с использованием снимков Landsat в тепловом диапазоне (18 снимков разных сезонов года за период 2010-2012гг., 6-й канал 10,4 – 12,5 μm, пространственное разрешение 60-120м). Результаты показали, что разность значений температуры воздуха, измеренной дистанционными и наземными методами зависит от типа ландшафта и сезона съемки. Минимальные отклонения (1 – 3°C) соответствуют осени, зиме и ранней весне, максимальные (3 – 5,5°C) периоду с апреля по сентябрь. Отклонения обусловлены различием температуры поверхности и воздуха на высоте 2 м, различием пространственного масштаба измерений (точка для термографа и пиксел для снимка), а также влиянием излучательной способности подстилающей поверхности на дистанционные измерения (Истомина, Василенко, 2015).

#### Литература:

1. Василенко О.В., Истомина Е.А., Воронай Н.Н. Картографирование поля температуры воздуха Тункинской котловины на ландшафтной основе// География и природные ресурсы, №2, 2017. С. 182-189.
2. Истомина Е.А., Василенко О.В. Геоинформационный анализ температурного поля ландшафтов Тункинской котловины с использованием космических снимков Landsat и наземных данных// География и природные ресурсы, №4, 2015. С. 162-170.

## Instrumentation and research potential of the Analytical Center for Isotope Investigations of IMCES SB RAS

<sup>1</sup>Kalashnikova D.A., <sup>1</sup>Kabanov M. V., <sup>1</sup>Melkov V.N., <sup>1,2</sup>Simonova G.V.

<sup>1</sup>Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems of SB RAS, Tomsk, Russia

<sup>2</sup>National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia

E-mail: terrezaprk@mail.ru, galina\_simonova@inbox.ru

The main work area of the Analytical Center of the IMCES SB RAS is collecting physical, chemical and radiation data on environmental indicators. Availability of up-to-date equipment (1. Microscope Hitachi TM-1000 with an X-ray spectral analyzer, 2. Spectrometer-radiometer Quantulus, 3. Mass spectrometer complex: a) Isotope mass spectrometer DELTA V Advantage for determining isotope ratios (IRMS); b) Elemental analyzer Flash 2000 (EA); c) Gas chromatograph TRACE GC ULTRA; d) GasBench II – a system study of carbonates and water samples; e) Quadrupole mass spectrometer) allows us to perform various research tasks using latest scientific tools.

Mass-spectrometer complex (Tomsk Center for Collective Use) allows to determine isotope composition of light elements (C, H, N, O). The article shows examples of how data on stable isotopes composition of these elements can be applied in biology, environmental studies, archeology and paleoclimatology. The research of C, H and O isotope composition in plants and especially in tree rings and pollen helped make conclusions about the climatic parameters of the environment [1]. The study of elemental and isotope compositions of carbon and nitrogen in epiphytic lichens and mosses made it possible to obtain information on ecological situation in different parts of Tomsk. Investigating C and N isotope composition of water-insoluble fraction of aerosol particles allowed to establish the origin of pyrogenic aerosol [2].

In addition to stable isotopes, radioactive isotopes  $^{14}\text{C}$  and  $^3\text{H}$  are studied in the course of our work. The 1220 Quantulus is used to determine their specific activity. Investigations of tritium specific activity in aqueous samples and tritium water isolated from tree ring cellulose on background and anthropogenically loaded sites were carried out [3]. The analysis of carbon specific activity allows to perform radiocarbon dating of bottom sediments, peat deposits and archaeological samples.

Elemental analyzer Flash 2000 allows for qualitative and quantitative analysis of light elements (H, C, N, O). A qualitative elemental analysis is carried out using Hitachi TM-1000 microscope equipped with X-ray spectral analyzer. Epiphytic mosses and lichens were analyzed to assess the atmospheric pollution. The following elements were detected in them: Na, Mg, Al, Si, P, S, Cl, K, Ca, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Ni, Zn, Zr, I, Ba, La, Ce, Nd, Th, Tm, Ta.

**References:**

1. Markelova A.N. Isotope monitoring of forest ecosystems / A.N. Markelova, Y.V. Volkov, G.V. Simonova, D.A. Kalashnikova // 17th International multidisciplinary scientific geoconference SGEM 2017, Bulgaria, Conference proceedings. – 2017. – Vol. 17, Issue 32. – P. 885–890.
2. Kalashnikova D.A. Isotope composition of the pyrogenic carbon of various origins / D.A. Kalashnikova, A.N. Markelova, V.N. Melkov, G.V. Simonova // Chemistry for Sustainable Development. – 2016. – №4. – Vol. 24. – C. 467–471.
3. Simonova G.V. The content of tritium and radiocarbon in natural environments in the suburb of Tomsk / G.V. Simonova, M.V. Kabanov, A.N. Markelova, V.N. Melkov, S.A. Nykolaeva // Radiation safety issues. – 2013. – №4. – P. 30–44.

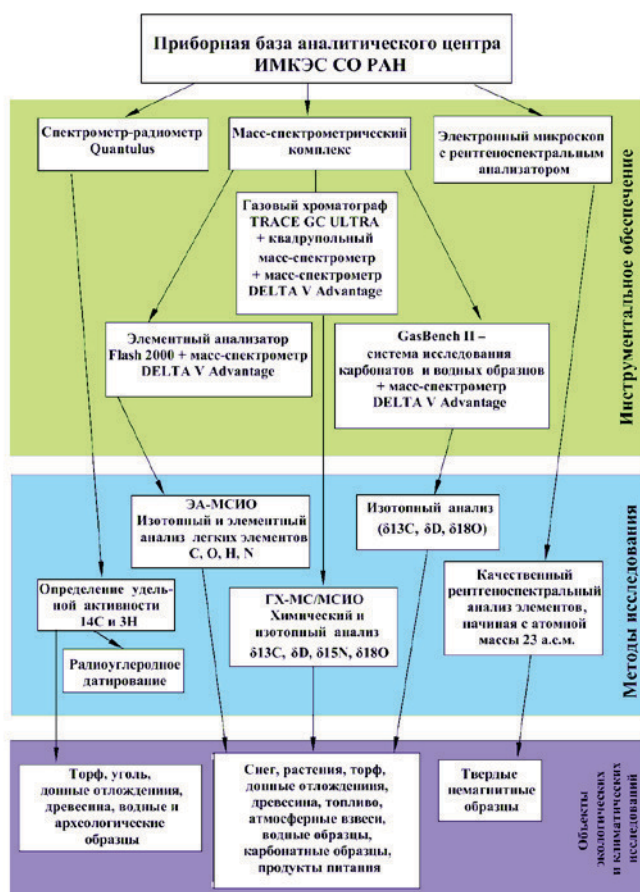
## Приборная база и возможности аналитического центра изотопных исследований ИМКЭС СО РАН

<sup>1</sup>Калашникова Д.А., <sup>1</sup>Кабанов М.В., <sup>1</sup>Мелков В.Н., <sup>1,2</sup>Симонова Г.В.

<sup>1</sup>Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

<sup>2</sup>Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

E-mail: terrezaprk@mail.ru, galina\_simonova@inbox.ru



Главным направлением работы центра аналитических исследований ИМКЭС СО РАН является получение информации о физических, химических, радиационных показателях объектов исследования, состояния и степени загрязненности объектов окружающей среды. Такая информация является базовой для решения палеоклиматических и экологических задач. Наличие современной аппаратуры позволяет решать поставленные задачи в соответствии с последними достижениями науки (рис. 1).

### МАСС-СПЕКТРОМЕТРИЯ ДЛЯ АНАЛИЗОВ ОБЪЕКТОВ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

Основной принцип масс-спектрометрии – перевод нейтральных частиц в заряженные с последующим разделением их по величине отношения массы к заряду ( $m/z$ ). С помощью данного метода

Рис. 1. Приборная база аналитического центра ИМКЭС СО РАН.

можно не только идентифицировать химические соединения, но и определять изотопный состав элементов, образующих молекулу.

Масс-спектрометрия изотопных отношений (МСИО) на базе комплекса, имеющегося в ИМКЭС СО РАН, позволяет устанавливать изотопный состав легких элементов (С, Н, N, O). Данные о составе стабильных изотопов этих элементов успешно используются при решении задач в области геологии, биологии, экологии, археологии, палеоклиматологии [1]. Исследования изотопного состава углерода, водорода и кислорода в растениях, и, в частности, в древесных кольцах и пыльце позволили сделать выводы о климатических параметрах окружающей среды [2, 3]. Изучение элементного и изотопного составов углерода и азота в эпифитных лишайниках и мхах дало возможность получить информацию об экологической обстановке в отдельных районах г. Томска [4].

Масс-спектрометрия позволяет изучать как водорастворимую фракцию атмосферного аэрозоля (метод ГХ-МС и ГХ-МСИО), так и дисперсную фракцию (метод ЭА-МСИО). Усовершенствована и отработана методика определения изотопного состава пирогенного углерода, выделенного из атмосферных взвесей. Результаты исследования изотопного состава углерода (рис. 2) и азота в дисперсной фракции атмосферного аэрозоля позволяют установить источники происхождения пирогенного аэрозоля [5–7].

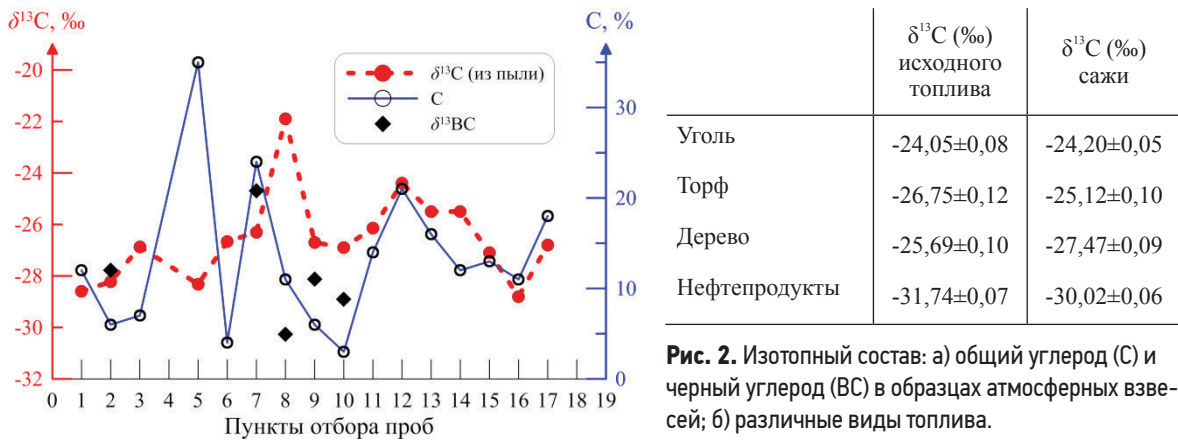


Рис. 2. Изотопный состав: а) общий углерод (С) и черный углерод (BC) в образцах атмосферных взвесей; б) различные виды топлива.

Изучение химического и изотопного состава продуктов питания является очень важным экологическим направлением. Определение изотопного состава стабильных изотопов считается эффективным способом установления географического происхождения, а также фактов фальсификации продуктов питания. Например, сравнительный анализ изотопного состава углерода в мёде и его белковой фракции позволил выявить наличие сахарного сиропа в семи образцах мёда из семнадцати исследованных образцов [8].

### РАДИОИЗОТОПНЫЙ АНАЛИЗ ОБЪЕКТОВ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

Помимо стабильных изотопов в исследованиях окружающей среды используют радиоактивные изотопы легких элементов: радиоизотопы углерода  $^{14}\text{C}$  и трития  $^3\text{H}$ . Удельная активность этих элементов определяется жидкостно-сцинтилляционным методом на спектрометре-радиометре Quantulus (ТомЦКП СО РАН). Этот метод основан на подсчете количества частиц, образующихся в единицу времени при распаде ядра атома радиоизотопа. В аналитическом центре были проведены исследования удельной активности трития в водных образцах (атмосферные осадки, березовый сок, пробы техногенной и природной воды) [9]. Были также проведены исследования тритиевой воды, выделенной из целлюлозы древесных колец для фоновых и антропогенно-нагруженных территорий (рис. 3) [10]. Для этого была специально разрабо-

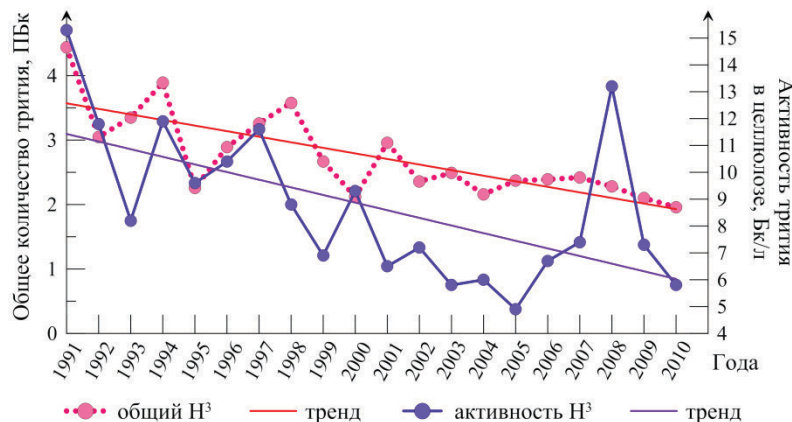


Рис. 3. Активность трития в целлюлозе годовых колец (1) и общее количество трития (2), выпавшего на всю территорию России с осадками.

Анализ удельной активности позволяет проводить радиоуглеродное датирование донных отложений [12], торфяных залежей [13] и археологических образцов [14].







- plinary scientific geoconference SGEM 2017, Bulgaria, Conference proceedings – 2017. – Vol. 17. – I. 41. – P. 567–574.*
8. *Ветрова О.В. Выявление фальсификации меда сахарными сиропами методом масс-спектрометрии стабильных изотопов / О.В. Ветрова, Д.А. Калашиникова, В.Н. Мелков, Г.В. Симонова // Журнал аналитической химии. – 2017. – № 7. – Том 72. – С. 645–649.*
  9. *Кабанов М.В. Мониторинг концентрации трития в водных объектах и березовом соке в окрестностях города Томска / М.В. Кабанов, В.Н. Мелков, Г.В. Симонова, А.Н. Маркелова // Экологические системы и приборы. – 2012. – №1. – С. 42–45.*
  10. *Симонова Г.В. Содержание трития и радиоуглерода в природных средах в окрестностях г. Томска / Г.В. Симонова, М.В. Кабанов, А.Н. Маркелова, В.Н. Мелков, С.А. Николаева // Вопросы радиационной безопасности. – 2013. – №4. – С. 30–44.*
  11. *Патент 125318 РФ. Установка для выделения органически связанного трития из органических образцов. – № 20121337469; заявл. 31.08.12, опубл. 27.02.13, Бюл. №5. – 2с. Г. В. Симонова, А.Н. Маркелова, В.Н. Мелков, А.Ю. Трофимов.*
  12. *Preis Yu. I. Detailed reconstruction of the functional state of Central Yamal khasyrey as a response to local conditions and regional climate changes in the late Holocene / Yu. I. Preis, G.V. Simonova, E.A. Slagoda // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science – 2016. – Vol. 48. – № 1. – 012010.*
  13. *Орехов П.Т. Бугры пучения острова белый в прибрежно-морской обстановке Карского моря / П.Т. Орехов, К.А. Попов, Е.А. Слагода, А.Н. Курчатова, Я.В. Тихонравова, О.Л. Опокина, Г.В. Симонова, В.Н. Мелков // Криосфера Земли. – 2017. – № 1. – Т. XXI. – С. 46–56.*
  14. *Свердлова Е.А. Изотопная масс-спектрометрия в сочетании с радиоуглеродным методом датирования для исследования археологических объектов / Е.А. Свердлова, Л.В. Щербакова // Ползуновский вестник. – 2016. – № 4. – Т.2. – С. 112–115.*

## СЕКЦИЯ 9

# Информационно-вычислительная инфраструктура региональных исследований окружающей среды

## SESSION 9

# Information Computational Infrastructure of a Regional Environmental Researchh

## Информационно-вычислительное обеспечение оценки загрязнения атмосферного воздуха в Красноярске

<sup>1,2</sup>Якубайлик О.Э., <sup>1</sup>Кадочников А.А.,  
<sup>1</sup>Токарев А.В.

<sup>1</sup>Институт вычислительного моделирования СО РАН,  
ФИЦ КНЦ СО РАН, Красноярск, Россия

<sup>2</sup>Сибирский федеральный университет, Красноярск,  
Россия

E-mail: oleg@icm.krasn.ru

**М**ониторинг состояния загрязнения атмосферного воздуха в г. Красноярске ведется рядом организаций федерального и региональных уровней, каждая из которых обладает собственными методиками, технологиями и системами сбора, хранения и обработки данных. Также в сборе информации об уровне загрязнения в последнее время стали принимать участие общественные экологические организации и независимые активисты, блоггеры. Разнообразие используемых решений, межведомственная и организационная разобщенность приводят к тому, что комплексный анализ и оперативная оценка всего массива регистрируемой информации представляются в настоящее время технически затруднительными и практически не проводятся. Собираемые данные часто публикуются с запозданием и не понятны для широкой общественности.

Исследования и разработки для мониторинга загрязнения атмосферы, выполняемые в ИВМ СО РАН, направлены на решение указанной проблемы:

- решается задача сбора информации об уровне загрязнения атмосферы города, поступающей из разных источников в централизованную базу данных;
- ведется разработка веб-ориентированной геоинформационной аналитической системы мониторинга загрязнения атмосферы с возможностью представление информации об уровне загрязнения атмосферы в простой наглядной форме на основе индекса качества воздуха;
- разрабатывается прототип прибора для автоматизированного измерения и передачи на сервер сбора уровня загрязнения атмосферы мелкодисперсной пылью.

В настоящей работе рассматриваются информационно-вычислительные технологии, разработанные для информационной поддержки задач оценки загрязнения атмосферного воздуха в Красноярске. Для решения рассматриваемой задачи в рамках геопортала ИВМ СО РАН создана подсистема «Данные оперативного мониторинга». С технологической точки зрения – это набор

специализированных веб-сервисов и пользовательских веб-интерфейсов, которые обеспечивают сбор данных с различных источников информации о состоянии атмосферы в городе – официальных автоматизированных постов наблюдений, датчиков загрязнения негосударственных экологических организаций, и проч. Предусмотрены средства веб-визуализации и анализа данных. Оценка загрязнения атмосферы и ее представление на геопортале осуществляется на основе принятых в международной практике показателей – индекса качества воздуха AQI, оперативного индикатора NowCast и их модификаций.

Созданный в ИВМ СО РАН прототип прибора для измерения уровня загрязнения атмосферы обеспечивает регистрацию концентраций мелкодисперсных взвешенных частиц PM<sub>2.5</sub> в воздухе и передачу получаемых данных на геопортал полностью в автоматическом режиме через сотовую сеть GSM или беспроводное соединение с Интернет по WiFi. Разработка выполнена на основе микроконтроллера Arduino Nano с рядом дополнительных компонентов.

Взвешенные частицы PM<sub>2.5</sub> является одним из основных загрязнителей атмосферы, однако при этом федеральная и краевая система мониторинга атмосферы г. Красноярска имеют достаточно ограниченные возможности в измерении их концентраций. Появление достаточно дешевых датчиков PM<sub>2.5</sub> дает потенциальную возможность развертывания на их основе достаточно большого количества устройств в городе (десятки – сотни). В результате может быть создана уникальная научно-исследовательская сеть наблюдений за загрязнением атмосферы мелкодисперсным аэрозолем. Такая сеть позволит выявлять проблемные участки и моменты времени в пространственно-временном распределении загрязнений, может стать хорошей «исследовательской основой» для последующего детального анализа сертифицированными приборами, соответствующими экологическими организациями.

## Computational technologies and software for assessment of air pollution in Krasnoyarsk

<sup>1,2</sup>Yakubailik O.E., <sup>1</sup>Kadochnikov A.A., <sup>1</sup>Tokarev A.V.

<sup>1</sup>Institute of Computational Modelling SB RAS, Krasnoyarsk, Russia

<sup>2</sup>Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia

E-mail: oleg@icm.krasn.ru

### INTRODUCTION

Monitoring of the state of atmospheric air pollution in Krasnoyarsk is carried out by a number of organizations of federal and regional levels, each of which has its own methods, technologies and systems for collecting, storing and processing data. Public environmental organizations and independent activists, bloggers have also recently started to take part in the collection of information on the level of pollution. The diversity of the solutions used, interdepartmental and organizational dissociation lead to the fact that a comprehensive analysis and rapid assessment of the entire array of recorded information is now technically difficult and practically not carried out. The data collected are often published late and are not easily understood by the general public [1].

Research and development in the field of air pollution monitoring, carried out in the Institute of Computational Modelling of SB RAS (ICM SB RAS), aimed at solving this problem [2]:

- the problem of collecting information on the level of pollution of the city atmosphere coming from different sources to the centralized database is solved;
- a web-based geo-information analytical system for monitoring atmospheric pollution is being developed with the possibility of presenting information on the level of atmospheric pollution in a simple visual form based on the air quality index;
- a device prototype for measurement of fine dust level and automated transmission of the collected data to the geoportals server is being developed.

In the present paper the computing technology developed for the information support of the evaluation of air pollution in Krasnoyarsk is presented. To solve the problem under consideration, the subsystem “Operational monitoring data” was developed within the framework of the ICM SB RAS geoportals [3]. From a technological point of view, it is a set of specialized web services and web user interfaces, which provide data collection from various sources of information on the state of the atmosphere in the city, such as official automated observation posts, pollution sensors of non-state environmental organizations, and so on.

Web-based data visualization and analysis tools are provided. Assessment of atmospheric pollution and its representation on the geoportals is based on internationally accepted indicators – air quality index AQI, operational indicator NowCast and their modifications. The prototype of the device for measuring the level of pollution of the atmosphere created in the ICM SB RAS ensures the registration of concentrations of fine suspended particles PM<sub>2.5</sub> in the air and transfer the received data to geoportals fully automatically via GSM cellular net-

work or wireless Internet connection via WiFi. The development is based on Arduino Nano microcontroller with a number of additional components.

Suspended particles PM2.5 is one of the main pollutants of the atmosphere, but the federal and regional system of monitoring the atmosphere of Krasnoyarsk have a fairly limited ability to measure their concentrations. The emergence of enough cheap PM2.5 sensors gives a potential possibility of deployment on their basis of rather large number of devices in the city (from tens to hundreds). As a result, a unique research network for observing atmospheric pollution by fine aerosol can be established. Such network will help to identify problem city areas and time points in the spatial and temporal distribution of pollution, can be a good “research basis” for further detailed analysis by certified devices, relevant environmental organizations.

### «OPERATIONAL MONITORING DATA» SUBSYSTEM

In the developed subsystem “Operational monitoring data” collects data from various operational observations, including data on air pollution, weather data, data from hydrological stations, etc.

Access to data is provided using standard HTTP services via the REST Protocol as XML, allowing them to be used for publication and further analysis in third-party systems. To fill the observation database of the created service, a tool for collecting data from monitoring stations, observations archives and Internet resources was developed, which includes a set of software modules for various information sources. These data are periodically downloaded from an external source, which can be represented as a flow of information in text formats txt, csv, json, xml, html, etc. Developed by the software extracts data from the obtained necessary information and uploads using the API of the service server (Fig. 1).

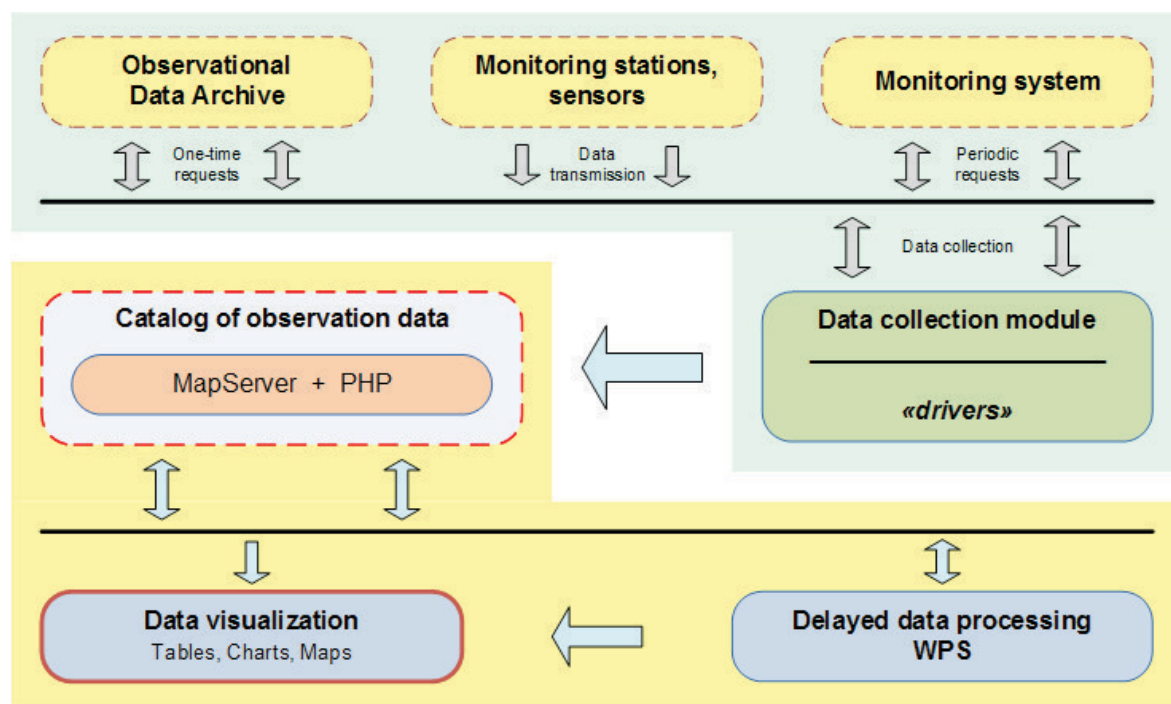


Fig. 1. Block diagram of access to operational monitoring data.

Software modules can be divided into several groups according to the method of extracting data from external sources [4]:

Data is presented in the form of web services, which transmit information in a structured form, for example, in csv, json, xml formats. It is easy to process such data and check for errors. A separate problem may be the lack of additional parameters in the web service to filter data by time, sensors, etc. In this case, it is necessary to solve the problem of separating the new information from one already loaded.

There are no special web services for obtaining data, but there are service services of the resource necessary for its operation. For example, services for plotting or output tabular data in a web interface, tools, data export, etc. Such services can also be used to retrieve the data, but it is necessary to develop a number of tools for data analysis, including the inspection of changes in the structure of the data, changing internal IDs of the format of the output data, the dimensionality of the data, etc.

There are no services, the data is presented as an html page of the Internet resource. To obtain such data, it is necessary to analyze the page in order to find some reference text blocks, with which you can always find the necessary information on the page. In this case, a certain text block is extracted from the page and its further processing is performed. In some cases, these page fragments can be manipulated as xml, making it easier to retrieve information.



In some cases, a combination of these groups can be used, because the services may require the service information contained in the page itself. Special attention should be given to structural changes in the received data, developing a series of blocks of testing, including changing the number of sensors and monitoring stations, the integrity and completeness of data transferred, etc. For rapid software improvement acquisition modules should be created by means of logging text information and alerts, such as e-mail. These tools allow you to receive information about changes to a remote resource and its status constantly. By quickly making corrections to the program code it is possible to ensure the integrity and correctness of the information received.

## AIR QUALITY INDEX FOR AIR POLLUTION ASSESSMENT

Air quality is an important environmental factor that determines the health of the population and the state of ecosystems. For the integrated assessment of the degree of air pollution in many countries of the world unified indices are used, such as Air Quality Index (AQI) [5].

AQI can be seen as a tool to provide information on air pollution to the general public in a simple and visual manner. The basic idea is that for each substance a scale of pollution levels is formed, consisting of several classes depending on the degree of impact on human health. AQI is calculated from the concentration indices of several pollutants: suspended particles (PM – particulate matter) less than 10 microns in diameter (PM10) and less than 2.5 microns in diameter (PM2.5), CO carbon dioxide, SO<sub>2</sub> sulfur dioxide, NO<sub>2</sub> nitrogen dioxide and O<sub>3</sub> ozone. For each class of the scale of pollution levels, a color designation is also introduced (green/yellow/red/burgundy/black color means the appropriate degree of air pollution and the impact on human health – from a safe level to a natural disaster), and the recommendations are formulated to the population.

The experience of using the AQI index to assess the current state of the atmosphere in real time revealed several features and problems. The method of its calculation uses a 24-hour averaging for concentration of suspended particles, which leads to the inertia of the index at small time intervals of about an hour. The sudden change in PM2.5/PM10 in the AQI index value is significantly different from the observed situation. For example, in Beijing with strong north winds, the air can almost completely clear in less than 30 minutes [6].

For these reasons, the US Environmental Protection Agency (EPA) has developed an alternative NowCast technique that is more suitable for real-time representation of the air quality index for assessment of PM2.5, PM10 and ozone current levels. It uses an adaptive weighted averaging of hourly data depending on the rate of change of the indicator. Selection of coefficients of this method was adopted in China, taking into account the sharper changes in the concentration of suspended particles – so called “Asian NowCast”. There is also an alternative approach, when no additional averaging of hourly data is performed at all this is “InstantAQI”, at the moment it is used in the World Air Quality Index project (<http://aqicn.org>) [7].

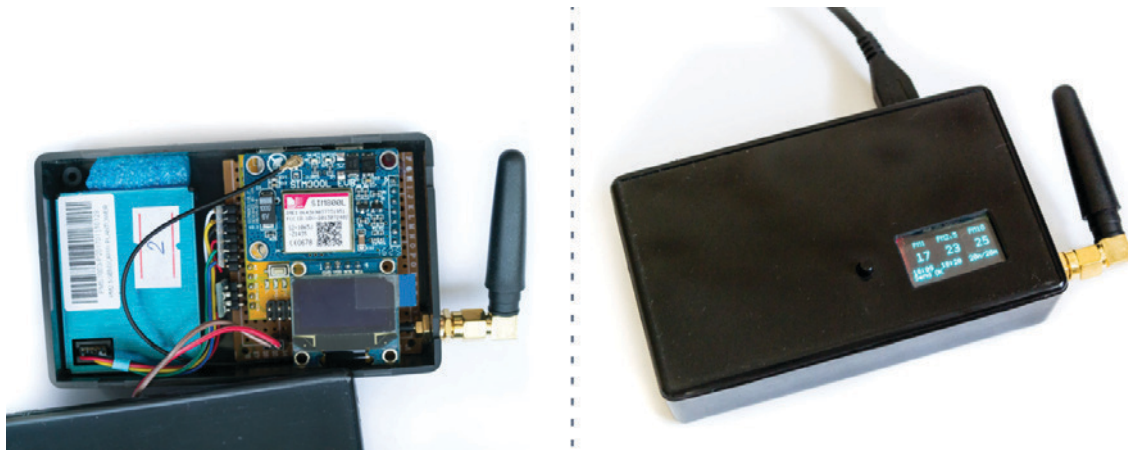
## MONITORING DATA WEB MAPPING INTERFACE

Access to observation data is based on geoportal tools, which include viewing tabular data, exporting, viewing data on maps with the ability to select time intervals, and access using commonly accepted standards. Existing web-based mapping capabilities have been enhanced to view case data. The user of the web application has access to such controls as the selection of one of the indicators, the time interval. With the help of additional tools you can view data with a certain time step in one of the directions. To search for anomalies, data is output in the form of an active graph of maximum values with a quick transition to viewing the data at a certain point in time.

In the geoportal monitoring unit a utility service was developed, which automatically performs a recalculation of the indicators of air pollution indices in air quality (AQI, NowCast, Instant AQI). The result is stored in the geoportal database in the form of derived indicators, which makes it possible to obtain and use them through a standard programming interface. A prepared web application based on geoportal programming interfaces (APIs) displays current AQI values by observation posts on the map, the dynamics of the quality index over the past 48 hours. The mechanism of dynamic content generation based on templates was used to design web application screen forms.

## DEVICE FOR PARTICULATE MATTER CONCENTRATION MEASUREMENTS

A device for recording the concentration of fine suspended particles in the air has been designed on the basis of commercially available electronic components. The system instrument has become a platform Arduino Nano microcontroller. Measuring element of the device is module PM 7003 is the universal digital sensor for measuring the concentration of suspended particles (PM1.0, PM2.5, PM10) in the air produced by Plantower company. The recorded data are displayed on the screen and automatically transmitted to the “Operational monitoring data” subsystem through GSM cellular network or WiFi Internet connection. There are several modes of operation of the device with different periods of displaying and transferring data to the geoportal server. At the stage of preliminary investigation of the capabilities of the selected components, the device was assembled and debugged on the breadboard, then the prototype was assembled in a compact body with dimensions of 100x60x25mm (Fig 2).



**Fig. 2.** Device prototype for measurement of fine dust concentration level.

## CONCLUSIONS

The developed software and technologies solve the problem of automatic collection of information about the level of pollution of the atmosphere of the city, which comes from different sources in a centralized database. The information about the level of air pollution is presented in a simple visual form, based on the Air Quality Index., a working prototype of the device for measuring the level of fine dust air pollution and automatic data transmission to the monitoring system was created based on available components.

### References:

1. Kadochnikov A.A., Popov V.G., Tokarev A.V., Yakubailik O.E. Implementation of Internet GIS Portal for Environment and Natural Resources Monitoring Tasks // Journal of Siberian Federal University. Engineering and Technologies. 2008. Vol. 1, No. 4. P. 377–386. (in Russian)
2. Yakubailik O. Geospatial services & Web GIS software for environmental monitoring problems // 16th International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM 2016, [www.sgem.org](http://www.sgem.org), SGEM2016 Conference Proceedings, v. 1, 2016, № 2, pp. 657-664.
3. Geoportal of Institute of Computational Modeling of SB RAS // URL: <http://gis.krasn.ru/>.
4. Yakubailik O., Kadochnikov A., Tokarev A. Applied software tools and services for rapid web GIS development // 15th International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM 2015. [www.sgem.org](http://www.sgem.org), SGEM2015 Conference Proceedings, Book 2, Vol. 1, pp. 487-494.
5. Real-time Air Quality Index (AQI) // URL: <http://aqicn.org/>.
6. Suling Zhu, Xiuyuan Lian, Haixia Liu, Jianming Hu, Yuanyuan Wang, Jinxing Che. Daily air quality index forecasting with hybrid models: A case in China // Environmental Pollution, 2017, v. 231, Part 2, pp. 1232-1244. <https://doi.org/10.1016/j.envpol.2017.08.069>
7. Sunil Gulia, S.M. Shiva Nagendra, Mukesh Khare, Isha Khanna. Urban air quality management – A review // Atmospheric Pollution Research, 2015, v. 6, # 2, pp. 286-304.

## Architecture of the «cloud» thematic software complex for analysis of climatic and environmental changes

<sup>1</sup>Okladnikov I.G., <sup>1,3</sup>Gordov E.P., <sup>2</sup>Ryazanova A.A., <sup>1</sup>Titov A.G.

<sup>1</sup> Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia

<sup>2</sup> Institute of Computational Technologies SB RAS, Tomsk branch, Russia

<sup>3</sup> V.E. Zuev Institute of Atmospheric Optics SB RAS, Tomsk, Russia

E-mail: oig@scert.ru

DOI: 10.5281/zenodo.1247056

The architecture and basic components of an information and computing complex developed based on a dedicated software framework for carrying out scientific research related to a statistical processing and analysis of spatial geophysical data archives, obtained both from observations and modeling, are presented. During the development, the accumulated experience in a development of information-computational web GISs for processing of large amounts of spatial data was used. Basic components of this complex are now represented by several procedures for searching, selecting and preprocessing spatial data arrays, as well as by

elements of a graphical user interface. Modular structure of a computational unit of this software complex provides a possibility of operative expansion of its functionality using various procedures for mathematical and statistical analysis, processing and graphical representation of results in a form of graphs, diagrams and fields on a map of a respective territory.

## Разработка архитектуры «облачного» тематического программного комплекса для анализа природно-климатических изменений

<sup>1</sup>Окладников И.Г., <sup>1,3</sup>Гордов Е.П., <sup>2</sup>Рязанова А.А., <sup>1</sup>Титов А.Г.

<sup>1</sup> Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

<sup>2</sup> Томский филиал института вычислительных технологий СО РАН, Томск, Россия

<sup>3</sup> Институт оптики атмосферы СО РАН, Томск, Россия

E-mail: oig@scert.ru

DOI: 10.5281/zenodo.1247056

Климатические изменения стимулировали развитие систем наблюдений и моделирования состояния окружающей среды, что уже привело к появлению достигающих петабайтных объёмов архивов пространственных данных наблюдений и моделирования. Анализ таких данных становится невозможным без соответствующей вычислительно-информационной поддержки. Создание эффективных инструментов вычислительно-информационной поддержки анализа больших объёмов данных и организация их эффективного использования для получения новых знаний, и их использования для практических применений является одним из направлений современной климатической науки. По сути, для решения этой задачи необходимо создание основанной на современных информационно-телекоммуникационных технологиях программной среды [1, 2], удовлетворяющей требованиям инфраструктуры пространственных данных (ИПД, [3, 4]), что подразумевает использование современных технологий обработки геофизических данных, позволяющих интегрировать различные программные решения для выполнения облачных вычислений с использованием удаленных высокопроизводительных вычислительных ресурсов. Разработка тематических информационно-вычислительных комплексов, формирующих необходимую инфраструктуру, должна основываться на использовании Веб-ГИС-технологий [5-8]. Их использование является перспективным способом повышения эффективности мультидисциплинарных региональных и глобальных исследований в области наук о Земле, включая анализ климатических изменений и их влияния на пространственно-временное поведение растительных экосистем. Однако, несмотря на ряд сделанных попыток, в области информатизации наук о Земле по-прежнему нет высокопроизводительного инструмента, предоставляющего унифицированные пользовательские и программные интерфейсы и объединяющего широкие возможности по обработке, анализу и визуализации наборов данных, полученных из различных источников, для интегрированного исследования глобальных и региональных изменений климата.

В данной работе представлена архитектура разрабатываемого программного комплекса для анализа природно-климатических изменений. Этот комплекс ориентирован на «облачную» распределённую обработку больших наборов пространственных климатических данных и может быть развёрнут на нескольких связанных между собой каналах передачи данных аппаратных платформах. Каждый такой комплекс состоит из четырёх типовых блоков (Рис. 1):

- структурированные архивы пространственно-привязанных геофизических данных, снабженные соответствующими метаданными;
- модульный вычислительный блок, представляющий собой набор программных компонент, связанных через унифицированный программный интерфейс (API) и выполняющих поиск, выборку, обработку и визуализацию пространственных данных.
- геопортал, реализующий логику веб-приложений, связь с картографическими веб-сервисами, обеспечивающий работу с хранилищем метаданных, а также запуск и контроль выполнения вычислительного блока;
- веб-клиент, работающий на стороне пользователя в современном веб-браузере и предоставляющий интерактивный графический интерфейс к инструментам анализа и визуализации.

Архивы пространственно-привязанных геофизических данных могут быть представлены, как данными моделирования низкого и высокого пространственного разрешения (реанализы, результаты работы глобальных и региональных климатических и метеорологических моделей), так и данными наблюдений (ряды наблюдений на метеостанциях, данные дистанционного зондирования Земли, и т.д.), за-

данными на различных пространственно-временных доменах и представленными в различных форматах. Архивы размещаются на высокопроизводительных системах хранения данных согласно выбранной модели хранения и сопровождаются совокупностью метаданных, описывающих их основные характеристики (пространственно-временной домен; пространственное и временное разрешения; перечень характеристик, представленных в каждом архиве; единицы измерения; различная техническая информация, необходимая для функционирования программных компонент поиска, выборки и предварительной обработки массивов данных) [9].

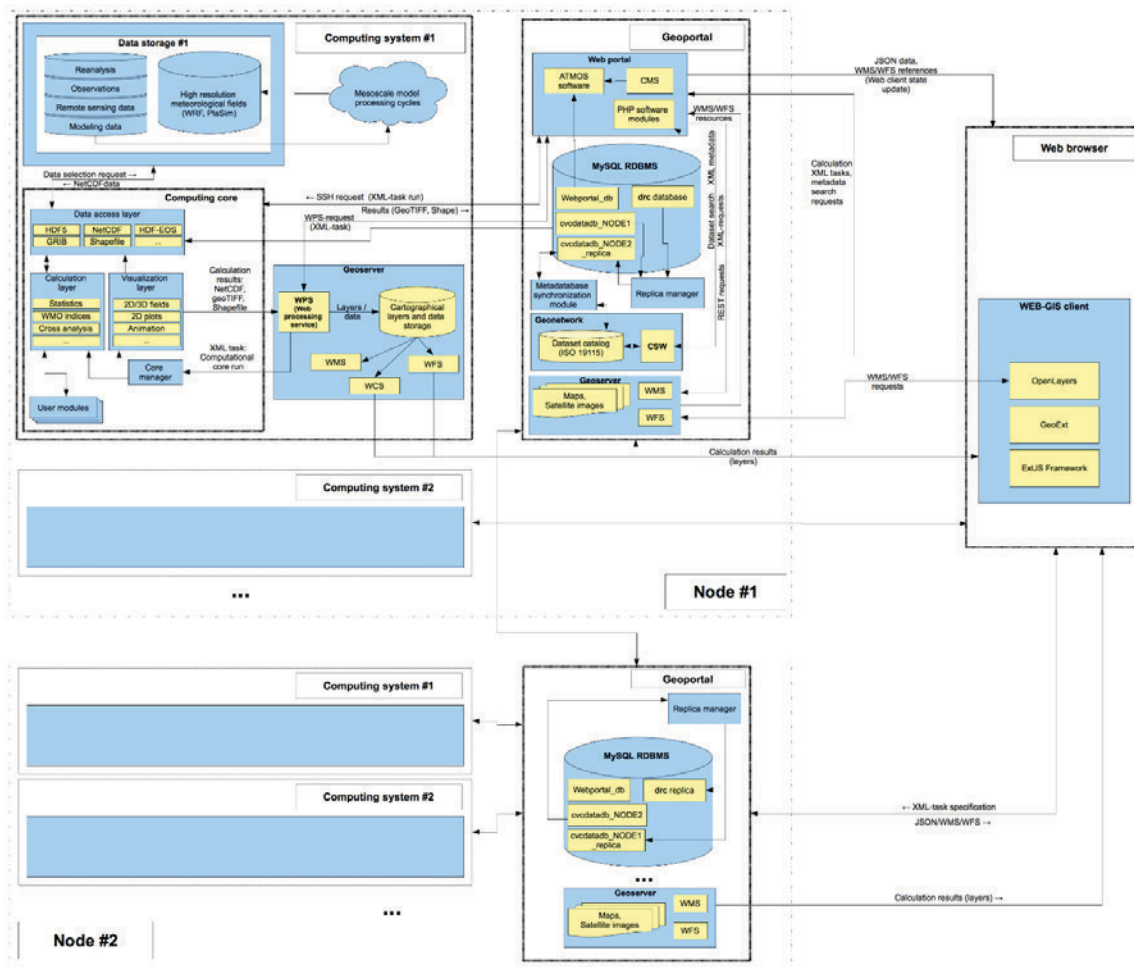


Рис. 1. Общая архитектура разрабатываемого комплекса.

Вычислительный блок представляет собой независимый программный пакет, функционирующий на стороне сервера. Он обеспечивает обработку пространственных данных и представление результатов в виде файлов формата GeoTIFF, ESRI Shapefile, NetCDF (Network Common Data Form) и EPS (Encapsulated PostScript).

Специализированный геопортал, также функционирующий на стороне сервера, является связующим звеном между элементами разрабатываемой системы, а также между системой и конечным пользователем. В нем реализуется необходимая базовая функциональность, такая как авторизация пользователей, подключение к базам данных, использование HTML-шаблонов, языковая локализация, система управления контентом (CMS) и ряд других возможностей. В качестве технологической базы для представления картографической информации в Интернет предлагается ПО GeoServer (<http://geoserver.org>), соответствующее стандартам OpenGIS (<http://www.opengeospatial.org/standards>).

Веб-клиент предоставляет доступ ко всем интерактивным инструментам через удобный и интуитивно понятный для пользователя знакомый с ГИС графический интерфейс. Он открывается пользователем в графическом веб-браузере, который имеется на любой современной рабочей станции. Графический интерфейс веб-клиента предоставляет пользователю возможность выбрать геофизические характеристики, подлежащие анализу, определить интересующий пространственно-временной домен, а также установить желаемый способ анализа и его параметры. На основе этих данных геопортал формирует и передает в вычислительный блок задание на обработку данных и запись результатов в файлы. Вычислительный блок, на основе полученного задания, подготавливает расчетный конвейер и производит запуск и контроль выполнения соответствующих модулей. При этом, модули доступа к данным предо-



ставляют вычислительным модулям программные интерфейсы для чтения и выборки данных из архивов. Результаты обработки передаются в модули вывода, которые записывают их в файлы в формате GeoTIFF (растровые данные) или ESRI Shapefile (векторные данные) и возвращают в геопортал, который отображает их в графическом интерфейсе пользователя в виде соответствующих картографических слоёв. Эти же результаты пользователь может дополнительно получить в формате NetCDF, а также через картографические веб-сервисы WMS (Web Mapping Service) и WFS (Web Feature Service).

На основе разработанной архитектуры были реализованы отдельные базовые элементы разрабатываемого программного комплекса, обеспечивающие доступ, поиск и выборку из архивов пространственных данных. Был выполнен сбор и подготовка репрезентативных фрагментов некоторых архивов пространственных данных, выбраны и реализованы методы их предварительной обработки. В дальнейшем набор доступных для обработки данных будет расширяться, в том числе за счет пользовательских данных. Разработаны модули вывода вычислительного блока, обеспечивающие запись пространственно-привязанных массивов данных в файлы формата EPS, GeoTIFF, ESRI Shapefile и NetCDF. Произведена разработка некоторых элементов графического интерфейса пользователя, предоставляющих базовую ГИС-функциональность и их интеграция с ПО геопортала, а также реализовано совместное представление графических результатов вычислений и карт Google Maps (<http://code.google.com/intl/ru/apis/maps/>).

Созданный вычислительный комплекс является следующим шагом в процессе разработки прикладных информационно-телекоммуникационных систем, предоставляющих специалистам различных областей науки уникальные возможности надежного анализа разнородных геофизических данных. Использование апробированных вычислительных алгоритмов обеспечит достоверность получаемых в конкретных предметных областях результатов. Доступность системы через Интернет и возможность работы с данными без использования специальных знаний в программировании позволит широкому кругу исследователей и лиц принимающих решения сконцентрироваться на решении конкретных задач.

*Работа выполнена при финансовой поддержке программы фундаментальных исследований СО РАН IX.138.2.*

#### **Литература:**

1. Stefano Nativi, Mohan Ramamurthy, Bernd Ritschel. EGU-ESSI Position Paper. [Эл. ресурс]. — Режим доступа: <https://sites.google.com/a/imaa.cnr.it/egu-essi/Home/documents>
2. Гордов Е.П., Лыкосов В.Н. Развитие информационно-вычислительной инфраструктуры для интегрированного исследования окружающей среды Сибири // *Выч. тех.* 2007. Т. 12. Спец. вып. 2. С. 19-30.
3. Steiniger S., Hunter A.J.S. Free and open source GIS software for building a spatial data infrastructure. / In: Bocher E., Neteler M., (eds.), *Geospatial Free and Open Source Software in the 21st Century*, LINGC, Heidelberg, Springer; 2012a, p. 247-261.
4. Кошкарев А.В., Ряховский В.М., Серебряков В.А. Инфраструктура распределенной среды хранения, поиска и преобразования пространственных данных. — *Открытое образование*, 2010, № 5. — С. 61-73.
5. Frans J. M. van der Wel, 2005. Spatial data infrastructure for meteorological and climatic data. *Meteorol. Appl.* 12, 7–8.
6. Gordov E.P., Fazliev A.Z., Lykosov V.N., Okladnikov I.G., Titov A.G. Development of web based information-computational infrastructure for Siberia Integrated Regional Study / *Environmental Change in Siberia // Earth Observation, Field Studies and Modelling*, Balzter, Heiko (Ed.) 1st Edition, 2010, 300 p.
7. Атаева О.М., Кузнецов К.А., Серебряков В.А., Филиппов В.И. Портал интеграции пространственных данных «ГеоМета». — М.: ВЦ РАН, 2010. — 106 с.
8. Гордов Е.П., Окладников И.Г., Титов А.Г. Использование Веб-ГИС технологий для разработки информационно-вычислительных систем для анализа пространственно-привязанных данных // *Вестник НГУ, Серия: Инф-е технологии*. 2011. Том 9, вып. 4. Стр. 94-102.
9. I. G. Okladnikov, E. P. Gordov and A. G. Titov. Development of climate data storage and processing model // *IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science*. 2016. V. 48. 012030. doi:10.1088/1755-1315/48/1/012030

## Computing complex for modeling of the Black Sea state

Dymova O.A., Demyshev S.G.

Marine Hydrophysical Institute RAS, Sevastopol, Russia  
E-mail: olgadym@yahoo.com

The eddy-resolving model of the Black Sea circulation is developed in the Marine Hydrophysical Institute of RAS [1]. The model is based on the full equations of the ocean thermohydrodynamics in the Boussinesq approximation, hydrostatics and incompressibility of sea water. Are taken into account the real atmospheric forcing, rivers inflows and water exchange through the straits. Validation of the model was carried out within the framework of the international project "My Ocean", the results of numerical experiments showed a good agreement with observations. The computing complex contains a block for calculating the components of kinetic and potential energy [2] in addition to the hydrodynamic block. This enables to investigate the physical mechanisms of variability of the Black Sea hydrophysical fields. A block of the passive impurity transport is included in the complex for study the ecological state of the sea waters. Estimations of the content of radioactive isotopes, the oil pollutions and other contaminations were obtained by the results of simulations of the different impurity transport [3]. Thus, the existing complex allows to execute a fundamental researches and also to solve applied tasks of environmental management in the region.

In this paper the results of a numerical experiment on the calculation of the Black Sea circulation in 2016 are presented. SKIRON reanalysis data are used as atmospheric forcing. The fields of sea level, velocities currents, temperature and salinity are obtained for every day of the year. The comparison of the model temperature and salinity with the contact measurement data is shown the qualitative and quantitative correspondence to in-situ data. The seasonal variability of the General Black Sea Current is reproduced in the velocity field. Are reconstructed the synoptic eddies well known from observations (the Sevastopol and Batumi anticyclones) and large eddies of the different vorticity signs in the central sea part. Intensive mesoscale variability are observed near the Crimean and Turkish coasts during the year.

The calculation of the concentration fields of radioactive beryllium-7 is also carried out in this numerical experiment. Are studied the spatial-temporal and seasonal variability of the isotope in 2016. Higher concentrations were characterized for the abyssal part of the sea, the maximum concentration values were observed in the eastern part of the sea in summer. Such distribution of the isotope was caused by natural factors (atmospheric deposition). A comparison with data from 87 and 89 cruises of the research vessel "Professor Vodyanitskii" showed that the model adequately reproduces the variability of the beryllium-7 surface concentration, but the greatest deviations from measurements are observed for stations located near coast.

*Work was carried out in the framework of the state assignment No. 0827-2018-0003.*

### References:

1. Demyshev S.G. (2012) *A numerical model of online forecasting Black Sea currents. Izv. Atmos. Ocean. Phys.* 48(1):120-132.
2. Demyshev SG (2004) *Energy of the Black Sea climatic circulation. 1. Discrete equations of the time rate of change of kinetic and potential energy. Meteorologiya i Gidrologiya.* 9:65-80.
3. Kremenchitskii D.A., Dymova O.A., Batrakov G.F., Kononov S.K. (2018) *Numerical simulation of the intra-annual evolution of beryllium-7 (<sup>7</sup>Be) in the surface layer of the Black Sea. Environmental Science and Pollution Research.* PP.1-8 (in press).

## Вычислительный комплекс для моделирования состояния Черного моря

Дымова О.А., Демышев С.Г.

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия  
E-mail: olgadym@yahoo.com

Активная хозяйственная деятельность в прибрежных и глубоководных районах Черного моря требует проведения природоохранных мероприятий с целью сохранения ресурсного и рекреационного потенциала региона. В связи с этим одной из актуальных задач является диагноз и прогноз термогидродинамических характеристик вод (скорости течений, температуры, солености и т.д.). Такие данные необходимы для определения возможных сценариев распространения загрязняющих веществ, поступивших/поступающих в воды моря в результате природного или антропогенного

воздействия. Численное моделирование является удобным методом, позволяющим решить эту задачу. Целью работы является создание вычислительного комплекса для мониторинга гидродинамического и экологического состояния Черного моря.

В Морском гидрофизическом институте РАН (МГИ) разработана вихререзающая модель циркуляции Черного моря [1]. Модель основана на полных уравнениях термогидродинамики океана, которые записаны в приближении Буссинеска, гидростатики и несжимаемости морской воды. Уровень моря рассчитывается в предположении выполнения линейризованного кинематического условия. Плотность нелинейно зависит от температуры и солёности. Вертикальный турбулентный обмен параметризован с помощью модели турбулентного замыкания Меллора-Ямады уровня 2.5 [2]. В зависимости от задач имеется несколько версий модели с различным горизонтальным разрешением. Для представленной работы использовалось разрешение 1.6 км, по вертикали рассмотрены 27 z-горизонтов. Бароклинный радиус деформации в прибрежных зонах Черного моря изменяется от 7 до 20 км в зависимости от глубины шельфа. Таким образом, выбранное пространственное разрешение модели МГИ меньше радиуса деформации что позволяет нам исследовать синоптические и мезомасштабные особенности циркуляции. В качестве граничных условий на поверхности задаются касательные напряжения трения ветра, потоки тепла, осадки и испарение. В модели учтены впадения основных черноморских рек и водообмен через Босфорский и Керченский проливы. Полное описание модели, используемые приближения и численные аппроксимации дифференциальных уравнений представлены в [1]. Версия модели с разрешением 5 км была внедрена в систему Европейского центра морских прогнозов в рамках международного проекта «MyOcean». Модель валидировалась по данным буев-профиломеров ARGO и базы океанографических данных МГИ. Результаты проекта показали высокое качество и точность получаемых гидродинамических полей и хорошее их соответствие данным наблюдений [3].

Для изучения механизмов формирования и эволюции особенностей циркуляции эффективным способом является расчет и анализ уравнений изменения кинетической и потенциальной энергии, где слагаемые уравнений отражают работу основных сил. Поэтому для обеспечения комплексного подхода к исследованию закономерностей черноморской динамики наша модель была дополнена блоком расчета компонентов бюджета кинетической и потенциальной энергии. Вывод уравнений скорости изменения энергии, особенности их конечно-разностной аппроксимации подробно представлены в работе [4]. Анализ внутригодовой и сезонной изменчивости энергетических характеристик, их влияние на мезомасштабные процессы в прибрежных зонах Черного моря представлены в [5] на примере 2006 г.

Прикладной аспект работы вычислительного комплекса обеспечивается блоком расчета распространения пассивной примеси. Под пассивной примесью мы подразумеваем вещества, не меняющие свойств морской среды. Используется стандартное уравнение переноса вещества, включающее адвективный и турбулентный перенос:

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \frac{\partial(UC)}{\partial x} + \frac{\partial(VC)}{\partial y} + \frac{\partial(WC)}{\partial z} = A_H \nabla^2 C + \frac{\partial}{\partial z} A_V \frac{\partial C}{\partial z} + F^\pm(C),$$

где  $C$  – концентрация примеси;  $U, V, W$  – компоненты скорости течения;  $A_H, A_V$  – коэффициенты горизонтальной и вертикальной турбулентной диффузии соответственно;  $F^\pm$  – функция, описывающая источники/стоки примеси. При поступлении вещества из атмосферы в качестве граничного условия на свободной поверхности ( $z=0$ ) задается поток с сухими и/или влажными атмосферными выпадениями:

$$A_V \frac{\partial C}{\partial z} = P(x, y, z, t),$$

где  $P(x, y, z, t)$  – поток вещества на поверхность. На дне и на твердых границах ставятся условия отсутствия потока вещества. На жидких участках границы имеется возможность задания поступления примеси через устья рек и проливы. В зависимости от типа моделируемой примеси учитывается осаждение вещества на взвеси, поступление от точечного или распределенного источника, процессы окисления или распада. Нами были выполнены оценки мгновенного поступления нефтяных углеводородов (аварийный выброс), изменения запаса радиоактивного цезия в Черном море после Чернобыльской катастрофы, пространственно-временной изменчивости содержания радиоактивных изотопов естественного происхождения [6].

На рис. 1 представлена блок-схема комплекса, его работа осуществляется следующим образом. На предварительном этапе специалистом подготавливаются начальные и краевые условия. Поля атмосферного форсинга и трехмерные ги-

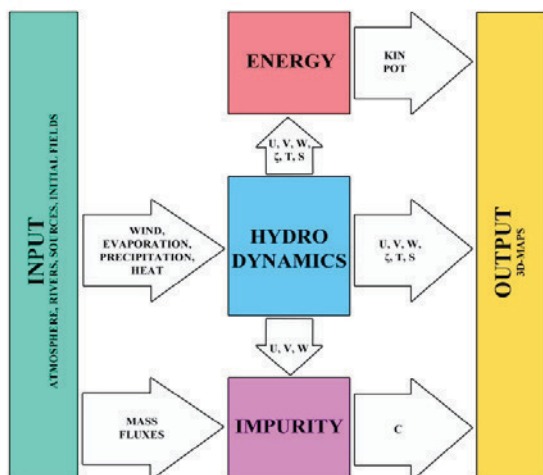


Рис. 1. Блок-схема вычислительного комплекса.



гидродинамические поля линейно интерполируются в узлы сетки модели. В случае отсутствия стартовой гидродинамической точки проводится гидродинамическое согласование климатических данных и используемой атмосферы. Выбираются параметры расчета примеси: ее начальное распределение, характеристики источников и стоков.

После запуска работа комплекса осуществляется автоматически: вначале рассчитываются поля уровня моря, температуры, солёности и скоростей течений. Эти данные передаются в блоки расчета энергии и переноса примеси. При этом расчет переноса примеси происходит на каждом модельном шаге по времени, т.е. вычислительные ошибки при интерполяции скорости в данном случае исключены. Расчет энергетических характеристик проводится каждые сутки модельного времени. В результате получаем массивы исследуемых характеристик для последующей их визуализации.

Рассмотрим результаты работы комплекса на примере моделирования состояния Черного моря в 2016 г. Численный эксперимент выполнен с использованием атмосферного форсинга по данным реанализа SKIRON с разрешением  $0,1^\circ$  [7]. При расчете горизонтальных турбулентных слагаемых в уравнениях движения и уравнениях переноса тепла, соли и примеси применялись бигармонические операторы с коэффициентами  $\nu_H = 10^{16} \text{ см}^4 \text{ с}^{-1}$  и  $A_H = 5 \cdot 10^{16} \text{ см}^4 \text{ с}^{-1}$ . Получены поля уровня моря, скоростей течений, температуры и солёности, а также поля концентрации радиоактивного бериллия-7 ( $^7\text{Be}$ ). В блоке расчета примеси учитывалось поступление  $^7\text{Be}$  с осадками и его осаждение на взвеси.

Модельные поля гидрофизических характеристик были сопоставлены с доступными данными прямых измерений. В качестве примера на рис. 2 представлены температурные разрезы вдоль  $35,2^\circ$  в.д. на 13.07.2016, полученные по данным 87 рейса научно-исследовательского судна «Профессор Водяницкий» (рис. 2а) и по данным моделирования (рис. 2б). Видно, что модель воспроизводит распределение температуры в приповерхностном слое. Наблюдаются отличия в толщине и глубине залегания термоклина, что связано со способом усвоения коротковолновой солнечной радиации в модели. Глубина залегания нижней границы верхнего стратифицированного слоя совпадает. Модель отражает также волновую динамику. В целом сравнительный анализ показал качественное и количественное соответствие натурным данным.

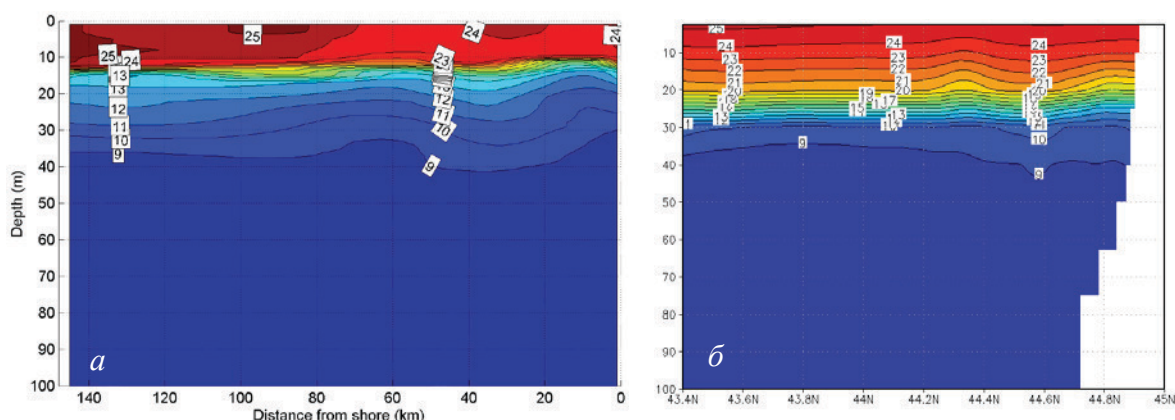


Рис. 2. Температурные разрезы вдоль  $35,2^\circ$  в.д. на 13.07.2016 ( $^\circ\text{C}$ ): по данным измерений (а) и по результатам моделирования (б).

В поле скорости воспроизведены сезонная изменчивость Основного черноморского течения и известные из наблюдений синоптические вихри – Севастопольский и Батумский антициклоны, а также крупные вихри различного знака в центральной части (рис. 3а). В течении года около Крымского и Турецкого побережий наблюдалась интенсивная мезомасштабная изменчивость (рис. 3б).

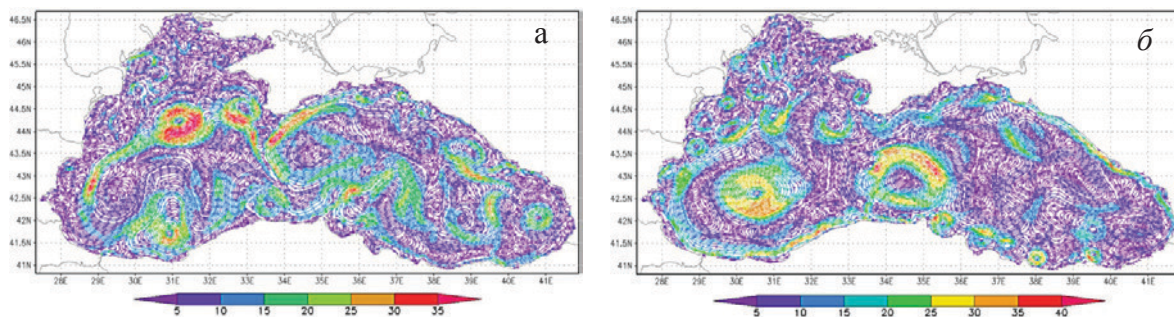
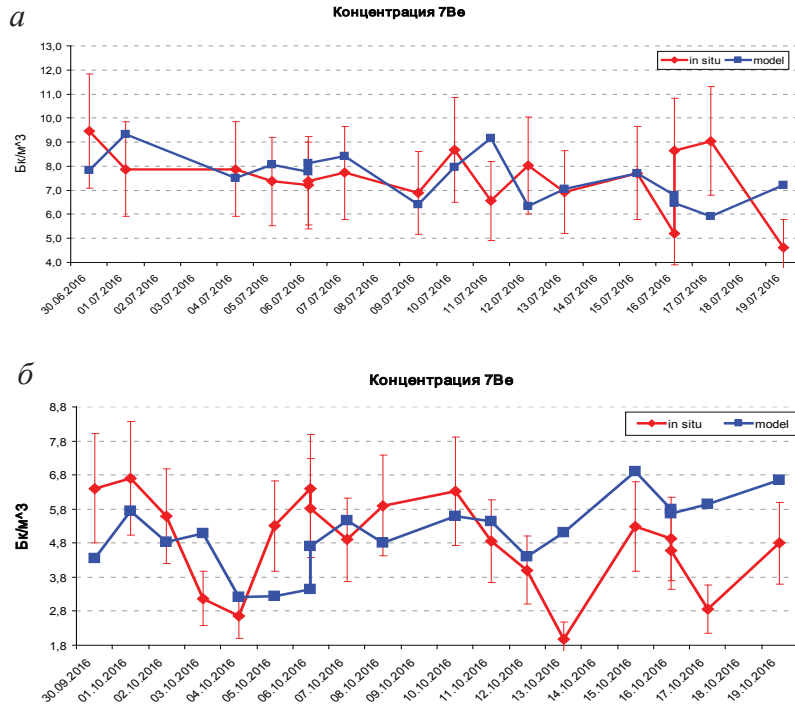


Рис. 3. Поля скорости течений (см/с) по результатам моделирования: на 29.04.2016 (а) и 15.07.2016 (б).

Реконструирована пространственно-временная и сезонная изменчивость бериллия-7 в 2016 г. Анализ показал, что повышенные величины концентрации были характерны для глубоководной части моря,



максимальные значения отмечались в летний период в восточном секторе, что было обусловлено факторами естественного происхождения (атмосферные выпадения). На рис. 4 представлено сопоставление с данными 87 (рис. 4а) и 89 (рис. 4б) рейсов судна «Профессор Водяницкий». Для кривых, описывающих натурные данные, указаны 25% погрешности измерений. Видно, что модель адекватно воспроизводит распределение поверхностной концентрации  ${}^7\text{Be}$ , однако для станций, расположенных в прибрежных районах, наблюдаются наибольшие отклонения.



**Рис. 4.** Концентрация  ${}^7\text{Be}$  ( $\text{Bq}/\text{m}^3$ ) по результатам моделирования и по данным натурных наблюдений: для июля (а) и октября (б) 2016 г

Таким образом, построенный вычислительный комплекс позволяет проводить как фундаментальные исследования, так и решать прикладные задачи рационального природопользования региона.

Работа выполнена в рамках госзадания (тема № 0827-2018-0003).

#### Литература:

1. Demyshev SG (2012) A numerical model of online forecasting Black Sea currents. *Izv. Atmos. Ocean. Phys.* 48(1):120-132.
2. Mellor GL, Yamada T (1982) Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Rev. Geophys.* 20(4):851-875.
3. Demyshev S, Knysh V, Korotaev G, Kubryakov A, Mizyuk A (2010) The MyOcean Black Sea from a scientific point of view. *Mercator Ocean Quarterly Newsletter* 39:16-24.
4. Demyshev SG (2004) Energy of the Black Sea climatic circulation. 1. Discrete equations of the time rate of change of kinetic and potential energy. *Meteorologiya i Gidrologiya.* 9:65-80.
5. Demyshev SG, Dymova OA (2017) Calculation and Analysis of Water Circulation Energetics in the Black Sea Coastal Regions. *Physical Oceanography.* 3:45-57.
6. Kremenchutskii DA, Dymova OA, Batrakov GF, Kononov SK (2018) Numerical simulation of the intra-annual evolution of beryllium-7 ( ${}^7\text{Be}$ ) in the surface layer of the Black Sea. *Environmental Science and Pollution Research.* pp.1-8 (in press).
7. Kallos G, Nickovic S, Papadopoulos A et al. (1997) The regional weather forecasting system SKIRON: an overview. *Proceedings of the International Symposium on Regional Weather Prediction on Parallel Computer Environments, (15–17 October 1997, Athens, Greece).* pp. 109-122

# Methodological support and software for the analysis of vegetative indices dynamics

Sodnomov B.V., Ayurzhanayev A.A., Garmayev E.Z., Tsydyapov B.Z.

Baikal Institute of Nature Management SB RAS, Ulan-Ude, Russia  
E-mail: sodnomov@binm.ru

The analysis of long-term series of remote sensing data is one of the methods for assessing the state of the earth's surfaces, including the vegetation cover, and predicting its change. Increasing the requirements for the analysis of time series and increase of computer technology productivity lead to the need to create new and modify existing algorithms to detect patterns in the changes and to implement them in software packages for end user.

The software package developed by the authors is designed for processing and analyzing high temporal resolution satellite data of the MODIS spectroradiometer. It is noted that one of the key advantages of the MODIS spectroradiometer is the possibility of forming and using continuous time series of satellite data [1].

The developed software has a data preprocessing block that allows excluding the use of additional software. Processing block toolkit allows to perform time series analysis and to involve third-party data to obtain correlation dependencies.

The software package is written in Octave language – a high-level language compatible with MATLAB. The source code for Octave is freely redistributable under the terms of the GNU General Public License.

MODIS data is stored in HDF format. The HDF file contains several layers with different information: NDVI, albedo, quality indicators, etc. MODIS users need to perform several steps to preprocess the original HDF files to extract specific data for their analysis. Recently, several solutions have been developed to automate one or more of the preprocessing steps: NASA REVERB, MRT, MODIS R, MODISsp, etc. [2]. Possessing a number of advantages, these products do not allow for the subsequent analysis of time series. One of the most used softwares of analyzing the time series of the vegetation indexes MODIS is the TIMESAT program [3]. TIMESAT has developed tools for removing peaks, smoothing data, and using information about types of landscapes. The disadvantages of TIMESAT are the need to convert data into a binary format using third-party software, the lack of the possibility of polynomial approximation of the trend component of the time series and analysis of the contribution of different phases of the growing season to the overall trend.

The developed software package is based on the version of the algorithm presented in [4]. The software has a friendly user interface and includes modules that provide the following tasks:

1. Reading the files of the original MODIS HDF format, including the selection of the layer and the data fragment.
2. Creating tiles. This module will allow user to split the data cube into parts. Subsequently, the user for processing can read only the required tile, which will speed up the processing.
3. Checking the data for errors and missing values, as well as their replacement.
4. Determination of vegetation period parameters.
5. Filter and smooth data. The Savitsky-Golley filter is used to remove the random component of the trend [5]. A moving average filter is used whose window width is 1 cycle (year) to remove the seasonal component
6. Determination of the linear trend, its statistical significance.
7. Calculation of the mean, minimum and maximum values, coefficient of variation and other characteristics of the time series.
8. Determination of the correlation coefficient.
9. Saving data. The user can save the processing results (including part of them) in txt and tiff format.

Using the developed software the NDVI linear trends were estimated for basin of the Uda river. This territory is one of the most economically developed lands of Transbaikalia. Negative trends NDVI were detected in the steppe regions that are located in the intermountain hollows. Zones with a positive trend in the vegetative index NDVI refer to forest vegetation not affected by forest fires or cutting.

The software has been created to analyze the dynamics of vegetation indices. The software package has a wide functionality and allows analyzing data without using third-party software. In the future, it is planned to modify the software package to enhance user convenience, as well as to expand the functionality of the developed algorithm in terms of determining the phenological parameters of vegetation, spatial correlation analysis taking into account landscape typification, relief features, etc.

*The reported study was funded by Russian Foundation for Basic Research according to the research project No. 17-05-01059.*

# Методическое и программное обеспечение для анализа динамики вегетационных индексов

Содномов Б.В., Аюржанаев А.А., Гармаев Е.Ж., Цыдыпов Б.З.

Байкальский институт природопользования СО РАН, Улан-Удэ, Россия  
E-mail: sodnomov@binm.ru

Одним из методов оценки состояния земной поверхности, в том числе растительного покрова, а также прогнозирования ее изменения является анализ долговременных рядов данных ДЗЗ. Повышение требований к анализу временных рядов с одновременным ростом производительности вычислительной техники приводят к необходимости создания новых и модификации существующих алгоритмов выявления закономерностей в происходящих изменениях и их реализации в программных комплексах, доступных конечному пользователю.

Разработанный авторами программный комплекс предназначен для обработки и анализа спутниковых данных высокого временного разрешения спектрорадиометра MODIS. Использование данных MODIS является оптимальным для задач непрерывного мониторинга растительного покрова в региональном масштабе. Отмечается, что к числу ключевых преимуществ спектрорадиометра MODIS относится возможность формирования и использования непрерывных временных рядов спутниковых данных [1].

Данные MODIS хранятся в формате HDF. Файл формата HDF содержит несколько слоев с различной информацией: NDVI, альbedo, индикаторы качества и т.п. Пользователям MODIS требуется выполнить несколько шагов предварительной обработки исходных HDF файлов, чтобы извлечь специфические данные, полезные для их анализа временных рядов. Типичные этапы предварительной обработки:

1. Загрузка продуктов из веб-архивов для конкретных дат и сцен;
2. Создание мозаик, изменение размеров и перепроецирование изображений;
3. Извлечение данных анализируемых слоев;
4. Извлечение данных дополнительных слоев;
5. Преобразование данных в более простой в использовании формат.

В последнее время было разработано несколько решений для автоматизации одного или нескольких вышеупомянутых этапов: NASA REVERB, MRT, MODIS R, MODISstp и т.д. [2]. Обладая рядом преимуществ, данные продукты не позволяют проводить последующий анализ временных рядов. Одним из наиболее используемых средств анализа временных рядов вегетационных индексов MODIS является программа TIMESAT [3]. Данная программа позволяет аппроксимировать временные ряды с использованием асимметричной гауссовой функции, двойной логистической функции, фильтра Савицкого-Голея с целью определения фенологических параметров. TIMESAT обладает развитым инструментарием для удаления пиков, сглаживания данных, использования информации о типах ландшафтов. Недостатками TIMESAT являются необходимость конвертации данных в бинарный формат с использованием стороннего программного обеспечения, отсутствие возможности полиномиальной аппроксимации трендовой компоненты временного ряда и анализа вклада различных фаз вегетационного периода в общий тренд.

Разработанный программный комплекс обработки временных рядов имеет блок предобработки данных, что позволяет исключить использование дополнительного программного обеспечения. Инструментарий блока обработки позволяет не только проводить анализ временных рядов, но и привлекать сторонние данные для получения корреляционных зависимостей.

Программный комплекс написан на языке Octave – совместимый с MATLAB язык высокого уровня, предназначенный для численных расчетов. Исходный код для Octave является свободно распространяемым в соответствии с условиями GNU General Public License.

В основе разработанного программного комплекса лежит версия алгоритма, представленного в [4]. Комплекс обладает дружественным пользовательским интерфейсом (рис. 1) и включает модули, обеспечивающих выполнение следующих задач:

1. Чтение файлов оригинального MODIS HDF формата, включая выбор слоя и фрагмента данных. Данные записываются в куб, две оси которого являются пространственными, третья – временной.
2. Создание тайлов. Данный модуль позволяет разделить куб данных на части. Впоследствии, пользователь для обработки может считывать не весь массив данных, а только необходимый тайл, что значительно ускорит процесс обработки. Размер тайлов (и соответственно их количество) определяет пользователь.
3. Проверку данных на ошибочные и отсутствующие значения, а также их замену. Отсутствующее значение заменяется на среднее соседних по времени значений, либо на среднее значение для данного отсчета в году.
4. Определение параметров вегетационного периода: начало, конец, длительность. Анализ данных только вегетационного периода позволит исключить влияние на тренд значений вегетационного индекса открытой почвы и снега.

5. Фильтрацию и сглаживание данных. Для удаления случайной составляющей тренда используется фильтр Савицкого-Голлея, который часто применяется для снижения уровня шумов [5]. Для удаления сезонной составляющей используется фильтр скользящего среднего, ширина окна которого равна 1 циклу (году).
6. Определение линейного тренда, его статистическую значимость. Полученные сглаженные данные используются для построения линейной регрессионной модели и определения углового коэффициента (тренда). Статистическая значимость тренда определяется с использованием критерия Фишера. Значимым принимается тренд с 95 % уровнем ( $p < 0,05$ ). Пользователь имеет возможность менять уровень значимости.
7. Расчет среднего, минимального и максимального значений, коэффициента вариации и других характеристик временного ряда.
8. Определение коэффициента корреляции. Реализована возможность расчета коэффициента корреляции Спирмана как с временным рядом из обрабатываемых данных, так и с пользовательскими данными. Например, в качестве пользовательских данных могут выступать временные ряды метеопараметров, древесно-кольцевые индексы, индексы осцилляций. Для корректного расчета коэффициента корреляции ряды пользовательских данных приводятся к той же размерности, что и ряды спутниковых данных, в противном случае, предусмотрена возможность переформатирования последних.
9. Сохранение данных. Пользователь имеет возможность сохранить результаты обработки (в том числе их часть) в формате txt и tiff.

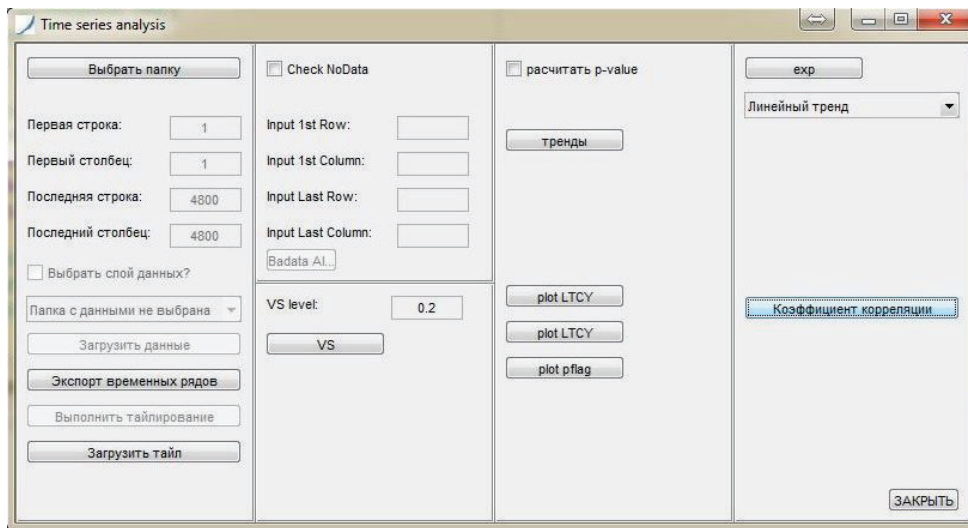


Рис. 1. Внешний вид главного окна программного комплекса.

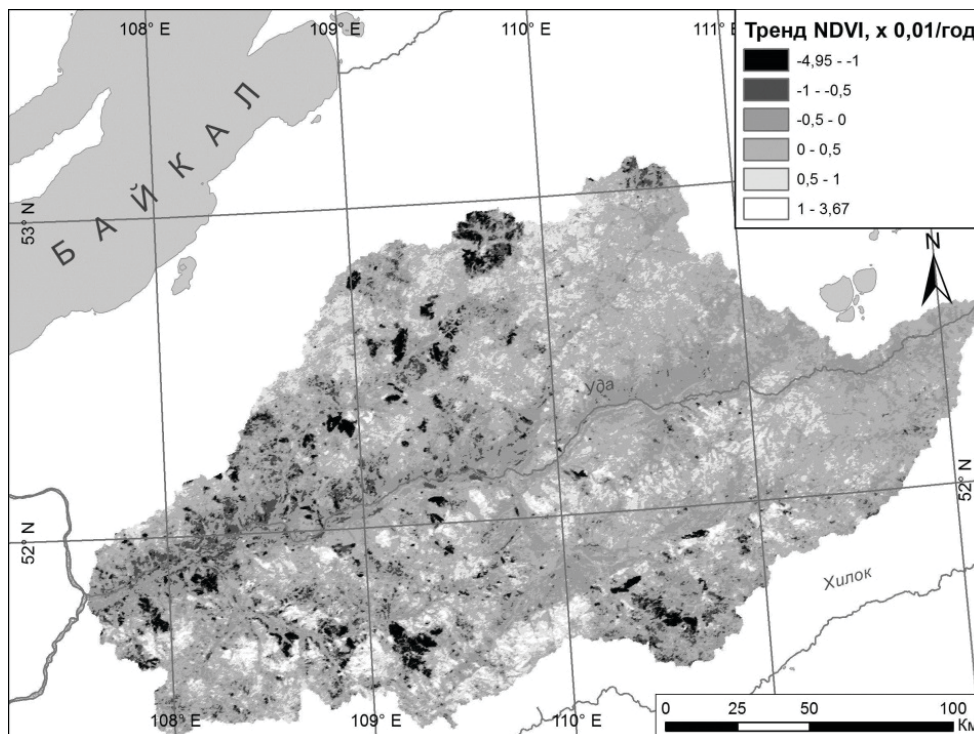


Рис. 2. Карта трендов NDVI бассейна р. Уда.



На рис. 2 представлен результат обработки временных рядов NDVI с 2000 по 2016 гг. с использованием разработанного программного комплекса для территории бассейна р. Уда. Данная территория является одной из наиболее хозяйственно освоенных земель Забайкалья. Зоны с отрицательным трендом NDVI, приурочены к степным сообществам, которые расположены в межгорных котловинах. Зоны с положительным трендом вегетационного индекса NDVI относятся к лесной растительности, не затронутой лесными пожарами или вырубками.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Создан программный комплекс оценки для анализа динамики вегетационных индексов. Программный комплекс обладает широким функционалом и позволяет анализировать данные без привлечения стороннего программного обеспечения. В дальнейшем планируется модифицировать комплекс с целью повышения удобства работы конечным пользователем, а также расширить функциональные возможности разработанного алгоритма в части определения фенологических параметров растительности, пространственного корреляционного анализа учетом ландшафтной типизации, особенностей рельефа и т.п.

*Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 17-05-01059.*

### Литература:

1. Bartalev S., Belward A., Ershov D., Isaev A. A New SPOT4-VEGETATION Derived Land Cover Map of Northern Eurasia // *International Journal of Remote Sensing*. 2003. Vol. 24. Iss. 9. pp. 1977-1982.
2. L. Busetto and L. Ranghetti, MODISr: an R package for automatic preprocessing of MODIS Land Products time series, *Computers and Geosciences*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.cageo.2016.08.020>
3. Jonsson P., Eklundh L. TIMESAT – A program for analyzing time-series of satellite sensor data, *Computers & Geosciences*, 2004, 30, 833–845.
4. Sodnomov B.V., Ayurzhanov A.A., Tsydyrov B.Z., Garmaev E.ZH. Algorithm of assessment of the MODIS NDVI long-term variations, *J. Sib. Fed. Univ. Eng. Technol.*, 2018, 11(1), 61-68. DOI: 10.17516/1999-494X-0009.
5. Fensholt R., Proud S.R. Evaluation of Earth observation based global long term vegetation trends – Comparing GIMMS and MODIS global NDVI time series *Remote Sensing of Environment*, 2011, 119, 131–147. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2011.12.015>

## Development of multi-model ensemble generation using open-source environment

<sup>1,2</sup> Fedotova E.V., <sup>1,2</sup> Klimenko V.V.

<sup>1</sup> Moscow Power Engineering Institute, Moscow, Russia

<sup>2</sup> A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics RAS, Moscow, Russia

E-mail: e.v.kasilova@gmail.com

The open source tools are being developed rapidly during the last years and nowadays provide perfect tools for scientific calculations. The statistic R language is one of the leading technologies for data science purposes in both production and research. We have made use of R tools to create a simulation environment for construction and analyses of the climate ensemble estimates using CMIP5 modelling data [1].

Some additional development work was needed to apply R tools efficiently for long-term time horizons. The result of our work is a toolset for automated construction and processing of the climate ensemble estimates. Special attention was paid to validation and discrimination methods using the observation data.

We have applied the developed code to the CMIP5 runoff data on the Russian territory using GRDC data [2] for validation runs. It has been found that the most models demonstrate quite a satisfactory performance in terms of spacial runoff structure on the long-term run. The ensemble estimates were constructed using 8 to 21 the best-performed models. Some robust features of the runoff changes in 21st century were identified using the developed approach. Particularly, some changes of the annual runoff are evident on the significant areas of Russia still in the middle of 21st century as compared to its begin. These changes generally correspond to the classic pattern “wet getting wetter, dry getting drier” [3].

**Acknowledgements.** This investigation is supported by Russian Science Foundation (project No 16-17-00114) in part of methodology development and by President Youth scientists grant MK-1494.2017.8 for E. Fedotova (Kasilova) in part of runoff estimations. The authors highly acknowledge participating modelling groups of the CMIP5 project and the World Data Center for Climate in Hamburg for granted access to the CMIP5 simulation data.

### References:

1. Taylor, K.E., R.J. Stouffer, G.A. Meehl: *An Overview of CMIP5 and the experiment design*. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 93, 485-498, doi:10.1175/BAMS-D-11-00094.1, 2012
2. *Global Runoff Data Centre: GRDC Timeseries Data / Global Runoff Data Centre*. Koblenz, Federal Institute of Hydrology (BfG), 2018.
3. *Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Ed. by Core Writing Team, R. K. Pachauri and L. A. Meyer (Intergovernmental Panel on Climate Change, Geneva, Switzerland, 2014).

## Разработка ансамблевых климатических прогнозов в программной среде с открытым кодом

<sup>1,2</sup>Федотова Е.В., <sup>1,2</sup>Клименко В.В.

<sup>1</sup>Лаборатория глобальных проблем энергетики НИУ «МЭИ», Москва, Россия

<sup>2</sup>Институт физики атмосферы РАН, Москва, Россия

E-mail: e.v.kasilova@gmail.com

Ансамблевое осреднение для метеорологии и климатологии является классическим подходом, позволяющим существенно снизить погрешность результатов моделирования. Ансамблевые прогнозные оценки, построенные на основе результатов глобальных климатических моделей, лежат в основе большинства разрабатываемых на сегодняшний день региональных климатических прогнозов. Благодаря усилиям исследовательского сообщества, к результатам глобальных климатических моделей организован централизованный доступ через несколько точек входа, доступных для зарегистрированных пользователей. При этом разработка вычислительных средств для более или менее стандартных операций над этими данными до сих пор ведется разобщенно многими группами по всему миру. Возникающее в результате дублирование парадоксальным образом происходит на фоне бурного развития современных технологий анализа данных (*data science*) и распространения парадигмы открытого программного кода.

В последние годы, наряду с развитием новых вычислительных методов, небывалый взлет переживают языки программирования высокого уровня. Среди лидирующих языков программирования выделяются три, предоставляющие специализированные средства для обработки данных и моделирования: Python, Julia и R. Все три названных лидера развиваются как инструменты с открытым кодом, что дает им существенные преимущества по сравнению с коммерческими альтернативами, в особенности для научных задач.

Для решения своих научных задач, связанных с необходимостью получения ансамблевых модельных оценок, авторы выбрали язык статистического программирования R. Язык R был разработан специально для анализа данных, в особенности при решении исследовательских задач. По замыслу создателей, базовая структура R должна обеспечивать «быстрое превращение идей в программу» без необходимости для разработчика специализироваться в программировании.

По темпам распространения и развития в последние годы язык R является одним из лидеров — в первую очередь благодаря стремительному росту его популярности среди исследователей и аналитиков данных разных специальностей. Это означает, что ключевые библиотеки языка разрабатываются и развиваются специалистами, непосредственно занятыми решением тех научных и практических задач, для которых эти библиотеки предназначены. В частности, благодаря распространению языка R среди климатологов и метеорологов, был создан целый ряд инструментов для доступа к климатическим данным, их обработки и визуализации результатов. Именно эти обстоятельства определили наши предпочтения при выборе среды разработки для решения наших задач.

Общая цель наших исследований заключается в системной оценке интегрального влияния изменений климата на работу энергетики России. Здесь мы ограничимся изложением решения единственной задачи: влиянием долговременных изменений климата на гидроэнергетику и покажем, как для ее решения нам удалось использовать возможности языка R.

Гидроэлектростанции (ГЭС) обеспечивают около 10% выработки электроэнергии в среднем России и до половины выработки в региональных энергосистемах. Тем самым гидроэнергетика с большим отрывом является на сегодняшний день ведущей отраслью возобновляемой энергетики в России. Повышение среднеглобальной температуры, которое было зафиксировано во второй половине XX века и ожидается на всем протяжении века XXI, неизбежно влечет за собой изменение глобальных гидрологических процессов [1, 2]. Статистически значимые изменения количества и распределения выпадающих

осадков уже зафиксированы по всему земному шару. Однако, оценка долговременных изменений речного стока осложнена его высокой природной изменчивостью.

Для годового стока на территории России достоверно установлено наличие многолетних фаз снижения и повышения водности, связанных в первую очередь с процессами глобальной атмосферной циркуляции [3]. Наличие этой долгопериодной компоненты в сочетании со стохастической природой формирования речного стока определяют сложность оценки связи речного стока с изменениями климата. Однако, уже сегодня изменения глобального гидрологического цикла могут означать нарушение стационарности временных рядов речного стока, вызванных изменением климата. Это обстоятельство делает крайне затруднительным использование статистических методов для долговременных прогнозных оценок и определяет значение гидродинамического моделирования для этих задач.

Для получения первоначальных прогнозных оценок мы опирались на результаты глобальных климатических моделей, участвующих в международном проекте СМIP5. Достоверность этих оценок была обеспечена процедурой валидации, цель которой состояла в выборе для ансамблевой оценки только тех климатических моделей, которые относительно реалистично воспроизводят пространственную структуру полей речного стока на территории России для исторического периода (с 1890-х гг. по начало 2000-х).

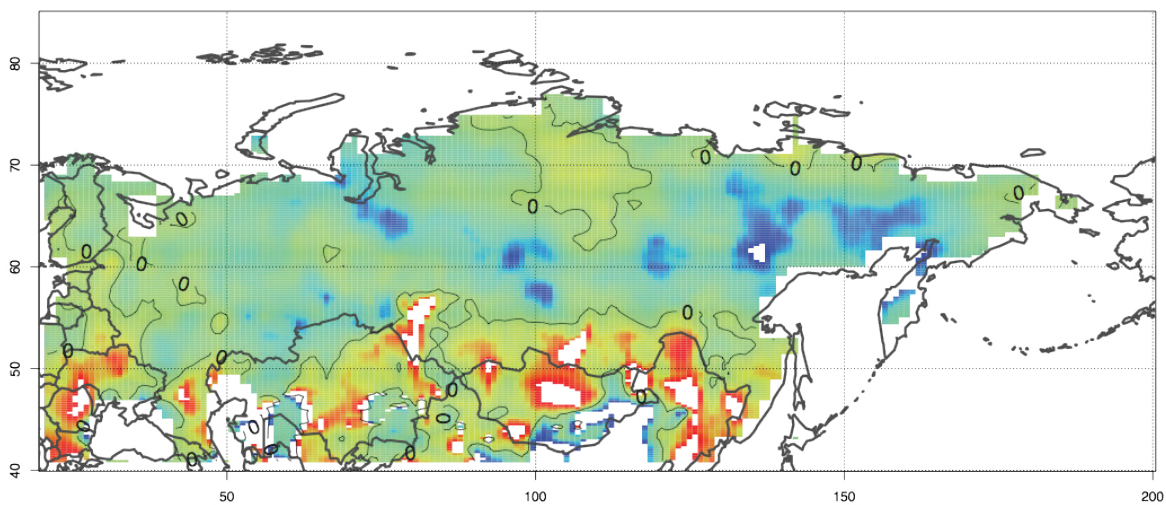
Все основные расчетные и графические функции, необходимые для эффективного решения поставленной задачи, включая ее автоматизацию, доступны в существующих библиотеках R. Единственная техническая задача, потребовавшая значительной доработки вычислительной инфраструктуры, связана с временной агрегацией модельных данных.

специализированный пакет R для обработки данных СМIP5 (**RCMIP5**) рассчитан на обработку данных, выведенных посуточно. Однако, поскольку конечной целью моделирования была оценка многолетних тенденций, соображения эффективного использования вычислительных ресурсов, заставили нас предпочесть данные, агрегированные помесечно. Для расчета среднемесячных, среднесезонных и среднегодовых значений мы разработали собственный R-код.

Наш код опирается на использование пакета **ncdf4**, предоставляющего самые широкие возможности для чтения, анализа и записи NetCDF-файлов (стандартного формата для пространственных географических и климатических данных), и состоит из модулей, выполняющих следующие функции:

1. Анализ модельных файлов NetCDF и вывод для них метаданных; проверка полноты и корректности параметров модельных расчетов для заданного типа анализа
2. Чтение данных моделирования для заданной географической области и интервала дат, определенного для анализа
3. Временная интерполяция сеточных данных моделирования в выбранной области и расчет среднемесячных, среднесезонных либо среднегодовых значений с учетом типа календаря, использованного в NetCDF файле
4. Обработка полученных региональных оценок: сопоставление с данными наблюдений, формирование ансамбля, расчет межмодельных отклонений, осреднение результатов по региону.

Разработанный программный комплекс позволил нам детально исследовать особенности воспроизведения речного стока моделями СМIP5 в историческом эксперименте (historical, 1850-2004), используя данные гидрологических постов [4] и высокого разрешения поле стока на Европейской территории России, восстановленное нейросетевыми методами по данным наблюдений [5]. В качестве критерия



**Рис. 1.** Результат ансамблевого осреднения для среднегодового речного стока в 2045–2054 гг. для сценария rcp4.5 по восьми моделям СМIP5, показавшим наилучшие результаты для воспроизведения пространственной структуры стока в историческом эксперименте для экспы (расчеты авторов по данным [6]).

качества воспроизведения был выбран коэффициент пространственной корреляции данных наблюдений и модельного расчета.

Было показано, что практически все модели искажают поле стока весьма существенно даже при многолетнем сглаживании модельных оценок. Тем не менее, качественные закономерности на макрорегиональных масштабах большинство моделей воспроизводит достаточно реалистично. Выполненное исследование дало основу для ранжирования моделей по качеству воспроизведения ими речного стока и для формирования модельных ансамблей и выполнения прогнозных оценок для XXI века.

Количественно результат ансамблевого осреднения существенно отличался для разных составов модельного ансамбля. Однако, качественно все реализации дали одинаковый результат:

1. Значимые изменения среднегодового стока к уже середине XXI произойдут на существенной части российской территории.
2. В основном это изменения в сторону увеличения, однако, на юге европейской части России и на севере Восточной Сибири модельные оценки дают значимое снижение стока.
3. Полученная пространственная картина соответствует глобальной тенденции к повышению увлажнения природных зон с большим и умеренным количеством осадков при одновременном снижении увлажнения засушливых областей.

**Благодарности.** Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 16-19-10568) в части расчетной методики и гранта Президента для молодых ученых МК-1494.2017.8 для Е.В. Федотовой (Касиловой) в части расчетов речного стока.

Авторы благодарят исследовательские группы, участвующие в международном проекте CMIP5, за предоставление результатов расчетов по моделям общей циркуляции атмосферы и Гамбургский международный центр климатических данных (World Data Center for Climate, Deutsches Klimarechenzentrum) за организацию доступа к данным.

#### **Литература:**

1. *Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Ed. by Core Writing Team, R. K. Pachauri and L. A. Meyer (Intergovernmental Panel on Climate Change, Geneva, Switzerland, 2014).
2. *Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации*. М.: Росгидромет, 2014.
3. Георгиади А.Г., Кашутина Е.А. Долговременные изменения стока крупнейших сибирских рек // *Известия РАН, серия географическая*. 2016. №5. С.70-81.
4. *Global Runoff Data Centre: GRDC Timeseries Data* // *Global Runoff Data Centre*. Koblenz, Federal Institute of Hydrology (BfG), 2018.
5. Gudmundsson, L. and Seneviratne, S. I.: *Observation-based gridded runoff estimates for Europe (E-RUN version 1.1)* // *Earth Syst. Sci. Data*. 2016. N 8. P. 279-295.
6. Knutti, R. // *IPCC Working Group I AR5 snapshot: The rcp45 experiment*. World Data Center for Climate. 2014, doi:10.1594/WDC/ETHr4



# Содержание

## СЕКЦИЯ 1 МОНИТОРИНГ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ В СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ SESSION 1 MONITORING OF CLIMATE CHANGES OVER NORTHERN EURASIA

Upper-air climate monitoring: data sources, technological aspects, some results <i>Lavrov A.S., Sterin A.M., Khohlova A.V.</i> .....	3
Мониторинг климатических изменений в свободной атмосфере: источники данных, технологические аспекты, некоторые результаты <i>Лавров А.С., Стерин А.М., Хохлова А.В.</i> .....	4
Solar influence on surface temperature in the northern hemisphere <i>Tartakovsky V.A., Cheredko N.N., Maximov V.G., Volkov Y.V.</i> .....	5
Влияние Солнца на приземную температуру Северного полушария <i>Тартаковский В.А., Чередыко Н.Н., Максимов И.Г., Волков Ю.В.</i> .....	6
Application of Temperature Oscillation Envelopes in Climatic Cluster Identification .....	8
<i>Volkov Yu.V., Tartakovsky V.A., Cheredko N.N., Maximov V.G.</i> .....	8
Применение огибающей температурных колебаний для выделения климатических кластеров <i>Волков Ю.В., Тартаковский В.А., Чередыко Н.Н., Максимов В.Г.</i> .....	9
Climate change impacts on high-altitude geomorphological systems <i>Borodavko P.S., Volkova E.S., Mel`nik M.A., Litvinov A.S.</i> .....	12
Влияние климатических изменений на высокогорные геоморфологические системы <i>Бородавко П.С., Волкова Е.С., Мельник М.А., Литвинов А.С.</i> .....	12
The 1190-year-old reconstruction of atmospheric precipitation in the Muya River valley (Republic of Buryatia) on the basis of a tree-ring chronology using semi-fossil larch Gmelin wood <i>Voronin V.I., Oskolkov V.A., Buyantuev V.A., Moritz R.S., Shvetsov S.G.</i> .....	15
1190-летняя реконструкция атмосферных осадков в долине реки Муя (Респ. Бурятия) на основании древесно-кольцевой хронологии с использованием полускопаемой древесины лиственницы Гмелина <i>Воронин В.И., Осколков В.А., Буянтуев В.А., Мориц Р.С., Швецов С.Г.</i> .....	16
The subtropical jet stream features over the North Atlantic <i>Zolotov S.Yu., Ippolitov I.I., Loginov S.V.</i> .....	19
Особенности прохождения субтропического струйного течения над Северной Атлантикой <i>Золотов С.Ю., Ипполитов И.И., Логинов С.В.</i> .....	20
Interannual variations of the amplitude of narrowband signals of radio stations and radio frequencies of the VLF range registered in Yakutsk in 2009-2017 <i>Korsakov A.A., Kozlov V.I., Tarabukina L.D.</i> .....	23
Межгодовые вариации амплитуды узкополосных сигналов радиостанций и радишумов ОНЧ диапазона регистрируемых в Якутске 2009-2017 гг. <i>Корсаков А.А., Козлов В.И., Тарабукина Л.Д.</i> .....	24
Regional features of the main climate-forming factors contribution to the variability of the temperature regime over the Asian territory of Russia in the beginning of the 21st century <i>Loginov S.V., Kharyutkina E.V., Usova E.I.</i> .....	26
Региональные особенности вклада основных климатообразующих факторов в изменчивость температурного режима Азиатской территории России в начале XXI века <i>Логинов С.В., Харюткина Е.В., Усова Е.И.</i> .....	27
Influence of autumn snow cover variability on atmospheric conditions the following winter in Siberia <i>Martynova Yu.V., Kharyutkina E.V.</i> .....	29
Влияния изменчивости осеннего снежного покрова на атмосферные условия последующей зимой в Сибири <i>Мартынова Ю.В., Харюткина Е.В.</i> .....	30
Macrocirculation processes responsible for precipitation and their isotope composition in Altai <i>Malygina N.S., Eirikh A.N., Papina T.S.</i> .....	34
Макроциркуляционные процессы, определившие изменения режима и изотопного состава атмосферных осадков на Алтае <i>Малыгина Н.С., Эйрих А.Н., Папина Т.С.</i> .....	34
Atmospheric precipitation and its anomalies in West Siberia against the background of global climate change <i>Kharyutkina E.V., Martynova Yu.V., Loginov S.V.</i> .....	38
Атмосферные осадки и их аномалии в Западной Сибири на фоне глобальных климатических изменений <i>Харюткина Е.В., Мартынова Ю.В., Логинов С.В.</i> .....	38
Исследование городского острова тепла над Красноярском по данным дистанционного зондирования LANDSAT <i>Матузко А.К., Якубайлик О.Э.</i> .....	41
Study of the urban heat island over Krasnoyarsk using Landsat 8 remote sensing data <i>Matuzko A.K., Yakubailik O.E.</i> .....	42
High-precision baseline IRKM (Irkutsk) – ULAZ (Ulan-Ude) according to permanent GPS measurements <i>Dembelov M.G., Bashkuev Yu.B., Loukhnev A.V.</i> .....	45

Высокочастотная базовая линия IRKM (Иркутск) – ULAZ (Улан-Удэ) по данным постоянных GPS измерений <i>Дембелов М.Г., Баикуев Ю.Б., Лухнев А.В.</i> .....	46
Modern changes in the amount of total and lower clouds over the Siberian region territory <i>Il'in S.N., Lomakina N.Ya., Lavrinenko A.V.</i> .....	48
Современные изменения количества общей и нижней облачности над территорией Сибирского региона <i>Ильин С.Н., Ломакина Н.Я., Лавриненко А.В.</i> .....	49
Synoptic regime of Tomsk in 1993–2016 – as an indicator of climate change <i>Sklyadneva T.K., Rasskazchikova T.M., Arshinova V.</i> .....	52
Синоптический режим Томска в 1993–2016 гг. как индикатор изменения климата <i>Скляднева Т.К., Рассказчикова Т.М., Аршинова В.</i> .....	53
Energy of atmospheric processes in days of cyclogenesis in the Ob-Irtysh interfluvium <i>Тунаев Е.Л., Горбатенко В.П., Кужевская И.В., Барашкова Н.К.</i> .....	56
Энергетика атмосферных процессов в дни циклогенеза в междуречье Обь-Иртыш <i>Тунаев Е.Л., Горбатенко В.П., Кужевская И.В., Барашкова Н.К.</i> .....	57
Current observation of lightning activity in Yakutia by four lightning detectors of different radius <i>Tarabukina L.D., Innokentiev D.E., Kozlov V.I.</i> .....	60
Современные наблюдения грозовой активности в Якутии четырьмя детекторами разной дальности <i>Тарабукина Л.Д., Иннокентьев Д.Е., Козлов В.И.</i> .....	60
Non-stationarity of relationship between Siberian autumn snow cover and Arctic Oscillation in the following winter <i>Khudyakova T.A., Martynova Yu.V.</i> .....	63
Нестационарность связи между вариацией площади осеннего снежного покрова в Сибири и Арктическим колебанием последующей зимой <i>Худякова Т.А., Мартынова Ю.В.</i> .....	64
Annual dynamics of hydrothermal conditions of natural and anthropogenically transformed soils <i>Kiselev M.V., Voropay N.N., Cherkashina A.A.</i> .....	67
Внутригодовая динамика гидротермических условий естественных и антропогенно трансформированных почв <i>Киселев М.В., Воронай Н.Н., Черкашина А.А.</i> .....	68
Variation of Siberian vegetation cover in the XXI in JSBACH model output <i>Martynova Yu.V., Krupchatnikov V.N.</i> .....	70
Вариация растительного покрова Сибири в XXI веке по данным модели JSBACH <i>Мартынова Ю.В., Крупчатников В.Н.</i> .....	71
Spatial and temporal variability of sunshine duration in the forest zone of Western Siberia <i>Mishenina Yu.A., Sevastyanov V.V.</i> .....	73
Пространственно-временная изменчивость продолжительности солнечного сияния в лесной зоне Западной Сибири <i>Мишенина Ю.А., Севастьянов В.В.</i> .....	74
The effect of cloudiness on the variation of the components of the radiation balance in the short-wave part of the spectrum at the weather station Tunka <i>Parezheva T.V., Voropay N.N.</i> .....	77
Влияние облачности на изменение составляющих радиационного баланса в коротковолновой части спектра на метеостанции Тунка <i>Парежева Т.В., Воронай Н.Н.</i> .....	77

**СЕКЦИЯ 2 КЛИМАТИЧЕСКОЕ И МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ**

**SESSION 2 CLIMATE AND WEATHER MODELING**

Reproduction of large-scale atmospheric circulation anomalies at time scales from month to years – current state <i>Tolstykh M.A., Volodin E.M., Fadeev R.Yu., Shashkin V.V.</i> .....	79
Воспроизведение крупномасштабных аномалий атмосферной циркуляции на месяцы и годы – современное состояние <i>Толстых М.А., Володин Е.М., Фадеев Р.Ю., Шашкин В.В.</i> .....	80
Changes of thermodynamic characteristics in the troposphere and stratosphere in 1979–2016 <i>Y.P. Perevedentsev, K.M. Shantalinsky, V.V. Guryanov, A.V. Eliseev</i> .....	83
Изменения термодинамических характеристик в тропосфере и стратосфере в период 1979–2016 гг. <i>Переведенцев Ю.П., Шанталинский К.М., Гурьянов В.В., Елисеев А.В.</i> .....	84
Эмпирико-статистическая модель климатических изменений в Приволжском федеральном округе <i>Переведенцев Ю.П., Шанталинский К.М., Николаев А.А., Аухадеев Т.Р.</i> .....	88
Empirical-statistical model of climatic changes in the Volga Federal District <i>Perevedentsev Y.P., Shantalinskiy K.M., Nikolaev A.A., Aukhadееv T.R.</i> .....	88
Operative Scheme of the Short-Range Complex Weather Forecasting and Its Applications <i>Gordin V.A., Bagrov A.N., Bykov Ph.L.</i> .....	92
Оперативная схема краткосрочного комплексного прогноза погоды и ее приложения <i>Гордин В.А., Багров А.Н., Быков Ф.Л.</i> .....	93
Estimation of the possible climate change impact on the methane hydrate state in the Arctic Ocean <i>Malakhova V.V., Golubeva E.N., Eliseev A.V., Platov G.A.</i> .....	94

Оценка влияния возможных изменений климата на состояние субкавальных газовых гидратов в Арктике <i>Малахова В.В., Голубева Е.Н., Елисеев А.В., Платов Г.А.</i> .....	95
Адаптация модели COSMO-CLM к вычислительным возможностям ИФА РАН для оценки воздействия энергопотребления на климат города <i>Гинзбург А.С., Докукин С.А., Максименков Л.О.</i> .....	98
Adaptation of the COSMO-CLM model to the IAP RAS computational capabilities for assessing the impact of energy consumption on the urban climate <i>A.S. Ginzburg, S.A. Dokukin, L.O. Maksimenkov</i> .....	99
Расчет скорости холодного фронта с помощью гиперболической модели атмосферы <i>Юдин М.С.</i> .....	104
Cold front speed calculation with a hyperbolic model of the atmosphere <i>Yudin M.S.</i> .....	104
Interannual variations of the heat balance of the upper mixed layer in the North Atlantic <i>Polonsky A.B., Sukhonos P.A.</i> .....	106
Межгодовые изменения бюджета тепла верхнего слоя Северной Атлантики <i>Полонский А.Б., Сухонос П.А.</i> .....	107
Construction of predictive models in the study of meteorological parameters of the atmosphere surface layer <i>Soltaganov N.A., Sherstnev V.S., Botygin I.A., Tartakovskiy V.A.</i> .....	110
Построение прогнозных моделей при исследовании метеорологических параметров приземного слоя атмосферы <i>Солтаганов Н.А., Шерстнёв В.С., Ботыгин И.А., Тартаковский В.А.</i> .....	110
Anthropogenic elements of heat and water balance of large cities (case study of Moscow) <i>Tereshin A.G., Klimenko V.V.</i> .....	114
Антропогенные элементы теплового и водного баланса больших городов (на примере Москвы) <i>Терешин А.Г., Клименко В.В.</i> .....	114
Исследования гидротермического режима в нижнем бьефе Красноярской ГЭС методами математического моделирования и дистанционного зондирования <i>Шапарев Н.Я., Шокин Ю.И., Якубайлик О.Э.</i> .....	118
Research of hydrothermal regime in the Krasnoyarsk hydroelectric power station downstream by mathematical modeling and remote sensing <i>Shaparev N.Ya., Shokin Yu.I., Yakubailik O.E.</i> .....	119
Estimating the energy characteristics of atmospheric turbulence at different altitudes from reanalysis data <i>Shikhovtsev A.Yu., Kovadlo P.G.</i> .....	122
Об определении энергетических характеристик атмосферной турбулентности на разных высотах по данным реанализа <i>Шиховцев А.Ю., Ковадло П.Г.</i> .....	123
Simulation of dynamic interphase exchange in a two-phase liquid-solid system <i>Tsvetova E.A.</i> .....	126
Моделирование межфазного динамического обмена в двухфазной системе «жидкость – твердые частицы» <i>Цветова Е.А.</i> .....	126
Development of river runoff and thermal regime parameterization for lowland rivers as part of INM RAS Earth system model <i>Korpushenkov I. A., Stepanenko V. M.</i> .....	128
Разработка параметризации речного стока и термического режима равнинных рек для модели Земной системы ИВМ РАН <i>Корпушенков И. А., Степаненко В. М.</i> .....	129
Probabilistic-statistical models of the dynamics of climatic changes for the areas of Altai Mountains (Aktru) <i>Ustinova W. N., Zuev V.V., Bondarenko S.L., Ovchinnikov D.V., Ustinova I.G.</i> .....	132
Вероятностно-статистические модели динамики климатических изменений Горного Алтая (Актру) <i>Устинова В.Н., Зуев В.В., Бондаренко С.Л., Овчинников Д.В., Устинова И.Г.</i> .....	132
Statistical models of temperature, humidity and wind in the atmospheric boundary layer over the Siberian region <i>Lomakina N.Ya.</i> .....	135
Статистические модели температуры, влажности и ветра в пограничном слое атмосферы Сибирского региона <i>Ломакина Н.Я.</i> .....	136
Distribution of air humidity over the Siberian region territory <i>Lomakina N.Ya.</i> .....	139
Распределение влажности воздуха над территорией Сибирского региона <i>Ломакина Н.Я.</i> .....	140
Modelling of the ocean eddy meridional heat transport features with high resolution <i>Ushakov K.V., Ibrayev R.A., Grankina T.B., Kaurkin M.N.</i> .....	143
Моделирование особенностей вихревого меридионального переноса тепла океана с высоким разрешением <i>Ушаков К.В., Ибраев Р.А., Гранкина Т.Б., Кауркин М.Н.</i> .....	143
Identification of coherent structures in the stratified turbulent Couette flow <i>Dernov A.W., Mortikov E.V.</i> .....	147
Идентификация когерентных структур в стратифицированном турбулентном течении Куэтта <i>Дернов А.В., Мортиков Е.В.</i> .....	148
Parameterization of high-latitude surface layer for the Earth System model <i>Marchuk E.A., Stepanenko V.M., Repina I.A.</i> .....	149

Параметризация приземного слоя высоких широт для модели Земной системы <i>Марчук Е.А., Степаненко В.М., Репина И.А.</i> .....	150
Evaluation of lake thermal regime simulation in the INM Earth system model <i>Stambrovskaia A.S., Stepanenko V.M., Repina I.A., Bogomolov V.U.</i> .....	152
Оценка воспроизведения термического режима озер блоком деятельного слоя суши модели Земной системы ИВМ РАН <i>Стамбровская А.С., Степаненко В.М., Репина И.А., Богомолов В.Ю.</i> .....	153
RANS simulation of Ekman layer <i>Kudryashov A.S., Mortikov E.V.</i> .....	156
RANS моделирование слоя Экмана <i>Кудряшов А.С., Мортиков Е.В.</i> .....	156
Precipitation prediction quality from NWP model WRF-ARW with preliminary data assimilation <i>Kostarev S.V., Vetrov A.L.</i> .....	157
Качество прогноза осадков с помощью модели WRF-ARW с предварительным усвоением данных <i>Костарев С.В., Ветров А.Л.</i> .....	158

### СЕКЦИЯ 3 БОЛОТНЫЕ ЭКОСИСТЕМЫ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ: НАБЛЮДЕНИЯ, АНАЛИЗ И МОДЕЛИРОВАНИЕ

### SESSION 3 BOG ECOSYSTEMS OF NORTHERN EURASIA: OBSERVATIONS, ANALYSIS AND MODELING

Modeling of the net ecosystem exchange, gross primary production and ecosystem respiration for peatland ecosystems of West Siberia <i>Dyukarev E.A., Lapshina E.D., Golovatskaya E.A., Filippova N.V., Zarov E.A., Filippov I.V.</i> .....	163
Моделирование суммарного экосистемного обмена, валовой первичной продукции и экосистемного дыхания болотных экосистем Западной Сибири <i>Дюкарев Е.А., Лапшина Е.Д., Головацкая Е.А., Филиппова Н.В., Заров Е.А., Филиппов И.В.</i> .....	164
The lateral distribution of the elements in the series conjugate landscapes of Bakchar bog <i>Gashkova L.P., Chudinovskaya L.A.</i> .....	167
Латеральное распределение элементов в ряду сопряжённых ландшафтов Бакчарского болота <i>Гашикова Л.П., Чудиновская Л.А.</i> .....	168
Wetlands and lakes in southern tundra of Western Siberia: landscape structure and methane emission <i>Golubyatnikov L.L., Zarov E.A.</i> .....	170
Болота и озера южной тундры Западной Сибири: ландшафтная структура и эмиссия метана <i>Голубятников Л.Л., Заров Е.А.</i> .....	171
Biogeo transformation of mire ecosystems organic substance of North Eurasia <i>Orlov A.S., Selyanina S.B., Zubov I.N., Zabelina S.A., Yarygina O.N., Tatarintseva V.G.</i> .....	174
Биогеотрансформация органического вещества болотных экосистем Северной Евразии <i>Орлов А.С., Селянина С.Б., Зубов И.Н., Забелина С.А., Ярыгина О.Н., Татаринцева В.Г.</i> .....	175
Estimation of the influence of hydrothermal conditions on the carbon isotope composition in Sphagnum mosses of bogs of Western Siberia <i>Preis Yu.I., Simonova G.V., Voropay N.N., Dyukarev E.A.</i> .....	177
Оценка влияния гидротермических условий на изотопный состав углерода в сфагновых мхах олиготрофных болот Западной Сибири <i>Преис Ю.И., Симонова Г.В., Воронай Н.Н., Дюкарев Е.А.</i> .....	178
The temperature and hydrological regime of the Western Siberia wetlands: observations and mathematical modeling <i>Bogomolov V., Dyukarev E., Stepanenko V., Volodin E.</i> .....	180
Температурный и гидрологический режим болот Западной Сибири: натурные наблюдения и математическое моделирование <i>Богомолов В.Ю., Дюкарев Е.А., Степаненко В.М., Володин Е.М.</i> .....	181
Validation of simulation of ground cover type by humidification at a local level <i>Kopysov S.G., Chernova N.A., Klimova N.V.</i> .....	183
Валидация моделирования типа напочвенного покрова по увлажнению на локальном уровне <i>Копысов С.Г., Чернова Н.А., Климова Н.В.</i> .....	184
Mapping of West Siberian wetlands using Landsat and MODIS imagery <i>Terentieva I.E., Sabrekov A.F., Filippov I.V., Glagolev M.V., Kurbatova J.A., Maksyutov S.S.</i> .....	187
Создание карты болот Западной Сибири по спутниковым снимкам Landsat и MODIS <i>Терентьева И.Е., Сабреков А.Ф., Филиппов И.В., Глаголев М.В., Курбатова Ю.А., Максюттов Ш.Ш.</i> ...	188
Combined modeling of biotic turnover and peat deposit processes for peatland landscapes of southern taiga in Western Siberia with Complex Bog Landscape Model COMBOLA <i>Zavalishin N.N.</i> .....	191
Совместное моделирование биотического круговорота и процессов в торфяной залежи для болотных ландшафтов южной тайги Западной Сибири с помощью комплексной модели болотных ландшафтов КОМБОЛА <i>Завалишин Н.Н.</i> .....	192
State estimation of the drained bog site in the basin of the Gavrilovka river <i>Maloletko A., Sinyutkina A., Gashkova L., Magur M., Kharanzhevskaya Yu.</i> .....	193



Оценка состояния осушенного участка верхового болота в бассейне реки Гавриловка <i>Малолетко А.А., Синюткина А.А., Гашикова Л.П., Магур М.Г., Харанжевская Ю.А.</i> .....	194
Modeling spatial structure of thermokarst lake fields in cryolithozone of Northern Eurasia accounting lognormal law of their size distribution <i>Polishchuk V.Y., Muratov I.N., Polishchuk Y.M.</i> .....	197
Моделирование пространственной структуры полей термокарстовых озер криолитозоны Северной Евразии с учетом логнормального закона распределения их по размерам <i>Полищук В.Ю., Муратов И.Н., Полищук Ю.М.</i> .....	198
Ecological state evaluation for Lake Glubokoe in Moscow region <i>Vilimovich E.A., Erina O., Tereshina M.A., Sokolov D.I., Korovchinsky N.M.</i> .....	201
Оценка современного гидроэкологического состояния озера Глубокое (Московская область) <i>Вилимович Е.А., Ерина О.Н., Терешина М.А., Соколов Д.И., Коровчинский Н.М.</i> .....	201
Analysis of the surface wetness changes in mires in the south of West Siberia during the Little Ice Age (550–50 cal yr BP) <i>Kurina I.V., Blyakharchuk T.A.</i> .....	205
Анализ уровня обводненности болот на юге Западной Сибири в течение Малого Ледникового периода (550–50 л.н.) <i>Курьина И.В., Бляхарчук Т.А.</i> .....	205
Temperature effect on the decomposition rate of peat-forming plants under the conditions of the model experiment <i>Nikonova L.G., Kurganova I.N., Lopes de Gerenyu V.O., Zhmurin V.A., Golovatskaya E.A.</i> .....	209
Влияние температуры на скорость разложения растений-торфообразователей в условиях модельного эксперимента <i>Никонова Л.Г., Курганова И.Н., Лопес де Гереню В.О., Жмурин В.А. Головацкая Е.А.</i> .....	209
Turbulent closures in a one-dimensional lakes model <i>Vogomolov V., Stepanenko V.</i> .....	213
Турбулентные замыкания в одномерной модели водоема <i>Богомолов В.Ю., Степаненко В.М.</i> .....	213

**СЕКЦИЯ 4 ОТКЛИК НАЗЕМНЫХ ЭКОСИСТЕМ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ  
НА КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ**

**SESSION 4 RESPONSE OF TERRESTRIAL ECOSYSTEMS OF NORTHERN EURASIA  
TO CLIMATE CHANGE**

Systems approach to understanding carbon cycling of terrestrial ecosystems <i>Shvidenko A., Schepaschenko D., Kraxner F.</i> .....	215
Quantitative Assessment of the Net Primary Product of Global Grassland and its effecting Factors Analysis Using modified CASA Model <i>Jianlong LI, Yue Yang</i> .....	219
Cyclic Variation of Gas Components (Samples) in Tree-Rings Chronologies as Representation of Climatic Cycles <i>Sapozhnikova V. A., Ageev B. G., Gruzhev A. N., Ponomarev Yu. N.</i> .....	220
Циклические вариации газовых компонентов в древесно-кольцевых хронологиях как отражение климатических циклов <i>Сапожникова В.А., Агеев Б.Г., Груздев А.Н., Пономарев Ю.Н.</i> .....	221
The model of intra-annual water flow distribution for geological tasks solving <i>Savichev O.G., Moiseeva J.A.</i> .....	223
Модель внутригодового распределения стока для решения геологических задач <i>Савичев О.Г., Моисеева Ю.А.</i> .....	226
Long-term dynamics of NDVI in the basin of Lake Baikal <i>Ayurzhanayev A.A., Sodnomov B.V., Garmaev E.Zh., Tsydyrov B. Z.</i> .....	229
Долговременная динамика NDVI в бассейне оз. Байкал <i>Аюржанаев А. А., Содномов Б.В., Гармаев Е.Ж., Цыдыпов Б.З.</i> .....	229
Dendroindication of lake Baikal level dynamics <i>Valybina A.</i> .....	232
Дендроиндикация динамики уровня озера Байкал <i>Бальбина А.С.</i> .....	232
Phytoindication of debris flows and avalanches in the Aktru river upper reaches (Central Altai Mountains) <i>Belova M.N., Nikolaeva S.A.</i> .....	236
Фитоиндикация селей и лавин в верховьях р. Актру (Центральный Алтай) <i>Белова М.Н., С.А. Николаева</i> .....	236
Methodology of dating of geomorphic events in mountains (Aktru glacier basin in the Altai Mountains as an example) <i>Nikolaeva S.A., Savchuk D.A.</i> .....	239
Методология датирования склоновых явлений в горах (на примере горно-ледникового бассейна Актру, Горный Алтай) <i>Николаева С.А., Савчук Д.А.</i> .....	240
Climate as a complex of abiotic factors affecting the survival and conservation of populations of ticks <i>Ixodes ricinus</i> L. and <i>I. versulcatus</i> Sch. (on the example of St. Petersburg and the Leningrad region) <i>Samoilova E.P., Osipova T.N., Grigoryeva L.A.</i> .....	243

Климат как комплекс абиотических факторов, влияющих на выживание и сохранение популяций клещей <i>Ixodes ricinus</i> L. и <i>I. persulcatus</i> Sch. (на примере Санкт-Петербурга и Ленинградской области) <i>Самойлова Е.П., Осипова Т.Н., Григорьева Л.А.</i> .....	245
Conceptual model of the upper forest line in the oroclimatic conditions of the Severo-Chuiskiy Range (Central Altai) <i>Timoshok E.N., Filimonova E.O., Timoshok E.E.</i> .....	248
Концептуальная модель динамики верхней границы леса в ороклиматических условиях Северо-Чуйского хребта (Центральный Алтай) <i>Тимошок Е.Н., Филимонова Е.О., Тимошок Е.Е.</i> .....	249
Influence of different amount of precipitation on soil CO <sub>2</sub> emission in the pine forests of boreal zone in Central Siberia <i>Makhnykina A.V., Polosukhina D.A., Prokushkin A.S.</i> .....	252
Влияние дифференцированного количества увлажнения на почвенную эмиссию CO <sub>2</sub> в сосновых лесах бореальной зоны Центральной Сибири <i>Махныкина А.В., Полосухина Д.А., Прокушкин А.С.</i> .....	253
Рентгенография и томография годичных колец хвойных в климатологии <i>Бондаренко С.Л., Батрагин А.В., Смирнов С.В., Стучебров С.Г.</i> .....	256
X-ray imaging and computed tomography of conifers tree rings for climatology <i>Bondarenko S.L., Batrugin A.V., Smirnov S.V., Stuchebrov S.G.</i> .....	256
Influence of global warming on the spatio-temporal trends of NDVI vegetation index in Eastern Siberia <i>Varlatova E.V., Solovyev V.S.</i> .....	260
Влияние глобального потепления на пространственно-временные тренды индекса NDVI растительности Восточной Сибири <i>Варламова Е.В., Соловьев В.С.</i> .....	260
Numerical simulation of heat transfer in forest canopy <i>Maslyayev M., Stepanenko V., Kurbatova J.</i> .....	263
Численное моделирование термического режима лесной экосистемы <i>Масляев М.А., Степаненко В.М., Курбатова Ю.А.</i> .....	263
Calculation of the thermal diffusivity coefficient of the snow cover on the snow temperature measurement <i>Makeev E.A., Dyukarev E.A., Kurakov S.A.</i> .....	266
Расчет коэффициента температуропроводности снежного покрова по данным измерений профиля температуры снега <i>Макеев Е.А. Дюкарев Е.А., Кураков С.А.</i> .....	267
Landscape and climatic studies of mountain areas of the Baikal Nature Territory <i>Bilichenko I.N., Voropaу N.N.</i> .....	270
Ландшафтно-климатические исследования горных районов Байкальской Природной территории <i>Биличенко И.Н., Воронай Н.Н.</i> .....	270
Современное состояние степных экосистем засушливой зоны Монголии <i>Жарникова М.А., Алымбаева Ж.Б., Гармаев Е.Ж.</i> .....	273
On the current state of steppe ecosystems in the arid zone of Mongolia <i>Zharnikova M.A., Alymbaeva Zh.B., Garmaev E.Zh.</i> .....	273
Microbiological diversity of surface waters of the Nakhodka Bay of the Sea of Japan under the influence of anthropogenic press <i>Golozubova Yu.S., Buzoleva L.S., Bogatyrenko E.A., Kim A.V., Neradko A.V.</i> .....	276
Микробиологическое разнообразие поверхностных вод бухты Находка Японского моря под действием антропогенного пресса <i>Голозубова Ю.С., Бузолева Л.С., Богатыренко Е.А., Ким А.В., Нерадько А.В.</i> .....	277

**СЕКЦИЯ 5 СОСТАВ АТМОСФЕРЫ, ПЕРЕНОС ЗАГРЯЗНЕНИЙ И ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА**  
**SESSION 5 AIR COMPOSITION, POLLUTION TRANSPORT AND CLIMATE CHANGE**

Variational methods for providing targeted monitoring of atmospheric quality by specified cost criteria <i>Penenko V.V.</i> .....	279
Вариационные методы обеспечения направленного мониторинга качества атмосферы по заданным целевым критериям <i>Пененко В.В.</i> .....	280
Algorithms for the inverse modeling of transport and transformation of atmospheric pollutants <i>Penenko A.V.</i> .....	283
Алгоритмы обратного моделирования переноса и трансформации примесей в атмосфере <i>Пененко А.В.</i> .....	283
Application of the ensemble Kalman filter in the environmental data assimilation <i>Klimova E.G.</i> .....	286
Применение ансамблевого фильтра Калмана в задаче усвоения данных об окружающей среде <i>Климова Е.Г.</i> .....	287
Air pollution modeling in urban environment based on a priori and reconstructed data <i>Gochakov A.V., Penenko A.V., Antokhin P.N., Kolker A.B.</i> .....	290
Моделирование распространения примесей в городских условиях с учетом априорной и восстановленной информации <i>Гочаков А.В., Пененко А.В., Антохин П.Н., Колкер А.Б.</i> .....	291

Динамика и особенности накопления ртути хвойными Томской области <i>Ляпина Е.Е.</i> .....	294
Dynamics and features of accumulation of mercury of coniferous of Tomsk region <i>Lyapina E.E.</i> .....	295
Результаты экспериментальных исследований микродисперсной фракции аэрозоля в городской атмосфере Улан-Удэ <i>Сунграпова И.П., Заяханов А.С., Жамсуева Г.С., Цыдыпов В.В.</i> .....	298
The results of experimental investigation of ultrafine aerosols in the urban atmosphere Ulan-Ude <i>Sungrapova I.P., Zayakhanov A.S., Zhamsueva G.S., Tsydyrov V.V.</i> .....	298
Statistical forecasting method for atmospheric air pollution in megapolises: Moscow case study <i>Zavalishin N.N., Ginzburg A.S., Alexandrov G.G.</i> .....	302
Методика статистического прогноза загрязнения атмосферного воздуха в мегаполисах на примере г. Москвы <i>Завалишин Н.Н., Гинзбург А.С., Александров Г.Г.</i> .....	303
Changes in the concentration of atmospheric trace gases during the passage of atmospheric fronts <i>Belan B.D., Rasskazchikova T.M., Sklyadneva T.K.</i> .....	306
Изменение концентрации малых газовых составляющих атмосферы при прохождении фронтальных разделов <i>Белан Б.Д., Рассказчикова Т.М., Скляднева Т.К.</i> .....	307
Seasonal variability of vertical flux of greenhouse gases in Western Siberia <i>Antokhin P.N., Antokhina O.Yu., Antonovich V.V., Belan B.D.</i> .....	310
Сезонная изменчивость вертикальных потоков парниковых газов в Западной Сибири <i>Антохин П.Н., Антохина О.Ю., Антонович В.В., Белан Б.Д.</i> .....	310
Comprehensive study of regional transport of pollutants in the atmosphere and snow deposits in winter 2016-2017 in the Tomsk region <i>Belan B.D., Buchel'nikov V.S., Simonenkov D.V., Talovskaya A.V., Tentyukov M.P., Yazikov E.G.</i> .....	313
Комплексное исследование регионального переноса загрязняющих веществ в атмосфере и в снеговых осадках зимой 2016-2017 гг. в Томском регионе <i>Белан Б.Д., Бучельников В.С., Симоненков Д.В., Таловская А.В., Тентюков М.П., Язиков Е.Г.</i> .....	314
Numerical study of the direct variational algorithm of data assimilation and study of the dependence on the smoothing parameter in urban conditions <i>Penenko A., Mukatova Zh.</i> .....	317
Численное исследование прямого вариационного алгоритма усвоения данных и изучение зависимости от параметра сглаживания в городских условиях <i>Пененко А.В., Мукатова Ж.С.</i> .....	318
Detection of burnt areas in Yakutia and the analysis of forest fires events using long-term (1985-2015) satellite observations <i>Tomshin O.A., Solovyev V.S.</i> .....	320
Детектирование лесных пожаров на территории Якутии и анализ лесопожарных событий по данным многолетних (1985-2015) спутниковых наблюдений <i>Томшин О.А., Соловьев В.С.</i> .....	321

**СЕКЦИЯ 6 ЭКСТРЕМАЛЬНЫЕ КЛИМАТИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ, РЕГИОНАЛЬНЫЕ РИСКИ И СОЦИО-ЭКОНОМИЧЕСКИЕ ПОСЛЕДСТВИЯ**  
**SESSION 6 EXTREME CLIMATIC EVENTS, REGIONAL RISKS AND SOCIO-ECONOMIC IMPACTSS**

Prediction of morbidity in the population of urban territories in changing environment condition <i>Efimova N.V., Zarodnyuk T.S., Gornov A.Yu., Anikin A.S.</i> .....	325
Прогноз заболеваемости населения городских территорий в изменяющихся условиях среды обитания <i>Ефимова Н.В., Зароднюк Т.С., Горнов А.Ю., Аникин А.С.</i> .....	326
Urban climate and urban thermal comfort modeling approaches <i>Konstantinov P.I., Varentsov M.I.</i> .....	329
Современные подходы к исследованию погоды, климата и условий термического комфорта для населения внутри городских агломераций. Первые результаты <i>Константинов П.И., Варенцов М.И.</i> .....	330
Estimation of the probability of extreme intra-monthly anomalies of atmospheric values <i>Loginov S.V., Eliseev A.V., Loginov A.S.</i> .....	332
Оценка вероятности экстремальных внутримесячных аномалий атмосферных величин <i>Логинов С.В., Елисеев А.В., Логинов А.С.</i> .....	333
Precipitations of the Selenga River basin during blocking events over Europe and Russian Far East in July <i>Antokhina O.Yu., Antokhin P.N., Devyatova E.V., Martynova Yu.V.</i> .....	335
Формирование осадков в бассейне реки Селенги в периоды блокирования над Европой и Дальним Востоком в июле <i>Антохина О.Ю., Антохин П.Н., Десяткова Е.В., Мартынова Ю.В.</i> .....	336
Региональные риски искусственного лесоразведения в степной зоне Казахстана (на примере зеленого пояса г. Астаны) <i>Кабанова С.А., Зенкова Ж.Н., Данченко М.А.</i> .....	340

Regional risks of artificial forestation in the steppe zone of Kazakhstan (the case of the green belt of Astana) <i>Kabanova S.A., Zenkova Zh.N., Danchenko M.A.</i> .....	340
Meteorological regime of the beginning and end of the heating season in Tomsk <i>Nosyreva O.V., Barashkova N.K., Kizhner L.I.</i> .....	344
Метеорологический режим начала и конца отопительного сезона в г. Томске <i>Носырева О.В., Барашкова Н.К., Кижнер Л.И.</i> .....	345
Influence of climatic and weather conditions of the Small Ice Age on the operation of land and water transport routes in the territory Altai mountain district in the XVIII century <i>Maloletko A.A.</i> .....	348
Влияние климатических и погодных условий Малой ледниковой эпохи на эксплуатацию сухопутных и водных транспортных путей на территории Алтайского горного округа в XVIII в. <i>Малолетко А.А.</i> .....	349
Variability of synoptic vortex circulation over Siberia in 1976-2015 <i>Podnebesnykh N.V., Ippolitov I.I., Loginov S.V., Kharyutkina E.V.</i> .....	352
Изменчивость синоптической вихревой циркуляции над Сибирью в 1976-2015 гг. <i>Поднебесных Н.В., Ипполитов И.И., Логинов С.В., Харюткина Е.В.</i> .....	353
The complex forecast of heavy snowfalls in the Urals according to different hydrodynamic atmosphere models <i>Pischnalnikova E.V., Kalinin N.A., Shikhov A.N., Bykov A.V.</i> .....	356
Комплексный прогноз сильных снегопадов на Урале по данным разных гидродинамических моделей атмосферы <i>Пищальникова Е.В., Калинин Н.А., Шихов А.Н., Быков А.В.</i> .....	357
The complex approach to assessment of icing zones for Tomsk aerodrome <i>Nechepurenko O.E., Kuzhevskaya I.V., Volkova M.A., Barashkova N.K., Kizhner L.I.</i> .....	360
Комплексный подход к оценке зон обледенения в районе аэродрома Томск <i>Нечепуренко О.Е., Кузевская И.В., Волкова М.А., Барашкова Н.К., Кижнер Л.И.</i> .....	363
The conditions of emergence of strong squalls in the Perm region <i>Kalinin N.A., Bykov A.V., Pischnalnikova E.V., Shikhov A.N.</i> .....	364
Условия возникновения сильных шквалов в Пермском крае <i>Калинин Н.А., Быков А.В., Пищальникова Е.В., Шихов А.Н.</i> .....	365
Synoptic typification of heavy rain events in Perm region <i>Kostarev S.V., Sivkov B.A., Vetrov A.L., Tiunov V.E., Bykov A.V.</i> .....	368
Синоптическая типизация случаев сильных дождей в Пермском крае <i>Костарев С.В., Сивков Б.А., Ветров А.Л., Тиунов В.Е., Быков А.В.</i> .....	369
Periodicity of atmospheric droughts in Southern Siberia in the late XX - early XXI centuries <i>Ryazanova A.A., Voropaev N.N.</i> .....	372
Повторяемость атмосферных засух на юге Сибири в конце XX – начале XXI вв. <i>Рязанова А.А., Воропай Н.Н.</i> .....	372

**СЕКЦИЯ 7 ИНСТРУМЕНТАЛЬНАЯ ИНФРАСТРУКТУРА РЕГИОНАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ**

**SESSION 7 INSTRUMENTAL INFRASTRUCTURE OF A REGIONAL ENVIRONMENTAL RESEARCH**

Tools developed at IMCES SB RAS for environmental meteorological and ecological monitoring <i>Korolkov V.A., Krutikov V.A., Tikhomirov A.A.</i> .....	375
Разработки ИМКЭС СО РАН для инструментального обеспечения метеорологического и экологического мониторинга окружающей среды <i>Корольков В.А., Крутиков В.А., Тихомиров А.А.</i> .....	376
Use of optical rain gauge in the system of monitoring of dangerous weather phenomena <i>Kobzev A.A., Kalchikhin V.V.</i> .....	379
Применение оптического измерителя осадков в составе системы мониторинга опасных метеорологических явлений <i>Кобзев А.А., Кальчихин В.В.</i> .....	380
Differential optical absorption spectroscopy system for volcanic gas measurements <i>Smirnov S.S., Geiko P.P.</i> .....	382
Измеритель вулканических газов на основе метода дифференциальной оптической абсорбционной спектроскопии <i>Смирнов С.С., Гейко П.П.</i> .....	383
Distance monitoring of seismic activity from observations in the East of Siberia <i>Argunov V.V., Karimov R.R.</i> .....	386
Дистанционный мониторинг сейсмической активности по наблюдениям на Востоке Сибири <i>Аргунов В.В., Каримов Р.Р.</i> .....	387
Tool of investigation of natural radio noise of VLF range in Yakutsk <i>Kozlov V.I., Karimov R.R., Korsakov A.A., Tarabukina L.D., Duyukova N.S.</i> .....	390
Инструментарий исследования естественных радишумов ОНЧ диапазона в Якутске <i>Козлов В.И., Каримов Р.Р., Корсаков А.А., Тарабукина Л.Д., Дуюкова Н.С.</i> .....	391



The modern agrometeorological complex КАМК <i>Korolkov V.A., Tikhomirov A.A., Telminov A.E., Pustovalov K.P., Azbukin A.A.</i> .....	394
Современный агрометеорологический комплекс КАМК <i>Корольков В.А., Тихомиров А.А., Тельминов А.Е., Пустовалов К.П., Азбукин А.А.</i> .....	395
Analysis of georadar data to estimate the distributions of snow cover and peat deposits within the wetlands <i>Sinyutkina A., Rochev V.</i> .....	398
Интерпретация данных георадиолокационной съемки снежного покрова и торфяной залежи в пределах болот и лесоболотных экотонов <i>Синюткина А.А., Рочев В.В.</i> .....	399
Mercury vapor analyzer based on a capillary lamp with a natural mercury isotope composition with transverse Zeeman effect. Abilities and prospects <i>Tatur V.V., Tikhomirov A.A.</i> .....	401
Анализатор паров ртути в атмосферном воздухе на основе капиллярной лампы с естественным изотопным составом ртути при поперечном эффекте Зеемана. Возможности и перспективы <i>Татур В.В., Тихомиров А.А.</i> .....	402
Scheme of joining lidar with the television system of the terrain orientation <i>Simonova G.V., Klimkin A.V., Kokhanenko G.P., Ponomarev Yu.N.</i> .....	405
Схема сопряжения лидара с телевизионной системой ориентации на местности <i>Симонова Г.В., Климкин А.В., Коханенко Г.П., Пономарев Ю.Н.</i> .....	406
Autonomous weather stations for unmanned aerial vehicles. Preliminary results of measuring meteorological profiles <i>Telminov A.E., Korolkov V.A., Pustovalov K.N., Tikhomirov A.A., Kurakov S.A.</i> .....	408
Автономные метеостанции для беспилотных летательных аппаратов. Предварительные результаты измерений профилей метеорологических величин <i>Тельминов А.Е., Корольков В.А., Пустовалов К.Н., Тихомиров А.А., Кураков С.А.</i> .....	409
Use of automatic thermographs (thermo-hygrographs) for microclimatic monitoring <i>Vasilenko O.V., Voropay N.N.</i> .....	412
Применение автоматических термографов (термогигрографов) для микроклиматического мониторинга <i>Василенко О.В., Воронай Н.Н.</i> .....	413
Application of positron spectroscopy for investigation of the natural polymers structure on the example of Siberian pine <i>Cui Jian, Laptev R.S., Bordulev Yu.S., Arefiev K.P.</i> .....	415
Применение позитронной спектроскопии для исследования структуры природных полимеров на примере сосны сибирской кедровой <i>Цуй Цзянь, Лантев Р.С., Бордулев Ю.С., Арефьев К.П.</i> .....	416
Comparative analysis of air temperature and humidity measurements at the meteorological station and atmospheric-soil measuring system <i>Kurakova P.S., Voropay N.N.</i> .....	417
Сравнительный анализ данных измерений влажности воздуха атмосферно-почвенным измерительным комплексом и измерений на метеорологической станции <i>Куракова П.С., Воронай Н.Н.</i> .....	418

**СЕКЦИЯ 8      ИНФОРМАЦИОННО-ИЗМЕРИТЕЛЬНАЯ ИНФРАСТРУКТУРА  
РЕГИОНАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ**  
**SESSION 8      INFORMATION AND MEASURING INFRASTRUCTURE OF A REGIONAL  
ENVIRONMENTAL RESEARCH**

Validation of the method for remote determination of potential aircraft icing spatial zones <i>Mordus D.P., Zuev V.V., Pavlinsky A.V., Shelekhov A.P.</i> .....	421
Валидация метода дистанционного определения пространственных зон вероятного обледенения воздушных судов <i>Мордус Д.П., Зуев В.В., Павлинский А.В., Шелехов А.П.</i> .....	422
Autonomous complex «Maima» as a source of reliable hydrometeorological data <i>Uymanova V.A., Korotkova E.M., Zuev V.V.</i> .....	425
Автономный комплекс «Майма» как источник достоверной гидрометеорологической информации <i>Уйманова В.А., Короткова Е.М., Зуев В.В.</i> .....	426
METEО 4.0 – new software tools for studying atmospheric turbulence from measurements of ultrasonic weather stations АМК-03 <i>Bogushevich A.Ya.</i> .....	428
МЕТЕО 4.0 – новые программные инструменты для исследований атмосферной турбулентности из данных измерений ультразвуковых метеостанций АМК-03 <i>Богушевич А.Я.</i> .....	429
Lightning discharges bearing using dangerous geological processes monitoring system based on Earth's natural pulsed electromagnetic field parameters <i>Gordeev V.F., Malyshev S.Yu., Krutikov V.F., Polivach V.I., Shtalin S.G.</i> .....	432

Пеленг грозовых разрядов системой мониторинга опасных геологических процессов по параметрам естественного импульсного электромагнитного поля Земли <i>Гордеев В.Ф., Малышков С.Ю., Крутиков В.А., Поливач В.И., Шталин С.Г.</i> .....	433
Программно-аппаратный комплекс мониторинга структуры водяного пара в атмосфере в городе Казань <i>Деметьев В.В., Хуторова О.Г., Хуторов В.Е., Низамеев А.Р., Корчагин Г.Е.</i> .....	436
Hardware-software system for monitoring of the atmospheric water vapors structure in Kazan city <i>Dementev V.V., Khutorova O.G., Khutorov V.E., Nizameev A.R., Korchagin G.E.</i> .....	437
Analysis of the correlation fields of the temperature state soil <i>Demeshko M.V., Kanaeva I.A., Soltaganov N.A., Sherstneva A.I., Botygin I.A.</i> .....	439
Анализ корреляционных полей температурного состояния грунта <i>Демешко М.В., Канаева И.А., Солтаганов Н.А., Шерстнёва А.И., Ботыгин И.А.</i> .....	440
Technique for separation of total irradiance into direct and diffuse components <i>Zuev S.V.</i> .....	443
Методика разделения суммарной радиации на составляющие ее прямую и рассеянную <i>Зуев С.В.</i> .....	444
Hardware-software complex of acoustic monitoring of meteorological fields in the atmospheric boundary layer <i>Karpushin P.A., Krasnenko N.P., Popov Yu.B., Popova A.I., Popova K.Yu., Rakov A.S., Rakov D.S.</i> .....	448
Аппаратно-программный комплекс акустического мониторинга метеорологических полей в пограничном слое атмосферы <i>Карпушин П.А., Красненко Н.П., Попов Ю.Б., Попова А.И., Попова К.Ю., Раков А.С., Раков Д.С.</i> .....	448
Detailing tectonic framework for nuclear industry construction site using Earth's natural pulsed electromagnetic field <i>Malyshkov S.Yu., Gordeev V.F., Pustovalov N.A.</i> .....	451
Уточнение тектонического строения площадки под строительство объекта атомной промышленности методом естественного импульсного электромагнитного поля Земли <i>Малышков С.Ю., Гордеев В.Ф., Пустовалов Н.А.</i> .....	452
Validation of snow cover satellite data based on weather stations data for the Pribaikalye <i>Istomina E.A., Ohotina A.S.</i> .....	456
Валидация спутниковых данных о снежном покрове на основе данных метеостанций для территории Прибайкалья <i>Истомина Е.А., Охотина А.С.</i> .....	457
Application of different methods of air temperature mapping on the example of the area of Tunka basins branch <i>Istomina E.A., Vasilenko O.V.</i> .....	458
Применение различных методов для картографирования температуры воздуха на примере территории Тункинской ветви котловин <i>Истомина Е.А., Василенко О.В.</i> .....	459
Instrumentation and research potential of the Analytical Center for Isotope Investigations of IMCES SB RAS <i>Kalashnikova D.A., Kabanov M. V., Melkov V.N., Simonova G.V.</i> .....	459
Приборная база и возможности аналитического центра изотопных исследований ИМКЭС СО РАН <i>Калашиникова Д.А., Кабанов М.В., Мелков В.Н., Симонова Г.В.</i> .....	460

**СЕКЦИЯ 9      ИНФОРМАЦИОННО-ВЫЧИСЛИТЕЛЬНАЯ ИНФРАСТРУКТУРА  
РЕГИОНАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ  
SESSION 9      INFORMATION COMPUTATIONAL INFRASTRUCTURE OF A REGIONAL  
ENVIRONMENTAL RESEARCH**

Информационно-вычислительное обеспечение оценки загрязнения атмосферного воздуха в Красноярске <i>Якубайлик О.Э., Кадочников А.А., Токарев А.В.</i> .....	464
Computational technologies and software for assessment of air pollution in Krasnoyarsk <i>Yakubailik O.E., Kadochnikov A.A., Tokarev A.V.</i> .....	465
Architecture of the «cloud» thematic software complex for analysis of climatic and environmental changes <i>Okladnikov I.G., Gordov E.P., Ryazanova A.A., Titov A.G.</i> .....	468
Разработка архитектуры «облачного» тематического программного комплекса для анализа природно-климатических изменений <i>Окладников И.Г., Гордов Е.П., Рязанова А.А., Титов А.Г.</i> .....	469
Computing complex for modeling of the Black Sea state <i>Дутова О.А., Демусhev С.Г.</i> .....	472
Вычислительный комплекс для моделирования состояния Черного моря <i>Дымова О.А., Демусhev С.Г.</i> .....	472
Methodological support and software for the analysis of vegetative indices dynamics <i>Sodnotov B.V., Ayurzhanayev A.A., Garmayev E.Z., Tsydyrov B.Z.</i> .....	476
Методическое и программное обеспечение для анализа динамики вегетационных индексов <i>Содномов Б.В., Аюржанаев А.А., Гармаев Е.Ж., Цыдыпов Б.З.</i> .....	477
Development of multi-model ensemble generation using open-source environment <i>Fedotova E.V., Klimenko V.V.</i> .....	479
Разработка ансамблевых климатических прогнозов в программной среде с открытым кодом <i>Федотова Е.В., Клименко В.В.</i> .....	480