

КОНФЕРЕНЦИЯ D

ФИЗИКА ТРОПОСФЕРЫ

IMPACT OF SEVERE DUST INTRUSION ON SURFACE WATER TEMPERATURE IN LAKE KINNERET IN THE EASTERN MEDITERRANEAN

Kishcha Pavel

Department of Geophysics, Tel Aviv University

We investigated the effect of an extreme dust intrusion on surface water temperature (SWT) in Lake Kinneret, appearing from 7–9 September 2015. This was carried out using METEOSAT and in-situ observations of SWT. In-situ measurements showed that, in the presence of dust, nighttime SWT increased by up to 4 °C. In the daytime, the dust effect on SWT depends on the interaction between the two factors: (a) dust radiative effect contributing to surface water cooling; and (b) settling warm dust particles contributing to surface water heating. In contrast to in-situ measurements, METEOSAT SWT decreased along with increasing dust pollution both in the daytime and nighttime. Therefore, in the presence of dust, METEOSAT SWT data were incapable of reproducing diurnal behavior of Kinneret SWT.

In the presence of the severe dust intrusion, an increase of up to 30% in absolute atmospheric humidity (ρ_v) was observed over Lake Kinneret. This increase in ρ_v was observed in the absence of moisture advection indicating that dust intrusion can cause additional evaporation from Lake Kinneret and, consequently, intensify its drying up.

1. *Kishcha et al.* Impact of a Severe Dust Event on Diurnal Behavior of Surface Water Temperature in Subtropical Lake Kinneret // *Remote Sensing*. 2023. V. 15. № 22. Art. 5297.

ТРЕНДЫ ТЕМПЕРАТУР ВОЗДУХА И ПОВТОРЯЕМОСТЬ НЕБЛАГОПРИЯТНЫХ ПОГОДНЫХ ЯВЛЕНИЙ В ПРИБРЕЖНОЙ АРКТИЧЕСКОЙ ЗОНЕ

Павлинский А.В.¹, Уйманова В.А.^{1,2}

¹Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, г. Томск, Россия

²Национальный исследовательский Томский государственный университет, г. Томск, Россия

e-mail: wf@inbox.ru, skvaleri91@mail.ru

Проанализирована повторяемость неблагоприятных погодных явлений в период 1997-2019 гг. по данным исследуемых метеостанций зарубежной Арктической зоны. Отмечено увеличение повторяемости явлений тумана в теплый период года, снега и низовой метели в холодный период, связанных с ходом температурных аномалий.

Высокая изменчивость характеристик климата в последние два десятилетия заметно приводит к увеличению повторяемости опасных гидрометеорологических процессов, включая экстремальные [1]. Не является исключением и Североамериканский (Аляска, Гренландия и др.) и Скандинавский сектора (Норвегия и др) Арктической зоны в которых с каждым годом растет интерес в экономическом освоении и добыче полезных ископаемых. Однако перспективы освоения и эксплуатации арктических месторождений стратегических металлов зависят не только от богатства месторождений, но и от их транспортной доступности по судоходным рекам [2]. Современные изменения климата приводят к учащению случаев опасных природных явлений, наносящих ущерб экономической деятельности арктического региона и несущих потенциальную угрозу безопасности работы транспорта и инфраструктур жизнеобеспечения и риск возникновения чрезвычайных ситуаций [3].

Для исследования были рассмотрены данные по метеорологическим станциям зарубежной АЗ: три метеостанции аэропортов Гренландии (Akobshavn Port), Аляски (Barrow Post-rogers, АК), и Норвегии (Andoya Andenes) на предмет выявления температурных аномалий и их связи с увеличением повторяемости опасных атмосферных явлений на современном этапе. Выбор периода наблюдений (1997-2019 гг) определен наличием открытых архивов погодных данных [4]. Анализ изменчивости климатических характеристик проводился за теплый (июнь-сентябрь) и холодный (октябрь-май) периоды. Так как данные по метеостанциям в открытом доступе имеются с 1997 г, провести анализ аномалий относительно климатической нормы 1961-1990 гг, рекомендованной Всемирной метеорологической организацией, не представилось возможным. Аномалии температуры воздуха и скользящее среднее было рассчитано относительно имеющихся данных для того, чтобы проанализировать перепады температуры и переходы ее через 0 °С (рис. 1), что позволило охарактеризовать частоту и условия появления

экстремальных атмосферных явлений на взятых метеостанциях. Данные метеостанций были проанализированы по температуре воздуха и возникновению всех зафиксированных атмосферных явлений. По показателю повторяемости в теплом и холодном периодах были выбраны 5 характерных метеорологических явлений: туман (FG) и переохлажденный туман (FZFG), низовая метель (BLSN), слабый снег (-SN) и мгла (HZ) с видимостью <10 км.

Указанные явления, особенно туман и мгла, приводят, прежде всего, к снижению дальности видимости, затрудняющей или делающей невозможной работу морского и авиационного, а иногда и автомобильного транспорта. В переохлажденном тумане, кроме этого, может происходить образование наледи на объектах производственной инфраструктуры (особенно подвержены этому провода линий электропередач), а также обледенений воздушных и, в меньшей мере, морских и речных судов. Снег и низовая метель ухудшают вертикальную видимость на аэродромах, чем затрудняют, а иногда делают невозможным выполнение полетов.

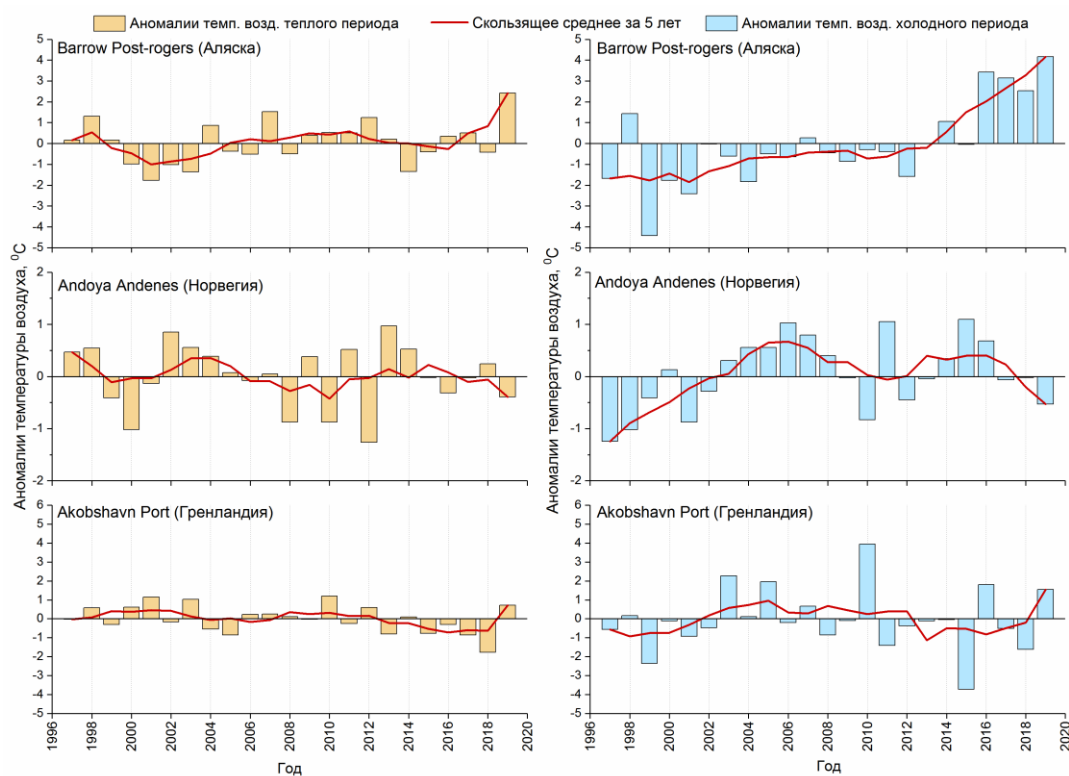


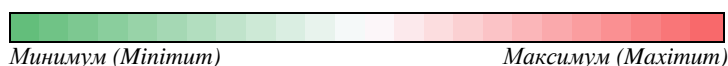
Рисунок 1 – Сезонные аномалии средней температуры воздуха относительно 1997–2019 гг.,
сглаженные 5-летним скользящим средним

На метеостанции Аляски (Barrow Post-rogers) с 2016 года наблюдается рост аномалий температуры воздуха в холодный и теплый периоды. В тёплый период в Норвежском аэропорту Andoya Andenes переход через 0 °C скользящего среднего за 5 лет осуществился в 2001 г., после чего наблюдались положительные аномалии температуры воздуха. В Jakobshavn Port

(Гренландия) начиная с 2005 г. наблюдается скачкообразный переход аномалий температуры воздуха за оба периода.

Таблица 1. Повторяемость атмосферных явлений с 1997-2019 гг по периодам на исследуемых метеостанциях

| Метеостанция | Период | Явление | Год | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|-------------------------------|----------|---------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| | | | 1997 | 1998 | 1999 | 2000 | 2001 | 2002 | 2003 | 2004 | 2005 | 2006 | 2007 | 2008 | 2009 | 2010 | 2011 | 2012 | 2013 | 2014 | 2015 | 2016 | 2017 | 2018 | 2019 |
| Barrow Post-rogers, (Аляска) | теплый | FZFG | 7 | 6 | 5 | 13 | 22 | 18 | 10 | 8 | 5 | 7 | 9 | 9 | 7 | 12 | 1 | 7 | 5 | 17 | 5 | 7 | 8 | 11 | 5 |
| | | BLSN | - | - | 1 | - | - | - | - | 1 | - | - | - | - | - | 4 | - | - | 1 | - | 1 | - | - | - | - |
| | | FG | 96 | 97 | 79 | 79 | 83 | 102 | 89 | 84 | 85 | 91 | 87 | 91 | 84 | 93 | 87 | 88 | 92 | 103 | 102 | 91 | 90 | 105 | 95 |
| | | -SN | 14 | 14 | 26 | 36 | 43 | 40 | 52 | 28 | 31 | 37 | 11 | 24 | 28 | 20 | 28 | 32 | 40 | 41 | 36 | 37 | 32 | 26 | 14 |
| | | HZ | - | 1 | 2 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 1 | 2 | 3 | 1 | - | 4 | 21 | - | 1 | 4 |
| | холодный | FZFG | 35 | 31 | 25 | 10 | 15 | 26 | 24 | 18 | 16 | 23 | 22 | 16 | 22 | 30 | 35 | 24 | 20 | 40 | 31 | 53 | 42 | 39 | 32 |
| | | BLSN | 37 | 50 | 22 | 39 | 61 | 41 | 35 | 64 | 32 | 40 | 37 | 44 | 50 | 64 | 57 | 44 | 74 | 52 | 55 | 63 | 55 | 62 | 50 |
| | | FG | 126 | 163 | 181 | 154 | 176 | 171 | 163 | 159 | 168 | 176 | 179 | 174 | 185 | 166 | 154 | 155 | 120 | 123 | 147 | 190 | 173 | 189 | 185 |
| | | -SN | 124 | 157 | 148 | 131 | 150 | 138 | 148 | 123 | 168 | 182 | 185 | 156 | 155 | 176 | 153 | 183 | 153 | 169 | 140 | 134 | 154 | 138 | 140 |
| | | HZ | - | 1 | 13 | 2 | 6 | 10 | 5 | 2 | 1 | 4 | 3 | 12 | 24 | 28 | 26 | 39 | 26 | 12 | 14 | 52 | 89 | 41 | 48 |
| Andoya Andenes (Норвегия) | теплый | FZFG | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | |
| | | BLSN | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| | | FG | 15 | 14 | 9 | 7 | 17 | 6 | 8 | 11 | 5 | 14 | 9 | 10 | 7 | 16 | 8 | 9 | 8 | 19 | 17 | 27 | 16 | 12 | 23 |
| | | -SN | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| | | HZ | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| | холодный | FZFG | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 1 | - | - | 1 |
| | | BLSN | 26 | 12 | - | 16 | 6 | 9 | 10 | 10 | 10 | 3 | 8 | 1 | 8 | 11 | 8 | 13 | 24 | 6 | 12 | 8 | 7 | 6 | 7 |
| | | FG | 3 | - | - | 1 | 4 | 2 | 1 | 1 | - | 3 | 1 | - | 4 | 2 | 2 | - | 1 | 4 | 1 | 10 | 13 | 23 | 15 |
| | | -SN | 42 | 37 | 33 | 37 | 34 | 32 | 28 | 36 | 32 | 22 | 32 | 44 | 31 | 26 | 29 | 34 | 31 | 28 | 32 | 71 | 91 | 71 | 98 |
| | | HZ | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Jakobshavn Port, (Гренландия) | теплый | FZFG | - | 1 | - | 1 | - | - | 1 | - | - | 3 | - | - | - | - | - | - | - | 3 | - | 1 | 3 | - | |
| | | BLSN | - | - | - | - | - | - | - | - | 1 | - | - | - | 4 | - | 1 | - | - | 1 | 1 | - | - | - | - |
| | | FG | 14 | 28 | 14 | 19 | 24 | 22 | 22 | 29 | 21 | 29 | 34 | 23 | 13 | 27 | 23 | 35 | 23 | 30 | 21 | 14 | 18 | 35 | 22 |
| | | -SN | 3 | 1 | 9 | 2 | 4 | 2 | 3 | 8 | 9 | 7 | 7 | 7 | 10 | 3 | 6 | 7 | 7 | 6 | 11 | 8 | 13 | 10 | 3 |
| | | HZ | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| | холодный | FZFG | 3 | - | 2 | - | 2 | 3 | 2 | 3 | 3 | - | - | 3 | 1 | - | - | 5 | 1 | - | - | 2 | 5 | 3 | 2 |
| | | BLSN | 45 | 64 | 59 | 63 | 38 | 44 | 61 | 82 | 60 | 66 | 68 | 81 | 45 | 45 | 63 | 52 | 48 | 41 | 88 | 67 | 70 | 66 | 53 |
| | | FG | 4 | 5 | 6 | 2 | 4 | 7 | 2 | 34 | 42 | 28 | 50 | 43 | 21 | 33 | 48 | 66 | 37 | 28 | 62 | 45 | 46 | 45 | 26 |
| | | -SN | 75 | 86 | 104 | 94 | 73 | 58 | 78 | 99 | 112 | 107 | 117 | 128 | 96 | 103 | 110 | 124 | 114 | 111 | 134 | 108 | 132 | 117 | 76 |
| | | HZ | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |



Из таблицы 1 видно, что явления мглы (HZ) наблюдались только на метеостанции Аляски (Barrow Post-rogers): в теплый период проявляется стабильно с 2006 г. и резко возрастает с 2016 г. На рис. 1 видно, что переход аномалий температур воздуха через 0 °С аналогично происходит с 2006 г.

Повторяемость слабого снега (-SN) на метеостанции Barrow Post-rogers (Аляска) нестабильна: нет значимых тенденций к снижению или росту количества случаев (табл. 1). После небольшого снижения с 2015 г. при росте аномалий температур, в Andoya Andenes (Норвегия) в теплое время замечен рост количества явлений слабого снега (за исключением

середины теплого периода). В холодный период виден значительный их рост с 2016 г., что согласуется падением аномалий температур аналогичного периода (рис. 1).

Повторяемость низовой метели (BLSN) значительно меньше в теплый период на всех трех метеостанциях. Это объясняется тем, что в тёплый период в связи с положительными температурами воздуха снег становится мокрым, и даже сильный ветер не способен поднять его. В Akobshavn Port (Гренландия) в холодный период зафиксированы самые частые случаи (от 28-64 в год), чуть меньше (от 18-63 в год) – на Barrow Post-rogers (Аляска) (табл. 1).

Туманы (FG) в большом количестве замечены на метеостанции Barrow Post-rogers (Аляска): количество явлений достигало 176 (2018г.) в теплый период и 125 (1999г.) - в холодный. При этом переохлажденные туманы (FZFG) значительно возросли с 2014 г. в холодный период, что согласуется с ростом аномалий температур воздуха. В Akobshavn Port (Гренландия) небольшой рост количества FZFG виден в 2017 и 2018 гг. в теплый период. В эти года наблюдается переход аномалий температуры воздуха через 0, что необходимо для образования переохлаждённого тумана (табл. 1). В Andoya Andenes (Норвегия) же переохлажденные туманы полностью отсутствуют в теплый период, а в холодный период встречаются всего 2 раза (в 2016 и 2019 гг.). В холодный период наблюдается полярная ночь с частыми штормами, в связи с чем отсутствует устойчивая стратификация, необходимая для образования туманов.

Как видно из Таблицы 1, увеличение повторяемости атмосферных явлений (красные оттенки) на всех трех метеостанциях приходится на последнее десятилетие, при этом с 2014 года – наблюдаются максимальные значения. Это напрямую связано с характерной высокой изменчивостью характеристик климата.

Заключение. Повторяемость опасных погодных явлений в арктической зоне показывает выраженную связь с трендами температуры воздуха в ходе современных изменений климата. Скачкообразное увеличение повторяемости для явлений, связанных с конденсацией воды в воздухе (переохлажденный туман), происходит после перехода аномалий температуры воздуха через 0 °С в теплый период и -15 °С в холодный период года. Значительное увеличение повторяемости мглы в теплый период года не имеет прямой связи с потеплением и вызвано увеличением количества природных пожаров. Увеличение повторяемости низовых метелей вызвано изменением состояний снежного покрова вследствие изменения притока солнечной радиации в холодный период или непосредственного влияния увеличения средних температур в теплый период. В целом тренд на повышение средних температур воздуха оказывает как прямое, так и опосредованное влияние на процессы формирования опасных явлений в сторону увеличения их повторяемости.

Исследование выполнено в рамках госбюджетной темы № 121031300156-5.

1. *Козлова Е.Е.* Особенности атмосферных процессов и их влияние на аномальные погодные условия // материалы II Национальной научно-практической конференции "Актуальные проблемы биоразнообразия и природопользования", посвященной 20-летию кафедры экологии моря ФГБОУ ВО "КГМТУ". 2019. С. 183-188.

2. *Бортников Н.С., Лобанов К.В., Волков А.В., Галямов А.Л., Викентьев И.В., Тарасов Н.Н., Дистлер В. В., Лаломов А.В., Аристов В.В., Мурашов К.Ю., Чижова И.А., Чефранов Р.М.* Месторождения стратегических металлов Арктической зоны // Геология рудных месторождений. 2015. Т. 57. № 6. С. 479-500.

3. *Ford J.D., Smit B., Wandel J.* Vulnerability to climate change in the Arctic: A case study from Arctic Bay, Canada // Global environmental change. 2006. V. 16. № 2. P. 145-160.

4. University of Wyoming, USA [Электронный ресурс]. URL: <http://weather.uwyo.edu/surface/meteorogram/> (дата обращения 01.12.2023).

СУТОЧНЫЙ ХОД ВЕРТИКАЛЬНЫХ ГРАДИЕНТОВ СКОРОСТИ И НАПРАВЛЕНИЯ ВЕТРА ПО ДАННЫМ МИНИСОДАРА

Шаманаева Л.Г.^{1,2}, Потекаев А.И.^{2,3}, Черепанов О.С.⁴, Симахин В.А.⁴

¹Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск, Россия

²Томский государственный университет, г. Томск, Россия

³Томский научный центр, г. Томск, Россия

⁴Курганский государственный университет, г. Курган, Россия

e-mail: sima@iao.ru, potekaev@spti.tsu.ru, ocherepanov@inbox.ru, sva_full@mail.ru,

На основе дистанционных измерений вертикальных профилей трех компонент скорости ветра минисодаром AV4000 в нижнем слое атмосферы на высотах 5–200 м, проанализирован суточный ход вертикальных градиентов скорости и направления ветра с 10-минутным усреднением по времени и пространственным разрешением $\Delta z = 5$ м. В высотной зависимости $\Delta\alpha$ можно выделить 4 слоя: приземный слой от 5 до 20–25 м, поверхностный слой практически с нулевым градиентом $\Delta\alpha$, слой на высотах 100–150 м, и переходный слой для больших высот.

Знание вертикальных градиентов скорости и направления ветра в пограничном слое атмосферы необходимо для построения моделей и прогноза состояния атмосферы [1], а также для оценки усталостной нагрузки на ветрогенераторы [2], высотные здания [3], мосты и другие сооружения. Было показано, и в настоящее время является признанным фактом, влияние градиента скорости ветра на производительность крупных ветряных турбин [4,5]. Влияние вертикальных градиентов скорости (ΔV_z) и направления ветра ($\Delta\alpha$) было рассмотрено в [6]. При этом следует отметить, что в отличие от ΔV_z , $\Delta\alpha$ изучен гораздо меньше [2].

В докладе представлен суточный ход вертикальных градиентов скорости ΔV_z и направления ветра $\Delta\alpha$ по данным суточных почасовых измерений вертикальных профилей трех компонент скорости ветра V_x, V_y, V_z минисодаром AV4000 [7]. Рабочая частота минисодара составляла 4900 Гц, длительность импульса 60 мс, период посылки импульсов 4 с. Вертикальные градиенты скорости и направления ветра в нижнем слое атмосферы на высотах 5–200 м для единичной реализации рассчитывались по формулам

$$\Delta V_z(z_k) = V_z(z_k + \Delta z) - V_z(z_k), \quad (1)$$

$$\Delta\alpha(z_k) = \alpha(z_k + \Delta z) - \alpha(z_k), \quad (2)$$

где угол α задает направление горизонтального ветра, $\Delta z = 5$ м – вертикальная протяженность строба минисодара, z_k – текущая высота строба, и $k = k_0, \dots, M$ – общее их количество в единичном высотном профиле. Направление горизонтального ветра в стробе z_k вычислялось по формуле [8, 9]

$$\langle \alpha(z_k) \rangle = \arctan(\langle V_x(z_k) \rangle, \langle V_y(z_k) \rangle). \quad (3)$$

При этом анализировались результаты измерений, усредненные по $N = 150$ профилям, что обеспечивало 10-минутный период усреднения и уменьшало погрешность измерения в \sqrt{N} раз. Это позволяло анализировать тонкую структуру суточных вариаций градиентов. В [9] также показано, что средняя абсолютная погрешность оценки разности углов, усредненная по времени и высоте, равнялась 0.67 градусов. На рис. 1 показан суточный почасовой ход ΔV_{z_k} для приземного слоя высотой от 5 до 20 м (а) и от 20 до 200 м (б).

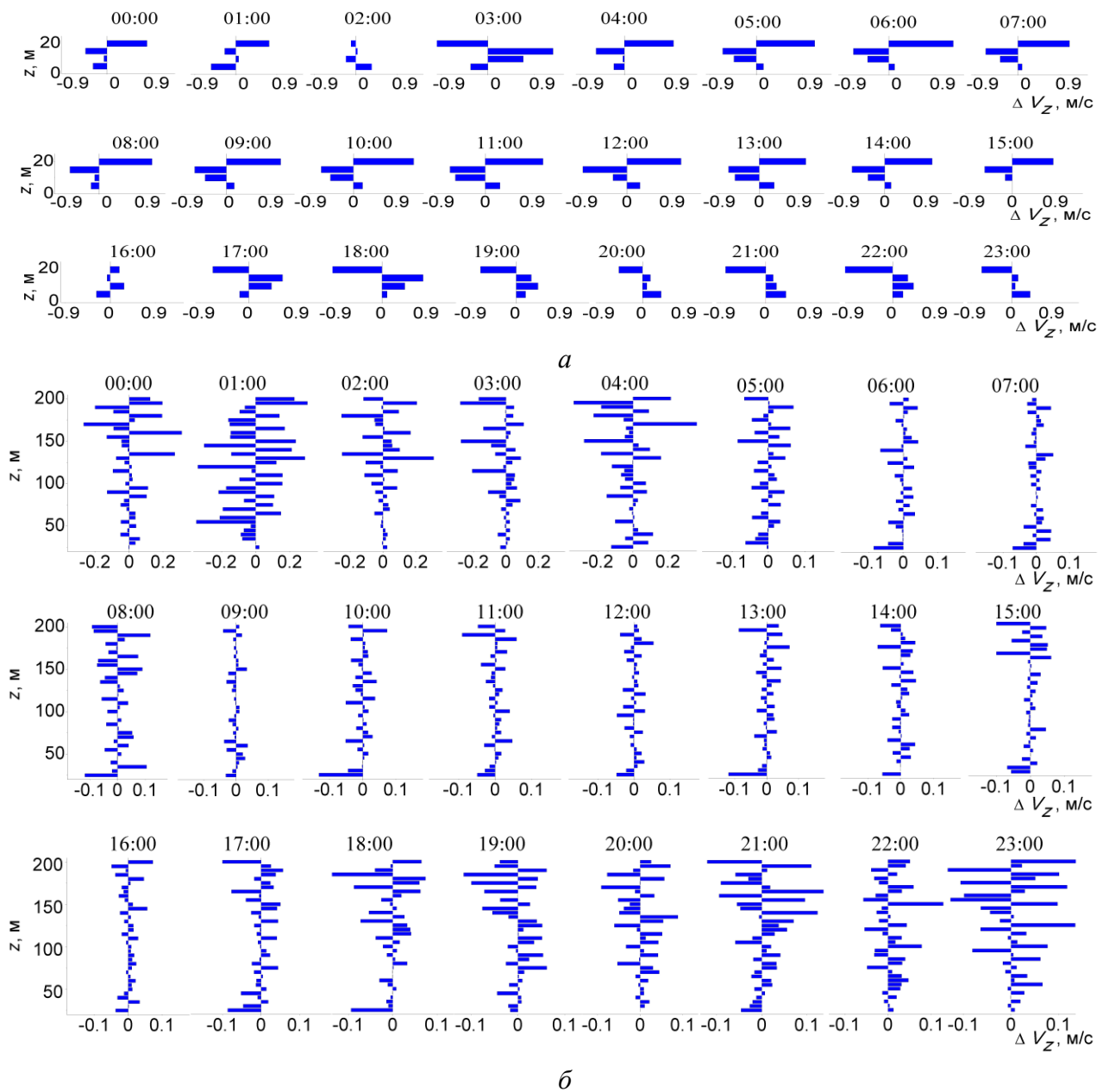


Рисунок 1 – Суточный почасовой ход ΔV_{z_k} в приземном слое от 5 до 20 м (а) и от 20 до 200 м (б). Время начала 10-минутной серии измерений указано над соответствующим профилем

Обращает на себя внимание ярко выраженная слоистая стратификация высотной зависимости ΔV_z , которые отличаются по величине, а часто и по знаку ΔV_z в отдельных слоях, особенно в приземном слое от 5 до 20–25 м, где ΔV_z достигает $\pm 0,9$ м/с.

Суточный почасовой ход вертикального градиента направления ветра $\Delta\alpha$ показан на рис. 2. В высотной зависимости $\Delta\alpha$ можно выделить 4 слоя: приземный слой от 5 до 20–25 м, поверхностный слой практически с нулевым градиентом $\Delta\alpha$, слой на высотах 100–150 м, и переходный слой для больших высот. Высота верхней границы поверхностного слоя с 00:00 до 12:00 растёт от 100 до 200 м, а затем флуктуирует в интервале 150–175 м, и в вечерние часы уменьшается до 100 м. Максимальный градиент направления ветра $\Delta\alpha$ наблюдается в переходном слое.

1. *Grisogono B.* The angle of the near-surface wind-turning in weakly stable boundary layers // *Q.J.R. Meteorol. Soc.* 2011. V. 137. P. 700–708.

2. *Abkar M., Sørensen J.N., Porté-Agel F.* An Analytical Model for the Effect of Vertical Wind Veer on Wind Turbine Wakes // *Energies.* 2018. V. 11. P. 1838.

3. *Yeo D.H.* Practical estimation of veering effects on high-rise structures: A database-assisted design approach // *Wind Struct.* 2012. V. 15. P. 1–13.

4. *Wagner R., Antoniou I., Pedersen S. M., Courtney M. S., Jørgensen H. E.* The influence of the wind speed profile on wind turbine performance measurement // *Wind Energy.* 2009. V. 12. № 4. P. 348–362.

5. *Antoniou I., Pedersen S.M., Enevoldsen P.B.* Wind shear and uncertainties in power curve measurement and wind resources // *Wind Eng.* 2009. V. 33. № 5. P. 449–468.

6. *Walter K., Weiss C.C., Swift A.H.P., Chapman J. Kelley N.D.* Speed and direction shear in the stable nocturnal boundary layer // *J. Sol. Energy Eng.* 2009. V. 131. № 1. Article 011013.

7. Doppler MiniSoDAR System. Operation and Maintenance Manual. 2008. Atmospheric Systems Corporation. 44 pp.

8. *Черепанов О.С., Симахин В.А., Потеев А.И., Шаманова Л.Г.* Тонкая структура суточных вариаций изменения направления ветра с высотой по минисодарным данным // *Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы [Электронный ресурс]: Материалы XXIX Международного симпозиума, 26-30 июня 2023 года, Москва. – Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2023. CD-ROM. С. D-288 – D-291. ISBN 978-5-94458-196-9.*

9. *Cherepanov O.S., Potekaev A.I., Simakhin V.A., Shamanaeva L.G.* Thin structure of diurnal variations of the vertical wind veer from minisodar data // *Proceedings of SPIE.* 2023. V. 12780. Art. 127805O.

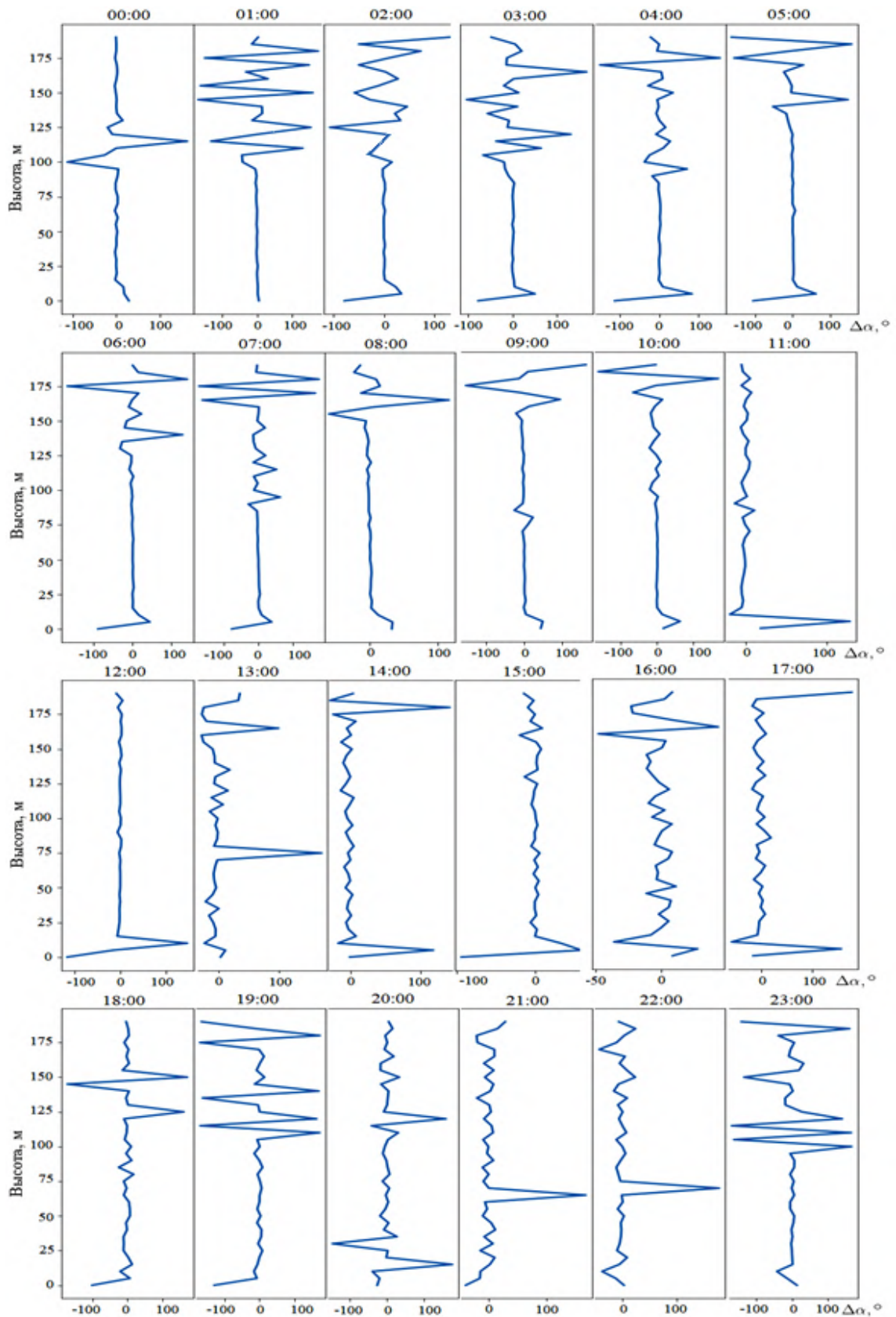


Рисунок 2 – Суточный почасовой ход вертикального градиента направления ветра $\Delta\alpha$, в градусах. Время начала серии измерений показано над соответствующим профилем

СОВРЕМЕННЫЕ ТЕНДЕНЦИИ ИЗМЕНЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА СИБИРСКОГО РЕГИОНА

Ломакина Н.Я., Лавриненко А.В.

Институт оптики атмосферы им.В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск, Россия

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

Проведено исследование долговременных изменений среднегодовой и среднесезонной приземной температуры воздуха на территории Сибирского региона за последние 50 лет (1973–2022) на основе данных 65 метеорологических станций. Показано, что потепление наблюдается по всей Сибири во все сезоны и в среднем за год, при этом максимальные тренды температуры отмечается в полярных широтах. Наибольший вклад в повышении среднегодовой приземной температуры воздуха над Сибирским регионом за период с 1973 по 2022 гг., вносит весенний сезон. Минимальное потепление наблюдается в среднем за год на юге региона, где зимой прослеживаются близкие к нулю либо слабые отрицательные тренды, а летом и осенью – слабые положительные тренды.

Средние темпы потепления приземного воздуха в течение 1976–2020 гг. составили $0,18^{\circ}\text{C}/10$ лет в глобальном масштабе, $0,28^{\circ}\text{C}/10$ лет – над сушей [1]. Наблюдаемое потепление происходит неравномерно во времени и пространстве. Скорость роста осредненной по России среднегодовой температуры за период 1976–2020 гг. составила $0,51^{\circ}\text{C}/10$ лет [1, 2]. Кроме того, в периоды с 1950–1970 гг. и 1998–2007 гг. отсутствовало значимое увеличение тренда средней приземной температуры, несмотря на увеличение концентрации парниковых газов [3]. После быстрого потепления между серединой 1970-х и серединой 1990-х на большей части территории России произошло похолодание, продлившееся до 2010 года и обусловленное изменениями атмосферной циркуляции атлантико-европейского сектора [4–7].

Наряду с проблемой глобального потепления, оценка долговременных изменений температурного режима атмосферы над территорией Сибирского региона имеет важное значение для решения задач климатологии, гидрометеорологии, экологии и оптики атмосферы.

В настоящей работе проведено исследование долговременных изменений среднегодовой и среднесезонной приземной температуры воздуха на территории Сибирского региона за последние 50 лет (1973–2022 гг.). В качестве исходного материала использованы среднемесячные значения температуры воздуха, рассчитанные по данным наблюдений 65 метеорологических станций, расположенных в Сибири [8]. Для каждой станции были вычислены значения среднегодовых и среднесезонных приземных температур воздуха, построены кривые их долговременных изменений и получены линейные тренды за исследуемый период, показывающие скорость изменения температуры воздуха на

рассматриваемом интервале времени ($^{\circ}\text{C}/10$ лет). Для наглядности представления результатов, наряду с таблицами и графиками, использованы также картографические изображения пространственного распределения коэффициентов линейных трендов изменения среднегодовой и среднесезонной температуры.

Рассмотрим полученные результаты. Как видно из рисунка 1, где показано пространственное распределение коэффициентов линейных трендов среднегодовых приземных температур воздуха над Сибирским регионом за весь 50-летний период с 1973 по 2015 гг., на всей рассматриваемой территории наблюдаются положительные тренды. При этом наибольшее потепление отмечается в полярных широтах $0,77\text{--}0,97^{\circ}\text{C}/10$ лет. Интенсивность потепления уменьшается в направлении умеренных широт, и на юге Западной Сибири составляет $0,22\text{--}0,31^{\circ}\text{C}/10$ лет.

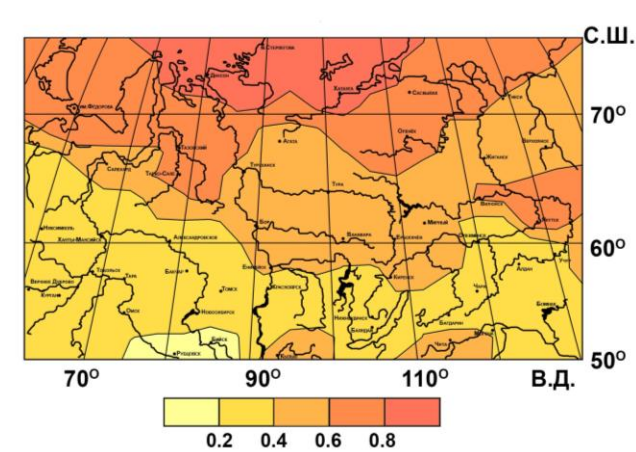


Рисунок 1 – Пространственное распределение коэффициентов линейных трендов долговременного изменения среднегодовой приземной температуры воздуха на территории Сибирского региона за период 1973–2022 гг.

Анализ пространственного распределения коэффициентов линейных трендов среднесезонной приземной температуры воздуха (рисунок 2) показал, что во все сезоны на территории Сибири преобладают положительные тренды, причем наибольшие значения наблюдаются в полярных широтах.

Зимой наибольшее потепление ($0,82\text{--}1,07^{\circ}\text{C}/10$ лет) отмечается в полярных широтах Западной Сибири. Величина положительных трендов уменьшается в направлении на юг и юго-восток, достигая почти нулевых значений на юго-востоке Западной Сибири.

Весенний сезон характеризуется наибольшей скоростью потепления практически на всей территории Сибири, при этом наиболее интенсивно (до $1,04\text{--}1,17^{\circ}\text{C}/10$ лет) – в полярных и субполярных районах.

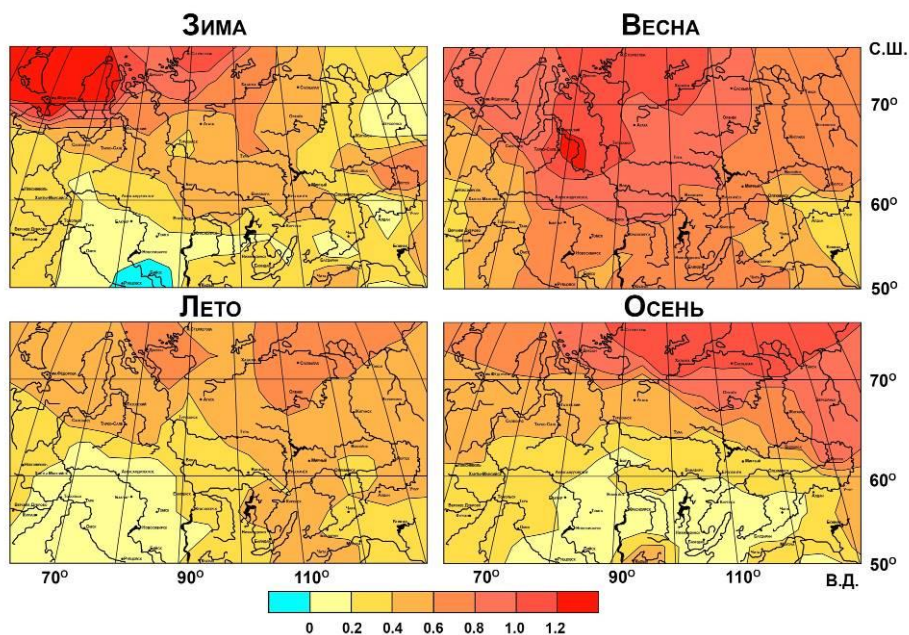


Рисунок 2 – Пространственное распределение коэффициентов линейных трендов долговременного изменения среднесезонной приземной температуры воздуха на территории Сибирского региона за период 1973–2022 гг.

Летом, хотя и прослеживается потепление, но оно существенно меньше, чем в другие сезоны: от $0,55\text{--}0,67^\circ\text{C}/10$ лет на севере региона до $0,11\text{--}0,25^\circ\text{C}/10$ лет на юге Западной Сибири.

Осенью, как и во все сезоны, наибольшее потепление наблюдается в полярных районах, но в отличие от зимы и весны область максимальных трендов приземной температуры воздуха смещена на северо-восток территории, и их величина достигает $0,98\text{--}1,02^\circ\text{C}/10$ лет.

Необходимо отметить, что зимой на большей части Сибирского региона, за исключением полярных областей, тренды температуры статистически незначимы. Кроме того статистически незначимые тренды отмечаются в осенний сезон на территории Западной Сибири (в субполярной и умеренной зонах), а также в умеренных широтах Восточной Сибири.

В качестве примера на рисунке 3 изображены долговременные изменения приземной температуры воздуха на станциях Диксон и Тикси, представляющих полярные широты, соответственно, Западной и Восточной Сибири. Кроме того, на рисунке 3 показаны линейные тренды температуры весь 50-летний период (1973–2022 гг.), а также за период 1973–2010 гг.

Из рисунка 3 хорошо видно, что в полярной зоне Сибири во все сезоны и в среднем за год потепление за период 1973–2022 гг. усилилось по сравнению с 1973–2010 гг., что может быть следствием таяния льда в арктических морях и уменьшением снегового покрытия территории. Наибольшая скорость потепления в полярной зоне наблюдается весной и осенью, в Западной Сибири в течение всех сезонов.

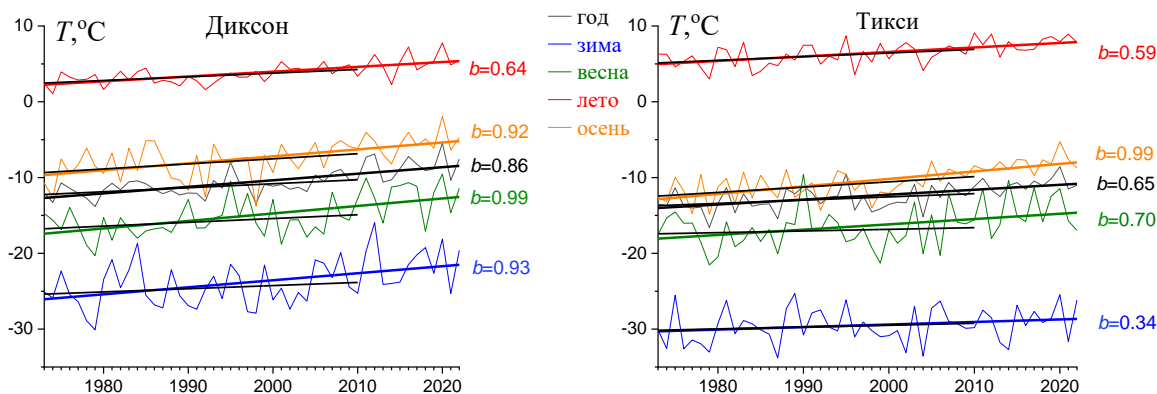


Рисунок 3 – Долговременные изменения среднегодовой и среднесезонной приземной температуры воздуха и их линейные тренды на станциях, представляющих полярные широты.

b – коэффициент линейного тренда за период 1973–2022 гг.

Таким образом, анализ долговременных изменений приземной температуры воздуха на территории Сибирского региона за временной интервал с 1973 по 2022 гг. показал, что потепление наблюдается на всей территории региона во все сезоны, так и в целом за год, причем максимум скорости роста температуры отмечается в полярных широтах. Наиболее высокие темпы потепления проявляются в весенний сезон по всей Сибири. Минимальное потепление наблюдается в среднем за год на юге региона, где зимой прослеживается небольшая область близких к нулю или слабых отрицательных трендов температуры. Кроме того, южные районы Сибирского региона характеризуются слабыми темпами потепления летом и осенью.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИОА СО РАН.

1. Третий оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации / под ред. В.М. Катцова. Санкт-Петербург: Росгидромет Научно-технологические технологии, 2022. 676 с.

2. Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2020 год. Москва: Росгидромет, 2021. 104 стр.

3. Climate Change 2007: The Physical Science Basis / Eds. Solomon S., and coauthors, New York: Cambridge University Press, 2007. 996 p.

4. *Переведенцев Ю.П.* Теория климата. Казань: изд. Казан. ун-та, 2009. 501 с.

5. *Шерстюков Б.С., Салугаишвили Р.С.* Новые тенденции в изменениях климата северного полушария Земли в последнее десятилетие // Труды ВНИИГМИ-МЦД, 2010. Вып.175. С.43–51.

6. *Комаров В.С., Ломакина Н.Я., Ильин С.Н., Лавриненко С.Н.* Современные изменения климата пограничного слоя атмосферы над территорией Сибирского региона / Под ред. Г.Г.Матвиенко. Томск: ИОА СО РАН, 2013. 212 с.

7. Третий оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Общее резюме. СПб.: Научно-технологические технологии, 2022. 124 с.

8. ВНИИГМИ-МЦД. Доступ к данным [Электронный ресурс] URL: <http://meteo.ru/data> (дата обращения: 12.03.24).

ТРЕНДЫ СРЕДНЕМЕСЯЧНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА НАД ТЕРРИТОРИЕЙ СИБИРСКОГО РЕГИОНА

Ломакина Н.Я., Лавриненко А.В.

Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск, Россия

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

Проведено исследование долговременных изменений среднемесячной приземной температуры воздуха на территории Сибирского региона за последние 50 лет (1973–2022) на основе данных 65 метеорологических станций. Показано, что наибольшая скорость потепления отмечается в полярных широтах, где для каждого месяца года получены наибольшие коэффициенты линейного тренда температуры. В течение года максимальные тренды наблюдаются весной – в марте и апреле, а также осенью – в октябре. В зимние месяцы почти по всей Сибири, за исключением полярной зоны, отмечаются слабые статистически незначимые тренды среднемесячной температуры приземного воздуха.

Рост приземной температуры воздуха, наблюдаемый с 1976 г. происходит неравномерно как за разные промежутки времени, так в различных регионах земного шара [1–3]. Скорость глобального потепления приземного воздуха за период 1976–2020 гг. составила $0,18^{\circ}\text{C}/10$ лет, а над сушей – $0,28^{\circ}\text{C}/10$ лет [3]. После быстрого потепления в 1976–1998 гг. на большей части территории России произошло похолодание, наблюдавшееся до 2010 года [4–7]. Исследования на региональном уровне необходимы для уточнения роли сезонных изменений температуры в наблюдаемых многолетних трендах потепления в Сибири [8].

Кроме проблемы глобального потепления, оценка долговременных изменений температуры воздуха над территорией Сибирского региона имеет значение для решения различных фундаментальных и прикладных задач климатологии, гидрометеорологии, экологии и оптики атмосферы.

В настоящей работе с целью уточнения климатических изменений на территории Сибирского региона проведен анализ долговременных изменений среднемесячной приземной температуры воздуха за последние 50 лет (1973–2022 гг.) с учетом современных данных. Для исследования использованы данные наблюдений 65 метеорологических станций, расположенных на территории Сибири [9]. Для каждой станции были построены кривые долговременных изменений среднемесячной температуры воздуха для каждого месяца года и получены линейные тренды за исследуемый период, показывающие скорость изменения температуры рассматриваемом интервале времени ($^{\circ}\text{C}/10$ лет).

Проведенный анализ показал, что характер линейных трендов среднемесячной температуры воздуха зависит от географического положения станции и от времени года. Так, на

станциях, расположенных в полярных широтах (рисунок 1), в течение всего года наблюдаются наиболее высокие по сравнению с остальной территорией Сибири положительные тренды. При этом зимой в полярной зоне максимальные тренды температуры воздуха отмечаются в январе ($0,77\text{--}1,33^\circ\text{C}/10$ лет), весной – в апреле ($0,92\text{--}1,29^\circ\text{C}/10$ лет), осенью – в октябре и ноябре ($0,82\text{--}1,38^\circ\text{C}/10$ лет). В летние месяцы величина тренда здесь существенно ниже: от $0,39$ до $0,73^\circ\text{C}/10$ лет.

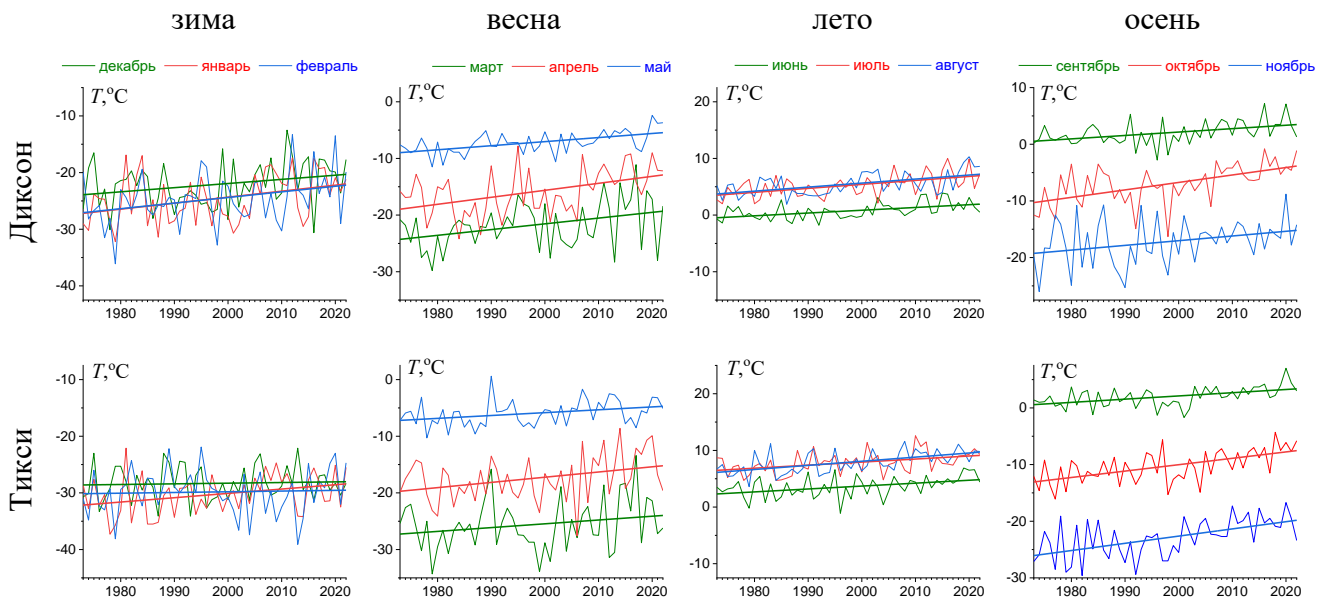


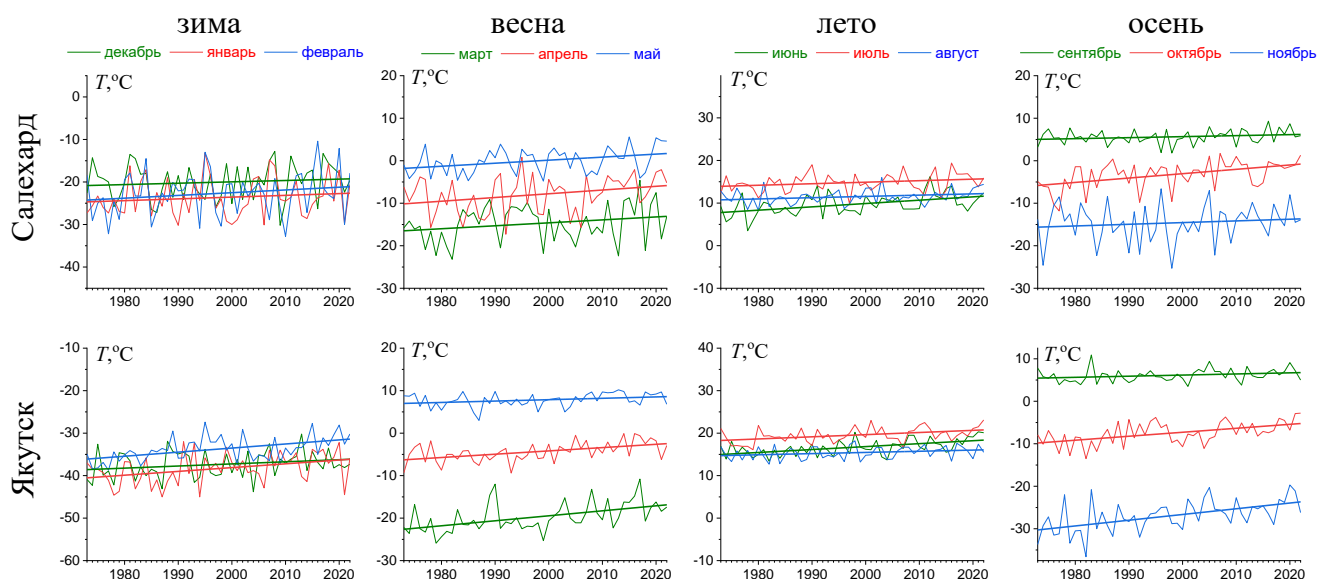
Рисунок 1 – Межгодовые изменения среднемесячной приземной температуры воздуха и их линейные тренды для типичных станций полярных широт Сибирского региона

Рассмотрим тренды долговременного изменения температуры воздуха на остальной территории Сибири по сезонам. На рисунке 2 в качестве примера представлены кривые годовых изменений среднемесячной приземной температуры и их линейные тренды для типичных станций субполярной и умеренной зоны Сибири.

Зимой на большей части Сибирского региона преобладают небольшие статистически незначимые тренды температуры воздуха, при этом величина тренда уменьшается с севера на юг до нулевых и слабых отрицательных значений. Лишь на отдельных станциях в умеренной (Витим, Енисейск, Богучаны, Киренск, Чара, Могоча, Чита, Улан-Удэ) и субполярной зоне (Тура, Вилуйск, Ербогачён, Ванавара, Якутск) Восточной Сибири в январе и феврале наблюдаются статистически значимые положительные тренды от $0,51$ до $1,22^\circ\text{C}/10$ лет.

Весной по сравнению с другими сезонами величина трендов температуры воздуха наибольшая, в большинстве случаев максимум приходится на март ($1,28^\circ\text{C}/10$ лет) и апрель ($1,22^\circ\text{C}/10$ лет).

Субполярные широты (60–70°с.ш.)



Умеренные широты (50–60°с.ш.)

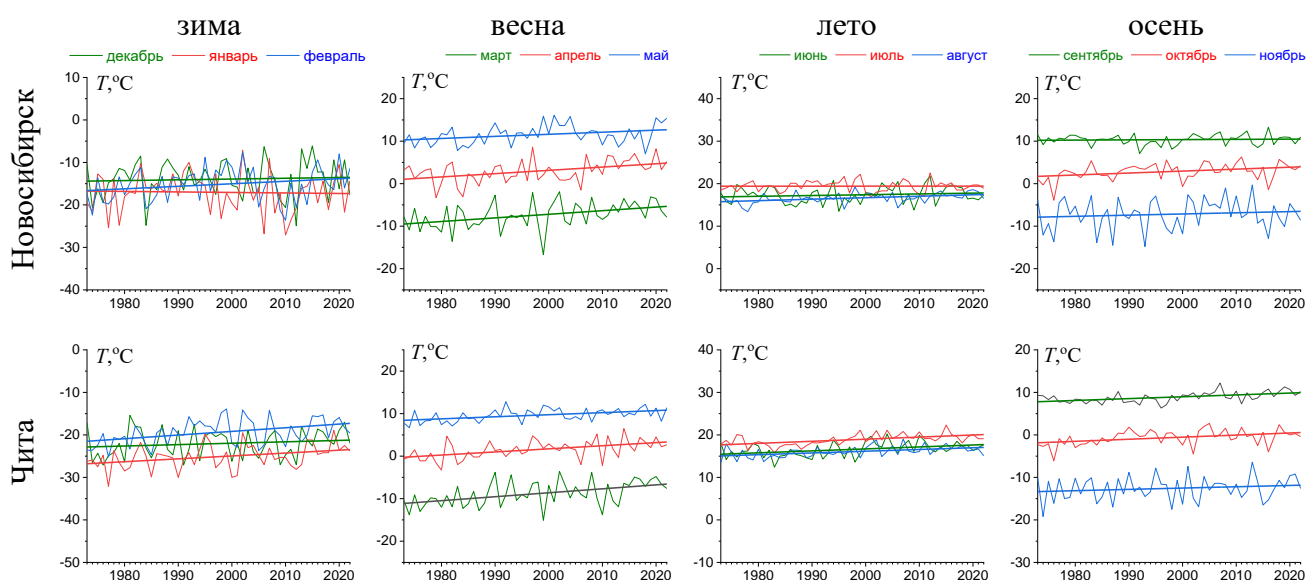


Рисунок 2 – Межгодовые изменения среднемесячной приземной температуры воздуха и

их линейные тренды для типичных станций субполярных и умеренных широт Сибири

Летом наиболее высокие тренды наблюдаются в субполярных широтах Западной Сибири (0,78–0,99°С/10 лет) в июне. В умеренных широтах Западной Сибири в июне и июле преобладают слабые, близкие к нулю тренды, в августе их величина здесь возрастает до 0,34–0,62°С/10 лет. В Восточной Сибири в субполярной зоне наибольшие тренды температуры отмечены в июне (0,57–0,88°С/10 лет), а в умеренных широтах во все летние месяцы величина тренда примерно равная (0,35–0,69°С/10 лет).

Осенью наибольшие тренды температуры наблюдаются в октябре. При этом их величина немного меньше, чем весной (в марте и апреле), они уменьшаются с севера на юг от 1,20 до 0,33°C/10 лет.

Таким образом, анализ долговременных изменений среднемесячной приземной температуры воздуха на территории Сибири за период с 1973 по 2022 гг. показал, что потепление в регионе происходит неравномерно во времени и пространстве. Наиболее быстрые темпы потепления наблюдаются в полярных широтах в течение всего года. Кроме того, высокие темпы потепления отмечаются по всей Сибири весной – в марте и апреле, а также осенью – в октябре. Для зимних месяцев характерны слабые статистически незначимые тренды среднемесячной температуры приземного воздуха, наблюдаемые почти по всей территории, за исключением полярной зоны региона.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИОА СО РАН.

1. Climate Change 2007: The Physical Science Basis / Eds. Solomon S., and coauthors , New York: Cambridge University Press, 2007. 996 p.

2. Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. М.: Росгидромет, 2014. Т. 1. 59 с.

3. Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2020 год. Москва: Росгидромет, 2021. 104 стр.

4. Третий оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации / под ред. В.М.Катцова. Санкт-Петербург: Росгидромет Научные технологии, 2022. 676 с.

5. *Переведенцев Ю.П.* Теория климата. Казань: изд. Казан. ун-та, 2009. 501 с.

6. *Шерстюков Б.С., Салугаивили Р.С.* Новые тенденции в изменениях климата северного полушария Земли в последнее десятилетие // Труды ВНИИГМИ-МЦД, 2010. Вып. 175. С.43–51.

7. *Комаров В.С., Ломакина Н.Я., Ильин С.Н., Лавриненко С.Н.* Современные изменения климата пограничного слоя атмосферы над территорией Сибирского региона / Под ред. Г.Г. Матвиенко. Томск: Изд-во ИОА СО РАН. 2013. 212 с.

8. Третий оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Общее резюме. СПб.: Научные технологии, 2022. 124 с.

9. *Kabanov M.V.* Seasonal Regularities of the Observed Warming in Siberia // Atmospheric and Oceanic Optics. 2009. V. 22. № 1. P. 108–112.

10. ВНИИГМИ-МЦД. Доступ к данным [Электронный ресурс] URL: <http://meteo.ru/data> (дата обращения: 12.03.24).

АНОМАЛИИ ХАРАКТЕРИСТИК ОБЛАЧНОСТИ НАД ЗАПАДНОЙ СИБИРЬЮ В ЛЕТНИЙ И ЗИМНИЙ СЕЗОНЫ ЗА ПЕРИОД 2001-2022 ГГ

Скороходов А.В., Курьянович К.В., Астафуров В.Г.

Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск, Россия

e-mail: vazime@yandex.ru, ksuyain@mail.ru, astafurov@iao.ru

Представлены результаты анализа изменчивости параметров общей облачности (дневной и ночной) над Западной Сибирью в зимний и летний сезоны за период 2001-2022 гг. по данным MODIS. Рассматриваются следующие характеристики облаков: доля покрытия ими территорий исследуемых широтных зон, высота, давление и температура на их верхней границе, а также эффективная излучательная способность в спектральном диапазоне 11 мкм. Обсуждаются результаты построения временных рядов параметров облачности и анализ причин наблюдения в них аномальных значений с привлечением данных реанализа ERA-5. Установлено, что основной причиной сезонных аномалий характеристик облаков над Западной Сибирью являются высокие барические образования с различным временем существования.

Облачность является одним из основных компонентов климатической системы Земли, покрывая 60-70% ее поверхности постоянно. Облака принимают непосредственное участие в различных процессах системы «атмосфера-океан-суша»: гидрологическом цикле, радиационном переносе, транспорте аэрозоля, разрушении озонового слоя и других [1-4]. Облачность не статичное явление, она непрерывно возникает, перемещается, видоизменяется и исчезает. Основными механизмами образования облаков являются внутренние волны, конвекция, конвергенция и процессы общей циркуляции атмосферы (например, струйные течения, фронты и циклоны). Поэтому с помощью анализа режима облачности над определенным регионом за продолжительный период времени можно выявить преобладающие здесь процессы системы «атмосфера-океан-суша», а также оценить их интенсивность. При этом аномалии во временных рядах характеристик облаков следует воспринимать в качестве маркеров, возникающих над этими территориями экстремальных явлений. Например, в [5-6] отмечены особенности формирования конвективной облачности при длительном атмосферном блокировании. Поэтому изучение режима облаков и их характеристик над отдельно взятым регионом планеты, а также анализ причин возникновения аномальных значений в их временных рядах являются актуальной задачей с точки зрения улучшения понимания механизмов облакообразования.

В настоящее время существует большое количество баз данных, содержащих результаты многолетних наземных и спутниковых наблюдений за характеристиками преимущественно общей и нижней облачности в глобальном и региональном масштабах, а также работ по их

всестороннему анализу. Однако в подавляющей части исследований по данной тематике рассматриваются только карты усредненных за определенный период времени значений параметров облаков и/или их временные ряды с выделенными трендами без анализа причин регистрируемых в них аномалий. Примером детального анализа изменчивости регионального режима облачности, включая оценку его связи с некоторыми процессами «атмосфера-океан-суша» являются [7-9]. Применительно к региону Западной Сибири исследований, связанных с изучением сезонных аномалий характеристик облаков, ранее не проводилось. Интерес к данной территории обусловлен ее географическим положением, особенности которого создают условия для развития ярко выраженного меридионального переноса, усиливающегося в случаях формирования обширных блокирующих антициклонов над Европейской частью России или возникновения в зимний период сезонного центра действия атмосферы – Сибирского максимума. Поэтому для Западной Сибири характерны значительные температурные колебания в течение года, а также продолжительные периоды аномально жаркой или холодной погоды. Следовательно, указанные процессы и определяют режим облачности в этом регионе, а увеличение повторяемости возникновения здесь экстремальных явлений за последние десятилетия могут привести не только к росту числа наблюдений сезонных аномальных значений различных характеристик облаков, но и к его изменению в целом. В частности, в [10] отмечена положительная обратная связь между количеством общей облачности и интенсивностью Сибирского максимума.

В докладе представлены результаты анализа многолетней изменчивости характеристик общей облачности (дневной и ночной) над Западной Сибирью в летний и зимний сезон за период 2001-2022 гг. При этом рассматриваются три широтные зоны целевого региона по отдельности: северная ($66-72^{\circ}$ с.ш., $68-82^{\circ}$ в.д.), переходная ($60-65^{\circ}$ с.ш., $62-88^{\circ}$ в.д.) и южная ($54-59^{\circ}$ с.ш., $62-88^{\circ}$ в.д.). Информация о параметрах общей облачности извлекается из тематического продукта MOD08_M3 с пространственным разрешением 1° , полученного с помощью результатов спутниковой съемки сенсором MODIS (спутник Terra). При этом рассматриваются только те характеристики облаков, которые «одинаково» эффективно восстанавливаются операционными алгоритмами в дневное и ночное время (т.е. рассчитанные без использования информации видимых каналов радиометра): доля покрытия облачностью территории исследуемых широтных зон, давление, высота и температура на ее верхней границе, а также эффективная излучательная способность в спектральном диапазоне 11 мкм. Наряду с ежегодными отчетами Росгидромета для выявления причин наблюдения аномальных значений во временных рядах перечисленных выше характеристик облаков применяются тематические

продукты MOD21C3, содержащие информацию о температуре подстилающей поверхности, а также сведения о высоте геопотенциала на барических уровнях 500, 700, 850 и 1000 гПа из реанализа ERA5.

Основная идея методики анализа изменчивости характеристик облаков над Западной Сибирью заключается в следующем. Строятся временные ряды усредненных за лето (июнь, июль, август) и зиму (декабрь, январь, февраль) параметров дневной и ночной облачности над исследуемыми широтными зонами целевого региона и находятся тренды. Аналогичные действия выполняются для температуры подстилающей поверхности и высот геопотенциала. Осуществляется поиск аномалий во временных рядах параметров облачности. Под аномалией здесь понимается существенное отклонение значения определенной характеристики облаков от линии тренда. Далее отбирается до трех наиболее крупных аномалий для каждого параметра дневной и ночной облачности в летний и зимний сезоны. Проводится сопоставление полученных результатов с ежегодными отчетами Росгидромета на предмет выявления процессов системы «атмосфера-океан-суша», которые могли стать причиной возникновения этих аномалий (например, продолжительных антициклонов), а также с временными рядами температуры подстилающей поверхности и высот геопотенциала для подтверждения этих взаимосвязей. На последнем шаге осуществляется расчет коэффициентов корреляции между различными характеристиками облаков и параметрами окружающей среды.

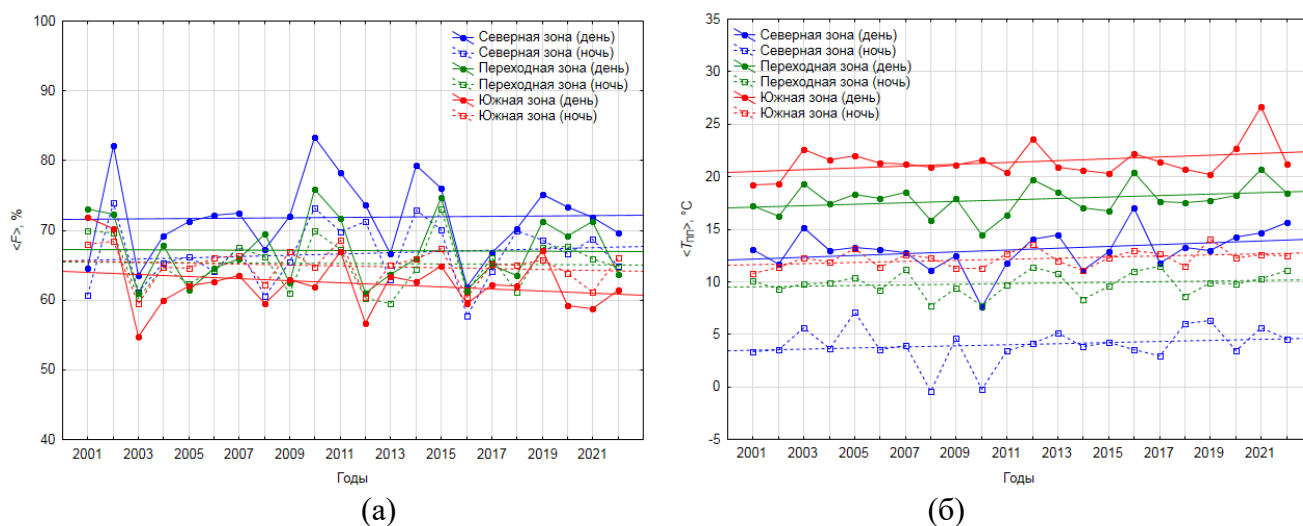


Рисунок 1 – Временные ряды доли покрытия облаками различных широтных зон Западной Сибири и температуры подстилающей поверхности летом в дневное и ночное время

В результате исследований установлено, что межгодовые колебания рассматриваемых в работе характеристик облаков выражены зимой более ярко, чем летом. При этом форма временных рядов каждого отдельно взятого параметра дневной облачности над различными широтными зонами Западной Сибири сходна в летний сезон и существенно различается в

зимний. Наибольшее число аномальных значений во временных рядах характеристик облаков наблюдается в 2001, 2010, 2012-2016 гг. летом, а в 2010, 2018 и 2021 году зимой. Основной причиной возникновения аномалий режима облачности как в зимний, так и летний сезоны является антициклоническая и циклоническая деятельность различной продолжительности, которая распространяется до барического уровня 500 гПа.

Работа выполнена в рамках государственного задания Института оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН.

1. *Ramanathan V., et al.* Cloud-radiative forcing and climate: Results from the Earth Radiation Budget Experiment // *Science*. 1989. V. 243. P. 57-63.

2. *Stubenrauch C.J., et al.* Assessment of global cloud datasets from satellites: Project and database initiated by the GEWEX Radiation Panel // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 2013. V. 94. P. 1031-1049.

3. *Martin A.C., et al.* Transport of pollution to a remote coastal site during gap flow from California's interior: impacts on aerosol composition, clouds, and radiative balance // *Atmos. Chem. Phys.* 2017. V. 17(2). P. 1491-1509.

4. *Tritscher I., et al.* Polar stratospheric clouds: Satellite observations, processes, and role in ozone depletion // *Reviews of geophysics*. 2021. V. 59(2). Article e2020RG000702.

5. *Mohr S., Wandel J., Lenggenhager S., Martius O.* Relationship between atmospheric blocking and warm-season thunderstorms over western and central Europe // *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 2019. V. 145. № 724. P. 3040-3056.

6. *Chernokulsky A., et al.* Diagnosis and modelling of two destructive derecho events in European Russia in the summer of 2010 // *Atmos. Res.* 2019. V. 267. P. 105928.

7. *Li Y., Gu H.* Relationship between middle stratiform clouds and large scale circulation over eastern China // *Geophys. Res. Lett.* 2006. V. 33. Article L09706.

8. *Su H., Jiang J.H.* Tropical clouds and circulation changes during the 2006/07 and 2009/10 El Ninos // *J. Climate*. 2013. V. 26. P. 399-413.

9. *Matuszko D., Weglarczyk S.* Long-term variability of the cloud amount and cloud genera and their relationship with circulation (Krakow, Poland) // *Int. J. Climatol.* 2018. V. 38. P. e1205-e1220.

10. *Chernokulsky A., Mokhov I., Nikitina N.* Winter cloudiness variability over Northern Eurasia related to the Siberian High during 1966–2010 // *Environ. Res. Lett.* 2013. V. 8. Article 045012.

ГНСС-МОНИТОРИНГ ТРОПОСФЕРЫ В УСЛОВИЯХ ОПАСНЫХ ПОГОДНЫХ ЯВЛЕНИЙ

Хуторова О.Г., Маслова М.В., Хуторов В.Е., Корчагин Г.Е.

Казанский федеральный университет, г. Казань, Россия

e-mail: Olga.Khutorova@kpfu.ru, maryamaslova1861@mail.ru, pri870@yandex.ru, gkorch@mail.ru

В работе рассматривались характеристики атмосферы, такие как интегральное влагосодержания и градиентные параметры зенитной тропосферной задержки сигналов спутниковых навигационных систем в условиях опасных конвективных явлений. Использовались выборка событий опасных конвективных явлений, вблизи станций в Республике Татарстан, Самарской и Московской области за 2003-2023 гг. Обнаружено, что в условиях опасных явлений сильно возрастает неоднородность поля зенитной тропосферной задержки спутниковых сигналов, что проявляется в увеличении ее градиентных параметров и их флуктуаций, а также в росте интегрального влагосодержания атмосферы и его суточной изменчивости. Наиболее сильно меняется интенсивность флуктуаций интегрального влагосодержания, если станция расположена не далее 20 км от опасного явления, что объясняется характерными размерами конвективных ячеек.

Изменение климата приводит к росту числа опасных явлений, связанных с атмосферной конвекцией, таких как сильный ветер, шторм, крупный град, ливни и грозы. Поэтому актуальной задачей при их прогнозировании является анализ атмосферной влажности [1]. Одним из инструментов всепогодного мониторинга тропосферы служат глобальные навигационные спутниковые системы (ГНСС), по сигналам которых восстанавливают интегральное влагосодержание атмосферы и параметры ее неоднородной структуры [2-6].

Длинные ряды данных интегрального влагосодержания атмосферы IWV и градиентных параметров зенитной тропосферной задержки радиосигналов, которые представлены в виде вектора, задаваемый величиной $dZTD$ и направлением A_{dZTD} , рассчитанные по ГНСС-наблюдениям сети приемников высокоточного позиционирования в Республике Татарстан и IGS-GNSS [7], с временным разрешением от 5 минут сопоставлялись с наблюдениями опасных явлений, выбранных из Европейской базы данных о суровой погоде (European Severe Weather Database) [8]. Всего использовались наблюдения пятнадцати станций в Республике Татарстан, Самарской и Московской области за 2003-2023 годы.

Оценивались внутрисуточные средние значения IWV, его внутрисуточная изменчивость $dIWV$ – отношение внутрисуточного роста влагосодержания к минимальному IWV в процентах, эти величины характеризуют мощность конвективных процессов. Максимальные за сутки значения величины градиента $dZTD$ и среднеквадратичные отклонения угла градиентного параметра A_{dZTD} характеризуют интенсивность атмосферных мезомасштабных

неоднородностей. Сформированы выборки этих характеристик для суток проявления каждого из типов опасных явлений и общая выборка для периода с 15 апреля по 15 октября за все годы.

Критерии Стьюдента, ANOVA и Краскела-Уоллеса показали, что распределения всех исследуемых параметров при опасных явлениях и среднемноголетние значимо различаются.

Далее мы исследовали различия распределений интегрального влагосодержания и вектора градиентных параметров ZTD для различных типов опасных явлений. Все статистические критерии показали, что распределения при таких явлениях как смерч, шторм и сильный порыв ветра статистически не различаются, поэтому далее мы эти явления рассматриваем в совокупности. Так же мы объединили распределения интегрального влагосодержания и градиентных параметров ZTD при крупном граде, молниях и ливнях принадлежат к одной генеральной совокупности, возможно из-за невысокой статистики выборок, собранных для событий молнией и ливней.

И наоборот, обнаружено, что выборки интегрального влагосодержания, его внутрисуточной изменчивости, флуктуаций направления градиента ZTD при сильных ветрах (вместе со штормами и смерчами) и крупном граде (вместе с молниями и ливнями) принадлежат к разным совокупностям. Величина градиента ZTD не показала различий распределений этих выборок. Скорее всего величина градиента отражает характерные флуктуации плотности воздуха при формировании конвективных ячеек, которые имеют одинаковый характерный масштаб при глубокой конвекции, сопровождаемой разными типами опасных явлений [9].

Произведена оценка статистических характеристик интегрального влагосодержания атмосферы, градиентных параметров зенитной тропосферной задержки в зависимости от расстояния между координатами отмеченного опасного погодного явления и пунктом наблюдения (ГНСС станцией). Выбор расстояния до станции основывались на выделении влияния конвективных процессов, соответствующих γ -мезомасштабу (пространственный масштаб до 20 км) и β -мезомасштабным флуктуациям (20-200 км) [10].

В табл. 1 представлены различия характеристик измеряемых ГНСС параметров для событий опасных явлений и соответствующих им значения медианных величин интегрального влагосодержания атмосферы, его суточной изменчивости, величины градиента и флуктуаций градиента зенитной тропосферной задержки.

Все опасные явления проявляются в данных мониторинга увеличением интегрального влагосодержания атмосферы на 6-10 мм осажденной воды, величины градиента на 0,5 мм и флуктуаций угла градиента зенитной тропосферной задержки на 4-10 градусов.

Таблица 1 Разница характеристик ГНСС параметров для событий опасных явлений в сравнении с многолетними данными

| | Расстояние антенны до ОЯ $D \leq 20$ км (Сильный ветер) | Расстояние антенны до ОЯ $20 \text{ km} < D \leq 200$ км (Сильный ветер) | Расстояние антенны до ОЯ $D \leq 20$ км (град, ливень, гроза) | Расстояние антенны до ОЯ $20 \text{ km} < D \leq 200$ км (град, ливень, гроза) |
|--|---|--|---|--|
| Рост медианного значения среднесуточного IWV, мм | 6 | 6 | 10 | 6 |
| Рост медианного значения максимального за сутки градиента $dZTD$, мм | 0,5 | 0,4 | 0,2 | 0,2 |
| Рост медианного значения внутрисуточных флуктуаций $\sigma_A dZTD, ^\circ$ | 10 | 8 | 7 | 4 |
| Число событий | 40 | 181 | 17 | 126 |

Вариации IWV особенно заметно, если опасные явления наблюдаются не далее 20 км от станции. Значение величины градиента ZTD и его флуктуации менее чувствительны к расстоянию до опасных явлений, но также показывают усиление неоднородностей атмосферы при опасных явлениях. Эти две характеристики свидетельствуют о возрастании атмосферных флуктуаций, по всей вероятности, связанных с формированием конвективных ячеек. Слабая зависимость вектора градиентных параметров от расстояния между опасным явлением и станцией мониторинга объясняется тем, что, как правило, при глубокой конвекции образуется не одна ячейка, а протяженные мезомасштабные конвективные структуры, связанные с прохождением атмосферного фронта

Полученные результаты свидетельствуют о том, что при опасных явлениях в условиях глубокой конвекции сильно возрастает не только влагосодержание атмосферы. С помощью зондирования тропосферы ГНСС сигналами фиксируется рост интенсивности мезомасштабных неоднородностей, что проявляется в увеличении величины вектора градиентного параметра флуктуаций угла зенитной тропосферной задержки сигналов глобальных навигационных спутниковых систем. Наиболее сильно меняется величина градиента зенитной тропосферной задержки ГНСС сигналов, особенно, если станция расположена не далее 20 км от опасного явления, что объясняется размерами конвективных ячеек. Но даже при расположении станции на расстояниях до 200 км от опасных явлений наблюдается эффект роста атмосферных флуктуаций по сравнению со среднемноголетними данными. Таким образом, опасные

конвективные процессы в летний период объективно отражаются в измеряемых характеристиках неоднородной структуры атмосферы при ГНСС мониторинге.

Исследование выполнено за счёт гранта Российского научного фонда № 23-27-00222 (<https://rscf.ru/project/23-27-00222>). (проект 23-27-00222).

1. *Алексеева А.А.* Прогноз ураганных ветров внетропических циклонов на территории России // *Метеорология и гидрология*. 2017. № 1. С. 5-15.

2. *Bevis M., Businger S., Herring T.A., Rocken C., Anthes R.A., Ware R.H.* GPS meteorology: Remote sensing of atmospheric water vapor using the Global Positioning System // *J. Geophys. Res.* 1992. V. 97. №. D14. P. 15787-15801.

3. *Hofmann-Wellenhof B., Lichtenegger H., Collins J.* Global Positioning System. Theory and Practice. New York: Springer-Verlag: Wien, 1994. 356 p.

4. *Xu G.* GPS. Theory, algorithms and applications. Berlin: Springer. 2007. 340 p.

5. *Barindelli S., Realini E., Venuti G., Fermi A., Gatti A.* Detection of water vapor time variations associated with heavy rain in northern Italy by geodetic and low-cost GNSS receivers // *Earth, Planets and Space*. 2018. V. 70. N 1. P. 1-18.

6. *Хуторова О.Г., Маслова М.В., Хуторов В.Е.* Проявление конвективных процессов в рядах интегрального влагосодержания атмосферы по многолетним данным мониторинга тропосферы сигналами спутниковых навигационных систем в г. Казани // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2023. Т. 20. № 3. С. 271-281

7. IGS-GNSS [Электронный ресурс]. URL: <https://igs.org/> (дата обращения: 05.03.2024)

8. *Dotzek N., Groenemeijer P., Feuerstein B., Holzer A.M.* Overview of ESSL's severe convective storms research using the European Severe Weather Database ESWD. // *Atmos. Res.* 2009. V. 93. P. 575–586

9. *Вельтищев Н.Ф., Степаненко В.М.* Мезометеорологические процессы : учебное пособие М.: МГУ, 2007. 126 с.

10. *Orlanski I.A* rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bulletin of the American Meteorological Society*. 1975. V. 56. №. 5. P. 527–530.

ВЫБРОСЫ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ С ТЕРРИТОРИИ САНКТ-ПЕТЕРБУРГА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ МОБИЛЬНОЙ ИЗМЕРИТЕЛЬНОЙ КАМПАНИИ ЕММЕ

Макарова М.В.¹, Фока С.Ч.¹, Ионов Д.В.¹, Косцов В.С.¹, Ивахов В.М.², Парамонова Н.Н.²

¹Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, Россия

²Главная геофизическая обсерватория им. А.И. Воейкова, г. Санкт-Петербург, Россия

e-mail: m.makarova@spbu.ru, s.foka@spbu.ru, d.ionov@spbu.ru, v.kostsov@spbu.ru,

ivakho00@mail.ru, nina-paramonova@mail.ru

Санкт-Петербург – второй по численности населения город Российской Федерации и четвертый в Европе. Согласно официальной статистике, в городе постоянно проживает ~5.6 млн. человек. С целью получения экспериментальных оценок выбросов парниковых газов с территории Санкт-Петербургской агломерации был разработан оригинальный комплексный подход, реализованный при проведении измерительных кампаний ЕММЕ 2019-2020. В работе проведено обобщение результатов мобильных экспериментов 2019-2020гг. Представлены экспериментальные оценки удельных потоков парниковых газов для территории Санкт-Петербургской агломерации. Показано, что карантинные ограничения (COVID-19) оказали влияние на структуру выбросов Санкт-Петербурга: резкое снижение транспортной активности привело к значительному уменьшению выбросов CO от автотранспорта.

1. Введение. Точная количественная оценка антропогенных выбросов парниковых газов, основными из которых являются CO₂ и CH₄, необходима, как для исследования механизмов и факторов, определяющих влияние состава атмосферы на климат, экосистемы и здоровье человека, так и для разработки и контроля соблюдения международных соглашений и норм в области охраны окружающей среды и климата. Суммарные антропогенные эмиссии CO₂ для развитых стран в настоящее время оценены с хорошей точностью, поскольку национальные выбросы определяются объемом используемого ископаемого топлива. В отличие от CO₂, оценка выбросов CH₄, даже в масштабах отдельно взятой страны, представляет более сложную задачу, что обусловлено спецификой источников метана. Имеющиеся данные о выбросах парниковых газов для региональных и локальных масштабов характеризуются существенно более низким уровнем достоверности. Особое внимание уделяется экспериментам по оценке выбросов парниковых газов (подход «top-down») для крупнейших мировых мегаполисов и сравнению их результатов с кадастровыми оценками выбросов (подход «bottom-up»).

Санкт-Петербург – второй по численности населения (~5.6 млн. человек) город Российской Федерации и четвертый в Европе. С целью получения экспериментальных оценок выбросов парниковых газов с территории Санкт-Петербургской агломерации авторами работы был предложен оригинальный комплексный подход, который был реализован в 2019 и 2020

годах при проведении измерительных кампаний ЕММЕ 2019-2020 (Emission Monitoring Mobile Experiment) [1,2].

2. Обзор измерительных кампаний ЕММЕ 2019-2020. Мобильные измерительные кампании ЕММЕ в 2019 и 2020 годах проводились в один и тот же период: в марте – начале мая.

Измерительная кампания ЕММЕ-2019. Ключевая аппаратура кампании 2019 года – два портативных FTIR-спектрометра (Fourier-transform Infrared) Bruker EM27/SUN, которые применялись для наземных измерений общего содержания CO_2 , CH_4 и CO с подветренной и наветренной сторон города. Схема мобильного эксперимента ЕММЕ представлена на рис. 1. Планирование выездных измерений проводилось накануне вечером и включало определение оптимального местоположения FTIR-спектрометров EM27/SUN (указатели 1 и 2 на Рис. 1) на основе прогнозов погоды в сочетании с численным моделированием переноса загрязнений в районе города.

Кампания ЕММЕ-2019 также включала в себя мобильные DOAS-измерения тропосферного содержания NO_2 по замкнутому маршруту вдоль кольцевой автодороги (КАД) вокруг Санкт-Петербурга (указатель 3 на Рис. 1). В зависимости от фактического положения шлейфа NO_2 , регистрируемого посредством мобильных DOAS-измерений, в режиме реального времени принималось решение о необходимости корректировки мест расположения FTIR-спектрометров EM27/SUN.

Измерительная кампания ЕММЕ-2020. Эксперимент был продолжен в 2020г., при этом его концепция была, в целом, сохранена. Основное отличие ЕММЕ-2020 от кампании 2019 г. состоит в использовании только одного FTIR-спектрометра EM27/SUN. Аппаратура во время регистрации спектров находилась в автомобиле, что существенно повысило оперативность измерений. В 2020 году измерения содержания CO_2 , CH_4 и CO с наветренной и подветренной сторон мегаполиса (вне шлейфа загрязнений и непосредственно в шлейфе) проводились последовательно. Вторая половина измерительной кампании 2020 года проводилась в условиях карантинных ограничительных мер в связи с пандемией COVID-19, введенных в Санкт-Петербурге с 28 марта 2020г. В связи с этим анализ результатов ЕММЕ-2020 представлял особый интерес.

Метода баланса масс в виде боксовой модели. При оценке удельных потоков CO_2 и CH_4 с территории Санкт-Петербургской агломерации по результатам наблюдательных кампаний 2019 и 2020 был использован метод баланса масс в виде боксовой модели [1].



Рисунок 1 – Схема мобильных экспериментов ЕММЕ, где 1 и 2 – FTIR-спектрометры, расположенные с наветренной и подветренной сторон города; 3 – дифракционный спектрометр, осуществляющий DOAS-измерения тропосферного содержания NO_2 по замкнутому маршруту вдоль КАД; 4 – пробоотбор с помощью воздушного змея (проводился с подветренной стороны при подходящих погодных и ландшафтных условиях). Забор проб воздуха на уровне земли осуществлялся в точках 1 и 2

3. Основные результаты. В докладе, посвященном обобщению результатов кампаний ЕММЕ 2019-2020, представлены:

- оценки влияния выбросов CO_2 и CH_4 с территории Санкт-Петербурга на значения средней концентрации X_{CO_2} и X_{CH_4} в атмосфере (антропогенные добавки ΔX_{CO_2} и ΔX_{CH_4});
- экспериментальные (“top-down”) оценки потоков CO_2 и CH_4 для территории Санкт-Петербургской агломерации, полученные по результатам мобильных экспериментов 2019 и 2020 годов;
- анализ репрезентативности результатов кампаний ЕММЕ для оценки годового значения эмиссий парниковых газов с территории Санкт-Петербурга;
- значения эмиссионных соотношений CO/CO_2 ($ER_{\text{CO}/\text{CO}_2}$) и CH_4/CO_2 ($ER_{\text{CH}_4/\text{CO}_2}$) характеризующих структуру выбросов Санкт-Петербурга, второго по численности населения промышленного центра России;
- анализ влияния карантинных ограничений (во время пандемии COVID-19) на структуру выбросов парниковых газов;
- сравнение результатов кампаний ЕММЕ 2019-2020 с литературными данными.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда No 24-27-00033, <https://rscf.ru/project/24-27-00033/>. Исследования проведены с использованием аппаратуры (Bruker IFS 125HR) ресурсного центра "Геомодель" (Научный парк СПбГУ).

1. *Makarova M.V. et al.* Emission Monitoring Mobile Experiment (EMME): an overview and first results of the St. Petersburg megacity campaign 2019 // *Atmos. Meas. Tech.* 2021. V 14. P. 1047–1073.

2. *Ionov D.V. et al.* The CO₂ integral emission by the megacity of St Petersburg as quantified from ground-based FTIR measurements combined with dispersion modelling // *Atmos. Chem. Phys.* 2021. V. 21. P. 10939–10963.

КОРОТКОПЕРИОДНАЯ ДИНАМИКА ХАРАКТЕРИСТИК ВЕТРОВЫХ ВОЛН В БЕРЕГОВОЙ ЗОНЕ ОЗ. БАЙКАЛ

Бутуханов В.П., Атутов Е.Б., Очиров О.Н., Башкуев Ю.Б., Дембелов М.Г.

Институт физического материаловедения СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия

e-mail: vbut1951@gmail.com, evgeniy_atutov@mail.ru, 1_2_z@mail.ru, buddich@mail.ru,

mdembelov@mail.ru

В статье анализируются экспериментальные данные, полученные при измерении параметров ветровых волн видеорегистраторами, установленными на притопленной мачте с измерительной вехой, вблизи береговой линии оз. Байкал. Измерения были проведены в осенний период. Рассмотрена короткопериодная динамика характеристик ветровых волн на мелководье. В условиях открытого Байкала в дневное время установлена зависимость высоты волн от скорости и направления ветра, принимающая максимальное значение во второй половине дня при западном направлении ветра. Показаны временные вариации периода и высоты волн, выделены нелинейные режимы гравитационных волн на мелководье. В результате этих процессов уровни высоты короткопериодных волн принимают максимальные пиковые значения.

Введение. Взаимодействие атмосферы и гидросферы определяет ветроволновые условия и устанавливает режим образования волн крупных водоемов. Образование и трансформация волн главным образом зависит от приводного ветра, орографии окружающих водоемы местности. Для изучения данных закономерностей используют различные методы и технические средства, основная задача которых заключается в измерении основных характеристик поверхностного волнения. В дальнейшем на основе многолетних измерений и статистических исследований можно построить математические модели, которые с достаточной долей точности могут прогнозировать и описывать волновые процессы, происходящие в прибрежной зоне крупных водоемов. Однако, несмотря на множество моделей и многолетних исследований, все же остаются некоторые не изученные области, касающиеся динамики происходящих процессов [1]. Основные проблемы связаны с временными изменениями периода регистрируемых ветровых волн, и его связь с высотой [2]. Применение классического дисперсионного уравнения не позволяет полностью описать изменения периодов ветровых волн в прибрежной зоне на мелкой воде. Знание изменения периодов ветровых волн крайне важно не только для прикладных, но и для фундаментальных исследований динамики поверхности гидросферы.

В нашей статье для исследования динамики характеристик ветровых волн в береговой зоне оз. Байкал была создана опытная станция мониторинга высоты волн [3]. Результаты,

представленные в данной статье, являются продолжением исследований характеристик ветровых волн.

Экспериментальные исследования. В статье анализируются экспериментальные данные высоты и периода волн, полученные осенью в 2022 г. На начальном этапе были проведены измерения высоты и периода ветровых волн с помощью прямого метода с применением измерительной веши, установленной на притопленной мачте с видеорегистраторами на глубине 0,95 м относительно поверхности гладкой воды. Информация снималась с видеорегистраторов, где фиксировались высота и период волны на расстоянии 10 м от береговой линии, рисунок 1.

а)



б)



Рисунок 1 – Общий вид измерителя высоты и периода ветровых волн в береговой зоне оз. Байкала, а) и б) вид измерителя крупным планом

Изменения периода ветрового волнения (как увеличение, так и уменьшение) связано не только с дисперсией, но и с изменением режима волн в зоне действия ветрового поля [4], таблица 1.

Накануне, во время ночного штормового волнения, высота волн соответствовала баллу волнения III. Измерения характеристик ветровых волн проводились на следующий день после шторма, в условиях смешанного волнения с неправильными формами гребней волн, рисунок 1а. В этих условиях формировались новые ветровые волны и волны зыби, затухающие после шторма, которые соответствовали степени волнения, как умеренные. Во второй половине дня ослабление продольного юго-западного ветра компенсируется ветровым режимом с

формированием поперечных потоков западного направления (сарма) [5], что приводит к формированию развитого волнения. При действии ветра в течение 1,5 часа со скоростью от 1 до 5,4 м/с, таблица 1, значения высоты волн изменялись от 0,16 м до максимума, равной 0,56 м. При максимальных значениях высоты волн наблюдались обрушения волн.

Был выбран режим волн подверженный влиянию наиболее высоким скоростям ветра в интервале времени 14:52:00 – 14:58:00, равным 4,6 - 5,4 м/с юго-западного направления.

Таблица 1. Временные вариации направления и скорости ветра

| Время, ч:м:с | Направление ветра, ° | Скорость ветра, м/с | Время, ч:м:с | Направление ветра, ° | Скорость ветра, м/с |
|--------------|----------------------|---------------------|--------------|----------------------|---------------------|
| 14:00:00 | 276° | 3,8 | 15:00:00 | 244° | 3,7 |
| 14:02:00 | 269° | 3,3 | 15:02:00 | 246° | 4,0 |
| 14:04:00 | 264° | 2,5 | 15:04:00 | 247° | 4,7 |
| 14:06:00 | 256° | 3,6 | 15:06:00 | 250° | 4,0 |
| 14:08:00 | 262° | 2,6 | 15:08:00 | | |
| 14:10:00 | 276° | 4,0 | 15:10:00 | 239° | 4,3 |
| 14:12:00 | 269° | 3,5 | 15:12:00 | 245° | 3,8 |
| 14:14:00 | 270° | 2,8 | 15:14:00 | 241° | 4,3 |
| 14:16:00 | 276° | 3,0 | 15:16:00 | | |
| 14:18:00 | 268° | 3,2 | 15:18:00 | 234° | 4,7 |
| | | | 15:20:00 | 235° | 4,6 |
| 14:52:00 | 252° | 5,4 | 15:22:00 | 230° | 3,0 |
| 14:54:00 | 240° | 5,1 | 15:24:00 | 185° | 1,0 |
| 14:56:00 | 256° | 5,2 | | | |
| 14:58:00 | 241° | 4,6 | | | |

В результате обработки данных, были выбраны участки записи с характерным изменением периода от 2 до 5 с и амплитуды поверхностного волнения, за интервал времени с 14:52:00 – 14:57:00 ч. На рисунке 2 показаны временные вариации высоты волн за указанный интервал времени. Из рисунка видно, что форма профиля ветровых волн в прибрежной зоне на мелководье неоднородна с проявлением пиков высоты волн.

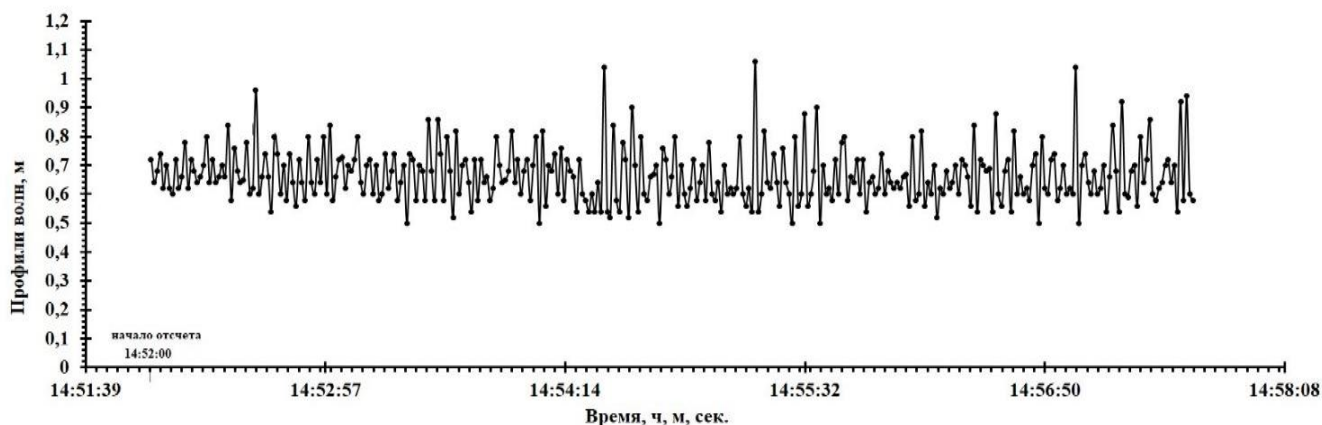


Рисунок 2 – Временные вариации профилей волн за интервал времени с 14:52:00 – 14:57:00 ч.

Для оценки резких пиков высоты волн проведена оценка вклада процессов нелинейности и дисперсии поверхностных гравитационных волн на мелководье. Важным безразмерным параметром для оценки нелинейности волн при длине волны много больше глубины воды ($\lambda \gg h$) является параметр Урседа [6]:

$$U = \frac{H\lambda^2}{h^3}, \quad (1)$$

где H - высота волны, т.е. разница между высотами гребня волны и подошвы, h - средняя глубина воды, λ - длина волны.

Воспользуемся дисперсионным соотношением длины волны и периода:

$$\lambda = T\sqrt{gh},$$

где g – ускорение свободного падения, равное $\approx 9,8 \text{ м/с}^2$, h – глубина воды, равная 0,95м, T – период волны.

На рисунке 3а показана временная изменчивость высоты волн с небольшим увеличением амплитуды идущих с постоянным периодом 2 секунды до установления максимального пикового значения. В результате интерференции при суперпозиции последовательно идущих линейных волн происходит резкий пик высоты волн в 5 раз превышающий высоту предыдущей волны. При оценке параметра Урседа, $U = \frac{H\lambda^2}{h^3} = \frac{0,11 \times 6,1^2}{0,95^3} \approx 4,77$ что соответствует применению приближения теории линейной волны в прибрежной зоне [7]. Другая ситуация показана на рисунке 3б, при периоде волн $T = 5 \text{ с}$ происходит трансформация волн в сторону низких частот, при этом высота волн увеличивается с 0,17 до 0,5 м, где при длине волны $\lambda = 15,25 \text{ м}$ параметр Урседа $U \approx 51,6$, что превышает границу $U = 10$, когда еще можно считать волны частично линейными.

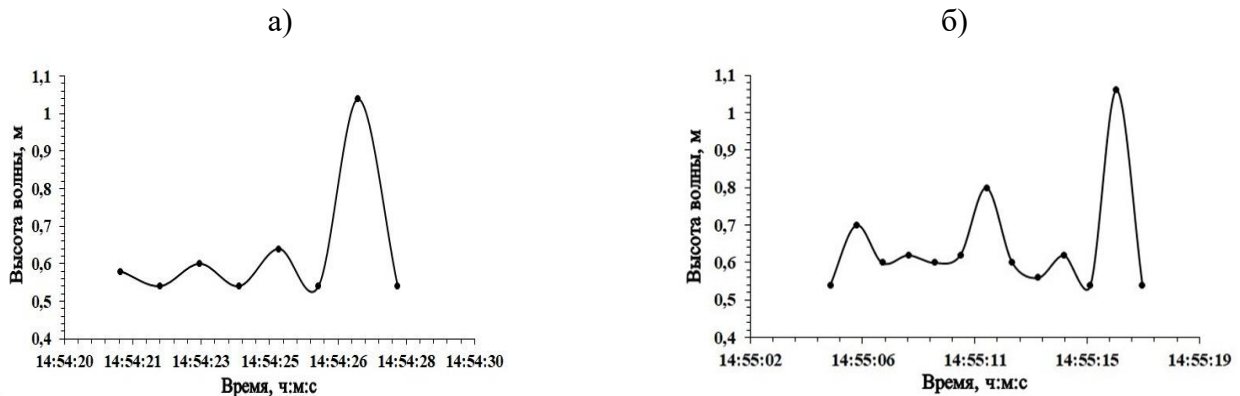


Рисунок 3 – Короткопериодные вариации высоты волн на мелководье

В этой ситуации причиной увеличения высоты волн видимо являются нелинейные эффекты при периоде волн $T = 5 \text{ с}$. В этом интервале времени к влияниям метеоусловий на характеристики волн можно отнести изменчивость юго-западного направления ветра с 240° до 256° при незначительном изменении скорости ветра с 5,1 до 5,2 м/с. В этих условиях фазовая скорость волны равна $c = \lambda/T = 15,25 / 5 = 3,05 \text{ м/с}$, с другой стороны на мелководье групповая

скорость, как и фазовая не зависит от длины волны и определяется глубиной воды $c = \sqrt{gh} = 3,05$ м/с, т.е. она совпадает с фазовой скоростью волны. Возможно изменение направления ветра привело к нелинейности и дисперсии волн. В дальнейшем исследования будут продолжены.

Заключение. В результате анализа экспериментальных данных установлено, что нелинейная трансформация волн влияет на максимальный пик высоты волн, определяющего соотношение между значительной высотой нерегулярных волн и глубиной воды в точке обрушения.

Связь между скоростью и направлением ветра и высотой волн сильно зависит от продолжительности действия ветра на мелководье прибрежной зоны оз. Байкал. Максимальные значения высоты волн достигают по прошествии 1 часа с западной составляющей направления ветра.

1. *Munk W.H.* Origin and generation of waves //Proceedings 1st International Conference on Coastal Engineering. Coastal Engineering Proceedings. 1950. V. ASCE. № 1. P. 1–4.
2. *Шулейкин В.В.* Краткий курс физики моря. Л.: Гидрометеиздат, 1959. 478 с.
3. *Butukhanov V.P., Atutov E.B., Ochirov O.N., Bashkuev Yu.B., Dembelov M.G.* Creation of the experimental station for monitoring wind waves and breaking waves in the coastal zone of Lake Baikal // Proc. SPIE. 2023. V. 12780. Art. 127803Y-1-5.
4. *Филлипс О.М.* Динамика верхнего слоя океана / Перевод с англ. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 120 с.
5. *Лут Л.И.* Типовые байкальские ветры и их устойчивость // Климатические ресурсы Байкала и его бассейна. Новосибирск: Наука, 1976. С. 31 – 49.
6. *Svendsen I.A.* Introduction to nearshore hydrodynamics //Advanced Series on Ocean Engineering. 2006. V. 24. 722 p.
7. *Craik A.D.D.* The origins of water wave theory // Annual Review of Fluid Mechanics. 2004. V. 36. P. 1–28.

ИССЛЕДОВАНИЕ ГОРЕНИЯ В КАНАЛЕ С ПРИОСЕВОЙ ПОРИСТОЙ ВСТАВКОЙ

Матвиенко О.В.^{1,2}, Литвинова А.Е.³

¹Томский государственный университет, г. Томск, Россия

²Томский государственный архитектурно-строительный университет, г. Томск, Россия

³Институт оптики атмосферы им. В.Е.Зуева. г.Томск, Россия

e-mail: matvolegv@mail.ru, alena.aseeva.93@mail.ru

Проведено исследование структуры течения и характеристик теплообмена и горения потока в охлаждаемом канале с приосевой пористой вставкой. Увеличение сопротивления в пористом слое приводит к вытеснению потока из приосевой области в пристеночную область, свободную для прохода, при этом большая часть потока движется в окрестности стенки. С уменьшением пористости вставки, зона горения локализуется вблизи от входа в канал. Высокая теплопроводность каркаса обеспечивает устойчивое горение в непосредственной близости ко входу в канал.

Одним из перспективных способов интенсификации тепломассообмена, смешения, а также стабилизации пламени в технологических устройствах является использование в них пористых вставок. Исследованию фильтрационного горения газа посвящено значительное число работ [1-6]. В них приведены результаты теоретических и экспериментальных исследований формирования зоны горения в пористых средах, условия стабилизации пламени на ограниченном пористом каркасе, помещенном на пути потока газа.

При моделировании поля течения используются уравнения Бринкмана – Форчхеймера:

$$\frac{\partial \gamma \rho u}{\partial x} + \frac{1}{r} \frac{\partial \gamma \rho v r}{\partial r} = 0, \quad (1)$$

$$\frac{\partial \gamma \rho u^2}{\partial x} + \frac{1}{r} \frac{\partial \gamma \rho u v r}{\partial r} = -\gamma \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \left[\gamma \mu_{\text{eff}} \left(2 \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{2}{3} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{1}{r} \frac{\partial v r}{\partial r} \right) \right) \right] + \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left[\gamma \mu_{\text{eff}} r \left(\frac{\partial u}{\partial r} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) \right] - \gamma R u, \quad (2)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \gamma \rho u v}{\partial x} + \frac{1}{r} \frac{\partial \gamma \rho v r}{\partial r} &= -\gamma \frac{\partial p}{\partial r} + \frac{\partial}{\partial x} \left[\gamma \mu_{\text{eff}} \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial r} \right) \right] + \\ &+ \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left[\gamma \mu_{\text{eff}} r \left(2 \frac{\partial v}{\partial r} - \frac{2}{3} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{1}{r} \frac{\partial v r}{\partial r} \right) \right) \right] - \gamma \mu_{\text{eff}} \frac{v}{r} + \frac{\gamma \rho w^2}{r} - \gamma r v \end{aligned} \quad (3)$$

Для определения характеристик турбулентности используется $k-\varepsilon$ модель, адаптированная Джонсом и Лаундером для расчета течений с низкими числами Рейнольдса.

$$\frac{\partial \gamma \rho u k}{\partial x} + \frac{1}{r} \frac{\partial \gamma \rho v k r}{\partial r} = \frac{\partial}{\partial x} \left[\gamma \frac{\mu_{\text{eff}}}{\sigma_k} \frac{\partial k}{\partial x} \right] + \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left[\gamma \frac{\mu_{\text{eff}}}{\sigma_k} r \frac{\partial k}{\partial r} \right] + \gamma G_k - \gamma r \varepsilon - 2 \gamma \mu \left[\left(\frac{\partial \sqrt{k}}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial \sqrt{k}}{\partial r} \right)^2 \right] - \gamma \rho R k, \quad (4)$$

$$\frac{\partial \gamma \rho \mu \varepsilon}{\partial x} + \frac{1}{r} \frac{\partial \gamma \rho \nu r \varepsilon}{\partial r} = \frac{\partial}{\partial x} \left[\gamma \frac{\mu_{\text{eff}}}{\sigma_{\varepsilon}} \frac{\partial \varepsilon}{\partial x} \right] + \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left[\gamma \frac{\mu_{\text{eff}}}{\sigma_{\varepsilon}} r \frac{\partial \varepsilon}{\partial r} \right] + \gamma (C_1 - C_2 \rho \varepsilon) \frac{\varepsilon}{k} + \gamma E - \gamma \rho R \varepsilon, \quad (5)$$

Турбулентная вязкость может быть рассчитана с использованием $k-\varepsilon$ модели турбулентности: $\mu_t = C_{\mu} f_{\mu} \rho k^2 \varepsilon^{-1}$. Сопротивление пористой среды можно вычислить с помощью уравнения Эргуна для монодисперсной упаковки шаров.

В качестве топлива рассматривалась стехиометрическая смесь метана с воздухом. Для описания процесса горения использовались уравнения теплопроводности и диффузии реагентов с учетом протекания в потоке химической реакции:

$$C_p \left(\frac{\partial \gamma \rho \mu T_g}{\partial x} + \frac{1}{r} \frac{\partial \gamma \rho \nu r T_g}{\partial r} \right) = \frac{\partial}{\partial x} \left[\gamma \lambda_{\text{eff}} \frac{\partial T_g}{\partial x} \right] + \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left[\gamma \lambda_{\text{eff}} r \frac{\partial T_g}{\partial r} \right] + Q \gamma < \Phi > + \alpha_{\text{vol}} (T_s - T_g), \quad (6)$$

$$\frac{\partial \gamma \rho \mu M_{\text{fl}}}{\partial x} + \frac{1}{r} \frac{\partial \gamma \rho \nu r M_{\text{fl}}}{\partial r} = \frac{\partial}{\partial x} \left[\gamma \rho D_{\text{eff}} \frac{\partial M_{\text{fl}}}{\partial x} \right] + \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left[\gamma \rho D_{\text{eff}} r \frac{\partial M_{\text{fl}}}{\partial r} \right] - 0.5 \frac{W_{\text{fl}}}{W_{\text{ox}}} \gamma < \Phi >, \quad (7)$$

$$\frac{\partial \gamma \rho \mu M_{\text{ox}}}{\partial x} + \frac{1}{r} \frac{\partial \gamma \rho \nu r M_{\text{ox}}}{\partial r} = \frac{\partial}{\partial x} \left[\gamma \rho D_{\text{eff}} \frac{\partial M_{\text{ox}}}{\partial x} \right] + \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left[\gamma \rho D_{\text{eff}} r \frac{\partial M_{\text{ox}}}{\partial r} \right] - \gamma < \Phi >, \quad (8)$$

где $< \Phi >$ – осредненная скорость химической реакции.

Уравнение теплопроводности для пористой засыпки имеет вид:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[(1 - \gamma) \lambda_s \frac{\partial T_g}{\partial x} \right] + \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left[(1 - \gamma) \lambda_s r \frac{\partial T_g}{\partial r} \right] - \alpha_{\text{vol}} (T_s - T_g) = 0$$

Рассмотрим результаты исследования структуры течения, в трубе радиусом R (рис. 1). Пористый слой представляет собой цилиндрический стержень радиусом r , ось которого совпадает с осью трубы. Ввод газа в реактор осуществляется, как через свободную область, так и через пористый слой.

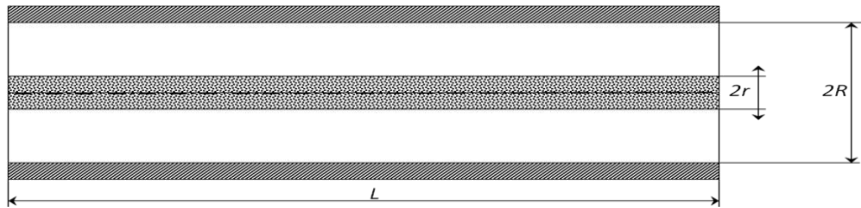


Рисунок 1 – Схема камеры

На рис. 2 представлены графики радиального распределения осевой составляющей скорости в четырех различных сечениях камеры для разных значений пористости γ . В высокопористых крупнозернистых средах вытеснение происходит на больших длинах. При этом величина скорости сначала уменьшается до нуля, после чего принимает отрицательное значение, что свидетельствует о формировании возвратных течений. После достижения своего

минимального значения осевая скорость начинает увеличиваться, асимптотически стремясь к нулю.

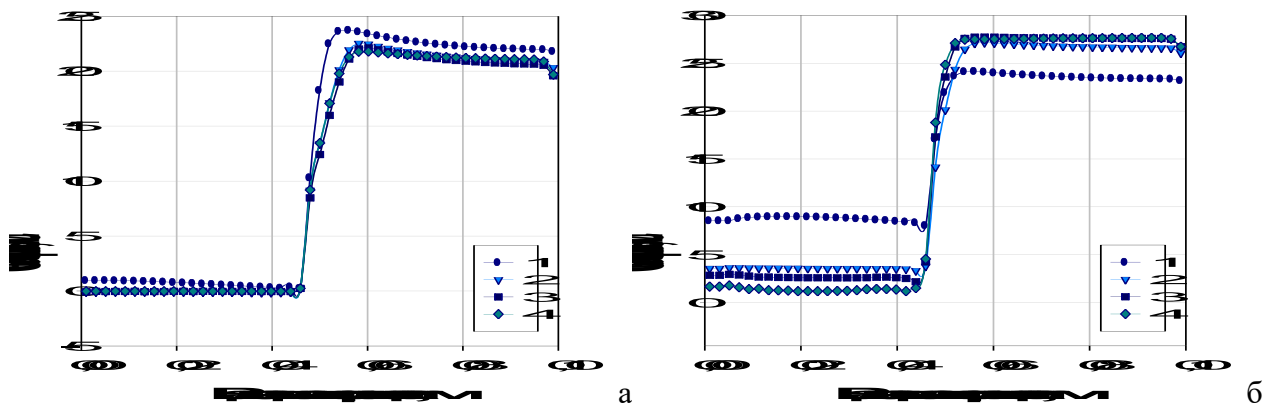


Рисунок 2 – Радиальное распределение осевой скорости в камере: $u_{in} = 20 \text{ м/с}$, $d = 10^{-3} \text{ м}$,
а: $\gamma = 0.5 \text{ м}$, б: $\gamma = 0.9$, 1 – $x = 0.1 \text{ м}$, 2 – $x = 0.3 \text{ м}$, 3 – $x = 0.5 \text{ м}$, 4 – $x = 0.7 \text{ м}$

Перейдем к рассмотрению особенностей горения в канале с приосевой цирконовой пористой вставкой. Изолинии температуры горючей смеси (стехиометрическая смесь CH_4 с воздухом) в канале с приосевой вставкой для различных значений пористости в незакрученном потоке показаны на рис. 3.

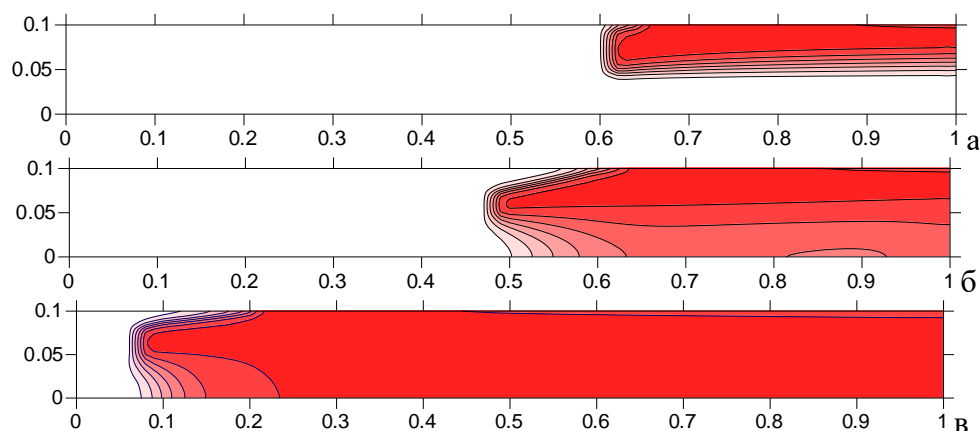


Рисунок 3 – Положение фронта пламени в канале $\varphi = 0$, а – $\gamma = 0.9$, б – $\gamma = 0.7$, в – $\gamma = 0.6$

В высокопористых средах влияние пористого каркаса на динамику потока очень мало. Однако наличие теплообмена между газом и пористой вставкой качественно изменяет картину горения. С уменьшением γ кондуктивный теплообмен в пористом слое становится более значимым. Тепло, выделяемое в периферийной зоне горения, передается в пористую вставку. Благодаря механизму кондуктивной теплопроводности это тепло распространяется к входному сечению, нагревает поступающий в канал газ и обеспечивает воспламенение в приосевой части канала на меньших длинах. При $\gamma = 0.6$ зона горения распространяется на всю ширину канала. С дальнейшим уменьшением пористости, роль кондуктивного теплообмена становится более

значимым. Происходит уменьшение длины предпламенной зоны, фронт пламени становится менее изогнутым. На рис. 4, представлены изотермы в канале с приосевой вставкой из SiC теплопроводность которого на порядок превосходит теплопроводность циркона.

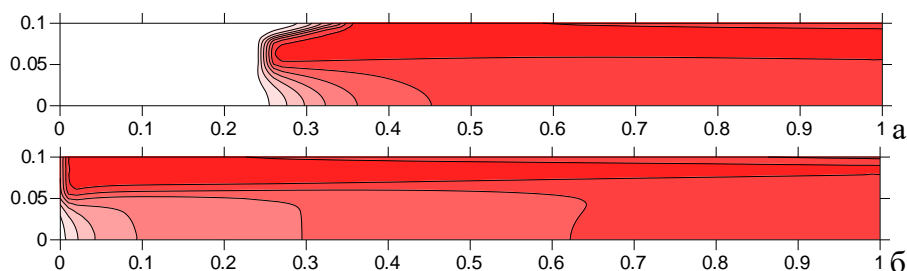


Рисунок 4 – Положение фронта пламени в канале SiC: а: $\gamma = 0.9$, б: $\gamma = 0.6$

Как видно из рисунка 4, фронт пламени локализуется на меньших длинах, чем в каналах с циркониевой вставкой с теми же параметрами потока. С уменьшением пористости вставки, зона горения локализуется вблизи от входа в канал. Высокая теплопроводность каркаса (вольфрам) обеспечивает устойчивое горение в непосредственной близости ко входу в канал для значений пористости $\gamma < 0.9$ (рис. 5).

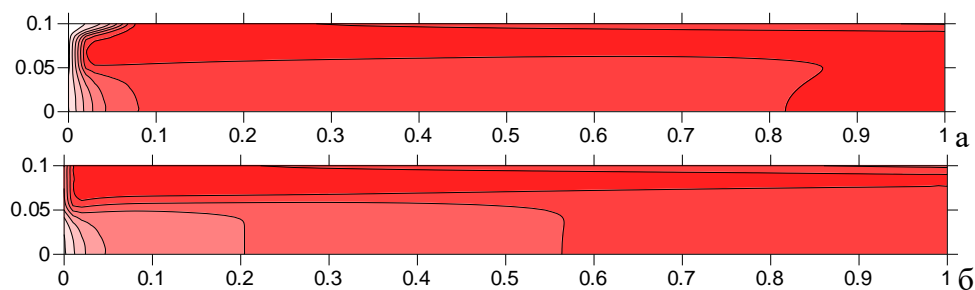


Рисунок 5 – Положение фронта пламени в канале(Вольфрам):,а – $\gamma = 0.9$, б – $\gamma = 0.6$

1. *Матрос Ю.Ш.* Распространение тепловых волн в гетерогенных средах. Новосибирск: Наука, 1988.
2. *Бабкин В.С., Дробышев В.И., Лаевский Ю.М., Потытняков С.И.* О механизме распространения волн горения в пористой среде при фильтрации газа // Докл. АН СССР. 1982. Т. 265. № 5. С. 1157-1161.
3. *Доброго К.В., Жданок С.А.* Физика фильтрационного горения газов. Минск: ИТМО, 2002. 204 с.
4. *Матвиенко О.В., Ушаков В.М.* Численное исследование структуры закрученного потока в цилиндрической камере, частично заполненной пористым материалом // Вестник Томского государственного педагогического университета. 2003. №4. С. 14-24.
5. *Матвиенко О.В., Байгулова А.И.* Численное исследование влияния кольцевой пористой вставки на структуру закрученного потока // Известия высших учебных заведений. Физика. 2015. Т. 58. № 3. С. 11-17.
6. *Матвиенко О.В., Байгулова А.И.* Исследование влияния приосевой пористой вставки на горение закрученного потока метановоздушной смеси // Известия высших учебных заведений. Физика. 2015. Т. 58. № 3. С. 18-23.

ВОССТАНОВЛЕНИЕ ТРЕХМЕРНЫХ МОДЕЛЕЙ МЕЗОМАСШТАБНЫХ ОБЛАЧНЫХ ПОЛЕЙ С РАЗЛИЧНОЙ СТРУКТУРОЙ ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ MODIS

Скороходов А.В.

Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск, Россия

e-mail: vazime@yandex.ru

Представлены результаты анализа возможностей по реконструкции трехмерных моделей мезомасштабных облачных полей на основе информации о высоте их верхней и нижней границ, полученной по данным пассивного спутникового зондирования. При этом используются стандартные тематические продукты сенсора MODIS и результаты их обработки оригинальным алгоритмом для получения оценок параметров основания облачности. Изложено описание методики по реконструкции трехмерных моделей мезомасштабных облачных полей. Обсуждаются результаты восстановления форм однослойной облачности различного размера, состоящей из облаков различных типов и ярусов.

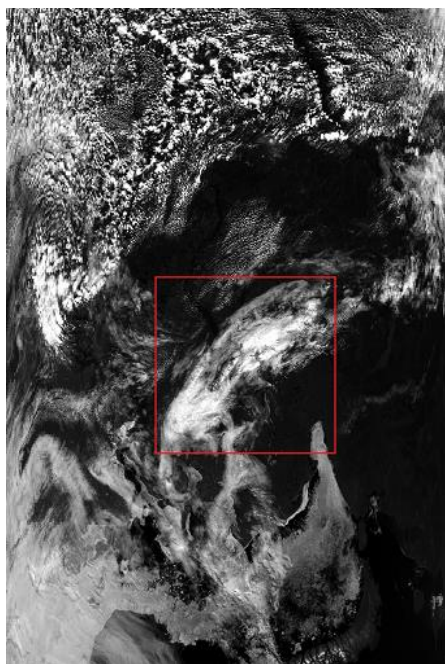
Информация о распределении параметров облачности (например, фазового состояния и размеров частиц) в трехмерном пространстве, а также ее форме необходима для устранения неопределенностей в понимании механизмов конвекции, радиационного переноса и формирования потоков скрытого тепла [1-3]. Локально внутреннюю структуру облака можно оценить с помощью наземных сканирующих лидаров или метеорологических радиолокаторов [4-5]. Однако для мезомасштабных и синоптического размера облачных полей источником наиболее полной информации об их характеристиках являются данные дистанционного зондирования Земли из космоса. Основными недостатками активных спутниковых сенсоров, например, лидара CALIOP (спутник CALIPSO) и радара CPR (спутник CloudSat), является низкая периодичность съемки и узкая полоса сканирования, что позволяет восстанавливать структуру только «среза» облака. Значения же характеристик в различных его частях могут существенно различаться, что было показано в [6]. При этом количество действующих систем активного зондирования на орбите Земли невелико, что делает невозможным оперативный мониторинг облачности в целом. Поэтому в последнее десятилетие стали предприниматься попытки по созданию методов реконструкции трехмерных моделей облаков на основе результатов пассивной спутниковой съемки.

В настоящее время существует несколько подходов к восстановлению объемных моделей облачных полей по данным оптических радиометров. Первый из них заключается в использовании методов компьютерной графики для реконструкции «реалистичных» форм облаков по двумерным изображениям из космоса с помощью клеточных автоматов, метасфер, и цифровых моделей рельефа [7]. Основным недостатком этих алгоритмов является практически

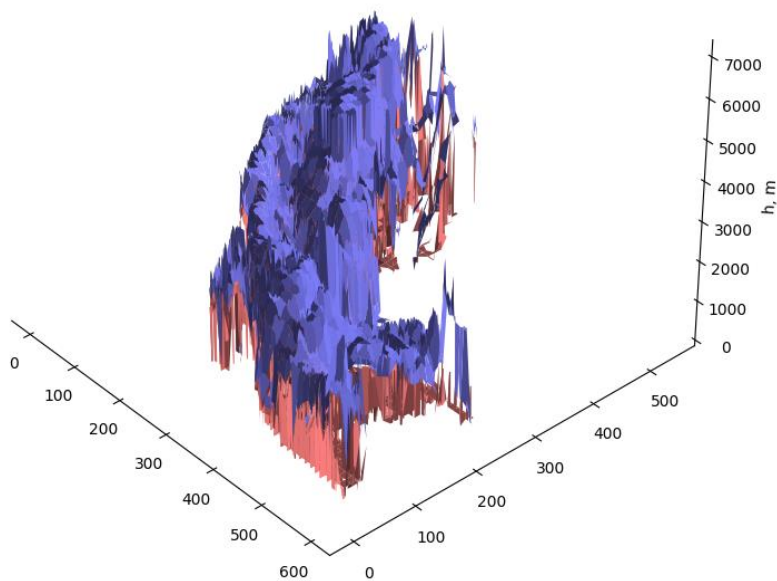
полное отсутствие взаимосвязи между восстановленными на их основе формами наблюдаемой облачности и ее реальными физическими характеристиками. Вторая группа методов опирается на использование результатов активного зондирования сенсорами CALIOP и CPR и их экстраполяцию на участки синхронных изображений MODIS (спутник Aqua), находящиеся рядом с трассой пролета этих приборов, с помощью методов искусственного интеллекта [8]. Основными недостатками данных алгоритмов является невозможность определения лидаром и радаром высоты нижней границы облаков с оптической толщиной больше 30, а также снижение эффективности процедуры экстраполяции по мере удаления от их трека. Третий подход заключается в использовании результатов восстановления значений высот нижней и верхней границ облачности, полученных по данным пассивного спутникового зондирования оптическими радиометрами [9]. Соответственно основным недостатком методов этой группы является зависимость результатов реконструкции трехмерных моделей облаков от точности и полноты определения указанных двух параметров. Однако именно последний подход обеспечивает более детальное описание местоположения облачных полей в пространстве, что имеет решающее значение, например, для авиации.

В докладе представлены результаты анализа возможностей по реконструкции трехмерных моделей мезомасштабных облачных полей только на основе информации об их высоте нижней и верхней границ, полученной по результатам пассивного спутникового зондирования. В работе используются данные оптического радиометра MODIS с пространственным разрешением 1000 м над территорией Западной Сибири в летнее время, а именно: снимки в видимом диапазоне спектра (0,62 – 0,67 мкм), тематические продукты CLDPROP_L2 и MYD06_L2, файлы геопривязки MYD03. При этом рассматриваются только однослойные облачные поля, локализация которых осуществлялась на основе значений флага Cloud_Multi_Layer_Flag из продукта MYD06_L2. Информация о высоте верхней границы облаков извлекалась из тематического продукта CLDPROP_L2. Восстановленные значения этого параметра имеют среднее смещение -0,4 км при среднеквадратическом отклонении 0,75 км относительно эталонных измерений CALIOP/CPR, что является одним из лучших показателей в данной области. Информация о высоте нижней границы в стандартных тематических продуктах MODIS на данный момент не представлена. Поэтому для получения значения этого параметра использовался алгоритм из [10], основанный на применении самоорганизующихся нейронных сетей Кохонена, настроенных по синхронным измерениям MODIS с CALIOP, CPR и сетью наземных регистраторов ASOS. Его применение обеспечивает получение оценок высоты нижней границы однослойных облаков с любой оптической толщиной со средним смещением -0,2 км при среднеквадратическом отклонении 1,2 км, что является одним из лучших

показателей в данной области. Отметим, что восстановление высоты верхней границы осуществляется «напрямую» на основе информации из спектрального канала с длиной волны 11 мкм, а нижней – с привлечением сведений об оптической толщине, водозапасае и эффективном радиусе частиц, имеющих пропуски вследствие использования моделей переноса излучения при их расчете. Поэтому информация об основании облачности также получается с пробелами, что в целом не мешает созданию целостного представления о распределении этого параметра в пространстве.



(а)



(б)

Рисунок 1 – Трехмерная модель (б) мезомасштабного облачного поля над Западной Сибирью, выделенного на спутниковом снимке MODIS (а) от 03.07.2013 г.

Основная идея реконструкции трехмерных моделей мезомасштабных облачных полей на основе информации о высотах их нижней и верхней границ заключается в следующем. На трехмерном графике строятся поля указанных двух параметров, где по осям x и y отложены отсчеты фрагмента изображения наблюдаемой облачности или соответствующие им географические координаты из продукта MYD03, а по оси z отложены высоты над уровнем моря в метрах. Точки с одинаковыми значениями x и y , но разными z на данном этапе исследований просто соединяются между собой для заполнения пространства. Сами поля значений высот нижней и верхней границ облачности отображаются одним из трех способов: в виде облаков точек, поверхностей или каркасов в зависимости от необходимой степени наглядности результатов моделирования. На рис. 1 показан результат реконструкции трехмерной модели мезомасштабного облачного поля над севером Западной Сибири

протяженностью более 500 км по спутниковым данным MODIS от 03.07.2013 г. Рассматриваемая облачность состоит преимущественно из облаков среднего яруса (высококучевых кучевообразных и волнистообразных), о чем свидетельствует высота их верхней границы. Основание облачности в основном является плоским и в данном конкретном случае восстановлено практически без пропусков. Однако из рис. 1 видно, что реконструкция некоторых частей облачного поля выполнена недостаточно эффективно вследствие низкого пространственного разрешения спутниковых данных MODIS, которое не позволяет отразить резкие переходы от вершин и оснований облаков к их боковинам. В докладе обсуждаются результаты восстановления трехмерных моделей мезомасштабной облачности, состоящей из однослойных облаков различных типов и ярусов.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИОА СО РАН.

1. *Marshak A., Davis A.* 3D radiative transfer in cloudy atmospheres. New York: Springer, 2005. 687 p.
2. *Wallace J.M., Hobbs P.V.* Atmospheric science: an introductory survey. London: Elsevier, 2006. 490 p.
3. *Singer C.E., Lopez-Gomez I., Zhang X., Schneider T.* Top-of-atmosphere albedo bias from neglecting three-dimensional cloud radiative effects // *J. Atmos. Sci.* 2021. V. 78. № 12. P. 4053-4069.
4. *Razenkov I.A.* Capabilities of a turbulent BSE-lidar for the study of the atmospheric boundary layer // *Atmos. Ocean. Opt.* 2021. V. 34. P. 229-238.
5. *Kokhanenko G.P., Balin Y.S., Borovoi A.G., Novoselov M.M.* Studies of the orientation of crystalline particles in ice clouds by a scanning lidar // *Atmos. Ocean. Opt.* 2022. V. 35. P. 509-516.
6. *Saito M., Yang P., Hu Y., et al.* An efficient method for microphysical property retrievals in vertically inhomogeneous marine water clouds using MODIS-CloudSat measurements // *J. Geophys. Res. Atmos.* 2019. V. 124. P. 2174-2193.
7. *Goswami P.* A survey of modeling, rendering and animation of clouds in computer graphics // *Vis. Comput.* 2021. V. 37. P. 1931-1948.
8. *Brüning S., Niebler S., Tost H.* Artificial intelligence (AI)-derived 3D cloud tomography from geostationary 2D satellite data // *Atmos. Meas. Tech.* 2024. V. 17. P. 961-978.
9. *Noh Y.-J., Haynes J.M., Miller S.D., et al.* A Framework for satellite-based 3D cloud data: An overview of the VIIRS cloud base height retrieval and user engagement for aviation applications // *Remote Sens.* 2022. V. 14. Article 5524.
10. *Skorokhodov A.V., Pustovalov K.N., Kharyutkina E.V., Astafurov V.G.* Cloud-base height retrieval from MODIS satellite data based on self-organizing neural networks // *Atmos. Ocean. Opt.* 2023. V. 36. P. 723-734.

ОЦЕНКА ТРАЕКТОРИЙ ДЫМОВЫХ ШЛЕЙФОВ ТЕПЛОВЫХ СТАНЦИЙ ПО СПУТНИКОВОЙ ИНФОРМАЦИИ

Леженин А.А.¹, Рапута В.Ф.¹, Кузьминых Р.А.^{1,2}

¹Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН,
г. Новосибирск, Россия

²Сибирский центр ФГБУ «Научно-исследовательский центр космической гидрометеорологии
«ПЛАНЕТА», г. Новосибирск, Россия

e-mail: lezhenin@ommfao.ssc.ru, raputa@sscc.ru, ruslana215w@mail.ru

В докладе обсуждаются методы построения траекторий распространения дымовых шлейфов от высотных труб с использованием спутниковых снимков. В качестве базовых используются соотношения, вытекающие из соображений подобия и размерности. Пространственное расположение дымовых шлейфов устанавливается с помощью спутниковых снимков, позволяющих зафиксировать положение теней шлейфов на поверхности земли и определить направление их сноса. При этом, учитывается азимут и угловая высота солнца. Приведены оценки параметров траекторий подъема дымовых струй для ряда крупных ТЭЦ Западной Сибири. Установлено вполне удовлетворительное согласие результатов оценивания траекторий подъема дымовых струй в рамках классического «закона 2/3».

Дымовые шлейфы от труб ТЭЦ дают возможность исследовать их перенос на высотах пограничного слоя атмосферы, также численно изучать фазу активного подъема [1]. Использование спутниковой информации создаёт в этом плане определённые перспективы [2, 3]. По траекториям дымовых струй визуализируется направление ветра. Видимая их протяжённость может составлять десятки километров. Весьма удобные инструменты исследования предоставляют методы теории подобия и размерностей [4]. Физические соображения позволяют ввести поток плавучести, агрегирующий воздействие перегретого дымового выброса и скорости его истечения, и масштаб длины, учитывающий скорость ветра. На основе введённого масштаба длины устанавливается связь высоты подъема шлейфа с его горизонтальным смещением в поле ветра, что выражается так называемым «законом 2/3». Его использование позволяет выполнять оценку параметров траекторий подъема дымовых струй. Цель работы состоит в разработке методов оценивания траекторий активной фазы подъема дымовых шлейфов от высотных труб ТЭЦ с привлечением спутниковой информации и соотношений теории подобия и размерности.

Объекты и методы исследования. Дымовые шлейфы от ряда крупных ТЭЦ Западной Сибири являются объектами исследований. К ним относятся Омская ТЭЦ – 5 и Барнаульская ТЭЦ - 3. Основные трубы этих станций превышают 200 метров и фактически их дымовые

выбросы достигают высот пограничного слоя атмосферы. На рис. 1 приведены фрагменты спутниковых снимков окрестностей рассматриваемых тепловых станций. Космические снимки получены Сибирским центром ФГБУ «Научно-исследовательский центр космической гидрометеорологии «ПЛАНЕТА» (<http://www.rcpod.ru>).

Анализ рис. 1 показывает достаточно чёткую фиксацию шлейфов и их теней на заснеженной поверхности земли. Согласно рис. 1а дымовой шлейф уходит в направлении на северо-восток, рис. 1б указывает на снос шлейфа в западном направлении. Направления фазы пассивного переноса дыма помечены красными линиями. Зелёными ромбиками трассированы положения на земной поверхности теней осей шлейфов.

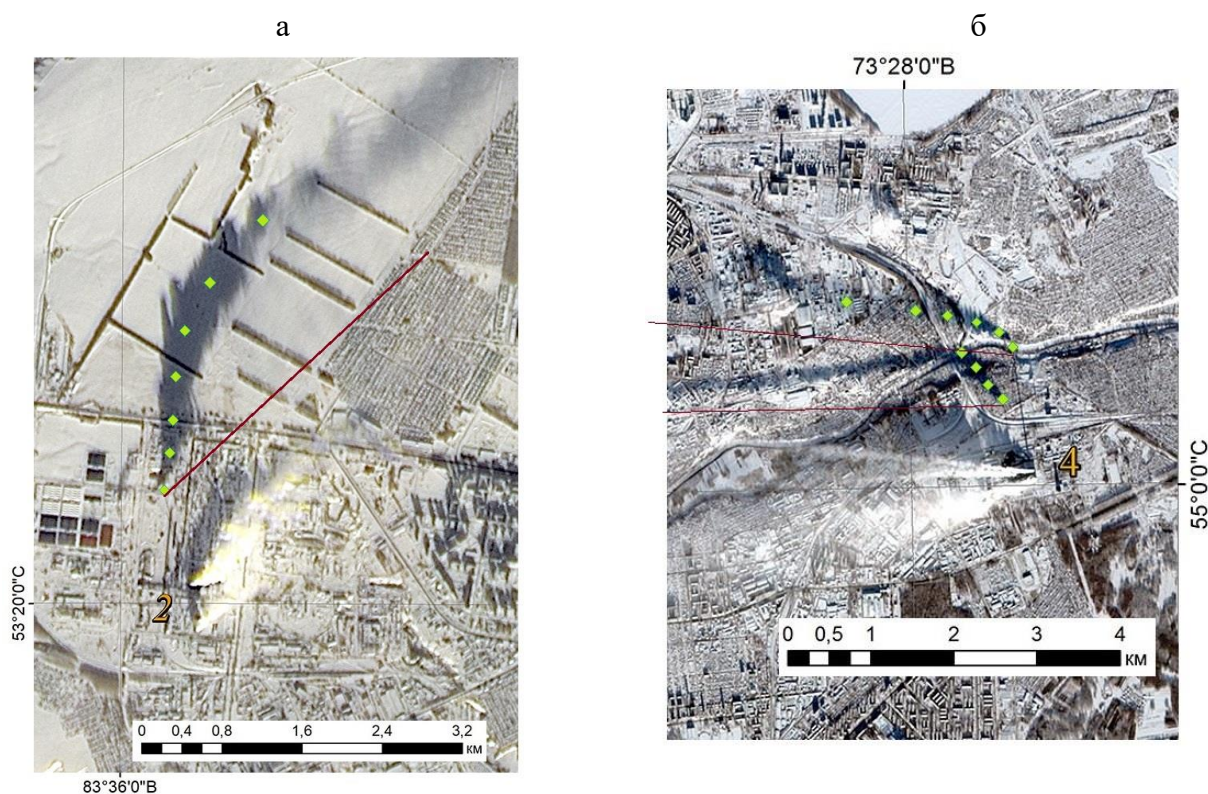


Рисунок 1 – Спутниковые снимки Барнаульской ТЭЦ - 3 за 2.12.2018 г. в 04:07 UTC с ИСЗ «Ресурс-П» (а) и Омской ТЭЦ - 5 за 24.12.2018 г. в 07:42 UTC с ИСЗ «Sentinel-2B» (б)

Соображения размерности позволяют связать высоту подъёма z дымового факела с горизонтальным переносом в направлении x соотношением [4]

$$z = C l^{1/3} x^{2/3}, \quad (1)$$

где l – масштаб длины, (м), C - параметр подобия.

Полагая

$$A = C l^{1/3} \quad (2)$$

и используя метод наименьших квадратов, величину A определяем по наблюдениям траекторий дымовых струй, исходя из минимума следующего целевого функционала

$$F(A) = \sum_{n=1}^N [z_n - A x_n^{2/3}]^2 \quad (3)$$

где x_n, z_n – восстановленные по снимкам пространственные координаты точек на оси шлейфа.

Результаты и обсуждения. На рис. 2 показано в трассированном виде положение оси шлейфа от Барнаульской ТЭЦ -3, рассчитанное по данным, приведённым на рис. 1а., с учётом угла и азимута солнца на момент снимка.

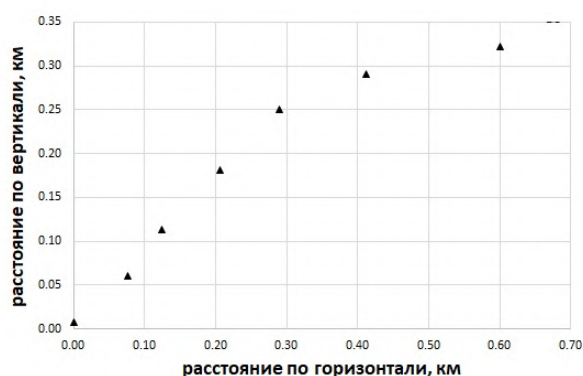


Рисунок 2 – Расположение точек на оси дымового шлейфа от ТЭЦ-3 г. Барнаул

С использованием модели оценивания (1) – (3) и результатов трассирования, представленных на рис. 2, в табл. 1 приведено сравнение измеренных и восстановленных значений высот в выбранных точках траектории.

Таблица 1. Измеренные и численно восстановленные по модели (1) - (3) высоты подъема дымового шлейфа от Барнаульской ТЭЦ – 3

| | | | | | | | |
|------------------------------|----|----|-----|-----|-----|-----|-----|
| Расстояние от устья трубы, м | 4 | 77 | 125 | 206 | 290 | 411 | 601 |
| Измеренная высота, м | 8 | 61 | 113 | 182 | 250 | 290 | 323 |
| Вычисленная высота, м | 12 | 89 | 123 | 172 | 216 | 273 | 351 |

На рис. 3 с учётом угла и азимута солнца на момент снимка (рис. 1б) представлено расчётное положение точек на осях шлейфов от разновысоких труб от ТЭЦ – 5 г. Омска. В табл. 2 приведены сравнения измеренных и восстановленных значений высот в выбранных точках траекторий шлейфов от труб ТЭЦ – 5.

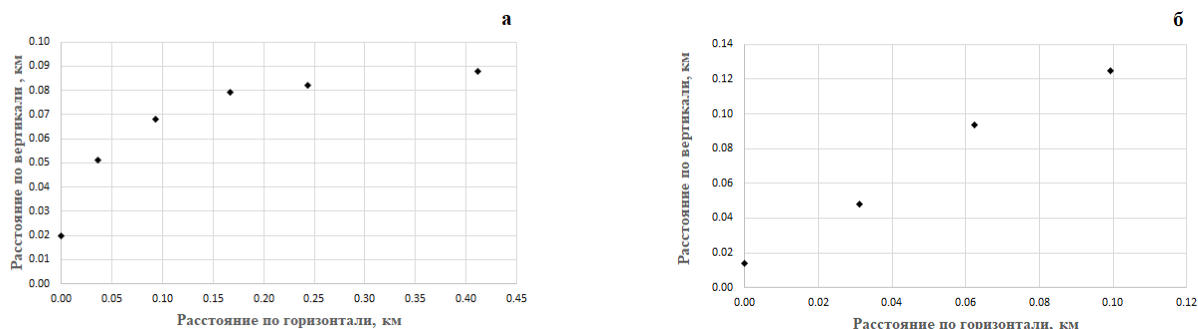


Рисунок 3 – Расположения точек на осях дымовых шлейфов от трубы 275 м (а) и 180 м (б) ТЭЦ - 5 г. Омска

Таблица 2. Измеренные и численно восстановленные по модели (1) - (3) высоты подъема дымовых шлейфов от высотных труб Омской ТЭЦ - 5

| | Труба 275 м | | | | | | Труба 180 м | | | |
|------------------------------|-------------|----|----|-----|-----|-----|-------------|----|----|-----|
| Расстояние от устьев труб, м | 5 | 37 | 94 | 167 | 244 | 411 | 4 | 31 | 62 | 99 |
| Измеренная высота, м | 20 | 51 | 68 | 79 | 82 | 88 | 14 | 48 | 94 | 125 |
| Вычисленная высота, м | 6 | 23 | 42 | 62 | 80 | 114 | 14 | 57 | 90 | 123 |

Анализ табл. 1 и 2 показывает вполне удовлетворительный уровень аппроксимации траекторий в рамках «закона 2/3». Значение параметра A для трубы ТЭЦ - 3 г. Барнаула составило 0,49. Для труб ТЭЦ - 5 г. Омска с высотами 275 м и 180 м получены значения $A=0,21$ и $A=0,57$ соответственно. Проведённое исследование показывает эффективную возможность численного определения траекторий шлейфов на основе спутниковой информации и контролировать внешним образом параметры дымовых выбросов в атмосферу [5].

Работа выполнена в рамках государственного задания для ИВМиМГ СО РАН (тема FWNM – 2022 – 0003).

1. Федосов А.А., Чичирова Н.Д., Шарифуллин А.Ш. Моделирование начального подъема выбросов тепловых электрических станций. 5. Совместный расчет динамического и теплового подъема // Известия высших учебных заведений. Проблемы энергетики. 2003. № 5-6. С.14–20.

2. Балтер Б.М., Балтер Д.Б., Егоров В.В., Стальная М.В. Использование данных ИСЗ Landsat для определения концентрации загрязнителей в шлейфах от продувки газовых скважин на основании модели источника // Исследование Земли из космоса. 2014. № 2. С. 55–66.

3. Sofiev M., Ermakova T., Vankevich R. Evaluation of the smoke-injection height from wild-land fires using remote-sensing data // Atmos. Chem. Phys. 2012. V. 12. P. 1995–2006.

4. Briggs G.A. Plume Rise // Atomic Energy Commission Critical Review Series. 1969. № 2507581.

5. Мирсалихов К.М., Грибков А.М., Чичирова Н.Д. Аналитический обзор методик выбора оптимальных параметров дымовых труб // Проблемы энергетики. 2021. Т. 23. № 1. С. 131–145.

АНАЛИЗ ДАННЫХ СЕТЕВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ ЗАГРЯЗНЕНИЯ АТМОСФЕРЫ ГОРОДОВ СИБИРИ

Рапута В.Ф.¹, Леженин А.А.¹, Ярославцева Т.В.^{1,2}

¹Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН,
г. Новосибирск, Россия

²Новосибирский НИИ гигиены Роспотребнадзора, г. Новосибирск, Россия
e-mail: raputa@sscc.ru, lezhenin@ommfao.sccc.ru, tani-ta@list.ru

В докладе обсуждаются результаты исследований процессов длительного загрязнения атмосферы в ряде крупных городов Восточной Сибири. Рассматривается влияние на них метеорологических условий. Выполнен статистический анализ связей между среднемесячными измерениями концентраций бенз(а)пирена на постах контроля состояния атмосферного воздуха городов. Установлено, что попарные внутригодовые измерения этой примеси на постах соотносятся вполне пропорционально друг другу. Изучены статистические связи концентраций бенз(а)пирена со штилями. Показано, что в зимние периоды времени значительные его концентрации определяются высокой повторяемостью штилевых условий. Полученные результаты работы позволяют выполнять внешний контроль наблюдений на городских постах мониторинга загрязнения атмосферного воздуха. Также они дают возможность восполнять пропуски в наблюдениях.

Определение загрязнения атмосферы городов является актуальной задачей. Газовый и аэрозольный состав атмосферного воздуха определяется на сетях постов Росгидромета (ПНЗА) [1] в соответствии с действующими программам [2]. Уровни загрязнения атмосферы зависят от расположения источников примесей и интенсивности их эмиссии. В процессах загрязнения значительная роль принадлежит метеорологическим условиям [3]. Следует отметить, что в условиях Сибири наиболее высокие уровни загрязнения атмосферы обычно фиксируются в холодные месяцы года, что приводит к очень напряженной экологической обстановке [4]. В зимний период времени концентрации бенз(а)пирена (БП) на территориях многих городов Сибири многократно превышают предельно допустимые (ПДК). ПДК по бенз(а)пирену составляет всего 1 нг/м³. Тем не менее БП оказывает существенное влияние на канцерогенную и мутагенную активность атмосферы городов.

Цель исследования состояла в изучении процессов формирования длительного загрязнения БП атмосферы ряда крупных городов Прибайкалья, в выявлении связей с опасными метеорологическими условиями.

Объекты и методы исследования. Объектами исследования являются территории гг. Иркутска, Ангарска, Усоля-Сибирского, Шелехова. Они в значительной степени подвержены атмосферному загрязнению БП. Города расположены на Байкальской природной территории и

фактически находятся в долине реки Ангары. Климат этой территории является резко континентальным и характеризуется большими перепадами температур в течение года [5]. Города расположены в зонах очень высокого потенциала загрязнения атмосферы [4]. В зимние месяцы возникают мощные температурные инверсии под воздействием Сибирского антициклона, что способствует застоям воздуха городов. В этих условиях наличие в большом количестве низких источников выбросов БП на их территориях приводит к интенсивному его накоплению в нижних слоях атмосферы.

Контроль состава атмосферного воздуха на территориях рассматриваемых городов осуществляется под методическим руководством ФГБУ «Иркутское управление по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды». Расположение стационарных постов в гг. Иркутске, Шелехове, Ангарске представлено на рис. 1.

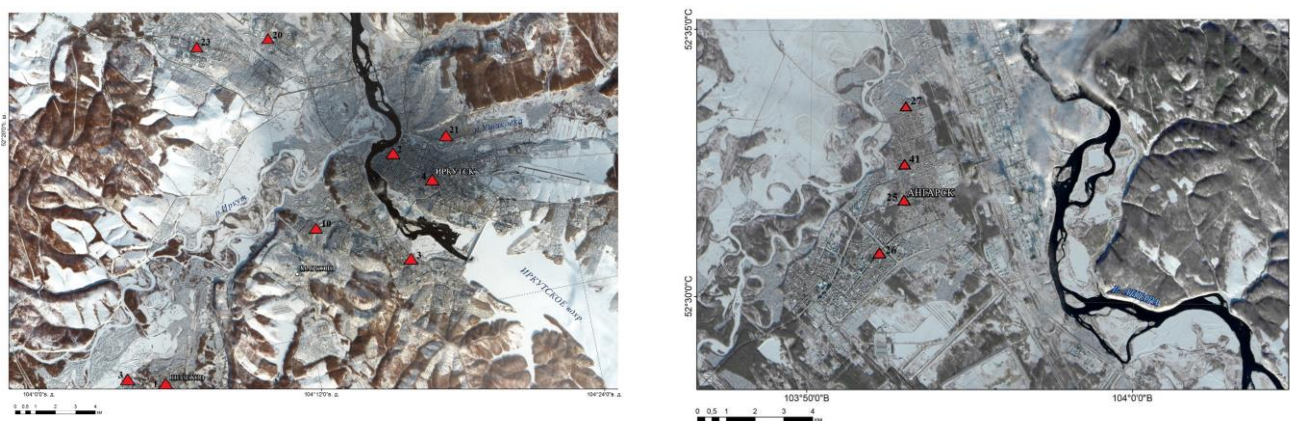


Рисунок 1 – Схема размещения стационарных постов контроля загрязнения атмосферного воздуха в гг. Иркутске, Шелехове, Ангарске

Концентрации БП в атмосфере г. Иркутска измеряются на трех стационарных постах (ПНЗА №№ 2, 3, 23), в г. Шелехове на постах 1 и 3, в г. Ангарске на четырех ПНЗА с номерами 25 - 27, 41. На сайте НПО «Тайфун» представлены результаты измерений среднемесячных концентраций БП на этих ПНЗА [6]. Следует отметить, что в качестве подложек на рис. 1 использованы фрагменты зимних спутниковых снимков гг. Иркутска, Ангарска. Тональность городского снежного покрова на снимках отражает интенсивность антропогенной нагрузки и может быть использована для проведения количественных оценок атмосферного загрязнения [7]. Анализ рис. 1 показывает, что наиболее высокие уровни загрязнения фиксируются в окрестностях ПНЗА № 2, № 3 г. Иркутска, № 27, № 41 г. Ангарска.

Результаты и обсуждения. На рис. 2 представлены результаты попарного сравнения среднемесячных концентраций БП на ПНЗА гг. Иркутска, Ангарска, Шелехова, Усолье-Сибирского. Сравнение проводилось по тем месяцам, для которых имелись одновременные измерения на обоих постах.

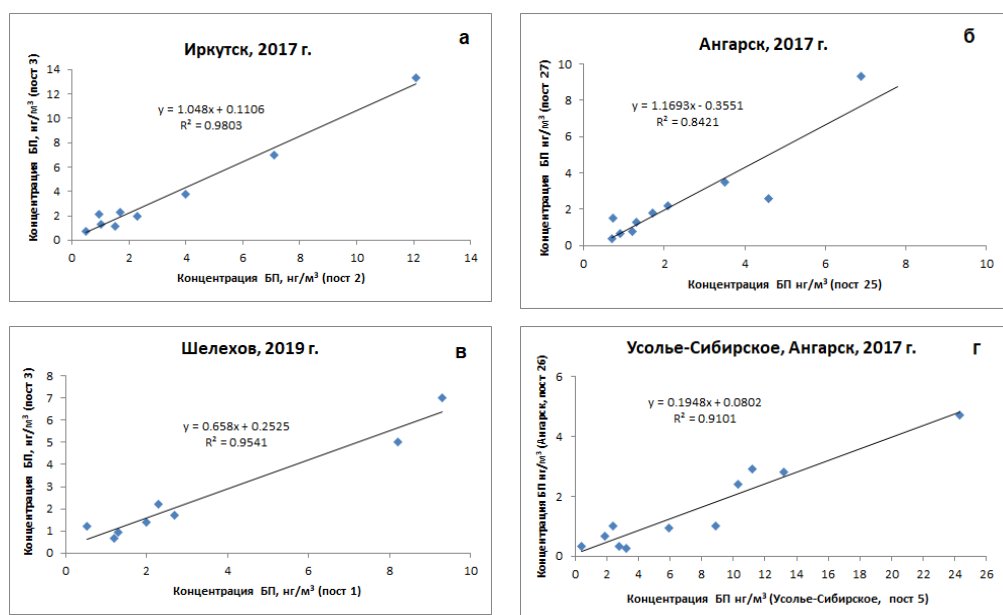


Рисунок 2 – Корреляционные связи между измеренными концентрациями БП ($\text{нг}/\text{м}^3$) на постах г. Иркутска, Ангарска, Шелехова, Усолье-Сибирского

Из анализа рис. 2 вытекает вполне удовлетворительное согласие между результатами измерений БП на постах рассматриваемых городов. Не очень значительные смещения линий регрессии относительно начала координат указывают на согласованный характер изменений среднемесячных эмиссий источников БП в годовом ходе на территориях городов.

Значения концентраций БП, представленные на рис. 2а – 2в, сопоставимы, что может быть обусловлено воздействием на посты атмосферных выбросов совокупности, достаточно близких к ним источников. На рис. 2г представлены результаты сравнения для постов, расположенных в разных городах: Ангарске и Усолье-Сибирском. Тем не менее связь между концентрациями БП на постах сохраняется, хотя они явно находятся под воздействием совершенно различных совокупностей источников выбросов БП, что указывает на существование внешнего фактора, оказывающего одновременное влияние на формирование полей концентраций БП в рассматриваемых городах.

Этим фактором являются метеорологические условия [3]. Перенос и диффузия атмосферных примесей определяются, в основном, режимом ветра и распределением температуры по высоте. Процессам же интенсивного накопления БП в нижних слоях атмосферы способствуют слабые ветра и штили [4]. На рис. 3 представлены результаты корреляционного анализа связей концентраций БП на ПНЗА городов Усолье-Сибирское, Ангарск в 2018 г. Для анализа метеоусловий использовались данные метеорологической станции (МС) Хомутово (индекс ВМО 30716), расположенной вблизи г. Иркутска.

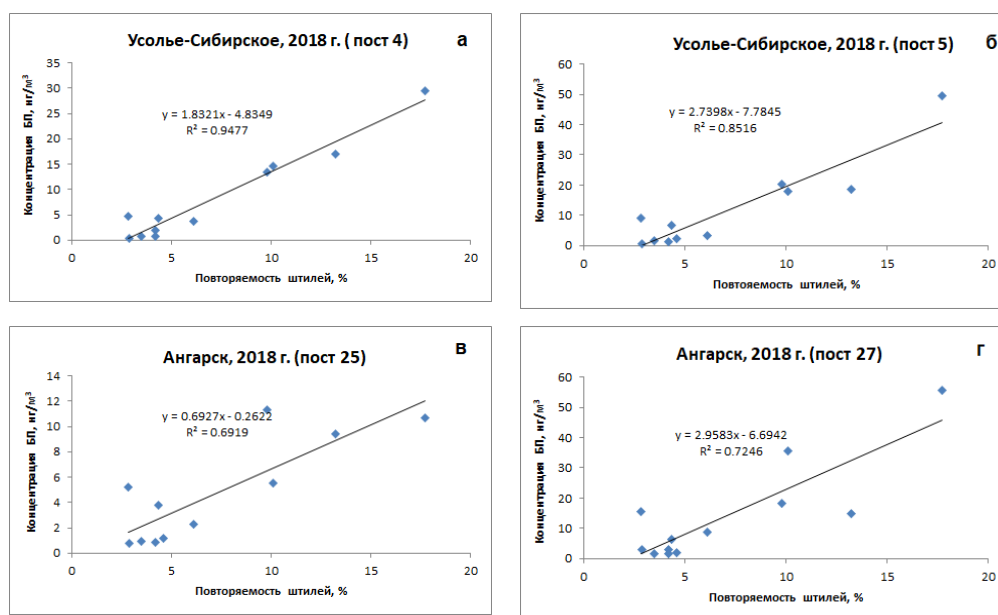


Рисунок 3 – Корреляционные связи между измеренными концентрациями БП ($\text{нг}/\text{м}^3$) на постах гг. Усолье-Сибирское, Ангарска и повторяемостью штилей в 2018 г.

Анализ рис. 3 показывает, что уровень связей между повторяемостью штилей и концентрациями БП на постах гг. Усолье-Сибирское и Ангарск вполне удовлетворителен. Согласно рис. 3 в холодные месяцы года наблюдаются экстремальные концентрации БП [6]. Именно в это время фиксируются высокие повторяемости штилей.

Работа выполнена в рамках государственного задания для ИВМиМГ СО РАН (тема FWNM – 2022 – 0003).

1. Безуглая Э.Ю., Чичерин С.С., Шарикова О.П. Состояние и перспективы сети мониторинга загрязнения атмосферы в городах // Труды ГГО. 1998. Вып. 549. С. 3–10.
2. РД 52.04.186-89. Руководство по контролю загрязнения атмосферы. М.: Госкомгидромет СССР, 1991. 683 с.
3. Васильев Д.Ю., Вельмовский П.В., Семенов В.А., Семенова Г.Н., Чибилев А.А. Влияние метеорологических условий на уровень загрязнения атмосферного воздуха в городе Уфе // Оптика атмосф. и океана. 2023. Т. 36. № 01. С. 49–58.
4. Селегей Т.С. Формирование уровня загрязнения атмосферного воздуха в городах Сибири. Новосибирск: Наука, 2005. 347 с.
5. Климат Иркутска / Под ред. Ц.А. Швер, Н.П. Форманчук. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 246 с.
6. Сайт НПО «Тайфун» [Электронный ресурс]. URL: <https://www.rpatyphoon.ru> (дата обращения 22.01.2024).
7. Raputa V.F., Kokovkin V.V., Morozov S.V., Yaroslavtseva T.V. Organic Carbon in the City Territories of the South of West Siberia // Химия в интересах устойчивого развития. 2016. Т. 24. № 4. С. 483–489.

ОЦЕНКА ЭМИССИИ И СТОКА ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ НА БАКЧАРСКОМ БОЛОТЕ В ЮЖНО-ТАЕЖНОЙ ЗОНЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Белан Б.Д., Давыдов Д.К., Фофонов А.В., Плотников А.А.

Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск, Россия

e-mail: bbd@iao.ru, denis@iao.ru, alenfo@iao.ru

В докладе приводятся данные измерений потоков метана и двуокиси углерода на границе раздела «почва-атмосфера» в характерных растительных ассоциациях на болоте в районе пос. Плотниково Бакчарского района Томской области в летне-осенний период 2023 г. Обсуждается сезонный ход и пространственная изменчивость поглощения атмосферного углерода и его эмиссии из торфяной залежи. Наблюдается связь этих процессов с погодными условиями в районе проведения исследований.

Глобальное значение метана (CH_4) и двуокиси углерода (CO_2) как парниковых газов хорошо известно. Основным естественным источником CH_4 на территории Сибири являются болота и заболоченные территории [1]. В тоже время поверхность болотных экосистем является местом аккумуляции атмосферного углерода в периоды активного фотосинтеза. Уже относительно давно стало ясно, что долгосрочное прогнозирование климатического эффекта малых парниковых газовых составляющих атмосферы невозможно без знания распределения их наземных источников и стоков [2]. Точное измерение потоков CH_4 и CO_2 на границе «почва - атмосфера» играет существенную роль для предсказания динамики роста их атмосферных концентраций как в региональном так и планетарном масштабе.

Экологическое значение болот в основном вызвано фактором высокого обводнения этих экосистем. Водное наполнение делает их важным элементом ландшафта, который влияет на влажностный баланс окружающей среды. Способности болот к поглощению CO_2 из атмосферы относительно низко по сравнению с остальными наземными экосистемами. Однако, чистый углерод заключенный в торфяном веществе хранится тысячелетиями, а заболоченные территории Сибири достаточно обширны. Углеродный баланс таких экосистем сильно зависит от влажности торфа, т.е. падение уровня вод вызовет освобождение CO_2 , тогда как увеличение обводнения определяет величину его изъятия из атмосферы. Испарение влаги имеет прямую связь с прогревом торфяной залежи, что в свою очередь влияет на эффективность метаногенеза в болотных экосистемах.

Автоматизированные камерные системы, работающие в закрытом динамическом режиме (*non-steady-state chambers*), наряду с методом турбулентных пульсаций (*eddy covariance method*), рекомендованы в качестве основных средств измерений потоков CH_4 и CO_2 , а также закиси азота (N_2O) на границе «почва-атмосфера» на станциях мониторинга международной

системы ICOS (Integrated Carbon Observation System) [3]. В настоящем докладе приводятся и обсуждаются результаты измерений интенсивности газообмена (CO_2 и CH_4) на границе «почвы-атмосфера» с помощью автоматизированных комплексов «Flux-NIES», состоящих из шести прозрачных статических камер последовательно подключаемых к системам газоанализа [4].

Для оценки газового обмена между подстилающей поверхностью и атмосферой были организованы измерительные площадки на двух участках Бакчарского болота (стационар ИПА СО РАН в районе пос. Плотниково Томской обл.). Места размещения комплексов «Flux-NIES» различаются как по составу растительности, так и по элементам болотного ландшафта. Подробное описание растительных сообществ и микрорельефа характерных для отдельных рабочих камер на открытой топи (площадка «Е») и в грядово-мочажинно-озерковой болотной экосистеме (площадка «О») приведено в работе [5]. Методики проведения измерений и вычисления газовых потоков были представлены ранее в статье [4].

На рисунке 1 представлены результаты измерений газовых потоков в ходе полевой кампании с мая по октябрь 2023 года. Анализ данных показывает, что наиболее продуктивный метаногенез в болотных сообществах наблюдались для камер 1–3 площадки «Е» (рис.1а), относящихся к центральному участку открытой топи. Наименьшая эмиссия CH_4 зафиксирована на обеих площадках в низком ряме (камеры 6 «Е» и 1 «О»). В целом, продуктивность метаногенеза на осоково-сфагновой топи (площадка «Е») примерно в 2 раза выше, чем в болотном ландшафте с преобладанием мочажины (площадка «О»).

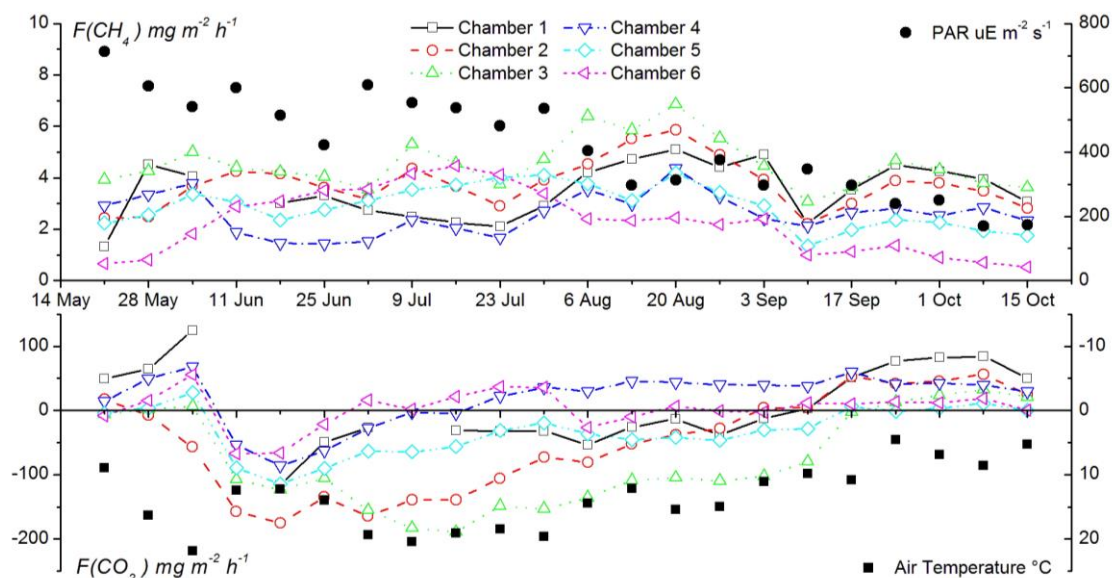
Сезонная динамика потоков CH_4 из болотных экосистем совпадает с температурой прогрева верхнего слоя торфяной залежи и почти ежегодно повторяется. В начале весны с приходом волн тепла и оттаивания почвы запускаются процессы метаногенеза, достигающие максимальных значений в июле-августе. Затем происходит постепенное снижение эмиссии CH_4 по мере остывания деятельного слоя и установления снежного покрова.

Способность к поглощению CO_2 болотными экосистемами определяется составом растительных сообществ и их общей массой. Кроме того, величины углеродных потоков сильно зависят от погодных условий: температурного режима, осадков, количества приходящей фотосинтетически активной радиации (PAR) и т.д.

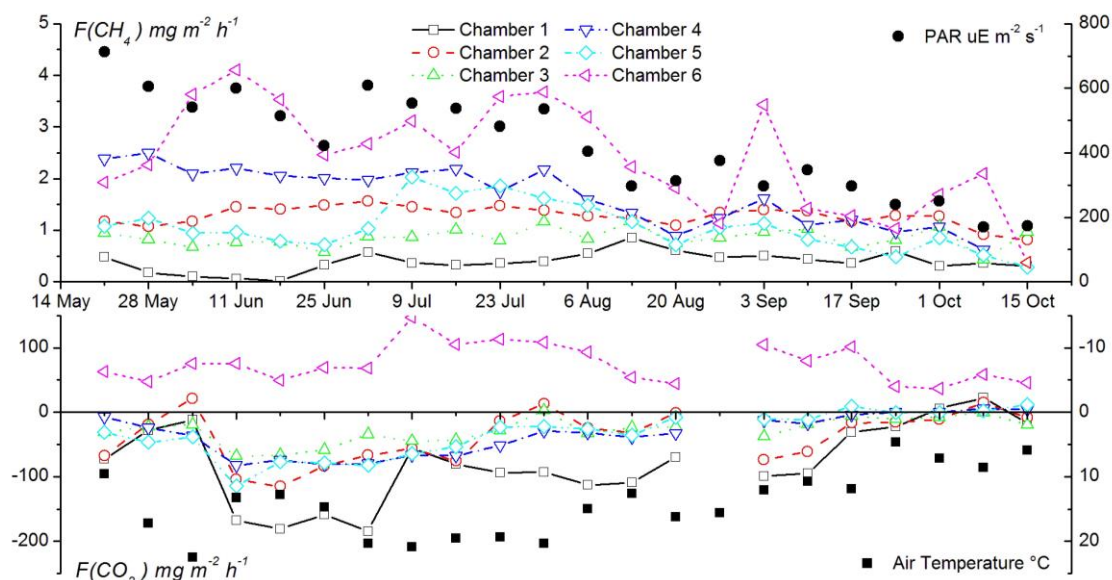
В соответствии с вышперечисленными характеристиками, сезонное поглощение CO_2 из атмосферы значительно варьируется год от года, как для отдельных растительных сообществ, так и для экосистемы в целом. Так, в полевой кампании 2023 года наблюдалось неожиданное снижение продуктивного поглощения CO_2 в период активного наращивания фитомассы в начале июня, что было связано с установлением исключительно жарких засушливых условий (с 3 по 8 июня дневные температуры воздуха превышали $30^\circ C$). С другой стороны, из-за теплой

осенней погоды, пролонгировались процессы изъятия атмосферного углерода в результате активного фотосинтеза зимне-зеленой болотной растительности (сосна, мхи, клюква и др.).

Отдельно стоит отметить поведение газовых потоков в камера б «О», размещенной на небольшом болотном озере (рис.1б). Результаты измерений свидетельствуют о постоянной эмиссии CO_2 и CH_4 в форме газовых пузырьков из придонной торфяной взвеси.



a)



б)

Рисунок 1 – Понедельные среднесуточные потоки CO_2 и CH_4 на границе «почва – атмосфера» на Бакчарском болоте в 2023 г.: а) измерительная площадка «Е» на открытой топи; б) площадка «О» в грядово-мочажинно-озерковом комплексе

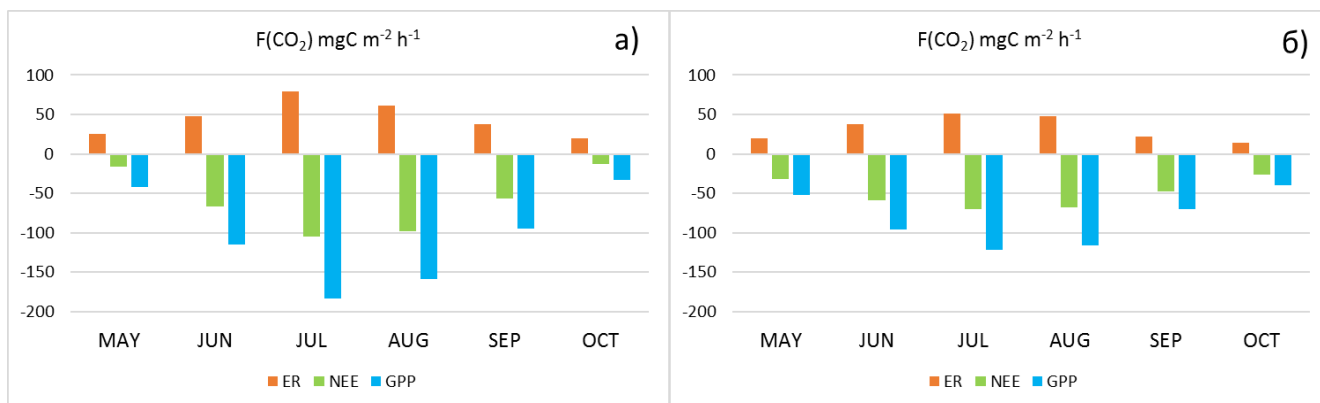


Рисунок 2 – Среднемесячные значения составляющих дневных потоков CO_2 в чистом углероде на Бакчарском болоте в 2023 г.: а) площадка «Е»; б) площадка «О»

Важнейшим показателем для регионального углеродного цикла является чистая продуктивность территории (GPP - Gross Primary Production). Она определяется как:

$$GPP = NEE - ER,$$

где NEE (Net Ecosystem Exchange) – суммарный газовый обмен в экосистеме, ER (Ecosystem Respiration) – чистое дыхание экосистемы.

На рисунке 2 приведена сезонная динамика составляющих дневных потоков углерода в исследуемых болотных экосистемах. Амплитуда дыхания на открытой топи (площадка «Е») примерно в 1,5 раза больше, чем в грядово-мочажинном комплексе (без учета камеры б «О»).

Работа выполнена в рамках реализации важнейшего инновационного проекта государственного значения «Разработка системы наземного и дистанционного мониторинга пулов углерода и потоков парниковых газов на территории Российской Федерации, обеспечение создания системы учета данных о потоках климатически активных веществ и бюджете углерода в лесах и других наземных экологических системах» (рег. № 123030300031-б).

1. *Ciais P. et al.* Carbon and Other Biogeochemical Cycles // *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change /* edited by Stocker T.F. et al. Cambridge: Cambridge University Press, 2013. 570 p.

2. *Минько О.И.* Планетарная газовая функция почвенного покрова // *Почвоведение*. 1988. № 7. С. 59-75.

3. *Pavelka M., et al.* Standardisation of chamber technique for CO₂, N₂O and CH₄ fluxes measurements from terrestrial ecosystems // *Int. Agrophys.* 2018. V. 32. P. 569-587.

4. *Davydov D.K., Dyachkova A.V., Simonenkov D.V., Fofonov A.V., Maksyutov S.S.* Application of the automated chamber method for long-term gas flow measurements in swamp ecosystems of the West Siberia // *Environmental Dynamics and Global Climate Change*. 2021. V. 12. № 1. P. 5-14.

5. *Maksyutov S., Inoue G., Sorokin M., Nakano T., Krasnov O., Kosykh N., Mironycheva-Tokareva N., Vasiliev S.* Methane fluxes from wetland in west Siberia during April-October 1998 // *Proc. Seventh Sympos. on the Joint Siberian Permafrost Studies between Japan and Russia in 1998*. Tsukuba: Isebu, 1999. P. 115-124.

МОДЕЛЬНАЯ ОЦЕНКА ЭМИССИИ МЕТАНА С АКВАТОРИИ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ ПРИ ВОЗМОЖНЫХ ИЗМЕНЕНИЯХ КЛИМАТА ДО КОНЦА XXI ВЕКА

Малахова В.В., Голубева Е.Н.

Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН,

г. Новосибирск, Россия

e-mail: malax@sscc.ru

Для исследования влияния будущих изменений климата на эмиссию метана в атмосферу Арктики в результате деградации подводной мерзлоты проведены сценарные эксперименты на основе модели океана и морского льда SibCIOM до 2100 г. Атмосферное воздействие задавалось на основе результатов моделей ансамбля CMIP5 при сценарии антропогенного воздействия до 2100 г. В результате получено увеличение суммарного годового потока метана в 2-4 раза к 2100 году по сравнению с современным периодом, в зависимости от сценария. Интенсивность потока при этом не превысила 8 Тг/год. По результатам моделирования увеличение эмиссии метана при потеплении в будущем может быть связано с сокращением морского ледяного покрова.

Последние десятилетия характеризуются изменениями климата, наиболее выраженными в полярных регионах. Резкое сокращение морского льда в Северном Ледовитом океане (СЛО), наблюдаемое в последние десятилетия, является наиболее очевидным проявлением изменения климата [1].

Данные измерений и спутниковые данные показывают рост эмиссии метана из морей арктического шельфа в атмосферу региона [2,3]. Это может происходить в результате деградации мерзлого слоя донных отложений и высвобождения газа из нижележащих слоев. Возрастающий интерес к изучению этого компонента атмосферы объясняется более высокой радиационной активностью метана по сравнению с углекислым газом. На основе численного моделирования показано, что эмиссия метана в атмосферу увеличивается, как результат сокращения площади льда в шельфовых морях [4]. Так, максимальный поток метана получен для 2007 г., чему способствовало резкое сокращение площади, занимаемой льдом в осенний период. Результаты спутникового зондирования [3] подтверждают предположение, что ледяной покров существенно блокировал поток метана от Карского моря в ноябре–январе в начале 2000-х годов, а его разрушение в последующие годы привело к росту потока газа.

Целью работы является получение модельной оценки потоков метана из морей арктического шельфа как следствие деградации мерзлых пород в условиях прогнозируемого потепления климата с учетом результатов моделей проекта CMIP5.

Исследование основано на результатах численного моделирования переноса растворенного метана в морях Арктики. Модель переноса растворенного метана включена в

базовую модель океана и морского льда SibCIOM, разработанную в ИВМиМГ СО РАН [5]. В качестве ледового блока используется упруго-вязко-пластичная модель CICE 3.14 [6,7]. Метан рассматривается в виде пассивной примеси, поступающей с нижней границы моря. Перенос метана течениями моделируется в соответствии с переносом активных трассеров, которыми являются температура и соленость, и осуществляется в непрерывном режиме счета задачи. На нижней границе океана задан диффузионный поток метана [4]. Средние скорости выхода метана ($3-30 \text{ мг/м}^2\text{сут}$), определяются метаногенезом в сочетании с частичным высвобождением предварительно образованного газа из реликтовых гидратов, сохранившихся в мерзлоте [2,8].

Для исследования влияния будущих изменений климата на термохалинную структуру СЛО, его ледовый покров и эмиссию метана в атмосферу были поведены сценарные расчеты на основе модели океана и морского льда SibCIOM до 2100 г. Атмосферное воздействие задавалось по результатам моделей ансамбля CMIP5 [9] при сценарии антропогенного воздействия rcp8.5 для периода 2006-2100 гг. Были выбраны модели CNRM-CM5, IPSL-CM5B-LR, MPI-ESM-LR, GFDL-CM3, BCC-CSM-1.1, MIROC-ESM-CHEM. В качестве начальных полей океанических характеристик для 2006 г. использовалось конечное состояние интегрирования модели SibCIOM для периода 1948-2006 гг. при задании атмосферного воздействия по данным реанализа NCEP/NCAR.

В указанных расчётах происходит 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 воды. Повышение температуры в придонном слое Баренцева и Карского морей, а также на материковом склоне происходит в экспериментах с учетом атмосферного воздействия по всем климатическим моделям, но разной интенсивности.

Анализ результатов численного моделирования показал, что ледовый покров сильно ограничивает эмиссию метана в атмосферу в осенне-зимний период, задерживая его под поверхностью льда и, следовательно, увеличивает время его окисления в морской воде. Интенсивное сокращение площади льда в весенние, осенние и зимние месяцы, полученное во всех сценариях, отражает увеличение продолжительности периода открытой воды на шельфе арктических морей. Это, в свою очередь, приводит к увеличению периода интенсивного обмена теплом между атмосферой и морем, а также усилению роли ветрового воздействия на формирование циркуляции вод. Поток метана увеличивается в осенние и даже зимние месяцы за счет усиления конвективного перемешивания и ветрового воздействия, рис.1. Сокращение сплоченности льда в мае, июне приводит к росту эмиссии метана, накопленного подо льдом в

зимний период. Если до 2050 года максимальная эмиссия CH_4 характерна для летних месяцев (июль-сентябрь) и для октября, то после 2050 года максимум смещается к ноябрю, декабрю, рис. 1. Начиная с 2050 года получен тренд увеличения эмиссии метана на акватории арктических морей в ноябре и декабре, наиболее выраженный в расчетах с атмосферным воздействием: GFDL-CM3, MIROC-ESM-CHEM и CNRM-CM5. Этому способствуют более длительные периоды открытой воды и уменьшение компактности ледяного покрова.

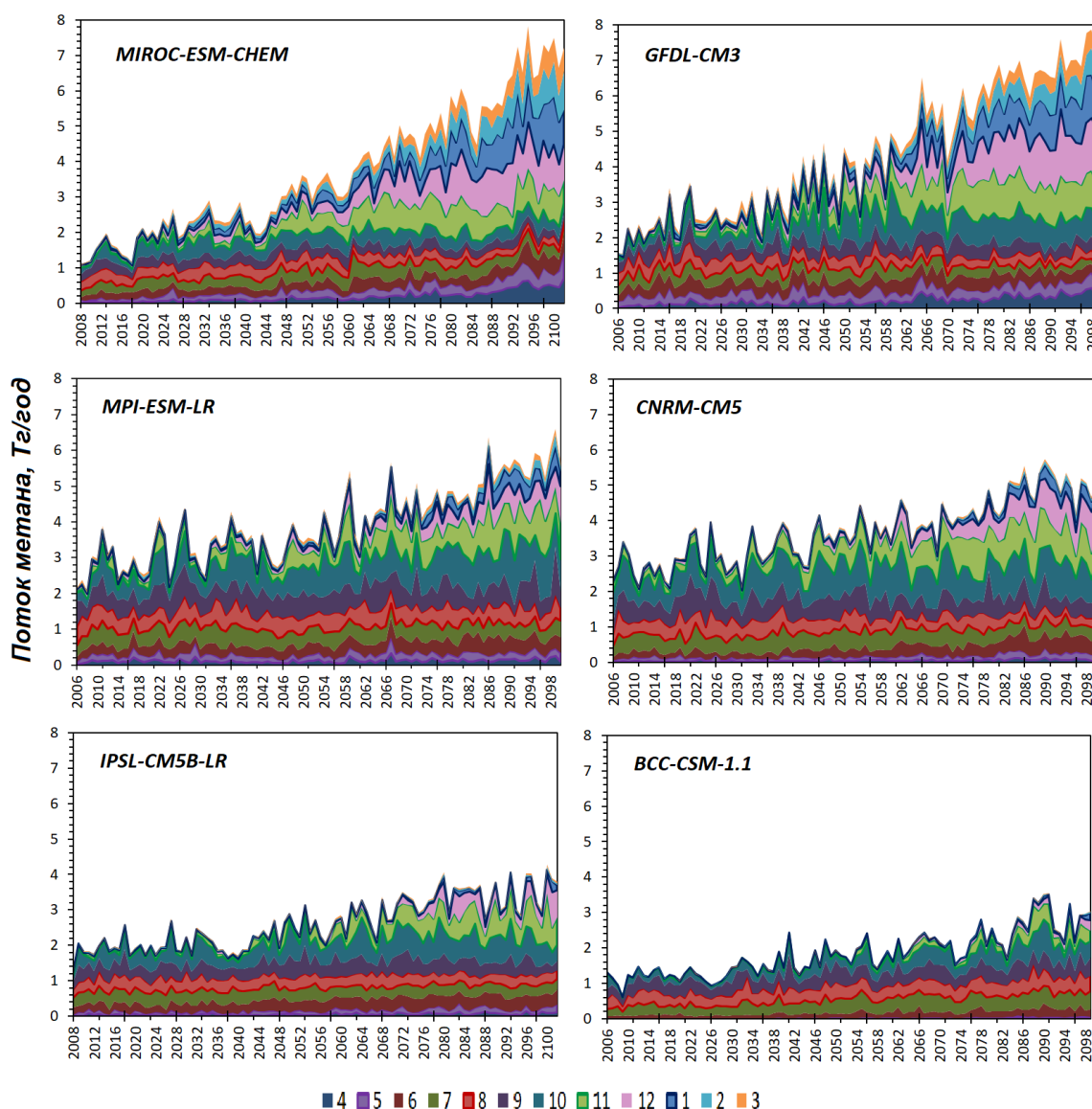


Рисунок 1 — Модельная оценка годового потока метана в атмосферу, распределенная по месяцам, полученная при атмосферном воздействии по результатам расчётов при сценарии антропогенного воздействия rcp8.5 для периода 2006-2100 гг. с климатическими моделями: MIROC-ESM-CHEM, GFDL-CM3, MPI-ESM-LR, CNRM-CM5, IPSL-CM5B-LR, BCC-CSM-1.1

В результате получено увеличение в 2 - 4 раза суммарного годового потока метана к 2100 году по сравнению с современным периодом, в зависимости от выбранного варианта

атмосферных данных. Интенсивность потока при этом не превысила 8 Тг/год.

Проведенное исследование показало, что будущей рост эмиссии метана может быть напрямую связан с сокращением морского ледяного покрова. В условиях продолжающегося и прогнозируемого потепления климата в будущем рост эмиссии метана из арктических морей будет определяться не только потоками газа из донных отложений, но и процессами изменения ледового покрова Арктики.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИВМиМГ СО РАН (№ FWNM-2022-0003) (разработка численной модели) и при финансовой поддержке Российского научного фонда (№ 20-11-20112) (анализ эмиссии метана).

1. *Yulin A.V., Vyazigina N.A., Egorova E.S.* Interannual and seasonal variability of Arctic Sea ice extent according to satellite observations // *Russian Arctic*. 2019. № 7. P. 26-35.

2. *Shakhova N., Semiletov I., Sergienko V., Lobkovsky L., Yusupov V., Salyuk A., Salomatin, A., Chernykh D., Kosmach D., Panteleev G., Nicolsky D., Samarkin V., Joye S., Charkin A., Dudarev O., Meluzov A., Gustafsson O.* The East Siberian Arctic Shelf: towards further assessment of permafrost-related methane fluxes and role of sea ice // *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*. 2015. V. 373. № 2052. P. 20140451.

3. *Yurganov L.N.* The relationship between methane transport to the atmosphere and the decay of the Kara Sea ice cover: satellite data for 2003–2019 // *Ice and Snow*. 2020. V. 60. № 3. P. 423-430.

4. *Malakhova V., Golubeva E.* Model study of the effects of climate change on the methane emissions on the Arctic Shelves // *Atmosphere*. 2022. V. 13. P. 274.

5. *Голубева Е. Н., Платов Г. А.* Численное моделирование отклика Арктической системы океан-лед на вариации атмосферной циркуляции 1948 – 2007 гг. // *Известия РАН, серия ФАО*. 2009. Т. 45. № 1. С.145 -160.

6. *Hunke E.C., Dukowicz J.K.* An elastic-viscous-plastic model for ice dynamics // *J. Phys. Oceanogr.* 1997. 27. № 9. P. 1849-1867.

7. *Hunke E.C., Lipscomb W.H., Turner A.K. et al.* CICE: The Los Alamos Sea Ice model documentation and software user's manual version 4.1 la-cc-06-012 // *T-3 Fluid Dynamics Group, Los Alamos National Laboratory*. 2010. V. 675. P. 500.

8. *Malakhova V.V., Eliseev A.V.* Subsea permafrost and associated methane hydrate stability zone: how long can they survive in the future? // *Theor. Appl. Climatol.* 2024. V. 155. P. 3329–3346.

9. *Taylor K.E., Stouffer R.J., Meehl G.A.* An Overview of CMIP5 and the Experiment Design // *Bulletin of the American Meteorological Society*. 2012. V. 93. P. 485-498.

СЕЗОННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ПРИЗЕМНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ НА ТЕРРИТОРИИ РОССИИ ЗА 1930-2021 гг.

Васильев Д.Ю.^{1,2}, Вельмовский П.В.²

¹Уфимский университет науки технологий, г. Уфа, Россия

²Институт степи ОФИЦ УрО РАН, г. Оренбург, Россия

e-mail: vasilev.dyu@uust.ru; velmovskiy@gmail.com

На основе многолетних стационарных данных приземной температуры воздуха над территорией России вычислены климатические нормы, аномалии и линейные тренды за период 1930-2021 гг. Построены карты пространственной корреляции приземной температуры воздуха с индексом Арктического колебания и Восточно-атлантическим–Западно-российским индексом. По отдельным климатическим периодам для летних месяцев построены карты на основе рассчитанного числа дней с экстремально высокими температурами. Вычислены линейные тренды аномалий приземной температуры воздуха, как для всей территории России, так и по отдельным физико-географическим регионам: Европейская часть России, Западная Сибирь и Дальний Восток. С использованием методов вейвлет и кросс-вейвлет анализа выявлены характеристические циклы изменчивости приземной температуры воздуха, определена теснота связи и когерентность колебаний приземной температуры воздуха с основными климатическими индексами.

В последние десятилетия огромное внимание уделяется проблеме глобального потепления на планете Земля и изучению его региональных особенностей [1-5]. Установлено, что с 70-х годов прошлого века приземная температура воздуха растет примерно на 0.2°C/10 лет [6, 7]. Отмечено, что за последние годы увеличение температуры приводит к росту количества опасных природных явлений [8], что оказывает серьезное воздействие на природные и социально-экономические системы. Целью данной работы является анализ пространственно-временной структуры температурного режима над территорией России в последние десятилетия.

В качестве исходных данных были использованы средние месячные значения приземной температуры воздуха с 526 метеорологических станций наблюдательной сети Росгидромета (<http://www.meteorf.ru>). Используемый интервал наблюдений составил 92 года, с 1930 по 2021 гг. Были вычислены средние многолетние значения, линейные тренды и аномалии приземной температуры воздуха по выделенным сезонам. Для выявления характеристических циклов в колебаниях температуры и установления возможных связей с климатическими индексами был проведен вейвлет и кросс-вейвлет анализ. В качестве основных климатических индексов были взяты индекс Арктического колебания (Arctic Oscillation/AO) и Восточно-атлантический–Западно-российский климатический индекс (Eastern Atlantic–Western Russia/ EAWR) [9, 10]. Используемые массивы данных по климатическим индексам были и взяты с сайта

(<http://www2.cgd.ucar.edu>), которые находятся там в свободном доступе. Необходимые вычислительные процедуры были произведены по отдельным физико-географическим районам: Европейская часть России, Западная Сибирь и Дальний Восток и для территории России в целом.

Статистически значимыми колебаниями в рядах приземной температуры воздуха установлены низкочастотные циклы, с периодами продолжительностью 11,2, 22,1 и 35,1 лет. Тесная и статистически значимая связь ($r = 0,55-0,65$) установлена с индексом АО, как в высокочастотной, так и в низкочастотной областях спектра колебаний. Результаты кросс-вейвлет анализа согласуются с проведенным пространственным корреляционным анализом (Рис. 1).

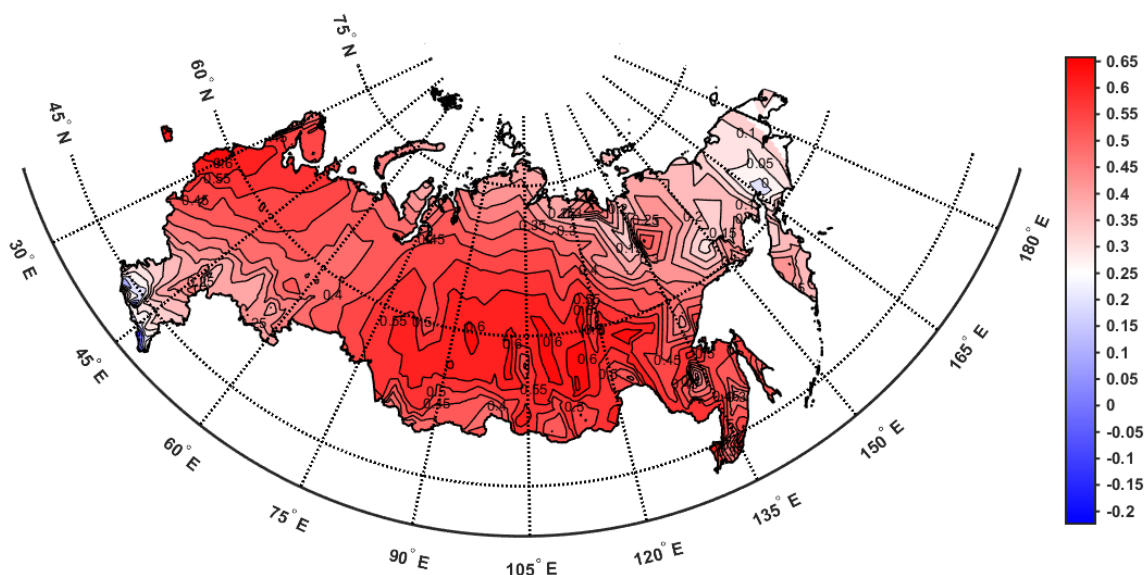


Рисунок 1 – Пространственная корреляция между средними годовыми значениями приземной температуры воздуха и климатическим индексом Арктического колебания (Arctic Oscillation)

На рис. 2 представлен результат пространственной корреляции приземной температуры воздуха с климатическим индексом EAWR. Установлена обратная и статистически значимая связь приземной температуры воздуха летнего сезона с индексом EAWR в Европейской части России (r от $-0,50$ до $-0,74$), в Западной Сибири связь положительная, но статистически незначимая ($r=0,15-0,33$), для большинства областей Дальнего Востока связь установлена статистически незначимой.

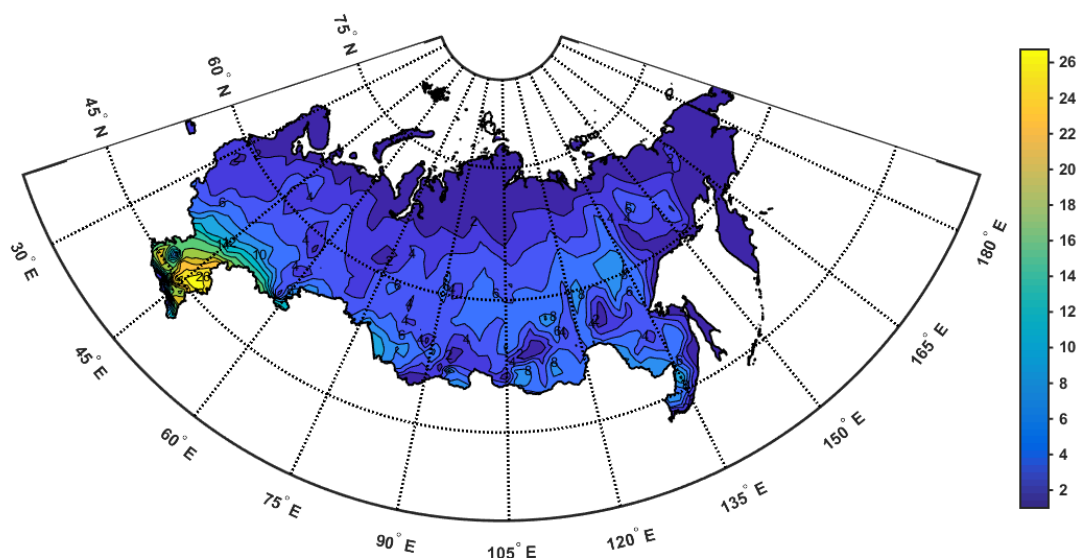


Рисунок 4 – Число дней в июле месяце со значениями приземной температуры воздуха выше +25°C за 1990-2021 гг.

В заключении отметим, что на основе проведенного вейвлет и кросс-вейвлет анализа выявлены характеристичные циклы в колебаниях приземной температуры воздуха для территории России, установлена теснота связи с основными климатическими индексами. Установлено, что на большей части территории России с 1960 по 2021 гг. наблюдается существенное потепление климата и рост числа дней с экстремально высокими температурами.

Работа выполнена в рамках Государственного задания «Проблемы степного природопользования в условиях современных вызовов: оптимизация взаимодействия природных и социально-экономических систем» (№ АААА-А21-121011190016-1).

1. *Eichler T.P., Gaggini N., Pan Z.* Impact of global warming on Northern Hemisphere winter storm tracks in the CMIP5 model suite // *Journal of Geophysical Research*. 2013. V. 118. I. 10. P. 3919-3932.

2. *Feng J., Paynter D., Menzel R.* How a stable greenhouse effect on Earth is maintained under global warming // *Journal of Geophysical Research*. 2023. V. 128. I. 9. Art. e2022JD038124.

3. *Fu Q., Feng S.* Responses of terrestrial aridity to global warming // *Journal of Geophysical Research*. 2014. V. 119. I. 13. P. 7863-7875.

4. *Vasil'ev D.Yu., Pavleychik V.M., Semenov V.A., Sivohip J.T., Chibilev A.A.* The long-term pattern of temperature and precipitation in the Southern Urals // *Doklady Earth Science*. 2018. V. 478. P. 2. P. 245-249.

5. *Vasil'ev D.Yu., Semenov V.A., Chibilev A.A.* Climatic changers of the temperature regime on the territory of Russia in the 20th – early 21st centuries // *Geography and Natural Resources*. 2023. V. 44. № 2. P. 99-106.

6. *Chen L., Frauenfeld O.W.* Surface air temperature changes over the twentieth and twenty-first centuries in China simulated by 20 CMIP5 models // *Journal of Climate*. 2014. V. 27. I. 11. P. 3920-3937.

7. *Polyakov I.V., Ballinger T.J., Lader R., Zhang X.* Modulated trends in Arctic surface air temperature extremes as a fingerprint of climate change // *Journal of Climate*. 2024. V. 37. I. 8. P. 2381-2404.

8. *Santella N.* Climate related trends in US hazardous material releases caused by natural hazards // *Natural Hazards*. 2023. V. 115. P. 735-756.
9. *Hurrell J.W.* Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation // *Science*. 1995. V. 269. P. 676-679.
10. *Rayner N.A., Parker D.E., Horton E.B., Folland C.K., Alexander L.V., Rowell D.P., Kent E.C., Kaplan A.* Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108. № D14. Art. 4407.

ЕСТЕСТВЕННЫЕ ПОТЕНЦИАЛЫ В КРИОЛИТОЗОНЕ 2017-2024

Козлов В.И.¹, Баишев Д.Г.¹, Павлов Е.А.¹, Федорова Л.Л.², Куляндин Г.А.²

¹Институт космофизических исследований и аэронауки им. Ю.Г. Шафера СО РАН,

г. Якутск, Россия

²Институт горного дела Севера им. Н.В. Черского СО РАН, г. Якутск, Россия

e-mail: vkozlov@ikfia.ysn.ru, baishev@ikfia.ysn.ru, pochta_baki@mail.ru,

lar-fed-90@rambler.ru, kgavrilu@yandex.ru

Рассмотрены сезонные и межгодовые (2017 - 2024 гг.) вариации естественных потенциалов на заболоченном и участке с таликом в криолитозоне около Якутска. Вариации потенциалов на сухом участке с таликом коррелируют с вариациями на заболоченном участке, но по величине меньше в 10 раз. С августа по сентябрь 2023 г. проведены геофизические исследования методами георадиолокации и электротомографии. Выделены: граница - подошва сезонно-талого слоя, таликовая зона на возвышенности в сосновом лесу со значениями кажущегося удельного электрического сопротивления от 63 до 100 Ом*м. На заболоченном участке, в низине под слоем мха, высокоомные значения УЭС (300 – 3000 Ом*м) соответствуют подземному льду.

Летом верхний слой вечномёрзлого грунта около Якутска оттаивает только к началу зимы на 1-3 м. Под влиянием барьера слоя вечной мерзлоты колебания содержания влаги в верхнем слое значительны. Выпадения дождя приводит к резкому увеличению увлажнения, соответственному увеличению проводимости и изменению величины естественных потенциалов. К такому же резкому увеличению увлажнённости и соответствующему изменению величины естественных потенциалов приводит весеннее снеготаяние. При слабом стоке образуются заболоченные участки - мари, составляющие до 6% всей территории. Часть верхнего мерзлотного слоя местами содержит незамерзшую влагу и образует талики. В Якутии их распространённость достигает до 20-30%. Продолжающаяся деградация вечной мерзлоты из-за потепления приводит к росту заболоченных участков и таликов.

Экспериментальные исследования проводились на двух рядом расположенных площадках на таежном полигоне ИКФИА СО РАН в 25 км от г. Якутска и на удалении 7 км от ЛЭП.

Одна площадка включает заболоченный участок (марь), а вторая расположена на «сухом» участке, содержащем талик. Две пары 100 м измерительных линий захватывают неоднородность, заболоченный участок (марь). Измерения на паре линий, расположенных на заболоченном участке, производятся с помощью 24-битной геофизической электромагнитной измерительной системы METRONIX ADU-07e. Датчики электрического и магнитного полей подключаются непосредственно к ADU-07 (Analog/Digital Signal Conditioning Unit), который является основным блоком системы. На остальных линиях измерения проводились с помощью

специального логгера. Вторая пара сдвинута на 1 м относительно первой. Третья пара расположена полностью на сухом участке с таликом. Линия 100 м С-Ю расположена как продолжение С-Ю второй пары линий. Данные по естественным потенциалам приведены на рисунке 1. С середины лета 2021 г до октября 2022 г линия С-Ю на мари была не рабочей.

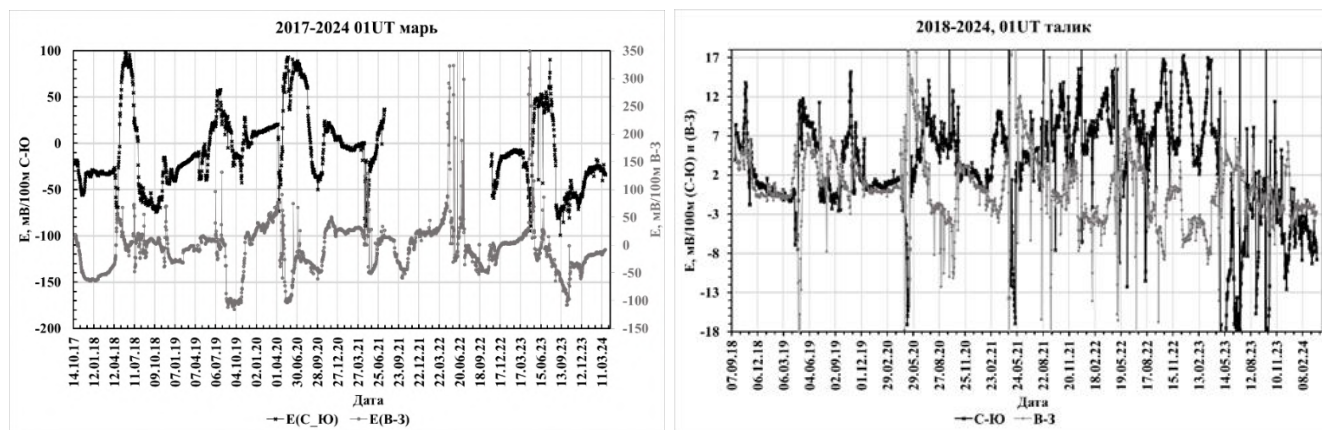


Рисунок 1 – Данные по естественным потенциалам на мари

Весной с 17.04 по 11-27.04 на парах линий с марью наблюдается резкое изменение потенциалов на 55-90 мВ. Далее наблюдается изменение в обратную до 20.05 на 170 мВ. До середины июля наблюдается плато и затем резкое изменение в сторону отрицательных потенциалов на 50 мВ. Далее до конца октября наблюдается осеннее плато. В середине ноября происходит подъем до зимних значений. Зимой наблюдается слабо изменяющееся плато. Сравним вариации естественных потенциалов между датчиками в центре и на краю мари и на полностью сухом участке, удаленную от первой на 140 м. Сезонный размах потенциалов на линии на заболоченном участке составляет 350 мВ. Резкий скачек с величины стабильных зимних значений 01.04 - 11.04 до 150 мВ/70м связан с таянием снегового покрова. Далее еще более резкий скачек в обратную сторону до -200 мВ/70м до 22.05. Далее наблюдается экспоненциальное летнее изменение до -10 мВ/70м до 01.11. В ноябре идет постепенное полное промерзание талого слоя и перестройка к стабильному зимнему уровню около 22 мВ/70м.

На участке с таликом наблюдается качественно похожая картина. Только размах составляет 63 мВ/140м и стабильный зимний уровень составляет от -0,9 до 2 мВ/140м. Наблюдаются резкие выбросы величин естественных потенциалов во время дождливых дней. Вариации потенциалов на линии на сухом участке коррелируют с вариациями на участке, содержащем марь, но по величине меньше примерно в 10 раз.

Рассмотрим межгодовые вариации. Эти вариации лучше всего прослеживаются в период полного промерзания верхнеталого грунта. Этот период около г. Якутск длится с конца ноября по конец апреля. По зимним наблюдениям наблюдается длительная вариация. С 2017 г до 2020

г наблюдается плавное изменение естественных потенциалов. В 2020 произошло изменение знака наклона вариации далее до 2024 г идет плавное изменение потенциала.

Вариация естественных потенциалов зимой показана на рисунке 2.

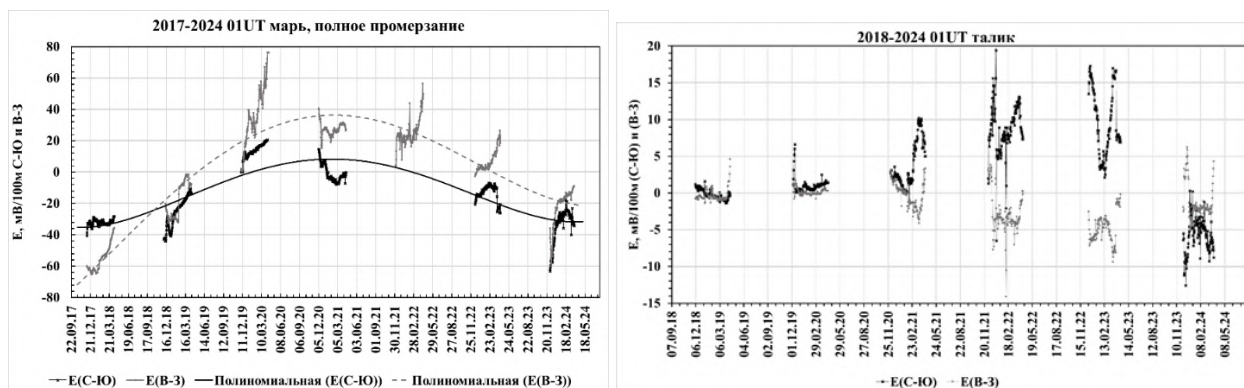


Рисунок 2 – Данные по естественным потенциалам зимой на мари и на участке с таликом

Эта вариация возможно определяется межгодовой вариацией магнитного поля. На геомагнитной лаборатория Какюка (КАК) изменение наклона вариации магнитного поля (джерки) наблюдались, как и в Якутске, в 2016 и 2020, что соответствует вариациям естественных потенциалов, зарегистрированных нами. На Магаданской магнитной станции джерк отмечался в 2020 г.

С августа по сентябрь 2023 г на полигоне проведены геофизические исследования методами георадиолокации и электротомографии. Георадарные исследования выполнены на частоте 100 МГц (георадар «ОКО-3») по двум профилям: ПР15 и ПР16. На рисунке 3 начало и конец профилей обозначено как: «начало ГЛ», «конец ГЛ». на правой панели приведены данные георадиолокации о сезонно-талом слое по профилю ПР15. На радарограмме выделена граница: подошва сезонно-талого слоя (красная линия). Этот слой на волновой картине прослеживается в виде протяженных осей синфазности, состоящих из последовательности высокоамплитудных сигналов одной фазы. Высокие значения амплитуд на границе талых и мерзлых пород связаны с контрастом в значениях вещественной части диэлектрических проницаемостей – низких значений для мерзлых и высоких – для талых, увлажненных. Увлажнение происходит на границе сезонно-талого слоя в результате накопления влаги от осадков на водоупоре, который образован мерзлыми породами. Как видно, в начале, до 15-17 м по профилю эта граница не прослеживается, что можно интерпретировать как отсутствие резко изменяющихся свойств горных пород на этом отрезке.

По профилю ПР16 данные георадиолокации также позволили проследить границу талых и мерзлых песков. По обоим профилям предположить наличие талика затруднительно т.к. на радарограммах присутствует сезонно-талый слой, т.е. имеется граница талые-мерзлые. Однако,

по профилю ПР15, как отмечалось выше, есть участок, где отражения от этого слоя не прослеживаются. Можно предположить, что именно в этом месте находится талик. Для подтверждения этих данных далее рассмотрен геоэлектрический разрез (Электротомография).

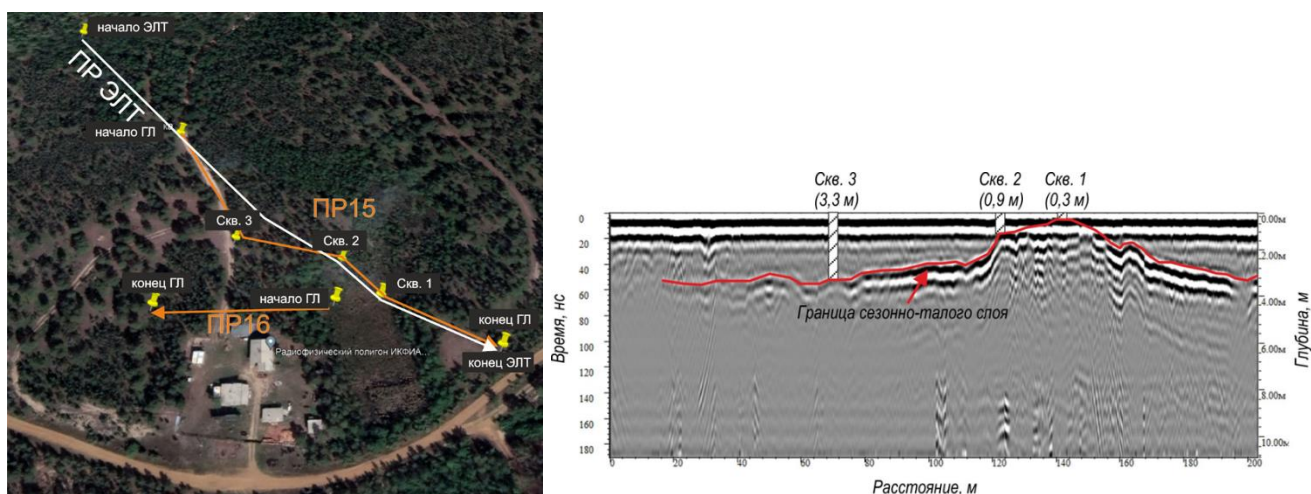


Рисунок 3 – План-схема местности проведения геофизических исследований. Справа приведены данные георадиолокации о сезонно-талом слое по профилю ПР15

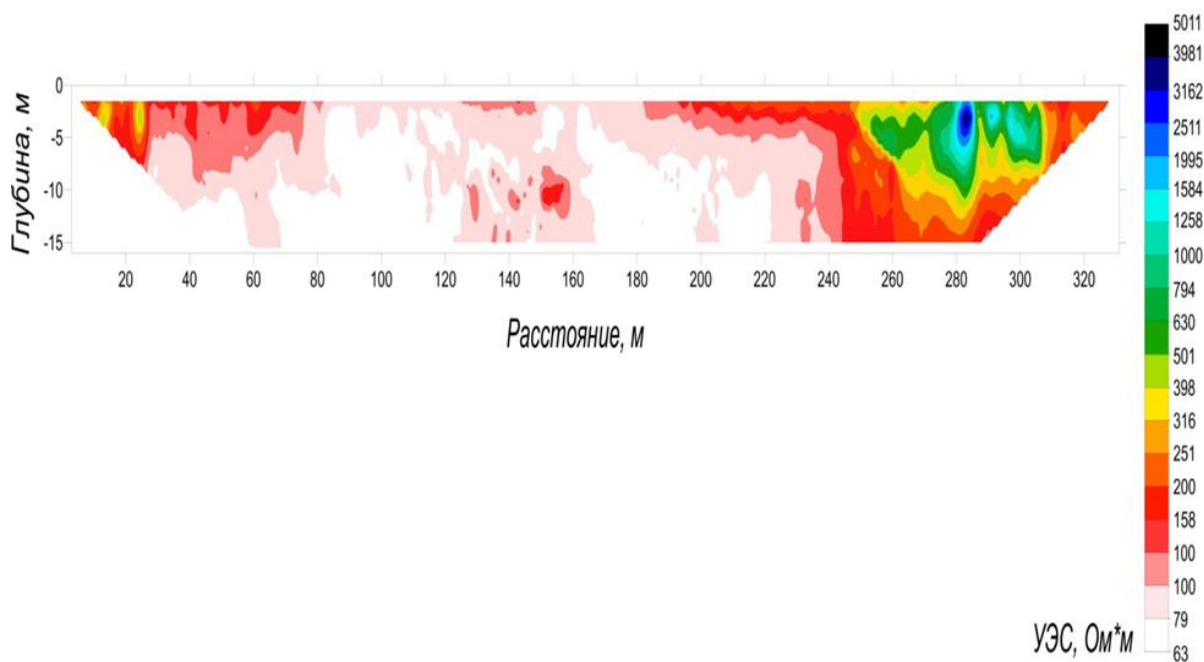


Рисунок 4 – Геоэлектрический разрез по данным электротомографии

Электротомография выполнена электроразведочной аппаратурой «Скала 48К12». Длина электроразведочного профиля (ПР ЭЛТ) 331 м. Выявлена таликовая зона (окрашена белым и светло-розовым цветом). Значения кажущегося удельного электрического сопротивления (УЭС) для нее составили от 63 до 100. В правой части разреза отображаются высокоомные значения УЭС, соответствующие льду в низине под слоем мха на мари.

ИССЛЕДОВАНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ ДИНАМИКИ НЕКОТОРЫХ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ В ФОНОВОМ, ПРИГОРОДНОМ И ГОРОДСКОМ РАЙОНАХ ЮГА ТОМСКОЙ ОБЛАСТИ В 2023 ГОДУ

Белан Б.Д., Савкин Д.Е., Марченко О.О.

Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск, Россия

e-mail: bbd@iao.ru, savkin@iao.ru, Marchenko@nnc.kz

В данной работе использованы результаты синхронных измерений концентраций парниковых газов, таких как приземная концентрация озона (O_3), монооксид углерода (CO) и диоксид углерода (CO_2) с 01.10.2022 по 01.10.2023 гг. на трех постах мониторинга на территории Томской области. Данные посты расположены в условиях разного уровня антропогенного загрязнения атмосферы (город, пригород и фоновый район) на относительно небольшом удалении друг от друга. Проводился анализ сезонной и среднесуточной динамики концентраций исследуемых парниковых газов. Так же было рассмотрено их вертикальное распределение, поскольку забор воздуха на БЭКе и обсерватории Фоновой осуществляется с двух высот. Показано, что для некоторых газовых примесей имеются различия в концентрациях, которые связаны с антропогенным фактором.

На территории Томской области Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН проводит измерение газового состава атмосферы, в частности приземной концентрации озона (O_3), монооксида углерода (CO) и диоксида углерода (CO_2), на трех собственных постах мониторинга атмосферного состава: TOR-станции, обсерваториях «Фоновая» и Базовый экспериментальный комплекс (БЭК). TOR-станция располагается на северо-восточной окраине Томского научного центра (Академгородка), Обсерватория «Фоновая» расположена в 60 км западнее г. Томска, а БЭК в пригородном районе в 3 км восточнее Академгородка. Такое расположение постов, практически на одной линии, при наличии западно-восточного переноса воздушных масс позволяет оценить антропогенный вклад г. Томска в формировании поля атмосферных примесей. Как отмечалось выше, на исследуемой территории посты мониторинга находятся в условиях разного уровня антропогенной нагрузки: город (TOR-станция), пригород (Базовый экспериментальный комплекс), фоновый район (обсерватория «Фоновая»). Координаты постов мониторинга и высота над уровнем моря представлены в таблице 1.

Таблица 1. Географические характеристики постов мониторинга озона на территории Томской области

| Пост мониторинга | Широта, с.ш. | Долгота, в.д. | Высота над у.м. |
|------------------|--------------|---------------|-----------------|
| TOR-станция | 56°28'41" | 85°03'15" | 133 м |
| «ФОНОВАЯ» | 56°25'07" | 84°04'27" | 80 м |
| БЭК | 56°28'49" | 85°06'08" | 120 м |

В период с 01.10.2022 по 01.10.2023 гг. концентрация выше указанных газов измерялась следующими приборами: приземная концентрация озона на TOR-станции и БЭЖе измерялась прибором ОПТЭК 3.02 П-А, на «Фоновой» прибором TEI Model-49; монооксид углерода на всех трех постах мониторинга измерялся электрохимическим газоанализатором ОПТЭК К-100; диоксид углерода на TOR-станции измерялся прибором LGR, на «Фоновой» прибором Picarro G2301-m, на БЭЖе прибором Li-Cor Li-820. Забор воздуха на TOR-станции осуществляется через тефлоновые трубки с высоты 5 метров, на БЭЖе и «Фоновой» с высот 10 и 30 метров. Измерения на всех постах осуществляются ежечасно и круглосуточно. Отсчеты производятся с частотой 1 Гц и затем осредняются за 10 минутный промежуток времени. В массиве данных имеются разрывы наблюдений из-за отключения электричества, снятия оборудования в ремонтных, калибровочных целях и участия в экспедициях.

Для исследования динамики концентрации выше указанных газовых примесей был взят ряд наблюдений среднечасовых отсчетов с 01.10.2022 по 31.09.2023 включительно. Была сформирована база данных часовых наблюдений за год (около 9.5 тыс. значений по одной станции мониторинга). По каждой станции был рассчитан сезонный ход путем осреднения часовых концентраций по каждому месяцу за год. Также был рассчитан средний суточный ход концентраций O_3 , CO и CO_2 по месяцам и получены средние арифметические значения концентраций за каждый определенный час за год и центральных месяцев сезона.

Результаты измерений. Начнем анализ полученных результатов с рассмотрения сезонного хода за исследуемый период. Динамика среднесуточной концентрации исследуемых газовых примесей в приземном слое воздуха на трех постах мониторинга за исследуемый период представлена на рис. 1.

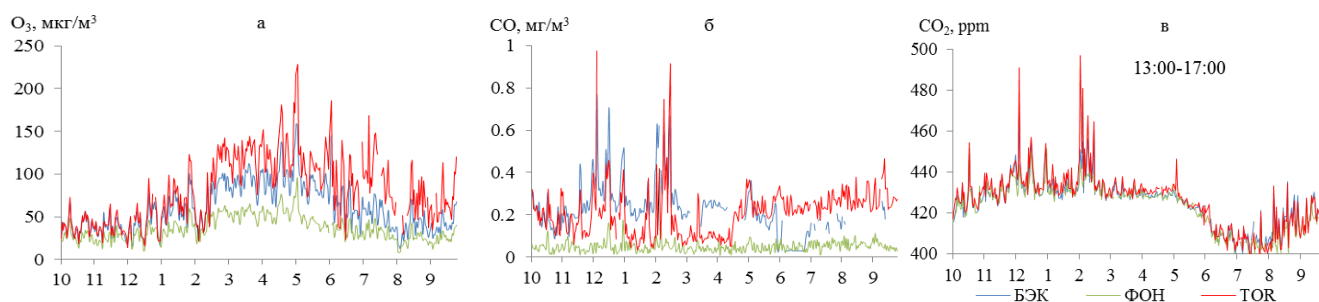


Рисунок 1 – Ход среднесуточных концентраций: приземного озона (а), монооксида углерода (б) и диоксида углерода (в) за исследуемый период по данным постов TOR-станция, БЭЖ и обсерватории «Фоновая»

Из рисунка 1 видно, что межсуточные вариации газовых компонент, особенно ПКО, на исследуемых постах имеют высокий коэффициент корреляции между собой, что говорит об одинаковом механизме формирования полей этих газовых компонент. Основные

статистические характеристики сезонного хода исследуемых газовых компонент за исследуемый период приведены в таблице 2.

Таблица 2. Основные статистические характеристики сезонного хода газовых компонент

| | Пост | Сср | СКО | Медиана | Min | Max | Амплитуда |
|--|------|-------|------|---------|-------|-------|-----------|
| O ₃ , мкг/м ³ | TOR | 81.1 | 39.3 | 76.2 | 37.9 | 122 | 84.1 |
| | БЭК | 59.7 | 27.2 | 55.2 | 35.9 | 93.6 | 57.7 |
| | ФОН | 35.9 | 14.2 | 33.5 | 23.6 | 54.6 | 31 |
| CO, мг/м ³ | TOR | 0.21 | 0.07 | 0.21 | 0.1 | 0.29 | 0.19 |
| | БЭК | 0.22 | 0.09 | 0.22 | 0.06 | 0.37 | 0.31 |
| | ФОН | 0.05 | 0.01 | 0.05 | 0.04 | 0.06 | 0.02 |
| CO ₂ , ppm | TOR | 433.3 | 5.3 | 432.2 | 424.2 | 443.7 | 19.5 |
| | БЭК | 433.9 | 5.1 | 431.3 | 426.5 | 446.3 | 19.7 |
| | ФОН | 432.3 | 3.6 | 430.8 | 429 | 441.1 | 12.2 |

Из таблицы 2 видно, что самые большие средние годовые концентрации приземного озона и монооксида углерода были зарегистрированы на постах, которые находятся в урбанизированных районах. Причем на TOR-станции среднегодовая концентрация приземного озона выше в 1,5 раза чем на БЭКе и более чем в 2 раза на обсерватории «Фоновой», а среднегодовые концентрации монооксида углерода в урбанизированных районах выше в 4 раза по отношению к фоновому. Данные по динамике приземной концентрации озона хорошо согласуются с анализом ранее полученных результатов для данного региона [1-5]. Динамика концентраций монооксида углерода на обсерватории «Фоновая» за исследуемый период слабо выражена и колеблется в районе некой средней величины, которая составляет 0.05 мг/м³, что ниже значений регионального фона, который находится на уровне чуть более 0,1 мг/м³ [6]. Из таблицы 2 видно, что региональный фон усредненного содержание двуокиси углерода, который составляет приблизительно 433 ppm на всех постах, за исследуемый период превышает глобальный фон. Согласно текущим наблюдениям, глобально усредненное содержание двуокиси углерода в 2022 году составило 417,9±0,2 ppm, достигнув 150% доиндустриального уровня [7]. Согласно этому же источнику, последнее десятилетие среднегодовой темп роста диоксида углерода составил 2.46 ppm, а за 2021-2022 гг. 2.2 ppm.

В данной работе был проанализирован осредненный за период исследования суточный ход концентрации приземного озона, монооксида углерода и диоксида углерода по данным постов TOR-станция, БЭК и обсерватории «Фоновая». Изучение суточного хода является важной частью анализа концентраций рассматриваемых газовых компонент в приземном слое атмосферы, так как он позволяет точнее узнать зависимость концентраций от времени суток для каждого календарного месяца.

Так же в данной работе по градиентной методике была дана оценка вертикального распределения исследуемых парниковых газов в приземном слое воздуха в разных временных масштабах, т.к. забор воздуха на БЭЖе и обсерватории «Фоновой» осуществляется с двух высот (10 и 30 метров).

Хочется выразить благодарность сотрудникам лаборатории климатологии атмосферного состава, которые следят за работоспособностью оборудования, систематизацией и качеством получаемых данных на приведенных выше постах мониторинга ИОА СО РАН.

Работа выполнена в рамках реализации важнейшего инновационного проекта государственного значения «Разработка системы наземного и дистанционного мониторинга пулов углерода и потоков парниковых газов на территории Российской Федерации, обеспечение создания системы учета данных о потоках климатически активных веществ и бюджете углерода в лесах и других наземных экологических системах» (регистрационный № 123030300031-6).

1. Аршинов М.Ю., Белан Б.Д., Давыдов Д.К., Савкин Д.Е., Складнева Т.К., Толмачев Г.Н., Фофонов А.В. Результаты многолетнего мониторинга озона в районе города Томска // Труды Второго международного совещания-семинара. Москва: ИОФ РАН, 2013. С. 38-49.

2. Аршинов М.Ю., Белан Б.Д., Давыдов Д.К., Савкин Д.Е., Складнева Т.К., Толмачев Г.Н., Фофонов А.В. Мезомасштабные различия в концентрации озона в приземном слое воздуха в Томском регионе (2010-2012 гг.) // Труды ИОФ РАН, 2015. Т. 71. С. 106-117.

3. Белан Б.Д., Савкин Д.Е., Толмачев Г.Н. Зависимость образования озона в приземном слое от температуры воздуха // Оптика атмосферы и океана. 2017. Т. 30. № 11. С. 971–979.

4. Белан Б.Д., Савкин Д.Е., Толмачев Г.Н. Исследование связи снежного покрова и концентрации озона в приземном слое воздуха в районе г. Томска // Оптика атмосферы и океана. 2018. Т. 31. № 08. С. 665–669.

5. Антохина О.Ю., Антохин П.Н., Аршинова В.Г., Аршинов М.Ю., Белан Б.Д., Белан С.Б., Давыдов Д.К., Дудорова Н.В., Ивлев Г.А., Козлов А.В., Рассказчикова Т.М., Савкин Д.Е., Симоненков Д.В., Складнева Т.К., Толмачев Г.Н., Фофонов А.В. Исследование состава воздуха в различных воздушных массах // Оптика атмосферы и океана. 2018. Т. 31. № 9. С. 752-759.

6. Paris J.-D., Ciais Ph., Nédélec Ph., Stohl A., Belan B. D., Arshinov M. Yu., Carouge C., Golitsyn G., Granberg I. G. New insights on the chemical composition of the Siberian air shed from the YAK-AEROSIB aircraft campaigns // Bull. Amer. Meteorol. Soc. 2010. V. 91. № 5. P. 1-17.

7. WMO Greenhaus Bulletin: The State of Grenhouse Gases in the Atmosphere Based on Global Observations through 2022. 2023, 15 November. V. 19. [Электронный ресурс]. URL: <https://library.wmo.int/records/item/68532-no-19-15-november-2023?offset=7> (дата обращения 24.03.2024).

ОСОБЕННОСТИ ДИНАМИКИ СХОДА СНЕЖНОГО ПОКРОВА СИБИРИ НА ФОНЕ АРКТИЧЕСКОГО УСИЛЕНИЯ ПОТЕПЛЕНИЯ

Варламова Е.В., Соловьев В.С.

Институт космофизических исследований и астрономии им. Ю.Г. Шафера СО РАН,

г. Якутск, Россия

e-mail: varlamova@ikfia.ysn.ru, solovyev@ikfia.ysn.ru

Приведены результаты исследования многолетних (1982-2022) изменений сроков схода снежного покрова в Сибири на фоне роста весенней (апрель-июнь) температуры воздуха по данным реанализа ERA5. В условиях арктического усиления (arctic amplification), на территории Сибири, в целом, наблюдается тенденция более раннего схода снежного покрова. В среднем по Сибири этот показатель составил 11 ± 3 дней на фоне аналогичного роста весенней температуры воздуха на $3,3 \pm 0,8$ °C. Область с наиболее высоким сдвигом (на 16 ± 5 дней) сроков схода снежного покрова на более ранние даты обнаружена на северо-западе Восточной Сибири, где также отмечается наиболее высокий рост (на $5,4 \pm 1,3$ °C) весенней температуры воздуха.

Введение. Снежный покров является одним из наиболее чувствительных индикаторов климатических изменений. В условиях арктического усиления потепления [1] наблюдается сокращение продолжительности сроков залегания снежного покрова [2] за счет его более раннего схода. Сроки схода снежного покрова, в свою очередь, оказывают большое влияние на лесные экосистемы, на начало сезона вегетации [3, 4]. Целью настоящей работы является исследование многолетних (1982-2022) изменений сроков схода снежного покрова в Сибири на фоне роста весенней температуры воздуха по данным реанализа ERA5.

Данные и методика. Ежегодные даты схода снежного покрова рассчитывались по данным глобального реанализа ERA5-Land [5] по ежедневному процентному содержанию снежного покрова в регулярной сетке широт-долгот с пространственным разрешением $0,1^\circ$. Датой схода снежного покрова считался первый день года, когда процентное содержание снежного покрова в ячейке сетки опускалось до нулевого уровня. Результаты расчетов показывают, что среднемноголетнее распределение дат схода снежного покрова на территории Сибири варьирует довольно в широких диапазонах – с апреля (на юге) по июнь (на севере). Учитывая данное обстоятельство, в работе рассматривалась весенняя (усредненная за апрель-июнь) приземная температура воздуха, значения которой были рассчитаны по данным глобального реанализа атмосферы ERA5 [6] по среднесуточной приземной температуре воздуха в регулярной сетке широт-долгот с пространственным разрешением $0,25^\circ$. Для сопоставления полученных результатов данные реанализов были приведены к единому пространственному разрешению ($0,5^\circ$). Тренды рассматриваемых параметров за исследуемый период были

проанализированы с использованием метода оценочной функции Тейла-Сена [7, 8]. Статистическая значимость трендов оценивалась с помощью критерия значимости Манна-Кендалла [9, 10] на уровне 95% ($p < 0,05$).

Результаты. За исследуемый период на большей части Сибири произошли значительные изменения в весенней температуре воздуха и в сроках схода снежного покрова. Карты пространственного распределения линейных трендов рассматриваемых параметров за 1982-2022 гг. показаны на рис. 1 (а, б). Цветная градация на картах указывает на силу и направление трендов, а черными точками обозначены статистически значимые тренды ($p < 0,05$). На севере Сибири наблюдается область с наиболее высокими значениями трендов рассматриваемых параметров. Для анализа указанных трендов в долготно-широтной сетке был выбран исследуемый участок (ROI), выделенный на рисунке черной линией.

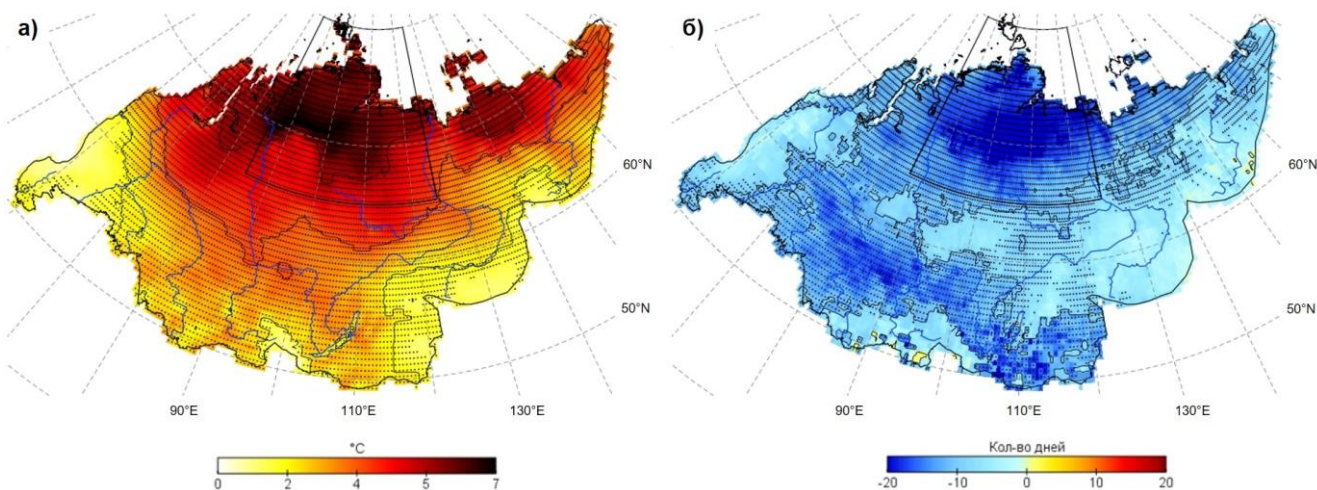


Рисунок 1 – Пространственное распределение трендов усредненной за апрель-июнь приземной температуры воздуха (а) и дат схода снежного покрова (б) на территории Сибири за 1982-2022 гг. Точками отмечены тренды с $p < 0,05$. Сплошной черной линией выделен ROI

Как следует из рис. 1а, за исследуемый период на большей части Сибири наблюдается значимый рост весенней (апрель-июнь) температуры воздуха. В среднем по Сибири температура выросла на $3,3 \pm 0,8$ °С. При этом наиболее высокий рост температуры наблюдается на северо-западе Восточной Сибири (участок ROI), где температура в среднем выросла на $5,4 \pm 1,3$ °С. Как видно из рис. 1б, на территории Сибири, в целом, на фоне повышения весенней температуры воздуха наблюдается более ранний сход снежного покрова. Наиболее высокие значения тренда наблюдаются также на северо-западе Восточной Сибири. Сдвиг сроков схода снежного покрова в этой области (ROI) на более ранние даты составил 16 ± 5 дней, а в среднем по Сибири 11 ± 3 дней.

Средние на участке ROI межгодовые вариации дат схода снежного покрова и весенней температуры показаны на рис. 2. Как следует из рис. 2, между рассматриваемыми параметрами наблюдается ожидаемая связь ($R = -0,83$): в годы с высокой температурой отмечается более ранний сход снежного покрова, а в годы с низкой температурой – более поздний сход снежного покрова.



Рисунок 2 – Межгодовые вариации дат схода снежного покрова и усредненной за апрель-июнь приземной температуры воздуха на территории ROI за 1982-2022 гг.

Заключение. В условиях арктического усиления на территории Сибири наблюдается тенденция более раннего схода снежного покрова. В среднем за 1982-2022 гг. этот показатель составил 11 ± 3 дней на фоне аналогичного роста весенней (апрель-июнь) температуры воздуха на $3,3 \pm 0,8$ °C. Область с наиболее высоким сдвигом (на 16 ± 5 дней) сроков схода снежного покрова на более ранние даты обнаружена на северо-западе Восточной Сибири, где также отмечается наиболее высокий рост весенней температуры воздуха (на $5,4 \pm 1,3$ °C).

Работа выполнена в рамках государственного задания (номер государственного учёта НИОКТР 122011700172-2).

1. Rantanen M., Karpechko A.Y., Lipponen A. et al. The Arctic has warmed nearly four times faster than the globe since 1979 // Communications Earth Environment. 2022. V. 3. № 1. Art. 168.

2. Туткова Т.Б., Виноградова В.В. Сроки залегания снежного покрова на территории России в начале XXI в. по спутниковым данным // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 1. С. 25-33.

3. Zheng J., Jia G., Xu X. Earlier snowmelt predominates advanced spring vegetation greenup in Alaska // Agricultural and Forest Meteorology. 2022. V. 315. P. 108828.

4. Варламова Е.В., Соловьев В.С. Исследование тенденции начала вегетационного сезона по индексу NDVI / Региональные проблемы дистанционного зондирования Земли: материалы IX Междунар. науч. конф. Красноярск: Сиб. федер. ун-т, 2022. С.45-48.

5. Muñoz-Sabater J., Dutra E., Agustí-Panareda A. et al. ERA5-Land: A state-of-the-art global reanalysis dataset for land applications // Earth System Science Data. 2021. V. 13. № 9. P. 4349-4383.

6. *Hersbach H., Bell B., Berrisford P., et al.* The ERA5 global reanalysis // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 2020. V. 146. № 730. P. 1999–2049.

7. *Theil H.* A rank-invariant method of linear and polynomial regression analysis // I, II, and III Nederl. Akad. Wetensch. Proc. 1950. V. 53. P. 386–92, 521–5 and 1397–412.

8. *Sen P.K.* Estimates of the Regression Coefficient Based on Kendall's Tau // Journal of the American Statistical Association. 1968. V. 63. P. 1379–1389.

9. *Mann H.B.* Non-Parametric Tests against Trend // *Econometrica*. 1945. V. 13. P. 245-259.

10. *Kendall M.G.* Rank Correlation Methods // 4th Edition, Charles Griffin, London. U.K. 1975.

ВЛИЯНИЕ АТМОСФЕРНЫХ УСЛОВИЙ НА РАСПРОСТРАНЕНИЕ ЗВУКА В ПОГРАНИЧНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ: МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ МАТЕМАТИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Белов В.В.¹, Буркатовская Ю.Б.^{2,3}, Потекаев А.И.^{2,4}, Шаманаева Л.Г.^{1,2}, Медведев С.Ю.²

¹Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск, Россия

²Томский государственный университет, г. Томск, Россия

³Томский Политехнический университет, г. Томск, Россия

⁴Томский научный центр, г. Томск, Россия

e-mail: belov@iao.ru, tracey@inbox.ru, potekaev@spti.tsu.ru, sima@iao.ru, samphys.gb@gmail.com

В докладе представлен обзор влияния атмосферных условий, таких, как температура воздуха, скорость и направление ветра и их градиенты, характеристики подстилающей поверхности, интенсивность атмосферной турбулентности и ее внешний масштаб на распространение звука в пограничном слое атмосферы. Представленные результаты получены авторами с использованием метода Монте-Карло. Рассматривается акустическая модель атмосферы, обсуждаются структура и особенности вычислительного алгоритма метода Монте-Карло. Анализируется распределение интенсивности прошедшего акустического излучения в диапазоне звуковых частот 1–4 кГц в зависимости от величины внешнего масштаба атмосферной турбулентности, облачности, региональных и сезонных вариаций вклада многократного рассеяния в интенсивность прошедшего излучения. Хорошее согласие рассчитанных значений суммарного ослабления звука с имеющимися экспериментальными данными подтверждает достоверность результатов статистического моделирования.

Распространение звука в пограничном слое атмосферы (ПСА) зависит не только от длины звуковой волны, геометрии расположения и характеристик направленности источника и приемника, свойств подстилающей поверхности и локальной топографии, но и от атмосферных условий. Последние задаются пространственно-временным распределением метеорологических параметров таких, как температура, влажность, давление, скорость и направление ветра и их градиенты, интенсивность атмосферной турбулентности. При этом, как показано в [1,2], разность уровней звукового давления может достигать 10–20 дВ при распространении звука в неблагоприятных и благоприятных атмосферных условиях, что свидетельствует о необходимости их учета.

Для выявления влияния атмосферных условий на закономерности распространения звука в последнее время все чаще используются методы математического моделирования, обзор которых можно найти, например, в [3,4]. В данной работе обобщаются результаты [5–13], полученные авторами с использованием метода статистического моделирования (Монте-Карло), который позволяет корректно учесть эффекты многократного рассеяния излучения для

плоской слоисто стратифицированной модели атмосферы, максимально приближенной к реальной.

Использованная нами плоско стратифицированная модель атмосферы подробно описана в [6, 8]. Она состояла из 25 горизонтальных слоев по 20 метров каждый с постоянными внутри слоев коэффициентами классического и молекулярного поглощения и рассеяния на флуктуациях температуры и скорости ветра. Профили температуры, ветра и скорости звука задавались с использованием различных справочных моделей и с привлечением имеющихся экспериментальных данных. Суммарный коэффициент ослабления звука рассчитывался по формуле

$$k_{ext}(j) = k_{cl} + k_{mol}(j) + k_T(j) + k_V(j), \quad (1)$$

где k_{cl} и $k_{mol}(j)$ – коэффициенты классического и молекулярного поглощения, $k_T(j)$ и $k_V(j)$ – коэффициенты рассеяния звукового излучения турбулентными флуктуациями температуры и скорости ветра приведенные в [14, 15], $j = 1, \dots, 25$ – номер слоя.

Блок-схема вычислительного алгоритма метода Монте-Карло для расчета характеристик распространения акустического излучения в плоскостратифицированной движущейся турбулентной атмосфере с учетом рефракции приведена на Рис. 1, а его основные структурные особенности рассмотрены ниже.

Изменение *направляющих косинусов* траектории движения фононов в атмосфере с учетом скорости ветра, направление которой совпадает с осью Ox моделировалось следующим образом. Сначала рассчитывается изменение координат:

$$\Delta x = \left(\frac{w_0 - V_{j_{i+1}} a_i}{c_{j_{i+1}}} + C_{j_{i+1}} a_i - 1 \right) \frac{h}{\chi}, \Delta y = \frac{c_{j_{i+1}} b_i}{\chi} h, \Delta z = h. \quad (2)$$

Здесь $h = 20$ м – расстояние между слоями атмосферы, C_{j_i} – скорость звука в j -том слое, V_{j_i} – скорость ветра в этом слое, ζ, ν – начальные углы вылета фонона, причем ν характеризует азимутальное направление нормали \mathbf{n} в точке вылета фонона, ζ – угол между \mathbf{n} и горизонтальной плоскостью (угол скольжения нормали) в точке вылета фонона; w_0 – фазовая скорость звука в точке вылета фонона, χ – параметр, причем знак “+” берется когда луч восходящий, и знак “–” для нисходящего луча:

$$w_0 = C_{j_i} + V_{j_i} a_i, \chi = \pm \sqrt{(w_0 - V_{j_{i+1}} a_i)^2 - C_{j_{i+1}}^2 (1 - c_i^2)}. \quad (3)$$

Направляющие косинусы имеют вид:

$$a_{i+1} = \frac{\Delta x}{S}, b_{i+1} = \frac{\Delta y}{S}, c_{i+1} = \frac{\text{sign}(c_i) \Delta z}{S}, S = \sqrt{\Delta x^2 + \Delta y^2 + \Delta z^2}. \quad (4)$$

Координаты следующей точки столкновения рассчитываются по формулам:

$$X_{i+1} = X_i + La_{i+1}, Y_{i+1} = Y_i + Lb_{i+1}, Z_{i+1} = Z_i + Lc_{i+1}. \quad (5)$$

При этом, если $Z_{i+1} = 500$ м, вклад фона суммируется в прошедшее излучение с учетом кратности рассеяния. Если $X_{i+1}^2 + Y_{i+1}^2 > R^2$, с вероятностью 0,5 фонон считается вышедшим за зону наблюдения, если $Z_{i+1} = 0$, излучение учитывается, как поглощенное подстилающей поверхностью. Иначе траектория фона строится дальше.

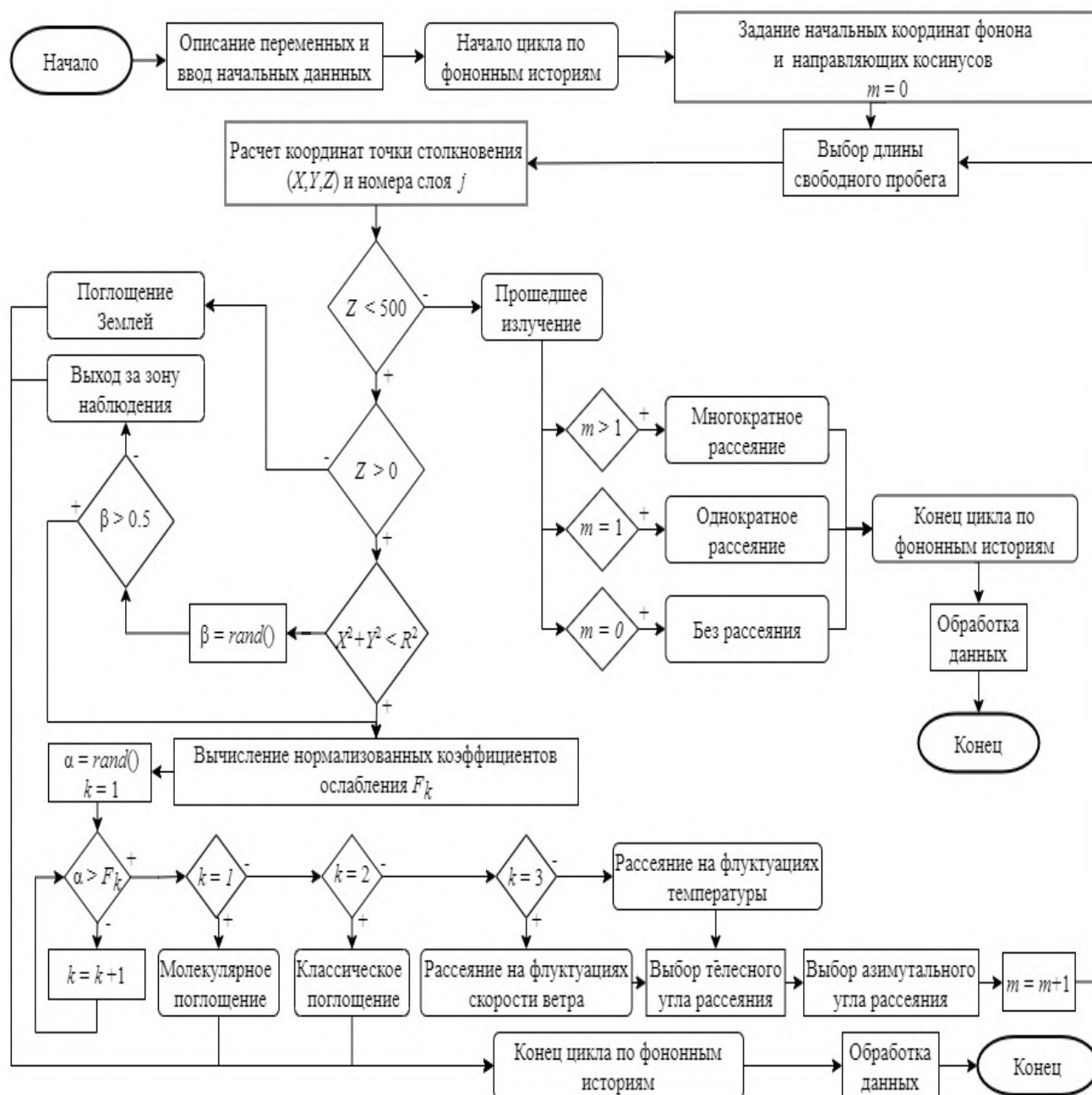


Рисунок 1 – Блок схема вычислительного алгоритма метода Монте-Карло для расчета характеристик распространения акустического излучения в плоскослоистой движущейся турбулентной атмосфере с учетом рефракции

Нормализованные коэффициенты ослабления, определяющие вероятность типа взаимодействия – классическое поглощение, молекулярное поглощение, рассеяние на флуктуациях температуры, или рассеяние на флуктуациях скорости ветра – вычислялись по формулам:

$$\sigma_1 = \frac{k_{cl}}{k_{ext}(j)}, \quad \sigma_2 = \frac{k_{mol}(j)}{k_{ext}(j)}, \quad \sigma_3 = \frac{k_T(j)}{k_{ext}(j)}, \quad \sigma_4 = \frac{k_V(j)}{k_{ext}(j)}; \quad (6)$$

$$F_1 = \sigma_1, F_2 = \sigma_1 + \sigma_2, F_3 = \sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3, F_4 = \sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3 + \sigma_4 = 1.$$

Выбор типа взаимодействия. Разыгрывается случайная величина, равномерно распределенная на отрезке $[0,1]$. Если $\alpha < F_1$, происходит классическое поглощение, если $F_1 < \alpha \leq F_2$ – молекулярное поглощение, если $F_2 < \alpha \leq F_3$ – рассеяние на флуктуациях скорости ветра, если $F_3 < \alpha \leq F_4$ – рассеяние на флуктуациях температуры. В случае рассеяния на флуктуациях температуры и скорости ветра, моделировался угол рассеяния с использованием процедуры, описанной в [5] и формул для индикатрис рассеяния на флуктуациях температуры и скорости ветра, приведенных в [15]. Рассчитывалось распределение интенсивности прошедшего излучения по плоскости детектора. Расчеты проводились на персональном компьютере для 10^6 – 10^7 фоновых историй, что обеспечивало погрешность в диапазоне 3–10%. Время расчета отдельной реализации не превышало 15 мин.

Рисунок 2 иллюстрирует влияние рефракции звука на распределение интенсивностей прошедшего, I_{tr} , и многократно рассеянного, I_{ms} , излучения по зонам детектора, расположенного на высоте 500 м, без учета рефракции (сплошные линии) и с учетом рефракции для звуковых частот $F = 1000$ Гц, $L_0 = 80$ м (a и b); $F = 2000$ Гц, $L_0 = 40$ м (c и d); $F = 3000$ Гц, $L_0 = 20$ м (e и f); $F = 4000$ Гц, $L_0 = 15$ м (g и h) и $V(2 \text{ м}) = 2$ (квадратики), 4 (треугольники), 6 (горизонтальные черточки), 8 (звездочки), и 10 м/с (кружки). Видно, что сдвиг максимумов интенсивности прошедшего и многократно рассеянного излучения в направлении ветра пропорционален скорости ветра. Без учета рефракции, максимум интенсивности прошедшего излучения на частоте 1000 Гц $I_{tr \max} = 5.03 \cdot 10^{-4}$ Вт/м², а с учетом рефракции, $I_{tr \max} = 1.62 \cdot 10^{-4}$ Вт/м² для $V(2 \text{ м}) = 2$ м/с, то есть, уменьшается в 3 раза. Вклад многократного рассеяния в интенсивность прошедшего излучения в области максимума составляет 32%. Ширина распределения также уменьшается, и само распределение становится более асимметричным с увеличением вертикального градиента скорости ветра.

Влияние внешнего масштаба L_0 атмосферной турбулентности иллюстрируется Рис. 3. Видно, что для $L_0 = 2$ м, вклад многократного рассеяния незначителен. Для $L_0 = 5$ м и частоты $F \leq 2500$ Гц он не превышает 10% и достигает ~15% для $F = 4000$ Гц. Для $L_0 = 20$ м он равен

60% и достигает 100% для $L_0 = 100$ м и $F \geq 2500$ Гц. Эти оценки полезны при интерпретации данных акустического зондирования.

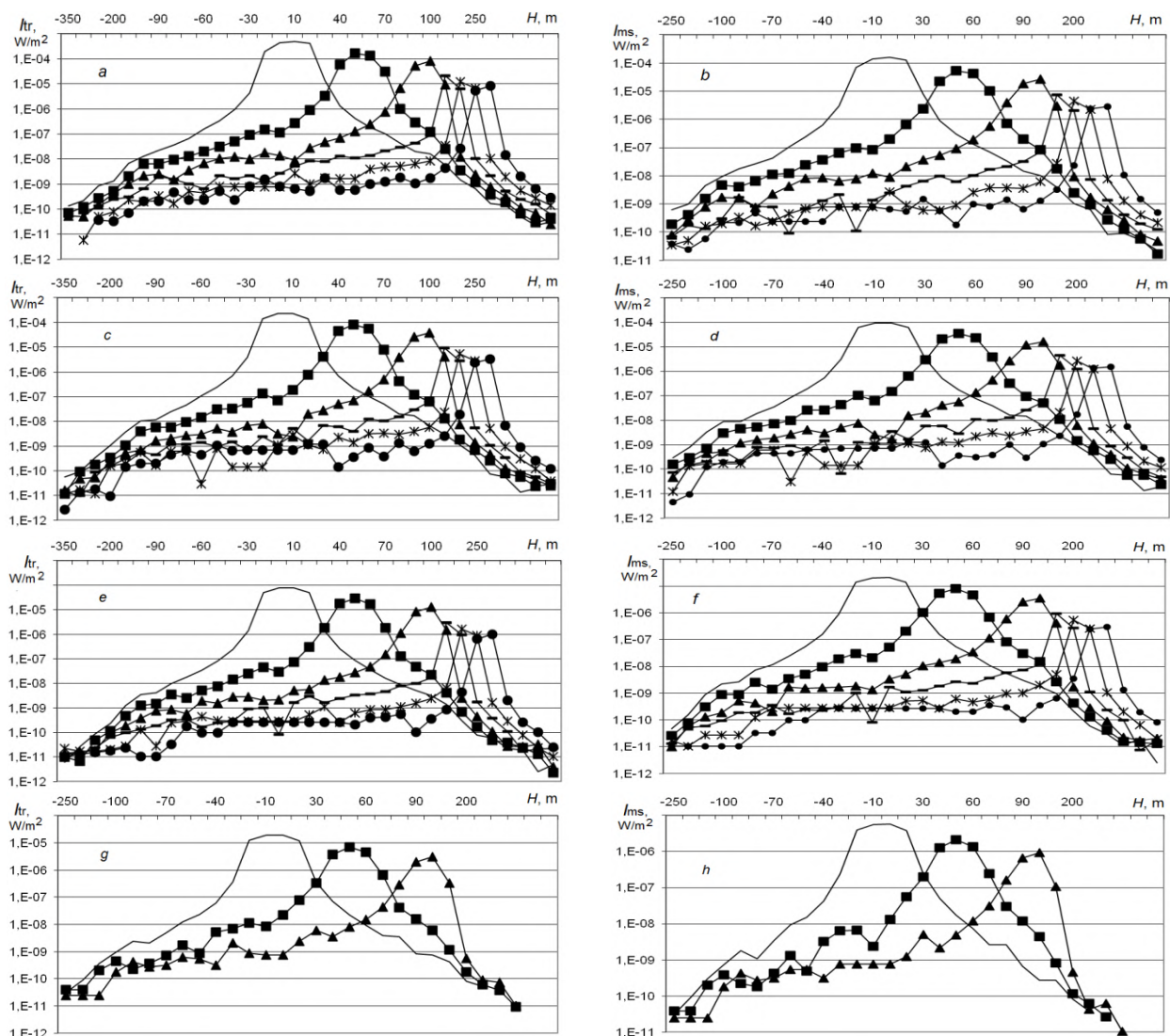


Рисунок 2 – Статистические оценки распределения интенсивностей прошедшего, I_{tr} , и многократно рассеянного, I_{ms} , излучения по зонам детектора

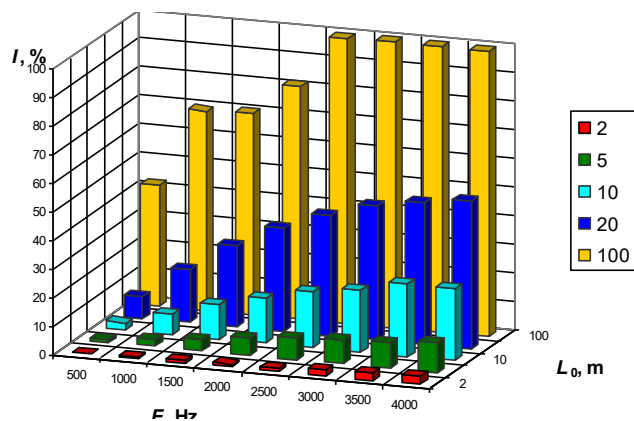


Рисунок 3 – Статистические оценки вклада многократного рассеяния в интенсивность прошедшего звукового излучения для первой зоны детектора

1. *Liptai P., Badida M., Lukáčová K.* Influence of atmospheric conditions on sound propagation – Mathematical modeling // *Obuda University e-Bulletin*. 2015. V. 5. № 1. P. 127–134.
2. *Attenborough K.* Sound propagation close to the ground // *Annu. Rev. Fluid Mtch.* 2002. V. 34. P. 51–82.
3. *Ostashev V.E., Wilson D.K.* Acoustics in moving inhomogeneous media. Boca Raton; London; New York: CRC Press, Taylor & Frensis Group, 2016. 513 p.
4. *B'erengier M.C., Gauvreau B., Blanc-Benon Ph., Juv'e D.* Outdoor sound propagation: A short review on analytical and numerical approaches // *Acta Acustica United with Acustica*. 2003. V. 89. P. 980–991.
5. *Shamanaeva L.G.* Excess turbulent extinction of sound waves propagating along horizontal and vertical atmospheric paths // *Proc. 11th Int. Sympos. on Acoustic Remote Sensing and Associated Techniques of the Atmosphere and Oceans / S. Argentini, G. Mastrantonio, I. Petenko, eds. Italy, Rome, 2002. P. 47–50.*
6. *Белов В.В., Буркатовская Ю.Б., Красненко Н.П., Шаманаева Л.Г.* Применение метода Монте-Карло в атмосферной акустике // *Оптика атмосферы и океана*. 2011. Т. 24. № 12. С. 1072–1077.
7. *Burkatovskaya Yu.B., Belov V.V., Shamanaeva L.G., Krasnenko N.P.* Monte Carlo method in acoustic sounding of the atmosphere // *IEEE Proceedings, International Conference on Mechanical Engineering, Automation and Control (MEACS)*. 2016. P. 1–4.
8. *Burkatovskaya Yu.B., Belov V.V., Krasnenko N.P., Shamanaeva L.G., Khaustov P.A.* Monte-Carlo method in atmospheric acoustics // *Proceedings of the International MultiConference of Engineers and Computer Scientists*, 2016. V. II. Hong Kong. 2016. P. 962–967.
9. *Красненко Н.П., Буркатовская Ю.Б., Раков А.С., Раков Д.С., Шаманаева Л.Г.* Распространение акустического излучения вдоль приземных горизонтальных трасс в движущейся турбулентной поглощающей и рассеивающей атмосфере // *Труды II Всероссийской акустической конференции, совмещенной с XXX сессией Российского акустического общества*. Нижний Новгород: Изд-во Института прикладной физики РАН, 2017. С. 1649–1656.
10. *Belov V.V., Burkatovskaya Yu.B., Krasnenko N.P., Rakov A.S., Rakov D.S., Shamanaeva L.G.* Experimental and theoretical studies of near-ground acoustic radiation propagation in the atmosphere // *Proceedings of SPIE*. 2017. V. 10466. CID: 10466 1I. [10466-138].
11. *Белов В.В., Буркатовская Ю.Б., Красненко Н.П., Раков А.С., Раков Д.С., Шаманаева Л.Г.* Экспериментальные и теоретические исследования приземного распространения акустического излучения в атмосфере // *Оптика атмосферы и океана*. 2018. Т. 31. № 5. С. 372-377.
12. *Burkatovskaya Yu.B., Belov V.V., Krasnenko N.P., Shamanaeva L.G.* Influence of the direction of sound propagation along vertical atmospheric paths on the acoustic signal characteristics // *Proceedings of SPIE - The International Society for Optical Engineering*. 2018. V. 10833. P. 108333X-1-108333X-4.
13. *Belov V.V., Burkatovskaya Y.B., Krasnenko N.P., Shamanaeva L.G.* Influence of the outer scale of urbulence on acoustic radiation propagation in a moving turbulent atmosphere // *Proceedings of SPIE - The International Society for Optical Engineering*. 2020. V. 11560. P. 1156019-1–1156019-5.
14. *Марчук Г. И., Михайлов Г.А., Назаралиев М.А., Дарбинян Р.А., Каргин Б.А., Елепов Б.С.* Метод Монте-Карло в атмосферной оптике. Новосибирск: Наука, 1976. 280 с.
15. *Baikalova R.A., Krekov G.M., Shamanaeva L.G.* Theoretical estimates of sound scattering by atmospheric turbulence // *Journal of the Acoustical Society of America*. V. 83. 1988. № 3. P. 661–664.

АДВЕКЦИЯ ОЗОНА НА БАЙКАЛЕ

Жамсуева Г.С.¹, Заяханов А.С.¹, Ходжер Т.В.², Цыдыпов В.В.¹, Дементьева А.Л.¹,
Бальжанов Т.С.¹, Стариков А.В.¹

¹Институт физического материаловедения СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия

²Лимнологический институт СО РАН, г. Иркутск, Россия

e-mail: galinazham@gmail.com, azayakhanov@gmail.com, khodzher@lin.irk.ru,
tsydyrov.vadim@gmail.com, ayunadem@gmail.com, tbalzhanov@gmail.com, lmza@mail.ru

Представлены результаты мониторинга малых газовых примесей (O_3 , SO_2 , NO_x) на акватории оз. Байкал в период экспериментов на научно-исследовательском судне (НИС) «Г.Ю. Верещагин» в августе 2023 г. Выявлены anomalно высокие концентрации озона в Северном Байкале в течение длительного периода наблюдений и на большой территории. Среднесуточная концентрация озона с 8 по 11 августа составила 115 мкг/м^3 с максимумом до 180 мкг/м^3 . Установлено, что в этот период районы Среднего и Северного Байкала оказались под влиянием дальнего трансграничного переноса воздушных масс с юго-восточных направлений, охватывающем промышленные районы Китая с высоким содержанием озона и антропогенных газов.

Аномальное повышение содержания озона и образование озоновых эпизодов, представляющих угрозу здоровью населения и окружающей среде, связано в большей степени с антропогенными факторами. Озоновые эпизоды с превышением отечественных гигиенических нормативов в последние годы наблюдались на Черноморском побережье, в Москве и Томске, на юге Дальнего Востока в периоды anomalно жаркой и сухой погоды при распространении пирогенных загрязнений, шлейфов углеводородов из районов нефтяной и газовой добычи, а также в устойчивые периоды неблагоприятных для рассеивания загрязняющих веществ условий [1,2]. Образование высоких уровней озона – предмет пристального внимания, особенно если опасные для окружающей среды и здоровья человека концентрации озона обнаруживаются одновременно на большой территории и продолжительное время.

В данной работе представлены результаты экспериментального исследования малых газовых примесей (O_3 , SO_2 , NO_x) в приземном слое атмосферы оз. Байкал на научно-исследовательском судне (НИС) «Г.Ю. Верещагин» с 5 по 15 августа 2023 г.

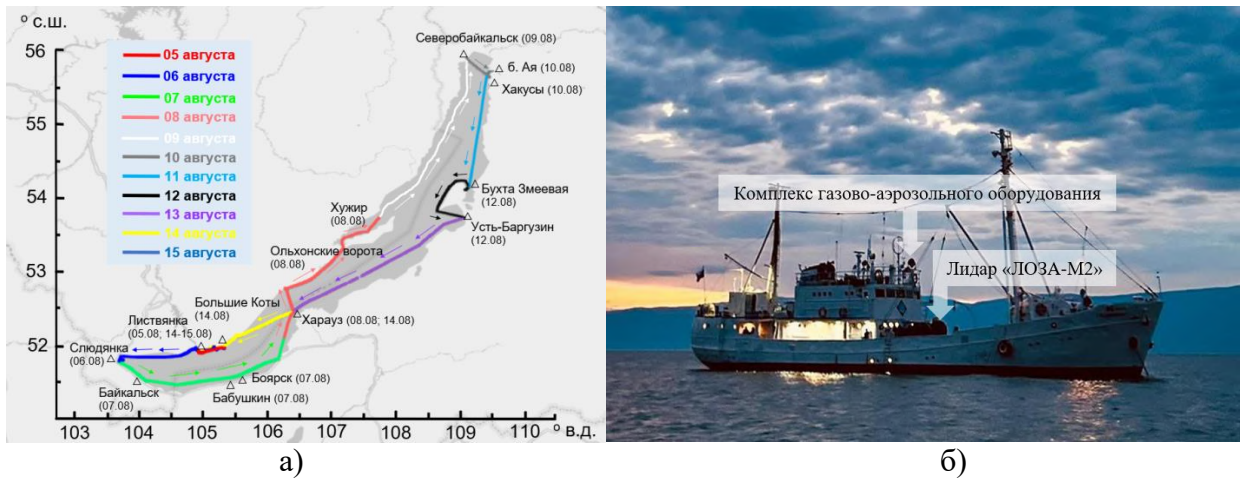


Рисунок 1 – Схема маршрута следования НИС «Г.Ю. Верещагин» с 05 августа по 15 августа 2023 г. (а), расположение измерительного оборудования на палубе судна

В период экспериментов впервые были отмечены аномально высокие концентрации озона при движении НИС на север Байкала, начиная с Харауза и на всем протяжении маршрута до Северобайкальска. Высокие концентрации O_3 более 100 мкг/м^3 наблюдались в течение длительного времени (с 8 по 11 августа) без характерных суточных вариаций (рисунок 2).

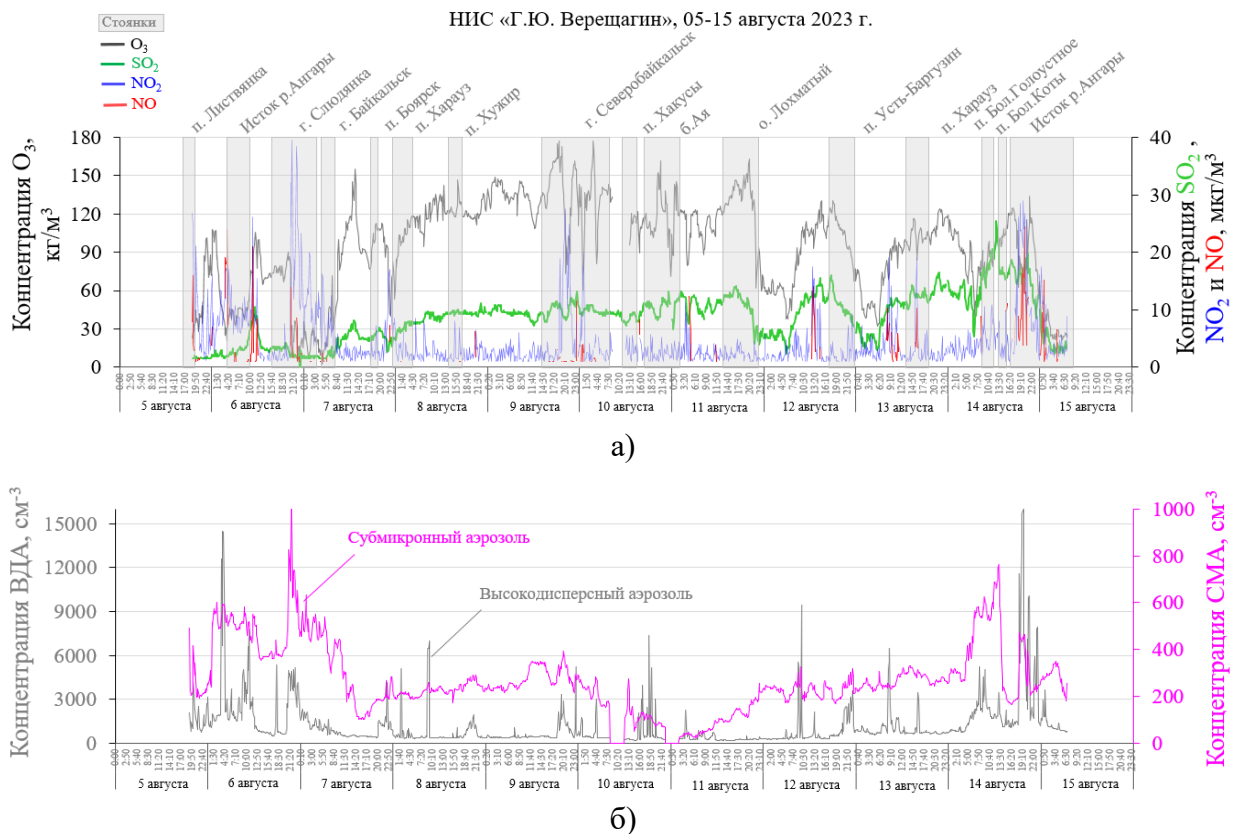


Рисунок 2 – Временной ход концентрации приземного озона, оксида и диоксида азота и диоксида серы (а), счетной концентрации высокодисперсного (ВДА) и субмикронного (СМА) аэрозоля (б) по всему маршруту следования НИС «Г.Ю. Верещагин»

Концентрации SO_2 также заметно выросли до 10-12 мкг/м^3 (рисунок 2,а), отмечен существенный рост концентрации ВДА, СМА (рисунок 2,б). Основной причиной является перенос примесей с юго-восточного направления и накопления в условиях экранирования горным массивом Байкальского хребта (высота более 2200 м). Об этом свидетельствуют и результаты расчетов по химико-транспортной модели SILAM, разработанной Финским метеорологическим институтом [3], которая позволяет моделировать распространения химических веществ (газов, пыли, разноразмерных аэрозолей и др.) и их смесей с различными типами взаимодействия между ними.

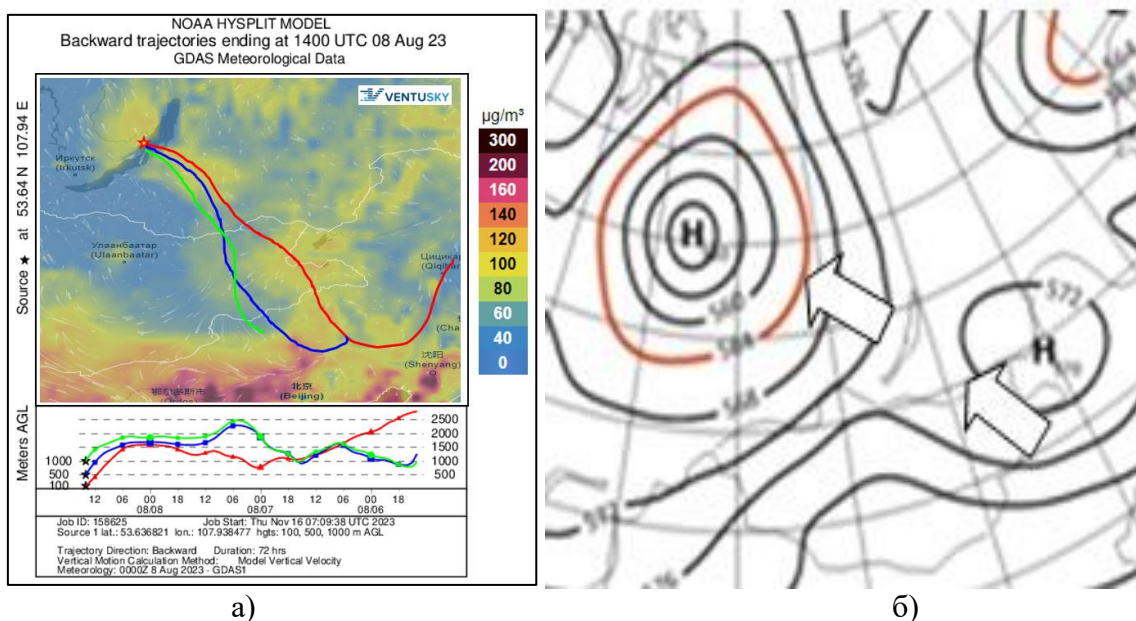


Рисунок 3 – Пространственное распределение приземного озона по данным Приложения Ventusky на 08 августа 2023 г., обратные траектории (модель HYSPLIT) для высот 100 м, 500 м и 1000 м (а); метеорологическая карта погоды на 08 августа 2023 г. по данным ФГБУ «ААНИИ» (http://old.aari.ru/odata/_d0010.php?mod=0&p=2&d=1&y=2023) (б)

Результаты расчета представлены в виде карты распределения концентрации O_3 на рисунке 3,а. Здесь же показаны обратные траектории переноса воздушных масс, рассчитанные по модели HYSPLIT, которые свидетельствуют о переносе воздушных масс с юго-восточных направлений с территорий Китая с высоким содержанием озона и антропогенных газов. Высокое содержание озона, а также диоксида серы сохраняются на протяжении нескольких суток, в том числе в вечерние и ночные часы, и на большой территории акватории Байкала, учитывая скорость движения НИС (рисунок 1,а, 2,а). Среднесуточная концентрация озона составила за этот период 110-120 мкг/м^3 с максимумом до 180 мкг/м^3 . Отсутствие суточной изменчивости в поведении O_3 является не характерным для озона. Такие высокие концентрации

озона должны наблюдаться при высоком солнце, ясных условиях и низкой концентрации аэрозоля – низкая скорость фотолиза [2].

Анализ перемещения воздушных масс и синоптической ситуации в экстремальном «озоновом эпизоде» дает основание сделать выводы, что в первую очередь аномально жаркая и сухая погода в южных широтах создала предпосылки для значительной фотохимической наработки озона в нижней тропосфере и дальнего трансграничного переноса в сторону Байкала (рисунок 3, а). Время жизни предшественников озона определяется несколькими днями, а озона неделями, это позволяет озону переноситься на дальние расстояния. Сильное озоновое загрязнение охватывало значительное по площади территории, обнаружить которое экспериментально возможно только благодаря мобильным маршрутным наблюдениям, поскольку охват больших территорий такими измерениями на стационарных пунктах фактически не проводится, особенно на Байкале. В подтверждение таких предположений свидетельствует и синхронный рост субмикронного аэрозоля. Частицы ВДА в процессе переноса могут трансформироваться в более крупные частицы фракции СМА.

Как видно из рисунка 2,б районы Среднего Байкала и Северного Байкала при юго-восточном крупномасштабном переносе воздушных масс, охватывающем промышленные районы Китая оказались под влиянием дальнего трансграничного переноса. В этот период сформировался циклональный тип погоды, синоптические условия складывались под влиянием смещения мощного циклона в северо-западном направлении от Байкала (рисунок 2,б). Озон был вынесен из антропогенных районов с юго-востока континентальной части Забайкалья, Монголии, Китая.

Другим свидетельством факта дальнего переноса является и то, что генерация озона невозможна в условиях снижения химического производства озона в результате облачных, прохладных и влажных погодных условий в период наблюдений на Байкале.

В литературе приводятся аналогичные данные о высоких концентрациях озона в летнее время над Великобританией, которые также связывают с дальним переносом озоносодержащих воздушных масс с востока континентальной части Европы [4], где было отмечено, что вклад этих динамических процессов значительно превышает вклад локальных выбросов прекурсоров озона.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского научного фонда (РНФ) в рамках научного проекта № 19-77-20058-П и частично при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования РФ (средства бюджета ИФМ СО РАН в рамках Госзадания № 1023032300005-3-1.5.9) при проведении измерений научным оборудованием.

1. Звягинцев А.М., Кузнецова И.Н., Шалыгина И.Ю., Лезина Е.А., Лапченко В.А., Никифорова М.П., Демин

В.И. Исследования и мониторинг приземного озона в России // Труды Гидрометцентра России. 2017. Вып. 365. С. 56-70.

2. *Андреев В.В., Баженов О.Е., Белан Б.Д., Варгин П.Н., Груздев А.Н., Еланский Н.Ф., Жамсуева Г.С., Заяханов А.С., Котельников С.Н., Кузнецова И.Н., Куликов М.Ю., Невзоров А.В., Оболкин В.А., Постыляков О.В., Розанов Е.В., Скороход А.И., Соломатникова А.А., Степанов Е.В., Тимофеев Ю.М., Фейгин А.М., Ходжер Т.В.* Российские исследования атмосферного озона и его предшественников в 2019-2022 гг. // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2023. Т. 59. № 7. С. 1034-1060.

3. System for integrated modeling of atmospheric composition/ Mikhail Sofiev, Marje Prank, Pilbi Siljamo, Joana Soares, Julius Vira, Tuula Summanen, Ari Karppinen // FMI [Электронный ресурс]. URL: <http://silam.fmi.fi> (дата обращения 24.03.2024).

4. *Myriokefalitakis S, Daskalakis N., Fanourgakis G.S., Voulgarakis A., Krol M.C., Aan de Brugh J.M.J., Kanakidou M.* Ozone and carbon monoxide budgets over the Eastern Mediterranean // Sci. Total Environ. 2016. V. 563-564. P. 40-52.

МОДЕЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ ДЫМОВ ОТ СИБИРСКИХ ПОЖАРОВ НА ИНТЕНСИВНОСТЬ ОСАДКОВ В ЛАНДШАФТАХ СИБИРИ И ВОСТОЧНОЙ АРКТИКИ

Коновалов И.Б., Головушкин Н.А.

Федеральный исследовательский центр Институт прикладной физики им. А.В. Гапонова-Грехова Российской академии наук, г. Нижний Новгород, Россия
e-mail: konov@ipfran.ru, golovushkin@ipfran.ru

При использовании химико-транспортной модели CHIMERE и метеорологической модели WRF выполнены численные эксперименты с целью изучения влияния сибирского дымового аэрозоля (СДА) на интенсивность осадков в сибирских тайге и тундре. Результаты экспериментов показывают, что аэрозольно-радиационное взаимодействие (АРВ) систематически приводит к сильному (на десятки процентов) уменьшению интенсивности осадков в оптически плотных сибирских дымах. Аэрозольно-облачное взаимодействие (АОВ) также вызывает значительные изменения пространственно-временной структуры интенсивности осадков, но выраженного систематического характера эти изменения не имеют. Изменения интенсивности осадков вследствие АРВ и АОВ аддитивными не являются. Полученные результаты способствуют лучшему пониманию роли СДА в погодных явлениях и климатических процессах.

Дымовой аэрозоль, образующийся в результате природных пожаров, взаимодействует с радиацией и облаками, рассеивая и поглощая солнечное излучение и участвуя в процессах облакообразования в качестве ядер конденсации. Как аэрозольно-радиационное взаимодействие (АРВ), так и аэрозольно-облачное взаимодействие (АОВ) могут приводить к значительным и, в то же время, сложным и многогранным изменениям радиационного баланса атмосферы и параметров облачности, тем самым влияя как на климат, так и на синоптические явления [1, 2].

Важным источником дымов над Северной Евразией и Арктикой являются интенсивные природные пожары, происходящие ежегодно в Сибири. Однако роль сибирских дымов как фактора, влияющего на климатические и погодные явления, пока изучена слабо. В частности, почти не изучены воздействия сибирских дымов на атмосферные осадки, хотя имеются свидетельства [3], что эти воздействия могут быть весьма существенными. Лучшее понимание влияния СДА на осадки требуется для уточнения соответствующих модельных расчетов как в рамках оперативных прогнозов погоды, так и в контексте климатических исследований.

С целью изучения воздействий сибирского дымового аэрозоля (СДА) на атмосферные осадки, в данной работе были выполнены численные эксперименты на основе 3-х мерной химико-транспортной модели CHIMERE, сопряженной с метеорологической моделью WRF [4]. Двухстороннее сопряжение CHIMERE с WRF позволяет, в частности, передавать из CHIMERE в WRF на каждом шаге интегрирования значения ряда аэрозольных параметров, что, в свою

очередь, дает возможность учета влияния на метеорологические процессы как АРВ, так АОВ (рассматриваемых либо вместе, либо по отдельности). Конфигурация моделей была задана в основном аналогично конфигурации расчетов, выполненных в одном из ранних исследований [5]. В частности, эмиссии от пожаров и антропогенные эмиссии были заданы на основе данных CAMS (<https://eccad3.sedoo.fr/>), а для моделирования эволюции органического аэрозоля в сибирских дымах была применена оригинальная параметризация, разработанная на основе сопоставления модельных расчетов оптических характеристик СДА с данными соответствующих спутниковых измерений [6]. В расчетах использовались две модельных сетки (рис. 1). Первая сетка (EARCT) имеет разрешение $90 \times 90 \text{ км}^2$, а вторая (вложенная) сетка – $30 \times 30 \text{ км}^2$. Моделировались условия для периода с 1 по 31 июля 2016 года. Сильные эмиссии от сибирских пожаров в этот период привели к высоким значениям аэрозольной оптической толщины (АОТ) в изучаемом регионе (рис. 1).

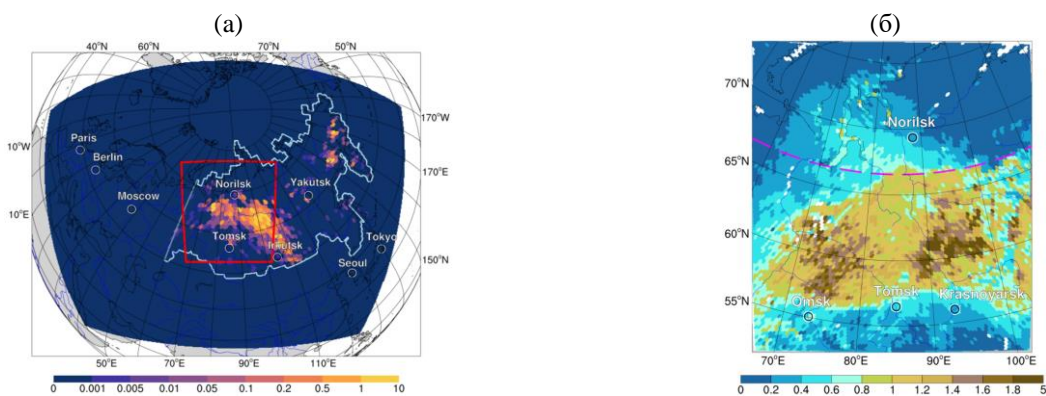


Рисунок 1 – (а) Эмиссии органического углерода (г/м^2) от пожаров в модельном домене EARCT в июле 2016 г. по данным GFAS-CAMS и (б) рассчитанное усредненное пространственное распределение АОТ (550 нм) в тот же период внутри вложенного модельного домена, выделенного на фрагменте (а) красной линией

Для оценки влияния СДА на атмосферные осадки в данной работе была адаптирована оригинальная вычислительная технология, разработанная ранее [7]. Вкратце, для каждого из указанных выше типов аэрозольного воздействия были произведены две серии 3-суточных прогностических расчетов, стартовавших через каждые 12 часов. В одной из серий эмиссии от сибирских пожаров учитывались, а в другой – нет. Кроме того, были выполнены две серии «офлайновых» расчетов (также с учетом и без учета эмиссий от сибирских пожаров), в которых влияние аэрозоля на метеорологические процессы не учитывалось. Результаты «офлайновых» расчетов использовались в прогностических расчетах в качестве начальных условий.

Усредненные изменения интенсивности осадков P_w , вызванные воздействием СДА, определялись в каждой модельной ячейке в зависимости от продолжительности воздействия (τ) следующим образом:

$$\Delta P_w(\tau) = N^{-1} \sum_{i=1}^N [P_w^{fires}(t_i, \tau) - P_w^{nofires}(t_i, \tau)], \quad (1)$$

где индексы ‘fires’ и ‘nofires’ обозначают результаты расчетов, выполненных с учетом и без учета эмиссий от сибирских пожаров, i – порядковый номер расчета, соответствующий начальной дате t_i , и N – полное число 3-суточных расчетов, охватывающих изучаемый период.

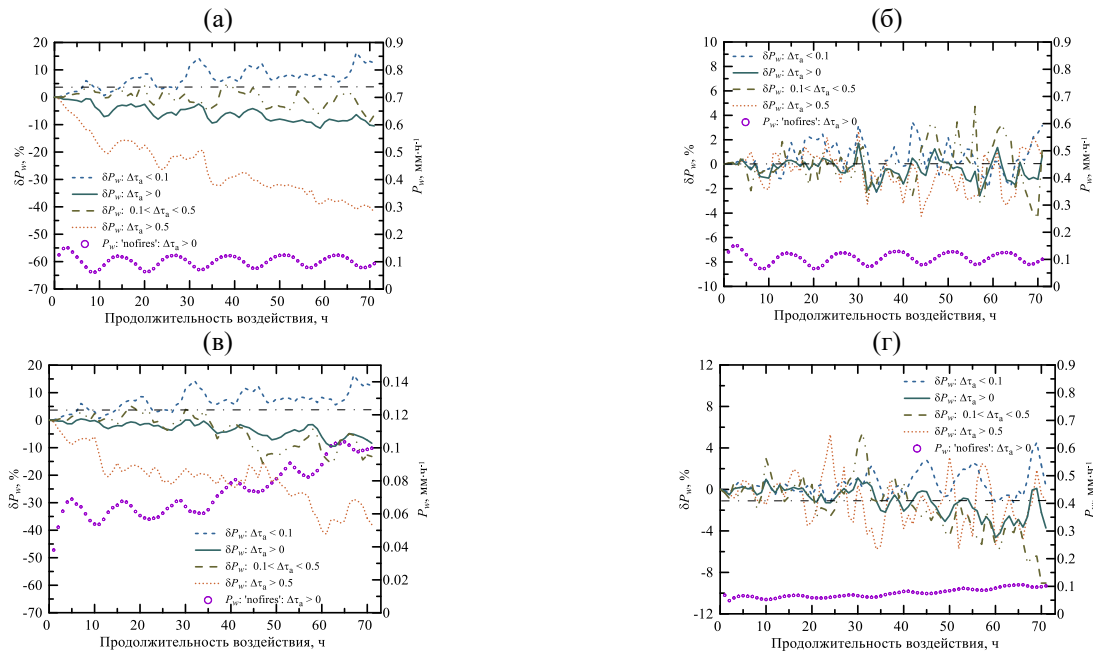


Рисунок 2 – Зависимости усредненных по рассматриваемому региону (см. рис. 1б)

относительных изменений интенсивности в период с 1 по 31 июля 2016 года в (а, б) тайге и (в, г) тундре от продолжительности аэрозольного воздействия согласно модельным расчетам с учетом (а, в) АРВ и (б, г) АОВ. При усреднении учитывались только те модельные пиксели, в которых фракция АОТ (550нм), определяемая СДА ($\Delta\tau_a$), соответствовала значениям, указанным на графиках

Расчеты показали, что АРВ в достаточно плотных сибирских дымах (с $\text{АОТ} > 0.1$ и особенно с $\text{АОТ} > 0.5$) приводит к заметному и систематическому уменьшению интенсивности осадков по мере увеличения τ как в тайге, так и в тундре. В то же время, изменения интенсивности осадков, вызываемые АОВ, в обоих типах рассматриваемых ландшафтов в среднем малы и незначимы.

Пространственные распределения изменений интенсивности осадков (рис. 3) подтверждают то, что в достаточно плотных дымах интенсивность осадков может сильно уменьшаться вследствие АРВ. Изменения пространственной структуры осадков, вызываемые АОВ, также существенны, но имеют крайне нерегулярный, хаотический характер.

Следует отметить также, что в расчетах с одновременным учетом АРВ и АОВ влияние СДА на осадки в среднем преимущественно определяется эффектами АРВ. Вместе с тем,

совместный эффект АРВ и АОВ оказался существенно отличающимся от простой суммы эффектов АРВ и АОВ, оцененных по отдельности. В целом, полученные результаты показывают, что СДА в периоды интенсивных пожаров оказывает существенное, но не однозначное, влияние на атмосферные осадки как в тайге, так и в тундре.

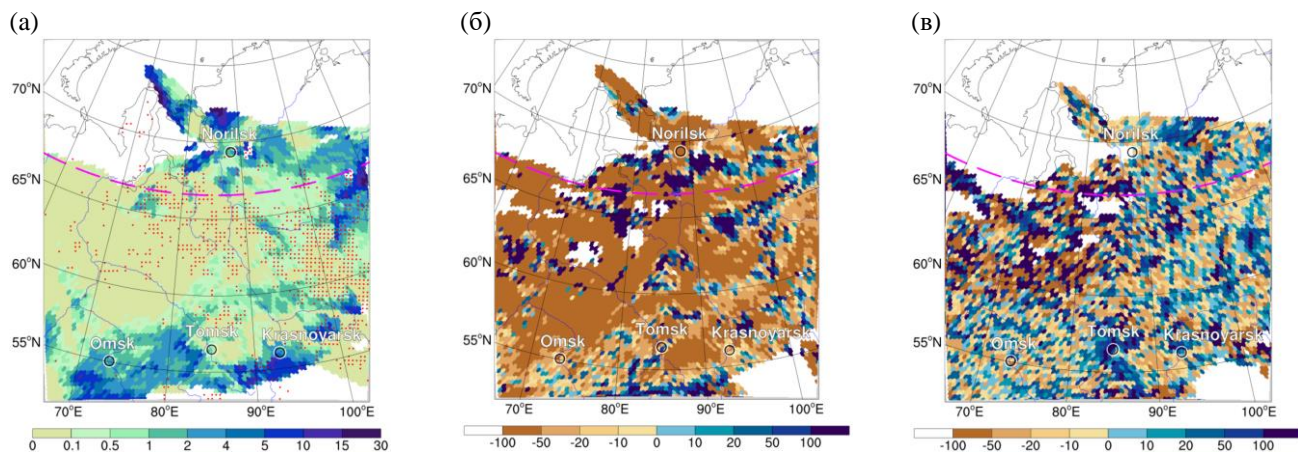


Рисунок 3 – Усредненные пространственные распределения (а) интенсивности осадков (мм/сутки) и ее относительных изменений вследствие (б) АРВ и (в) АОВ в оптически плотных дымах. Представленные величины для данной модельной ячейки были усреднены по дням рассмотренного периода (1-31 июля 2016 года) с АОТ>1

Исследование выполнено при поддержке Российского научного фонда (грант № 23-27-00172).

1. *Hamilton D.S., Hantson S., Scott C.E., et al.* Reassessment of pre-industrial fire emissions strongly affects anthropogenic aerosol forcing // *Nature Commun.* 2018. V. 9. P. 3182.

2. *Huang X., Ding K., Liu J., et al.* Smoke-weather interaction affects extreme wildfires in diverse coastal regions // *Science* 2023. V. 379. P. 457-461.

3. *Kirsanov A., Rozinkina I., Rivin G., Zakharchenko D., Olchev A.* Effect of natural forest fires on regional weather conditions in Siberia // *Atmosphere* 2020. V. 11. P. 1133.

4. *Menut L., Bessagnet B., Briant R., et al.* The CHIMERE v2020r1 online chemistry-transport model // *Geosci. Model Dev.* 2021. V. 14. P. 6781–6811.

5. *Konovalov I.B., Golovushkin N.A., Beekmann M., Siour G., Zhuravleva T.B., Nasrtdinov I.M., Kuznetsova I.N.* On the importance of the model representation of organic aerosol in simulations of the direct radiative effect of Siberian biomass burning aerosol in the eastern Arctic // *Atmos. Environ.* 2023. V. 309. Art. 119910.

6. *Konovalov I.B., Golovushkin N.A., Beekmann M., Andreae M.O.* Insights into the aging of biomass burning aerosol from satellite observations and 3D atmospheric modeling: evolution of the aerosol optical properties in Siberian wildfire plumes // *Atmos. Chem. Phys.* 2021. V. 21. P. 357–392.

7. *Коновалов И.Б., Головушкин Н.А., Журавлева Т.Б., Насртдинов И.М., Ужегов В.Н., Beekmann M.* Применение модельного комплекса CHIMERE-WRF для изучения радиационных воздействий сибирского дымового аэрозоля в Восточной Арктике // *Оптика атмосферы и океана.* 2023. Т. 36. № 2. С. 129-139.

ОСОБЕННОСТИ ЧАСТОТНЫХ СПЕКТРОВ ПРИЗЕМНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ, КОНЦЕНТРАЦИИ УГЛЕКИСЛОГО ГАЗА, ОКЕАНИЧЕСКОГО ИНДЕКСА И СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТИ

Гайнутдинова Р.Д., Крымская Д.Н., Жунушова Г.Ш.

Институт физики НАН КР, г. Бишкек, Кыргызская Республика

e-mail: epfk@rambler.ru, dina.krymskaya@yandex.ru, zhunushova.gulnara@mail.ru

Исследованы региональные особенности долгопериодных вариаций содержания CO_2 и приземной температуры в атмосфере под влиянием солнечной активности и температурных аномалий океана. Показано, что региональные климатические изменения связаны с изменениями уровня солнечной активности, который является основным природным фактором, определяющим изменения приземной температуры. Исследован квазипериодический характер климатических изменений параметров нижней атмосферы и его частотный состав. Показано, что региональные климатические изменения приземной температуры, содержания CO_2 и температурных аномалий в океане связаны с изменениями уровня солнечной активности, которая является основным природным фактором, определяющим изменения приземной температуры. Выявленные общие периодические составляющие в многолетних вариациях содержания CO_2 , приземной температуры атмосферы, океана и солнечной активности, свидетельствуют об их взаимосвязи и управляющей роли солнечной активности в долгопериодных климатических изменениях указанных параметров.

Закономерности и особенности региональных климатических изменений температурного режима нижней атмосферы определяют глобальные изменения климата. Среди многих причин, ответственных за изменения климата, преобладают две причины, связанные с естественными природными источниками и с техногенными выбросами в атмосферу парниковых газов. Существующие модели дают неоднозначные данные между ростом концентрации CO_2 и приземной температурой атмосферы. По многим экспериментальным данным повышение концентрации CO_2 в атмосфере не предшествует потеплению, а происходит после него.

В работах /1,2/ был проведен анализ многолетних вариаций концентрации углекислого газа CO_2 в атмосфере по данным измерений в Кыргызстане /3/ и изменений среднегодовой приземной температуры в регионе Кыргызстана. Был выявлен существенный спад среднегодовой приземной температуры при непрерывном росте концентрации CO_2 в атмосфере над Кыргызстаном, который не может быть объяснен парниковым эффектом /4/. По экспериментальным данным повышение концентрации CO_2 в атмосфере не предшествует потеплению, а происходит после него, что свидетельствует о доминировании природного фактора, связанного с солнечной активностью. Отмечается «запаздывание» по времени пиков содержания CO_2 относительно температуры, т.е. наблюдаемый рост содержания CO_2 в атмосфере является не причиной, а следствием вариаций температуры.

Рассмотрим низкочастотные изменения концентрации CO_2 за 21 год, с 1980 по 2001 годы, охватывающие 21, 22 и 23-ий одиннадцатилетние циклы солнечной активности. Для этого проведем процедуру сглаживания в вариациях концентрации CO_2 , предварительно отфильтровав высокочастотные составляющие с периодами менее 1 года. На рис. 1 (а,б,в) приведены вариации концентрации CO_2 (а), её отклонения от тренда ΔCO_2 (б) и параметра солнечной активности в числах Вольфа (в).

Присутствие в вариациях $\Delta(\text{CO}_2)$ составляющих с солнечными периодами отражает солнечный контроль над содержанием CO_2 в атмосфере. Это также указывает на влияние солнечной активности на процессы, протекающие в нижней тропосфере. На этот факт указывалось в работе /1/.

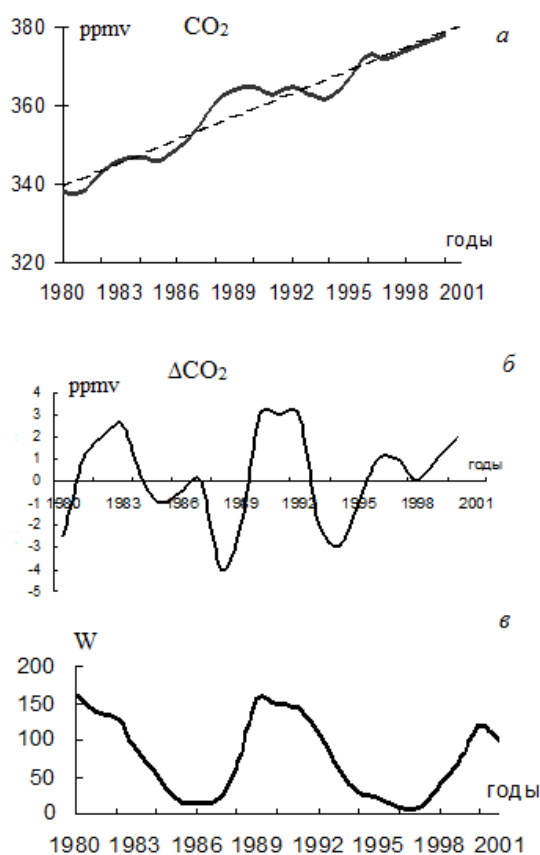


Рисунок 1 – Межгодовые вариации концентрации CO_2 (а), их отклонений от тренда (б) и солнечной активности в числах Вольфа (в) в 21-23 циклах солнечной активности

Спектральный анализ временных рядов концентрации CO_2 , проведенный методом вейвлет анализа, позволил выделить периодические составляющие с периодами в 2,5-3,0 года, 5,5 лет и 11 лет. Аналогичные составляющие также присутствуют в вариациях солнечных параметров. Отмечаемые периодические составляющие в концентрации CO_2 обусловлены влиянием солнечной активности. Полученные периодические составляющие связаны с солнечной активностью и реально существующими долгопериодными процессами, протекающими в

атмосфере и океане. Надо полагать, что не повышение содержания CO_2 в атмосфере приводит к потеплению, а скорее всего в результате потепления, обусловленного природным фактором (солнечным), происходит рост содержания CO_2 . Одним из источников CO_2 является океан.

Рассмотрим результаты вейвлет-преобразования, примененного к временным рядам приземной среднегодовой температуры воздуха по данным МС Бишкек. Для расчетов использовались аномалии среднегодовых температур $\Delta T_i(t)$ за вычетом тренда T_{mp} , вычисленного методом наименьших квадратов: $\Delta T_i(t) = T_i(t) - T_{mp}$.

На рисунке 2 приведены скейлограммы вейвлет-преобразования рядов температуры по данным МС Бишкек (а) и параметра солнечной активности $F_{10,7}$ (б), характеризующего радиоизлучение Солнца на длине волны 10,7 см за 85 лет. Из рисунка виден высокий уровень корреляции между выделенными частотными составляющими с периодами 11, 22, 35-40, 55-60, 85-90 лет.

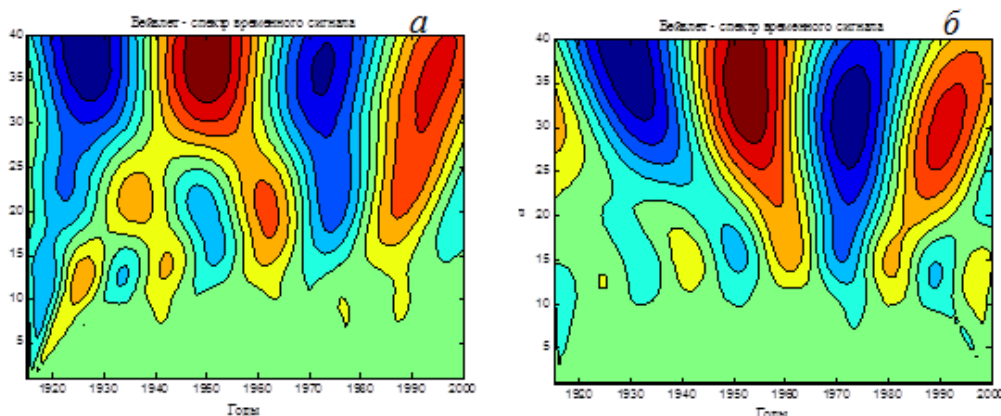


Рисунок 2 – Скейлограммы вейвлет-преобразования рядов температуры по данным МС Бишкек (а) и параметра солнечной активности $F_{10,7}$ (б)

В спектрах вариаций солнечной активности (СА) выделяются практически те же периодичности. Эти результаты свидетельствуют о реальной связи вариаций приземной температуры с вариациями СА над средне- и высокогорьем Кыргызстана /4/.

Естественные колебания климата также связаны с изменением температуры поверхности океана. Считается, что основным фактором, определяющим колебания климата, являются изменения температуры поверхности океана. На рисунке 3 приведены результаты расчетов частотного состава исходного ряда океанического индекса ONI, выраженного в отклонениях поверхностной температуры Тихого океана $\Delta T_i(t)$ для периодов действия явлений Эль-Ниньо и Ла-Нинья, выполненные методом непрерывного вейвлет-преобразования. В полученных частотных составляющих выделены также периодичности в 11-12 лет и 20-22 года с уровнем

доверительной вероятности $P \geq 0,95$. Данные периодические составляющие свидетельствуют о связи с солнечной активностью.

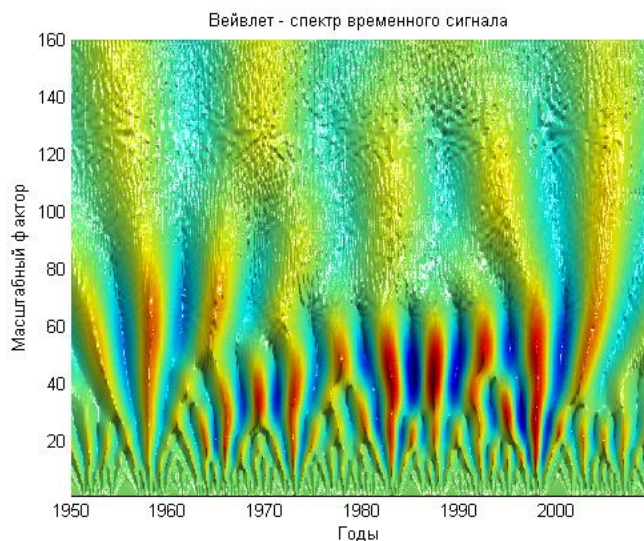


Рисунок 3 – Скейлограмма вейвлет-преобразования рядов индекса ONI в период действия Эль-Ниньо и Ла-Нинья с 1950 по 2015 гг.

Таким образом, выявленные общие периодические составляющие в многолетних вариациях содержания CO_2 , приземной температуры атмосферы, океана и солнечной активности, свидетельствуют об их взаимосвязи и управляющей роли СА в долгопериодных климатических изменениях указанных параметров.

1. Каримов К.А., Гайнутдинова Р.Д. Роль природных и антропогенных факторов в изменении температурного режима нижней атмосферы и солнечная активность // Известия НАН КР. 2012. № 2. С. 62-69.

2. Гайнутдинова Р.Д., Каримов К.А., Крымская Д.Н., Жунушова Г.Ш. Региональные особенности многолетних изменений приземной температуры и концентрации углекислого газа – Труды XXIX Межд. Симп. "Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы". Изд-во ИОА СОРАН. 2023. С. 90-93.

3. Токтомышев С.Ж., Орозалиев М.Д. Озоновые дыры над Центральной Азией. Бишкек. 2011. 315 с.

4. Будыко М.И. Климат в прошлом и будущем. Л.: Гидрометеиздат, 1980. С. 4–6.

ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ДЫМОВ ОТ СИБИРСКИХ ПОЖАРОВ НА МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ В ОБЛАСТИ БОЛЬШОГО АРКТИЧЕСКОГО ЦИКЛОНА 2012 ГОДА

Головушкин Н.А., Коновалов И.Б.

Федеральный исследовательский центр Институт прикладной физики им. А.В. Гапонова-Грехова Российской академии наук, г. Нижний Новгород, Россия
e-mail: konov@ipfran.ru, golovushkin@ipfran.ru

Выполнены численные эксперименты с целью исследования влияния дымов от сибирских пожаров на метеорологические условия в области Большого арктического циклона 2012 года. В расчетах использовались химико-транспортная модель CHIMERE и метеорологическая модель WRF. Результаты экспериментов показывают, что сибирский дымовой аэрозоль оказывал заметное влияние на эволюцию основных метеорологических параметров (в частности, давления, скорости ветра и интенсивности осадков) в области циклона вследствие аэрозольно-радиационного и аэрозольно-облачного взаимодействий. При наличии указанных взаимодействий вызванные дымами возмущения метеорологических условий проявляются после нескольких дней атмосферной эволюции. Полученные результаты способствуют лучшему пониманию влияния дымового аэрозоля на опасные погодные явления в высоких широтах.

Рассеивая и поглощая солнечное излучение, а также участвуя в формировании облаков, дымовой аэрозоль, образующийся в процессе природных пожаров, изменяет термическую стратификацию атмосферы и параметры облачности, что, в свою очередь, может приводить к значительным возмущениям других метеорологических параметров, таких, в частности, как скорость ветра, давление и интенсивность осадков [1-3]. Результирующие изменения метеорологических полей обычно имеют сложную и изменчивую пространственно-временную структуру, закономерности которой пока изучены очень слабо. Особый практический интерес в этом контексте представляет изучение роли дымового аэрозоля в опасных метеорологических явлениях, которые в средних и высоких широтах зачастую связаны с мощными внетропическими циклонами.

В этой связи в данной работе было выполнено моделирование зарождения и дальнейшей эволюции Большого арктического циклона 2012 года [4] и на основе модельных расчетов оценено влияние сибирских дымов на параметры этого аномально мощного внетропического циклона. Большой арктический циклон зародился 1-2 августа над северной частью Сибири и достиг максимальной интенсивности 6 августа, находясь над Северным ледовитым океаном. В этот же период над Сибирью наблюдались сильные задымления, вызванные интенсивными природными пожарами [5]. В численных экспериментах, выполненных в данной работе,

рассматривалось влияние этих задымлений на метеорологические поля внутри указанного циклона.

Расчеты были выполнены на базе химико-транспортной модели CHIMERE, сопряженной с метеорологической моделью WRF [6]. Для оценки влияния аэрозольно-радиационного и аэрозольно-облачного взаимодействий на метеорологические процессы была выполнена серия семидневных прогностических расчетов, начальный момент которых соответствовал 0 ч каждого дня в период с 26 по 7 августа. Расчеты были проведены как с учетом, так и без учета эмиссий аэрозоля от сибирских пожаров. Начальные условия для прогностических расчетов задавались на основе вспомогательных («офлайновых») вычислений, выполненных с использованием данных реанализа без учета воздействий аэрозоля на метеорологические процессы. Конфигурация моделей была задана в основном аналогично конфигурации расчетов, выполненных в одном из ранних исследований [7]. В частности, в расчетах использовалась сетка с горизонтальным разрешением $90 \times 90 \text{ км}^2$ и 15 уровнями по вертикали, охватывающая значительную часть Евразии и всю Восточную Арктику. Эмиссии от пожаров были заданы на основе данных GFAS-CAMS (<https://eccad3.sedoo.fr/>), а для моделирования эволюции органического аэрозоля в сибирских дымах была применена оригинальная параметризация, разработанная ранее на основе сопоставления модельных расчетов оптических характеристик СДА с данными соответствующих спутниковых измерений [8].

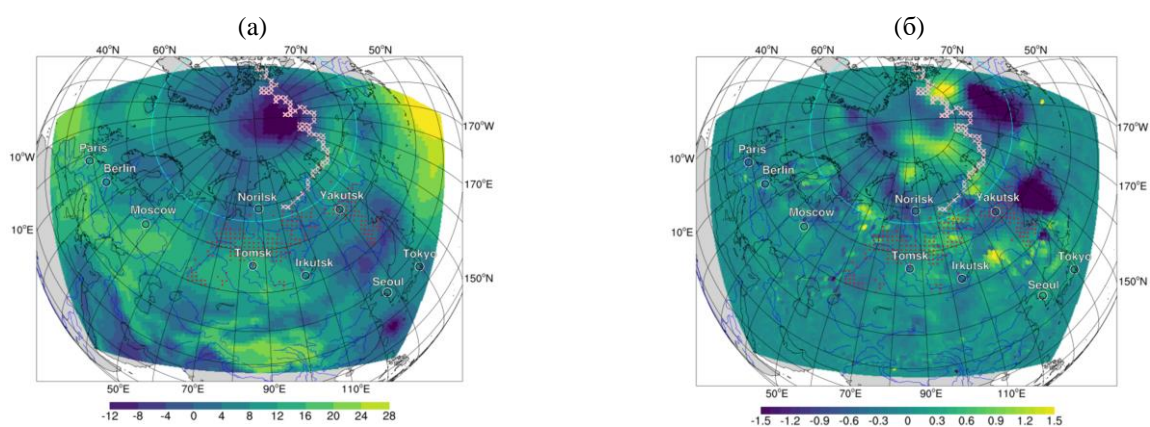


Рисунок 1 – (а) Поле отклонений давления от неизменного базового уровня 6 августа в 14 ч (GMT) согласно прогностическому расчету с горизонтом прогноза, равным 7 суткам, и (б) соответствующие изменения давления вследствие воздействий сибирского дымового аэрозоля.

Крестиками показана траектория Большого арктического циклона, а красными точками обозначены активные пожары в период с 27 июля по 6 августа

В прогностических расчетах с учетом и без учета пожаров были выявлены значимые различия между значениями ряда метеорологических параметров внутри циклона, в частности, давления (рис. 1 и 2) и интенсивности осадков (рис. 3 и 4). При этом существенными оказались

также и различия между офлайновыми и прогностическими расчетами. В частности, при горизонте прогноза, равном 7 суткам, хорошо заметны вызванные дымами возмущения поля давления как на периферии циклона, так и на значительном удалении от него (рис. 1б). Возмущения давления в центре циклона наиболее заметны 3 и 4 августа при горизонте прогноза, равном 7 суткам (рис. 2б), но очень малы при меньшем горизонте прогноза (рис. 2а).

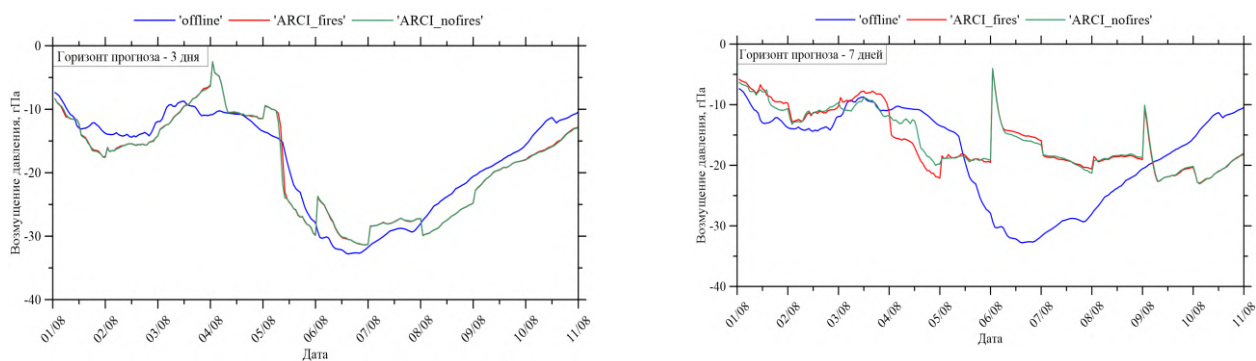


Рисунок 2 – Эволюция отклонения давления от неизменных базовых значений в центре Большого арктического циклона согласно модельным расчетам для (а) трехдневного и (б) семидневного горизонтов прогноза в период с 1 по 11 августа 2012 года: ‘ARCI_fires’ – расчеты с учетом аэрозольно-радиационного и аэрозольно-облачного взаимодействий и эмиссий от сибирских пожаров; ‘ARCI_nofires’ – то же, что и ‘ARCI_fires’, но без учета эмиссий от сибирских пожаров; ‘offline’ – диагностический расчет, выполненный с использованием данных реанализа и без учета влияния аэрозоля на метеорологические процессы

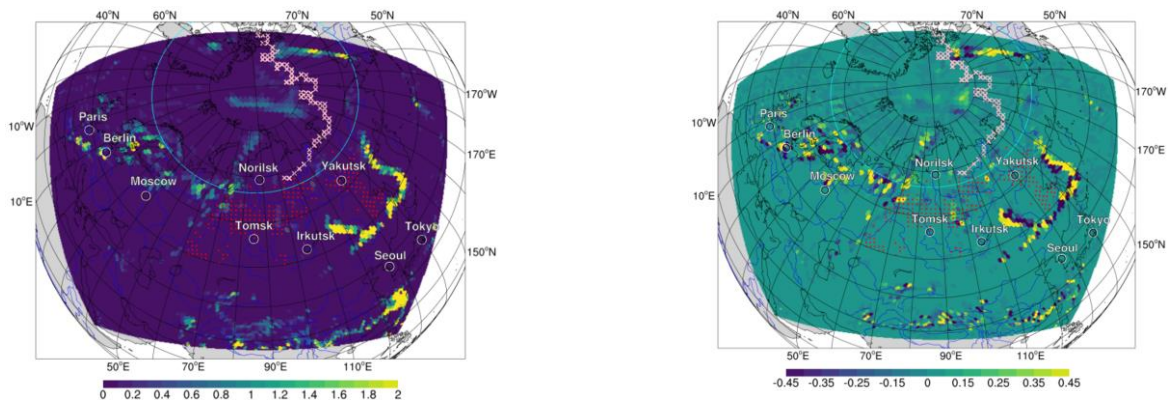


Рисунок 3 – То же, что на рисунке 1, но для максимальной интенсивности осадков в области Большого арктического циклона и ее изменений вследствие воздействий сибирского дымового аэрозоля

Вызванные дымами существенные изменения интенсивности осадков заметны на периферии циклона, а также во многих других точках, причем не только в Сибири, но и далеко за ее пределами (рис. 3б). Эти изменения во многом обусловлены высокой чувствительностью процессов облакообразования к концентрации ядер конденсации. Следует отметить, однако, что

осадки вблизи циклона имели преимущественно конвективный характер, а их изменения были вызваны, прежде всего, эффектом аэрозольно-радиационного взаимодействия. Возмущения максимальной интенсивности осадков внутри циклона, либо в его ближайшей окрестности заметны уже при трехдневном горизонте прогноза и существенно усиливаются в семидневных прогнозах. В целом, полученные результаты свидетельствуют о том, что сибирские дымы оказывали заметное влияние на метеорологические условия в области Большого арктического циклона 2012 года, хотя и не являлись основным фактором, определяющим его зарождение и эволюцию.

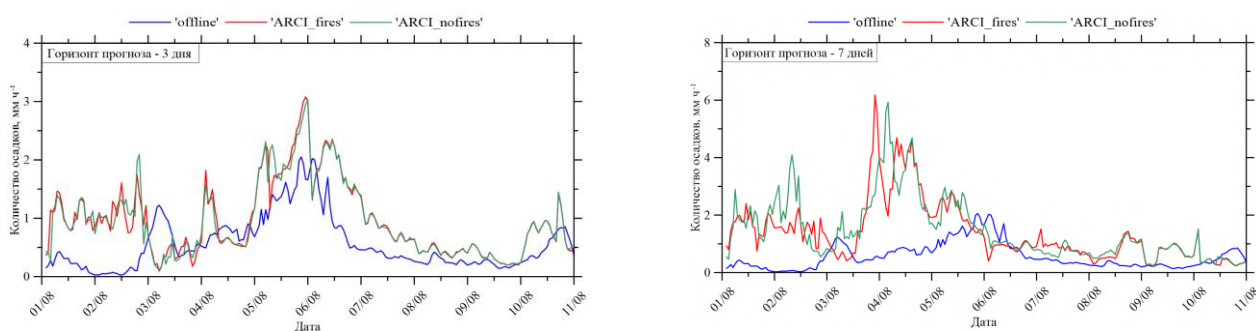


Рисунок 4 – То же, что на рисунке 2, но для максимальной интенсивности осадков в области Большого арктического циклона

Исследование выполнено при поддержке Российского научного фонда (грант № 23-27-00172).

1. Rosenfeld D., Woodley W.L., Khain A., Cotton W. R., Carrió G., Ginis I., Golden J. H. Aerosol Effects on Microstructure and Intensity of Tropical Cyclones // Bull. Amer. Meteor. Soc. 2012. V. 93. P. 987–1001.

2. Zhang Y.W., Fan J.W., Shrivastava M., Homeyer C.R., Wang Y., Seinfeld J.H. Notable impact of wildfires in the western United States on weather hazards in the central United States // P. Natl. Acad. Sci. USA. 2022. V. 119. Art. e2207329119.

3. Huang X., Ding K., Liu J., et al. Smoke-weather interaction affects extreme wildfires in diverse coastal regions // Science. 2023. V. 379. P. 457-461.

4. Simmonds I., Rudeva I. The great Arctic cyclone of August 2012 // Geophys. Res. Lett. 2012. V. 39. Art. L2379.

5. Konovalov I.B., Lvova D.A., Beekmann M., Jethva H., Mikhailov E.F., Paris J.-D., Belan B.D., Kozlov V.S., Ciaia P., Andreae M.O. Estimation of black carbon emissions from Siberian fires using satellite observations of absorption and extinction optical depths // Atmos. Chem. Phys. 2018. V. 18. P. 14889–14924.

6. Menut L., Bessagnet B., Briant R., et al. The CHIMERE v2020r1 online chemistry-transport model // Geosci. Model Dev. 2021. V. 14. P. 6781–6811.

7. Konovalov I.B., Golovushkin N.A., Beekmann M., Siour G., Zhuravleva T.B., Nasrtdinov I.M., Kuznetsova I.N. On the importance of the model representation of organic aerosol in simulations of the direct radiative effect of Siberian biomass burning aerosol in the eastern Arctic // Atmos. Environ. 2023. V. 309. Art. 119910.

8. Konovalov I.B., Golovushkin N.A., Beekmann M., Andreae M.O. Insights into the aging of biomass burning aerosol from satellite observations and 3D atmospheric modeling: evolution of the aerosol optical properties in Siberian wildfire plumes // Atmos. Chem. Phys. 2021. V. 21. P. 357–392.

ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ ЗА УРОВНЕМ ИНФРАЗВУКОВОГО ФОНА НА ЛЕБЕДИНСКОМ КАРЬЕРЕ

Рыбнов С.Ю., Крашенинников А.В., Романовский Я.О., Соловьев С.П.

Институт динамики геосфер имени академика М.А. Садовского РАН, г. Москва, Россия

e-mail: rybnov85@mail.ru, pranfo@gmail.com, romanovskii.io17@physics.msu.ru, solo-
viev7@mail.ru

Описаны инструментальные наблюдения за уровнем инфразвукового фона в полосе частот 1...20 Гц от работающей техники при вывозе руды из карьера Лебединского ГОКа. Ежедневно в карьере работает более 130 единиц основной горной техники, которые являются источником интенсивных инфразвуковых колебаний. Измерения проводились в период с июня по октябрь 2022 г. Проведенные исследования показали, что средний уровень инфразвукового фона при работе горной техники равен $\sim 55\div 62$ дБ.

Введение. Согласно п. 3.2 [1], экологический аспект определяется как элемент деятельности организации, который может взаимодействовать с окружающей средой. При этом под воздействием на окружающую среду понимается любое изменение окружающей среды (отрицательное или положительное), являющееся результатом деятельности промышленных предприятий и работы транспорта [1].

Одним из определяющих факторов, характеризующих экологический аспект территории, является состояние воздушной среды в приповерхностном слое атмосферы. Таким основным фактором является загрязнение вредными газами и мелкодисперсными частицами в результате деятельности промышленных предприятий.

Другой отдельной проблемой деятельности промышленных предприятий является инфразвуковой фон, вариации которого в некоторых частотных диапазонах весьма отрицательно влияют на биологические объекты, в первую очередь на человека [2÷6].

Поэтому исследование фоновой инфразвуковой обстановки окружающей среды является важной научной задачей.

В рамках данной работы проведен анализ уровня инфразвука от работающей горной техники при вывозе руды. Такая работающая техника является источником инфразвуковых колебаний в диапазоне $2\div 17$ Гц [7].

Результаты наблюдений. Мониторинг уровня инфразвука в приземном слое атмосферы проводился в стационарном пункте наблюдения, расположенном на небольшом удалении от автомагистралей, по которым производится транспортировка руды с карьеров.

Пункт оснащен измерительным микрофоном 4147 с усилителем 2690A-OS2 фирмы «Брюль и Кьер» (полоса регистрируемых частот: 1,0÷20 Гц, динамический диапазон: 0.01–50 Па.

Характерный пример вариаций инфразвука приведен на рисунке 1.

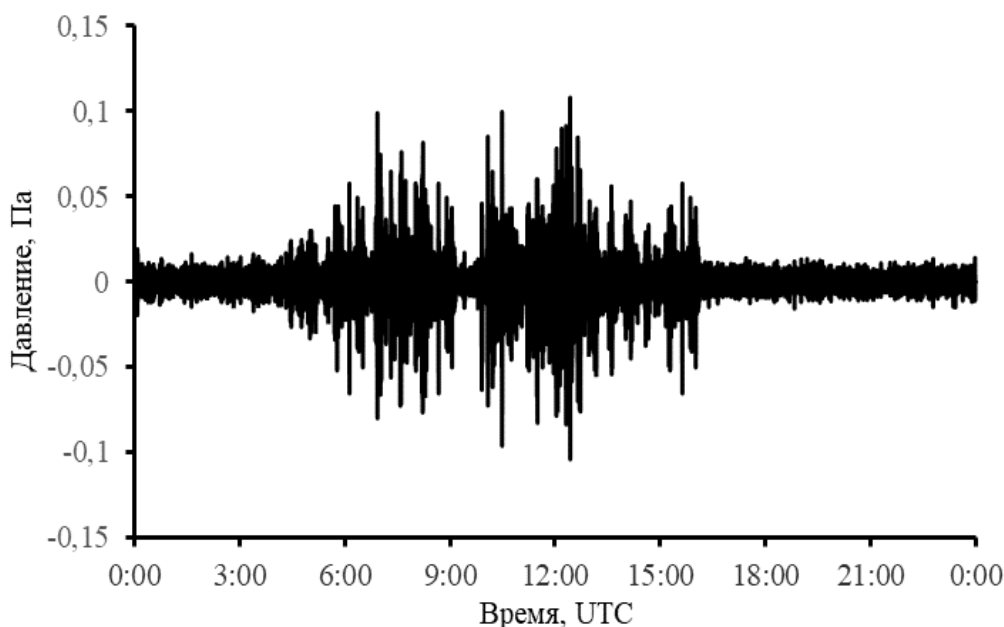


Рисунок 1 – Характерный пример вариаций инфразвука

Для исключения влияния массовых взрывов на результаты оценки уровня инфразвукового фона, данные полученные в период проведения взрывов не анализировались.

Уровень инфразвукового фона L_p оценивался в дБ по формуле [8]:

$$L_p = 10 \cdot \log \frac{P^2}{P_0^2},$$

где P – среднеквадратичное значение звукового давления, Па; P_0 – исходное значение звукового давления в воздухе, равное 2×10^{-5} Па. На рисунке 2 приведен график вариаций суточного уровня инфразвукового фона осредненный за весь период измерений в 2022г.

Как показал проведенный анализ, за весь период измерений уровень инфразвукового фона начинал возрастать приблизительно в 05 часа по UTC и продолжался до ~17 часов по UTC. Его продолжительность была равна приблизительно 12 часов, что соответствует времени работы в карьере по вывозу руды.

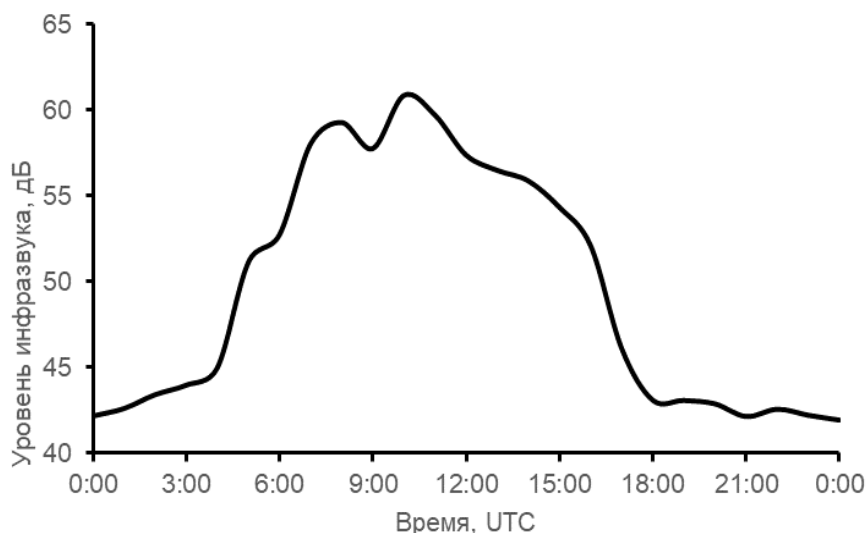


Рисунок 2 – Вариации суточного уровня инфразвукового фона за весь период измерений в 2022г.

Заключение. Представлены результаты экспериментальных наблюдений за уровнем инфразвукового фона от работающей горной техники, при вывозе руды в период с июня по октябрь 2022 г.

Исходя из полученных данных можно предположить, что уровень инфразвукового фона, с большой долей вероятности, определяется работающей техникой при погрузке и при ее транспортировке большегрузным транспортом.

Однако средний уровень инфразвукового фона при этом равен $\sim 55 \div 62$ дБ и не превышает предельно допустимые уровни инфразвука на территории жилой застройки $75 \div 90$ дБ [8].

Исследования выполнены в рамках Госзадания № 122032900185-5 «Проявление процессов природного и техногенного происхождения в геофизических полях».

1. ГОСТ Р ИСО 14050-2009 Менеджмент окружающей среды / Словарь : Национальный стандарт : Официальное издание. Дата введения 2010-11-01. М.: Стандартинформ, 2011. 40 с.

2. Агаджанян Н.А., Александров С.И., Аптикаева О.И., Гаврилова Т.В., Гамбурицев А.Г., Главатских С.П., Грачев В.А., Дмитриева Т.Б., Жалковский Е.А., Киселев Г. П., Летников Ф.А., Олейник О.В., Рассторгуев В.Н., Сидоров П.И., Черешнев В.А., Юдахин Ф.Н. Экология человека в изменяющемся мире / Под общ. ред. В.А. Черешнева. Изд. 2-е, доп. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. 570 с.

3. Ахметзянов И.М., Зинкин В.Н., Петреев И.В., Драган С.П. Гигиеническая оценка сочетанного воздействия шума и инфразвука на организм военнослужащих // Военно-медицинский журнал. 2011. Т. 332. № 11. С. 44 – 50.

4. Колесник А.Г., Побаченко С.В., Соловьев А.В. Оценка сопряженности показателей ЭЭГ мозга человека с параметрами фоновых инфразвуковых колебаний давления по данным мониторинговых исследований // Геофизические процессы и биосфера. 2013. Т. 12. № 1. С.70–80.

5. Назаров Д.В., Фхметзянов В.Р. Медико-психологическое воздействие инфразвука на организм человека// Вестник Российского университета дружбы народов. Серия: Экология и безопасность жизнедеятельности. 2005. № 1. С. 123 – 126.

6. Тужилкин Д.А., Апряткина М.Л., Бородин А.С. Влияние вариаций физических полей окружающей среды на функционирование сердечно-сосудистой системы человека// Физика окружающей среды. Томск: Томское университетское издательство, 2011. С. 285 – 288.

7. Рыбнов Ю.С., Харламов В.А. Об источниках сильных инфразвуковых возмущений в мегаполисе / Сборник научных трудов «Динамические процессы во внутренних и внешних оболочках Земли (Геофизика сильных возмущений)». М.: 1995. С.236-244.

8. Санитарные нормы СН 2.2.4/2.1.8.583—96. Инфразвук на рабочих местах, в жилых и общественных помещениях и на территории жилой застройки. // М.: Информационно-издательский центр Минздрава России, 1997. 11 с.

ИЗМЕРЕНИЯ ТРОПОСФЕРНОГО СОДЕРЖАНИЯ ОЗОНА СПУТНИКОВЫМ ПРИБОРОМ ИКФС-2

Виролайнен Я.А.¹, Поляков А.В.¹, Неробелов Г.М.^{1,2,3}, Акишина С.В.¹

¹Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, Россия

²СПб ФИЦ РАН – Научно-исследовательский центр экологической безопасности РАН,
г. Санкт-Петербург, Россия

³Российский государственный гидрометеорологический университет,
г. Санкт-Петербург, Россия

e-mail: yana.virolainen@spbu.ru, a.v.polyakov@spbu.ru, akulishe95@mail.ru, s.akishina@spbu.ru

Проведен анализ данных спутниковых измерений тропосферного содержания озона (ТрСО), полученных из спектров уходящего теплового излучения, измеренных российским прибором ИКФС-2 на метеорологическом спутнике «Метеор-М» №2. Проведено сопоставление спутниковых измерений ТрСО в слое от поверхности до уровней с давлением 300 мбар и 400 мбар с данными наземных измерений на станциях наблюдательной сети IRWG-NDACC. Средние стандартные отклонения разностей для обоих слоев составили около 3 е.Д. Средние разности зависят от высоты и географического расположения наземной станции, варьируя от +3 до -12 е.Д. Приведены примеры распределения среднемесячных величин ТрСО по данным ИКФС-2 над территорией России. Показано, что ИКФС-2 может отслеживать временную и пространственную изменчивость ТрСО.

Введение. В последнее время в мире значительно возрос интерес к изучению пространственно-временного распределения тропосферного содержания озона (ТрСО), поскольку озон в тропосфере является токсичным и парниковым газом, участвует в различных химических и фотохимических реакциях и т. д. [1]. В настоящее время информацию о глобальном распределении ТрСО получают с помощью различных спутниковых приборов (IASI, IASI+GOME2, TROPOMI, OMI+MLS и т. д.).

В работе представлены результаты измерений ТрСО в слоях атмосферы от поверхности Земли до уровней с давлением в 400 и 300 гПа (что примерно соответствует 7 и 9 км), полученные с помощью российского прибора ИКФС-2, измерявшего собственное излучение планеты на борту спутника «Метеор-М» №2 в период с 2015 по 2022 гг. Для получения данных о ТрСО использовался оригинальный алгоритм, основанный на методе искусственных нейронных сетей и методе главных компонент, разработанный в СПбГУ [2]. Погрешность измерений ТрСО оценивается как 2.7 и 3.6 е.Д. (12–15%) для слоев ниже 400 и 300 мбар, соответственно.

Обсуждение. Предварительно мы сопоставили данные спутниковых и наземных измерений ТрСО, которые в безоблачные дни измеряются на станциях международной

измерительной сети NDACC (Network for the Detection of Atmospheric Composition Change), оснащенных Фурье-спектрометрами Bruker IFS 125/120HR высокого спектрального разрешения [3] (FTIR-измерения). Погрешность FTIR-измерений TrCO оценивается в 7–10% [4, 5]. На станции NDACC St. Petersburg, расположенной в кампусе СПбГУ в Петергофе (59.88° N , 29.82° E , 20 м над уровнем моря) TrCO определяется с 2009 г. [5, 6].

Таблица 1. Сопоставление TrCO в слое ниже 400 гПа по данным FTIR-измерений и ИКФС-2 (N – число сопоставлений, Δ – средняя разность в е.Д. (FTIR минус ИКФС-2), σ – стандартное отклонение разностей в е.Д. Радиус осреднения - 200 км от наземной станции)

| Станция | Расположение | | | N | Разность | |
|--------------------------------|-------------------------|--------------------------|--------|-------------|----------|-------------|
| | | | | | Δ | σ |
| Eureka, Канада | 80.05° N | 86.42° W | 610 м | 282 | +3.6 | 4.2 |
| Ny Ålesund, Норвегия | 78.92° N | 11.93° E | 15 м | 120 | -0.13 | 4.4 |
| Thule (Гренландия), Дания | 76.53° N | 68.74° W | 220 м | 553 | +2.0 | 3.4 |
| Kiruna, Швеция | 67.84° N | 20.41° E | 419 м | 491 | +1.3 | 3.8 |
| Harestua, Норвегия | 60.2° N | 10.8° E | 596 м | 153 | -0.41 | 2.5 |
| St. Petersburg, Россия | 59.9° N | 29.8° E | 20 м | 247 | +0.84 | 3.6 |
| Bremen, Германия | 53.1° N | 8.8° E | 27 м | 129 | +0.64 | 2.7 |
| Zugspitze, Германия | 47.42° N | 10.98° E | 2964 м | 559 | -10.4 | 3.1 |
| Jungfrauoch, Швейцария | 46.55° N | 7.98° E | 3580 м | 441 | -12.5 | 2.0 |
| Toronto - ТАО, Канада | 43.66° N | 79.40° W | 174 м | 679 | +1.9 | 4.1 |
| Rikubetsu, Япония | 43.46° N | 143.77° E | 380 м | 100 | -1.2 | 3.5 |
| Boulder (Колорадо), США | 39.99° N | 105.26° W | 1634 м | 367 | -1.9 | 2.2 |
| Tsukuba, Япония | 36.05° N | 140.13° E | 31 м | 184 | +2.6 | 4.1 |
| Izaña (Тенерифе), Испания | 28.30° N | 16.48° W | 2367 м | 395 | -8.2 | 2.0 |
| Mauna Loa (Гавайи), США | 19.54° N | 155.58° W | 3397 м | 659 | -8.5 | 2.1 |
| Altzomoni, Мексика | 19.12° N | 98.66° W | 3985 м | 216 | -11.1 | 2.2 |
| Maido Остров Ре-Юнион, Франция | 21.1° S | 55.4° E | 2155 м | 342 | -5.8 | 2.1 |
| Wollongong, Австралия | 34.41° S | 150.88° E | 30 м | 212 | +2.7 | 2.8 |
| Lauder, Новая Зеландия | 45.04° S | 169.68° E | 370 м | 940 | +1.2 | 2.1 |
| Все | | | | 7069 | | 2.99 |

Географические координаты, а также высота станций над уровнем моря (см. табл. 1) могут влиять на результаты сопоставления спутниковых и наземных измерений. Поскольку спутниковые измерения осреднялись в радиусе 100 или 200 км от наземных станций, то, например, при расположении станции в горной местности, часть спутниковых данных может захватывать как горы, так и низменности, а в случае расположения станции на островах - большая часть осредняемых спутниковых измерений относится к водной поверхности.

В среднем для обоих слоев тропосферы и для обоих вариантов осреднения спутниковых измерений вокруг станций стандартные отклонения разностей (COP) составили около 3 е.Д., что составляет ~15% от TrCO по данным FTIR-измерений. При этом для разных станций и средние разности (CP), и COP значительно различаются, как и их изменение при разных

вариантах сопоставлений. В табл. 1 показаны СР и СОР для ТрСО в слое ниже 400 гПа для каждой станции по отдельности (осреднение спутниковых измерений с центрами пикселей, попадающими в радиус 200 км от наземной станции). Наземные данные осреднялись в течение каждого дня измерений. СР зависят от высоты и географического расположения наземной станции, варьируя от +3 до -12 е.Д.; СОР составляют 2–4 е.Д. Расхождения наземных и спутниковых данных соответствуют результатам, полученным для близкого по характеристикам прибора IASI [7].

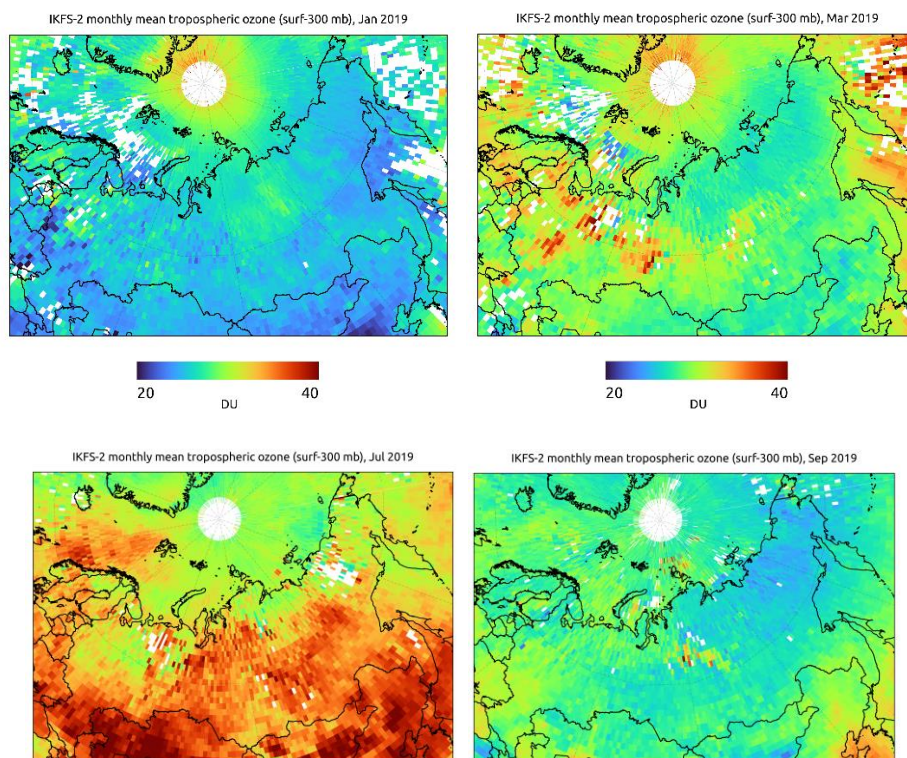


Рисунок 1 – Примеры распределения среднемесячных величин ТрСО по данным ИКФС-2 январь, март, июль и сентябрь 2019 года (слева направо, сверху вниз)

На рис. 1 представлено распределение спутниковых измерений ИКФС-2 ТрСО в слое тропосферы до 300 мбар над территорией России для разных месяцев 2019 г. ИКФС-2 хорошо отслеживает пространственную и временную изменчивость ТрСО. В слой до 300 мбар может попадать информация из стратосферы, что видно для марта в центральный и западных (северо-западных) регионах России (максимум общего содержания озона приходится на эти регионы). В летний период рост ТрСО характерен для более южных регионов, центральной части России и Сибири, обусловленный образованием озона в нижних слоях тропосферы. Минимум ТрСО над всей территорией России наблюдается зимой.

Результаты. Проведен первичный анализ данных спутниковых измерений ТрСО в слоях атмосферы от поверхности до уровней с давлением 300 мбар и 400 мбар, полученных из

спектров уходящего теплового излучения, измеренных российским прибором ИКФС-2 с борта метеорологического спутника «Метеор-М» №2. Сопоставление спутниковых и наземных измерений FTIR-методом на станциях наблюдательной сети NDAСС продемонстрировало их хорошее согласие: средние СОР составили около 3 е.Д., СР зависят от высоты и географического расположения наземной станции, варьируя от +3 до -12 е.Д. Приведены примеры распределения среднемесячных величин ТрСО по данным ИКФС-2 над территорией России. Показано, что ИКФС-2 может отслеживать изменчивость ТрСО.

Наземные спектроскопические измерения были выполнены на научном оборудовании ресурсного центра СПбГУ «Геомодель». Исследование профинансировано грантом Российского научного фонда № 23-27-00166, <https://rscf.ru/project/23-27-00166/>.

1. Gaudel A., Cooper O.R., Ancellet G., et al. Tropospheric Ozone Assessment Report: Present-day distribution and trends of tropospheric ozone relevant to climate and global atmospheric chemistry model evaluation // *Elementa: Science of the Anthropocene*. 2018. V. 39. № 6.

2. Поляков А.В., Виролайнен Я.А., Неробелов Г.М., Акишина С.В. Методика определения тропосферного содержания озона из спектральных измерений уходящего теплового излучения спутниковым прибором ИКФС-2 // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2024 (на рецензии).

3. Vigouroux C., De Mazière M., Demoulin P., Servais C., Hase F., Blumenstock T., Kramer I., Schneider M., Mellqvist J., Strandberg A., Velasco V., Notholt J., Sussmann R., Stremme W., Rockmann A., Gardiner T., Coleman M., Woods P. Evaluation of tropospheric and stratospheric ozone trends over Western Europe from ground-based FTIR network observations // *Atmos. Chem. Phys.* 2008. V. 8. № 23. P. 6865–6886.

4. García O.E., Schneider M., Redondas A., González Y., Hase F., Blumenstock T., Sepúlveda E. Investigating the long-term evolution of subtropical ozone profiles applying ground-based FTIR spectrometry // *Atmos. Meas. Tech.* 2012. V. 5. № 11. P. 2917–2931.

5. Виролайнен Я.А., Тимофеев Ю.М., Поберовский А.В., Еременко М., Дюфор Г. Определение содержания озона в различных слоях атмосферы с помощью наземной Фурье-спектроскопии // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2015. Т. 51. № 2. С. 191–200.

6. Виролайнен Я.А., Ионов Д.В., Поляков А.В. Анализ результатов многолетних измерений содержания озона в тропосфере на станции СПбГУ в Петергофе // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2023. Т. 59. № 4. С. 474–484.

7. Boynard A., Hurtmans D., Garane K., Goutai, F., Hadji-Lazaro J., Koukouli M.E., Wespes C., Vigouroux C., Keppens A., Pommereau J.-P., Pazmino A., Balis D., Loyola D., Valks P., Sussmann R., Smale D., Coheur P.-F., Clerbaux C. Validation of the IASI FORLI/EUMETSAT ozone products using satellite (GOME-2), ground-based (Brewer–Dobson, SAOZ, FTIR) and ozonesonde measurements // *Atmos. Meas. Tech.* 2018. V. 11. № 9. P. 5125–5152.

ОСОБЕННОСТИ СЕЗОННОГО ПРОТАИВАНИЯ МНОГОЛЕТНЕЙ МЕРЗЛОТЫ НА АРКТИЧЕСКОМ ПОБЕРЕЖЬЕ

Богородский П.В., Макштас А.П.

Арктический и Антарктический НИИ, г. Санкт-Петербург, Россия

e-mail: bogorodski@aari.ru, maksh@aari.ru

Представлены результаты десятилетних измерений сезонного оттаивания грунта на северном побережье о. Большевик (арх. Северная Земля). Экспериментальные данные дополнены оценками динамики толщины сезонно-талого слоя (СТС), выполненными по данным наблюдений в приземном слое атмосферы с помощью варианта известной модели Лейбензона.

Одним из основных факторов, определяющих потоки энергии и массы на подстилающей поверхности арктических территорий, является растительный покров и верхний слой грунта [5]. Несмотря на важность, процессы его эволюции представляются упрощенно даже в наиболее полных моделях Земных систем. Цель настоящей работы – получение оценок влияния атмосферных условий и ландшафтных факторов на динамику сезонного протаивания многолетней мерзлоты арктических островов. Используются данные комплексных десятилетних наблюдений на НИС ААНИИ «Мыс Баранова» (о. Большевик, арх. Северная Земля), оснащенной современным градиентным метеоконплексом, а также аппаратурой для измерения параметров верхнего слоя почво- грунтов.

Архипелаг характеризуется суровыми климатическими условиями, его островам присущи ландшафты полярных пустынь [4], малоизученные почвы которых состоят, в основном, из примитивных арктических грунтов [1], частично покрытых скудной мохово-лишайниковой растительностью. Основной особенностью динамики среднесуточных температур воздуха в регионе является их существенная межгодовая изменчивость. Наибольший прогрев грунта наблюдался в 2020 г., наименьший – в 2017 г. (рис. 1). Вариации температур воздуха на высоте 2 м (T_a) и подстилающей поверхности ($T_{ик}$), рассчитанной по данным о приходящей и уходящей длинноволновой радиации (рис. 2), обусловили максимальную и минимальную за период исследований разницу в глубине оттаивания мерзлоты (рис. 3) за счёт более раннего скачкообразного уменьшения альбедо (рис. 3) и соответствующего увеличения теплового баланса подстилающей поверхности, достигшего положительных значений в 2020 г. почти на месяц раньше, чем в 2017.

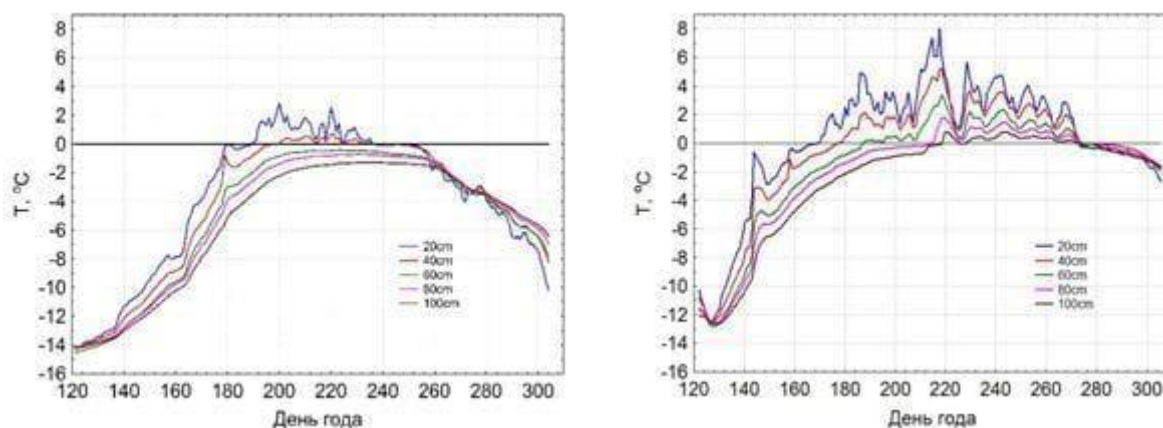


Рисунок 1 – Динамика температур грунта на различной глубине в 2017 (слева) и 2020 (справа) гг.

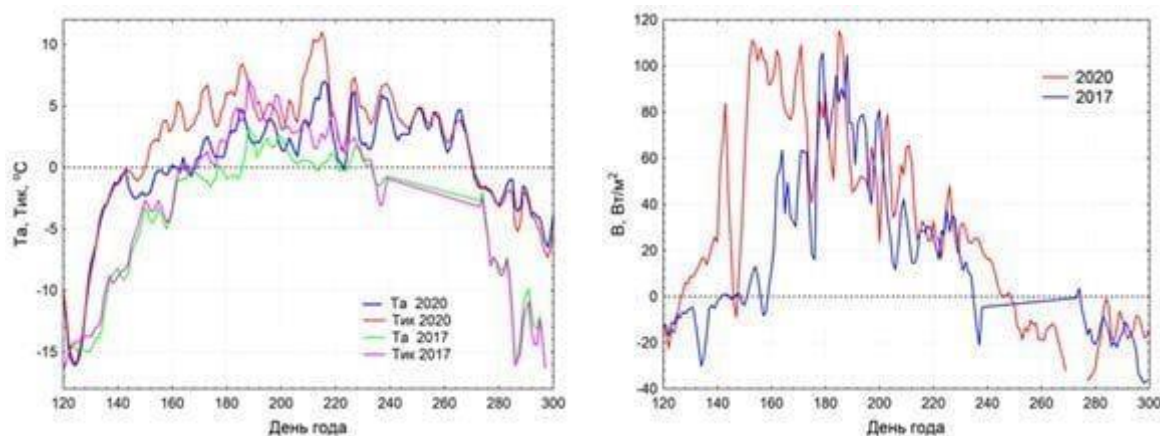


Рисунок 2 – Динамика температур T_a , $T_{ик}$ (слева) и теплового баланса V (справа) в мае – октябре 2017 и 2020 гг.

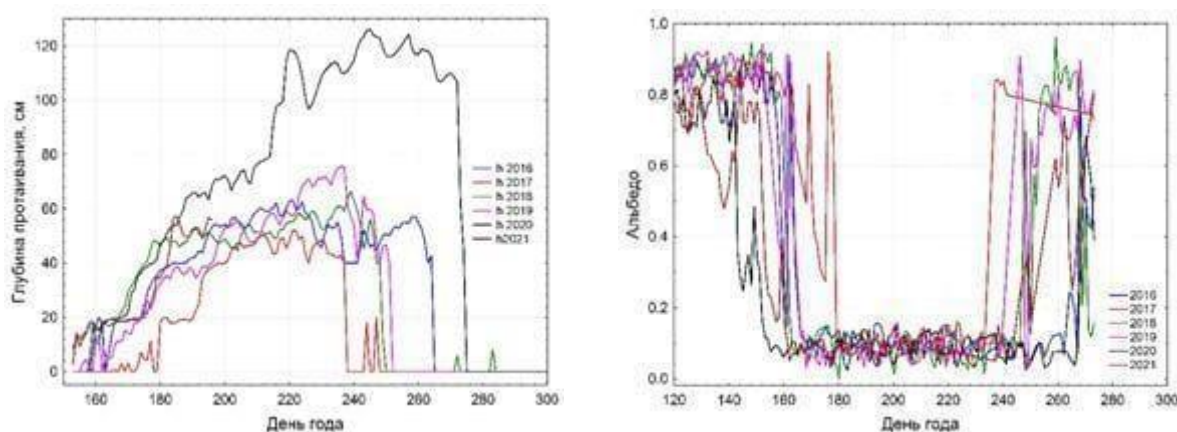


Рисунок 3 – Динамика глубины протаивания (слева) и альbedo подстилающей поверхности (справа) по данным измерений

Для количественной оценки протаивания использовался вариант термодинамической модели Лейбензона [3] для полубесконечной одномерной области, состоящей из слоёв растительности, талого и мёрзлого грунта, разделённых подвижной границей раздела. Свойства

сред соответствовали глинистым щебнистым суглинкам и бриофитам арктических архипелагов [1, 2, 4, 6]. Атмосферное воздействие задавалась в 2-х вариантах - температурами T_a и $T_{ик}$. При расчётах варьировался один из 3-х параметров модели (температура толщи мерзлоты, высота и влажность растительности) при неизменности остальных.

Более высокие в летний период по сравнению с T_a значения $T_{ик}$ обусловили увеличение продолжительности таяния и большие значения индекса протаивания (суммы градусо-дней тепла), что закономерно увеличило глубину СТС (табл.1), приблизив её к реальной. Как и ожидалось, в модельных расчетах существенное влияние оказала и растительность, с ростом высоты задерживающая начало протаивания вплоть до его полной блокировки (рис. 4). Для типичных атмосферных условий увеличение её высоты на 1 см при влажности 1.5 и температуре толщи мерзлоты -7.5°C уменьшало максимальную толщину СТС примерно на 10-15 см. Уменьшение влажности бриофитов на 1 уменьшало глубину протаивания на 3-4 см, а рост температуры толщи мерзлоты на 1°C соответствовал росту СТС примерно на 3 см.

Таблица 1. Характеристики протаивания грунта, рассчитанные по температурам T_a и $T_{ик}$ в отсутствие растительности

| Год | Период прогрева | | Продолжительность, сут. | | Индекс протаивания (СГДТ) | | Макс. глубина СТС, см | |
|------|-----------------|---------------|-------------------------|----------|---------------------------|----------|-----------------------|----------|
| | T_a | $T_{ик}$ | T_a | $T_{ик}$ | T_a | $T_{ик}$ | T_a | $T_{ик}$ |
| 2014 | 05.07.-16.08. | 24.05.-27.08. | 43 | 96 | 56 | 318 | 38 | 95 |
| 2015 | 08.07.-28.08. | 04.06.-28.08. | 33 | 87 | 125 | 364 | 52 | 109 |
| 2016 | 07.06.-21.09. | 07.06.-21.09. | 88 | 106 | 101 | 309 | 51 | 89 |
| 2017 | 07.07.-1.08. | 27.06.-23.08. | 26 | 58 | 39 | 190 | 25 | 68 |
| 2018 | 06.06.-4.09. | 13.06.-5.09. | 90 | 92 | 162 | 340 | 63 | 99 |
| 2019 | 14.06.-2.09. | 04.06.-02.09. | 80 | 91 | 125 | 328 | 59 | 101 |
| 2020 | 19.06.-26.09. | 31.05.-26.09. | 100 | 119 | 305 | 569 | 94 | 133 |
| 2021 | 30.06.-23.08. | 30.05.-28.08. | 54 | 87 | 126 | 364 | 64 | 109 |
| 2022 | 10.07.-24.08. | 08.06.-24.08. | 46 | 78 | 108 | 359 | 56 | 107 |
| 2023 | 14.07.-14.08. | 27.05.-02.09. | 32 | 99 | 61 | 376 | 40 | 105 |

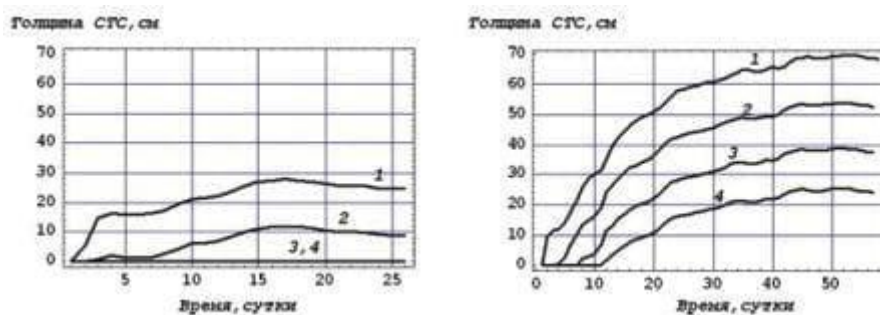


Рисунок 4 – Динамика протаивания при высотах растительности 0 (1), 1 (2), 2 (3) и 3(4) см по температуре воздуха (слева) и ПП летом 2017 г. (справа) по данным расчётов

В целом, данные наблюдений и моделирования показывают, что глубина и длительность сезонного протаивания на арктическом побережье подвержены существенной межгодовой изменчивости. При этом выраженной тенденции к увеличению СТС не обнаружено. Основным климатическим показателем, определяющим толщину СТС, является индекс протаивания, определённый по ИК-температуре подстилающей поверхности. Из-за своей скудности растительность, несмотря на высокие теплоизолирующие свойства, не оказывает существенного влияния на динамику толщины СТС. Образование несливающейся мерзлоты не наблюдалось. Однако высокий индекс последних 5 лет, значительные глубины её летнего оттаивания и ожидаемый рост зимних температур воздуха, вместе с ростом количества твёрдых осадков [5], могут способствовать потере мерзлотой термической устойчивости уже в ближайшем будущем.

Работа выполнена в рамках Федеральной научно-технической программы в области экологического развития Российской Федерации и климатических изменений на 2021 – 2030 годы.

1. *Апарин Б.Ф., Апарин В.Б., Пфайффер Е.-М.* Почвы и почвенный покров о-ва Большевик архипелага Северная Земля // Вестник СПбГУ. 2007. Сер. 3. вып.1. С. 104-116.

2. *Гаверильев Р.И.* Теплофизические свойства компонентов природной среды в криолитозоне. Справочное пособие. Новосибирск: изд. СО РАН, 2004. 145 с.

3. *Лейбензон Л.С.* К вопросу о затвердевании земного шара изпервоначального расплавленного состояния // Изв. АН СССР. Сер. география и геофизика. 1936. № 6. С. 1133–1175.

4. *Матвеева Н.В.* Растительность южной части острова Большевик (архипелаг Северная Земля) // Растительность России. 2006. № 8. С.3-87.

5. *Степаненко В.М., Репина И.А., Федосов В.Э., Зилитинкевич С.С., Лыкосов В.Н.* Обзор методов параметризации теплообмена в моховом покрове для моделей Земной системы // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2020. Т. 56. № 2. С. 127–138.

6. *Putkonen J.* Soil thermal properties and heat transfer processes near Ny-Ålesund, northwestern Spitsbergen, Svalbard // Polar Research. 1998. V. 17. № 2. P. 165-179.

ЭМПИРИЧЕСКИЕ ЗАВИСИМОСТИ МАСШТАБА ВЫСОТЫ И ТОЛЩИНЫ НИЖНЕГО СЛОЯ САЛЬТАЦИИ ОТ РАЗМЕРА ЧАСТИЦ

Гущин Р.А., Горчаков Г.И., Карпов А.В., Даценко О.И.

ИФА им. А.М.Обухова РАН, г. Москва, Россия

e-mail: gushchin@ifaran.ru, gengor@ifaran.ru, karpov@ifaran.ru, datsenko@ifaran.ru

В результате проведенных экспериментальных исследований на опустыненной территории и в ветровом канале установлены закономерности вертикального распределения сальтирующих частиц в ветропесчаном потоке, которые необходимы для понимания динамических и электрических процессов в ветропесчаном потоке. Исследовано влияние вариаций скорости ветра в приземном слое атмосферы на вертикальное распределение сальтирующих частиц в ветропесчаном потоке на опустыненной территории в условиях квазистационарной сальтации. Предложена кусочно-экспоненциальная аппроксимация вертикальных профилей концентрации частиц с независимым от скорости ветра масштабом высоты и логарифмическим градиентом концентрации в нижнем слое сальтации. Установлено соотношение между характеристиками нижнего слоя сальтации и размером сальтирующих частиц.

Процессы опустынивания играют важную роль в климатической системе. Опустыненные территории являются основным источником минерального пылевого аэрозоля. При потеплении климата процессы опустынивания могут заметно ускоряться. В связи с этим необходимо понимать и прогнозировать процессы опустынивания, которые до сих пор недостаточно изучены, в том числе процессы в ветропесчаном потоке на опустыненных территориях.

Целью нашей работы является получение эмпирических соотношений между характеристиками ветропесчаного потока [1].

В работе [2] представлены результаты исследования вертикальных распределений суммарных концентраций сальтирующих частиц $N(z)$, где z – высота, в ветропесчаном потоке в условиях квазинепрерывной сальтации. Показано, что наблюдаемые профили с удовлетворительной точностью представлены кусочно-экспоненциальными аппроксимациями и в нижнем слое сальтации масштаб высоты и логарифмический градиент не зависит от скорости ветра.

В верхнем слое сальтации и логарифмический градиент концентрации является линейной функцией скорости ветра V . Нормированные профили концентрации представлены на рис. 1. Нетрудно видеть, что толщина нижнего слоя сальтации H не зависит от скорости ветра и равна 9 см.

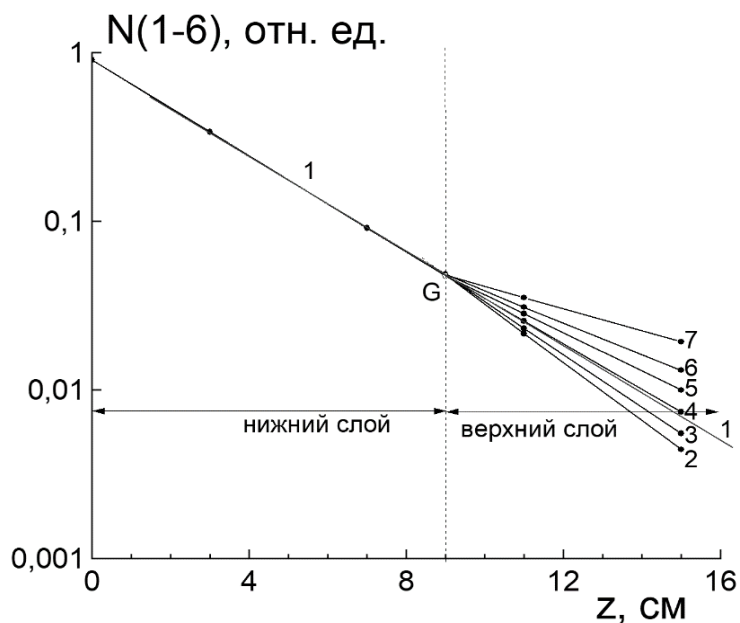


Рисунок 1 – Нормированные вертикальные распределения концентрации сальтирующих частиц в нижнем (1) и в верхнем слое сальтации (2–7) при значениях скорости ветра в приземном слое атмосферы от 6,0 до 11,0 м/с (G – точка ветвления профилей)

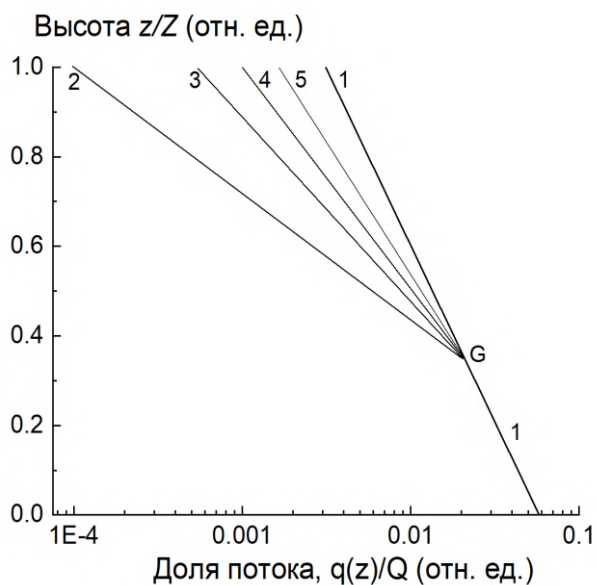


Рисунок 2 – Нормированные вертикальные профили массового потока сальтирующих частиц с размерами 400–500 мкм для различных скоростей воздушного потока U на оси ветрового канала (G – точка ветвления кусочно-экспоненциальных профилей): 1 – профиль в нижнем слое сальтации и его продолжение; 2–5 –ветви профилей в верхнем слое сальтации для значений $U = 10$ м/с (2), 12 м/с (3), 14 м/с (4) и 16 м/с (5)

Анализ результатов измерений в ветровом канале [3] профилей вертикальных потоков $q(z)=M(z)V_p(z)$, где $M(z)$ – массовая концентрация и $V_p(z)$ – средняя скорость сальтирующих

частиц, что нормированные профили $q(z)/Q$, где Q – суммарный поток, также описывается кусочно-экспоненциальными аппроксимациями [1] (рис. 2).

Для девяти фракций песчаных частиц с размерами 100-150, 150-200, 200-250, 250-400, 400-500, 500-560, 560-630, 630-800 и 800-1000 мкм были определены значения толщины нижнего слоя сальтации H_1 и масштаба высоты z_f . Согласно рис. 3 и рис. 4 $\ln H_1$ и $\ln z_f$ связаны линейными соотношениями с $\ln \bar{D}$, где \bar{D} – средний размер сальтирующих частиц:

$$\ln H_1 = K_H \ln \bar{D} - b_H \quad (1)$$

и

$$\ln z_f = K_f \ln \bar{D} - b_f \quad (2)$$

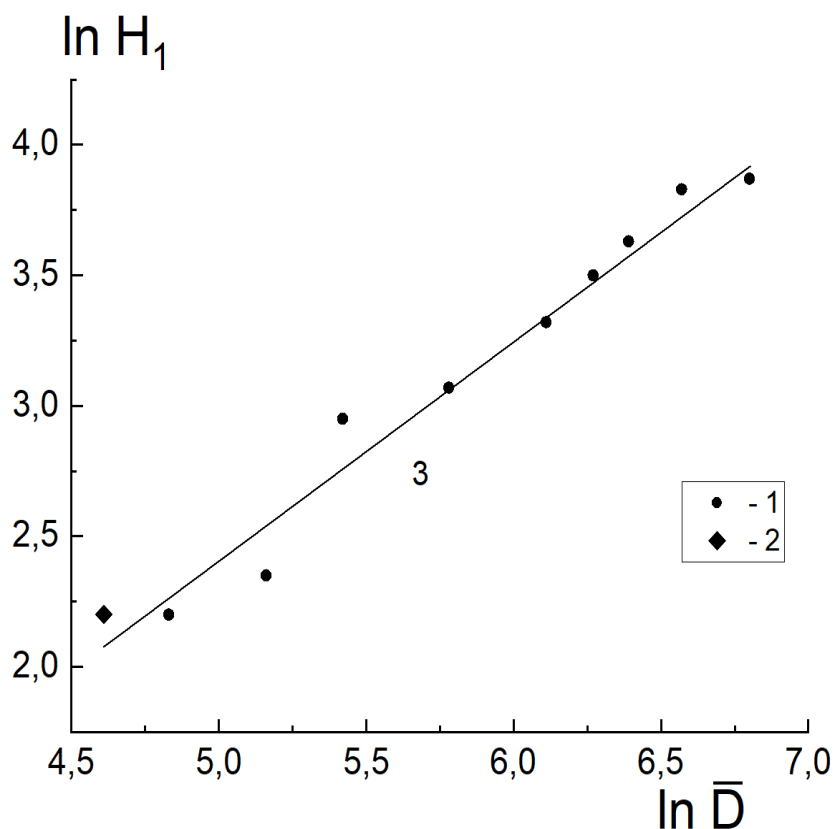


Рисунок 3 – Зависимость толщины нижнего слоя сальтации от размера сальтирующих песчинок (1 – данные работы [26]; 2 – данные ИФА РАН, 3 – аппроксимация)

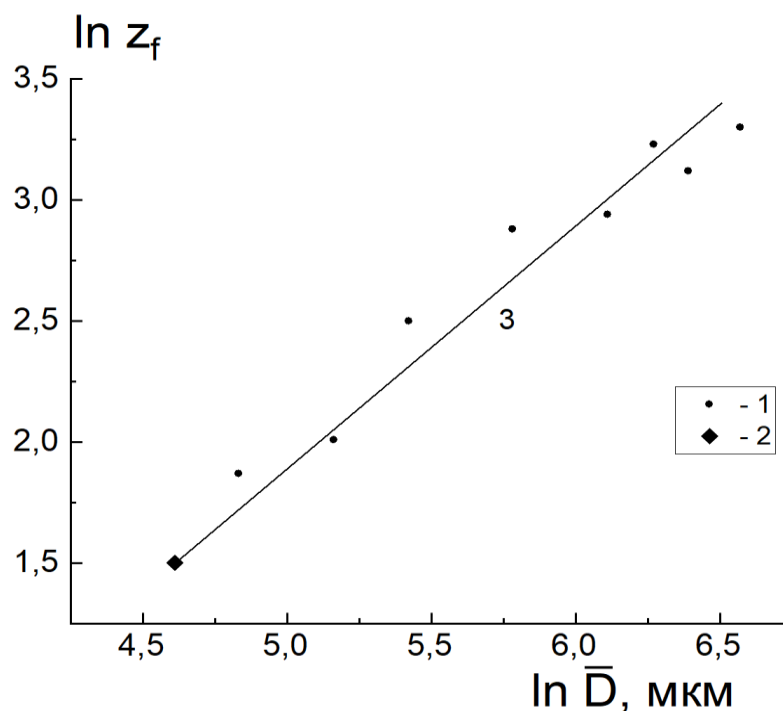


Рисунок 4 – Зависимость масштаба высоты для массового потока частиц от их размера: (1 – данные работы [26]; 2 – данные ИФА РАН [20, 21]; 3 – аппроксимация)

Поскольку $K_f=1.00\pm 0.03$ далее будем считать, что z_f и D пропорциональны друг с другом, прямым отношением

$$\eta = \frac{z_f}{D} = 450 \pm 15 \quad (3)$$

Вопрос о связи масштаба высоты с разным размером сальтирующих частиц изучен недостаточно.

Анализ опубликованных результатов исследований ветропесчаного потока показал, что отношение η определяется механизмом сальтации.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ (грант № 20-17-00214).

1. Гуцин Р.А., Горчаков Г.И., Карпов А.В., Даценко О.И. Вертикальное распределение сальтирующих частиц в ветропесчаном потоке // Оптика атмосферы и океана. 2024. Т. 37. № 2. С. 121-126.

2. Горчаков Г.И., Карпов А.В., Гуцин Р.А., Даценко О.И., Бунтов Д.В. Вертикальные профили концентраций сальтирующих частиц на опустыненной территории // Доклады РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 496. № 2. С. 211-214.

3. Dong Z, Qian G. Characterizing the height profile of the flux of wind-eroded sediment // Environmental Geology. 2007. V. 51. № 5. 835-845.

СОБЫТИЙНЫЙ АНАЛИЗ ИНТРУЗИИ ОЗОНА ИЗ СТРАТОСФЕРЫ В ТРОПОСФЕРУ В ЗАПАДНОЙ СИБИРИ: РЕЗУЛЬТАТЫ САМОЛЕТНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ И МОДЕЛИРОВАНИЯ С РЕГИОНАЛЬНОЙ МОДЕЛЬЮ

Антохин П.Н., Антохина О.Ю., Белан Б.Д., Аршинов М.Ю.

Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск, Россия

e-mail: apn@iao.ru, olgayumarchenko@gmail.com, bbd@iao.ru, michael@iao.ru

В результате проведения самолетного зондирования 15 февраля 2024 г. в районе г. Новосибирска, были зарегистрированы аномально высокие концентрации озона в тропосфере на высотах 5-6 км. Данное событие было проанализировано с помощью численного моделирования с использованием региональной модели WRF-Chem 4.2.1. Результаты моделирования показали наличие т.н. “складки” тропопаузы со значениями потенциальной завихренности характерными для стратосферы. Однако, вероятно, положение “складки” в модели смещено от реального на восток, поскольку значения концентрации озона по данным моделирования оказались ниже, чем измеренные с борта самолета. Эти результаты показали, что процессы стратосферно-тропосферного обмена (СТО) имеют важное значение для понимания состава и динамики озона в атмосфере. Кроме того результаты подчеркнули необходимость проведения прямого зондирования атмосферы для событий СТО.

В тропосфере озон формируется как в результате фотохимических реакций, так и за счет поступления стратосферного озона. Несмотря на то, что количество поступающего из стратосферы в нижние слои тропосферы меньше, чем озона, образующегося в ней самой, изучение тропосферно-стратосферного обмена (СТО) имеет важное значение для климатологии и контроля общего содержания озона в тропосфере [1]. В условиях внетропических широт СТО часто проявляется через интрузию озона в нижние атмосферные слои в районах складок тропопаузы, особенно около бароклинических зон струйных течений [2]. При этом воздух с высокой потенциальной завихренностью в нисходящих областях струйных течений может деформировать тропопаузу, образуя характерные складки в виде стримеров или воронок, проникающих в нижние слои тропосферы. Использование потенциальной завихренности как индикатора границы между стратосферой и тропосферой позволяет наглядно отслеживать интрузию стратосферного озона [3,4].

Множество исследований посвящено процессам образования складок тропопаузы (СТ), их связи со струйными течениями и влиянию на концентрацию тропосферного озона [1,2,3]. Особый интерес представляют процессы СТО, включая воздействие интрузии стратосферного озона на формирование тропосферного озона, особенно в регионах, где проводится мониторинг его вариаций, например, в Западносибирском регионе. Ранее проведенные исследования в этом регионе показали перераспределение озона в области струйных течений из-за формирования

кольцевых токов вокруг них [5]. В других работах [6] проводился анализ интрузий озона на основе лидарных данных. Однако разработка методов диагностики и анализа отдельных событий СТ остается одной из основных проблем исследования.

Цель данного исследования заключается в анализе события складки тропопаузы, зарегистрированного в районе проведения самолетного зондирования 15 февраля 2024 года, на основе данных измерений и результатов численного моделирования.

В работе была использована региональная модель WRF-Chem 4.2.1 [7]. Были выбраны два домена с разным разрешением: первый домен 80x100x32 (47.5 - 63 с.ш., 60 - 110 в.д.) с разрешением 24 км и второй домен 101x97x32 с разрешением 6 км (51 - 58 с.ш., 79 - 89 в.д.). Для расчетов использовались параметры, такие как микрофизика – Morrison, длинноволновая радиация – RRTMG, коротковолновая радиация – RRTMG, модель поверхности – Noah, пограничный планетарный слой – Mellor-Yamada-Janjic, параметризация облачности – Grell 3D. Для расчетов был использован химический механизм RADM2.

Запуск модели WRF-Chem осуществлялся с использованием метеорологических данных анализа FNL с разрешением 0.25x0.25 градусов. Начальные и граничные условия для химического состава воздуха задавались на основе расчетов глобальной модели WACCM, а антропогенные эмиссии брались из базы EDGAR 4.3.2. Расчеты проводились для периода с 14 по 16 февраля 2024 года, и результаты верифицировались с данными самолетного зондирования, выполненного 15 февраля 2024 года над Караканским бором в районе Новосибирска.

Расчеты были выполнены для периода с 14 по 16 февраля 2024 года. Для верификации результатов использовались данные самолетного зондирования, проведенного 15 февраля 2024 года в 6:00 по среднему времени по Гринвичу (СГВ) над Караканским бором. Этот район расположен на берегу Новосибирского водохранилища (р. Обь) в 100-150 км юго-западнее г. Новосибирска. Концентрация озона измерялась прибором Thermo Scientific™ Model 49.

Результаты моделирования показали наличие СТ в районе проведения самолетного зондирования. На рисунке 1 представлено распределение озона на высоте 8000 м. За 0, 3, 6, 8 часов по среднему времени по Гринвичу (СГВ) 15 февраля 2024 г., линиями показана величина потенциальной завихренности в единицах PVU (значения от 2 и выше характеризуют стратосферный воздух). Из данных следует, что складка тропопаузы и максимум озона смещались с запада на восток, а максимальная концентрация озона по данным моделирования достигала 280 ppb.

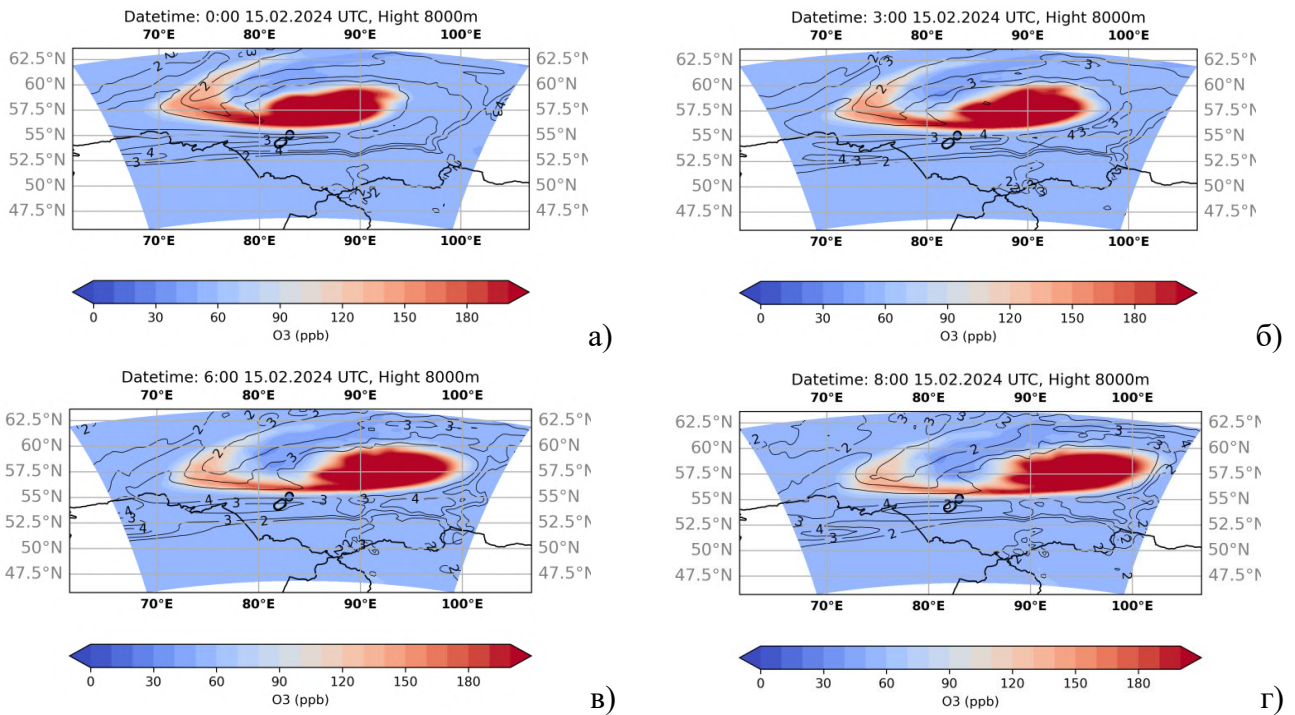


Рисунок 1 – Распределение концентрации озона на высоте 8000 м: а) 0 ; б) 3, в) 6 ; г) 8 часов по среднему времени по Гринвичу

Аналогичные результаты получены и для других высот, например на 6000 м (рис. 2). Несмотря на меньшие концентрации озона на этой высоте, складка тропопаузы была отчетливо видна как в величине завихренности, так и в концентрации озона.

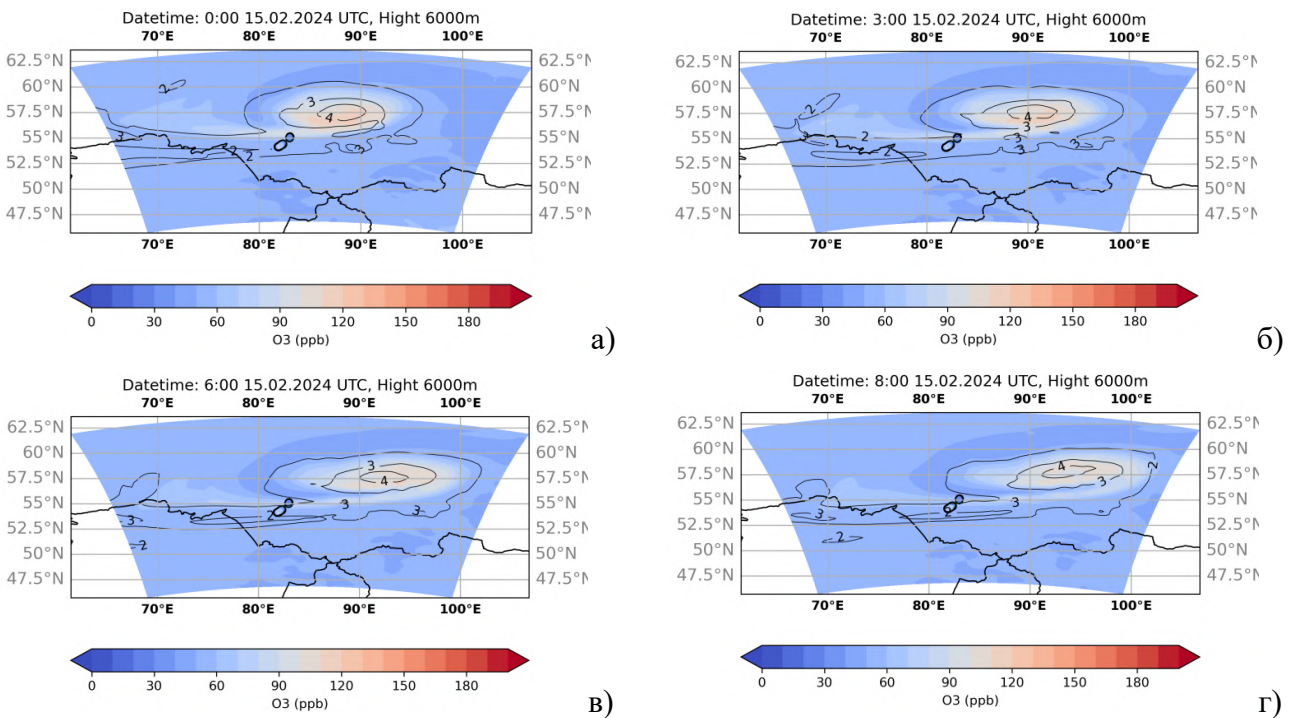


Рисунок 2 – Распределение концентрации озона на высоте 6000 м: а) 0 ; б) 3, в) 6 ; г) 8 часов по среднему времени по Гринвичу

Результаты численного моделирования на домене с высоким разрешением представленные на рисунке 3 показывают, что во время полета складка находилась на высоте 6000 м (рис.3а-б). Из данных представленных на рисунках следует, что на высоте 6000 м концентрация озона уменьшилась со временем (в сравнении от 0 до 6 часов). При сопоставлении траектории полета и положения складки за 6 часов СГВ (рис3.б) следует, что складка находилась севернее траектории полета, однако за 0 часов (рис3.а) траектория полета должна была пересекать складку. При сравнении вертикальных профилей полета (рис3.в) модельные данные не показали рост на высотах выше 6000м, однако в результатах измерений он четко проявился.

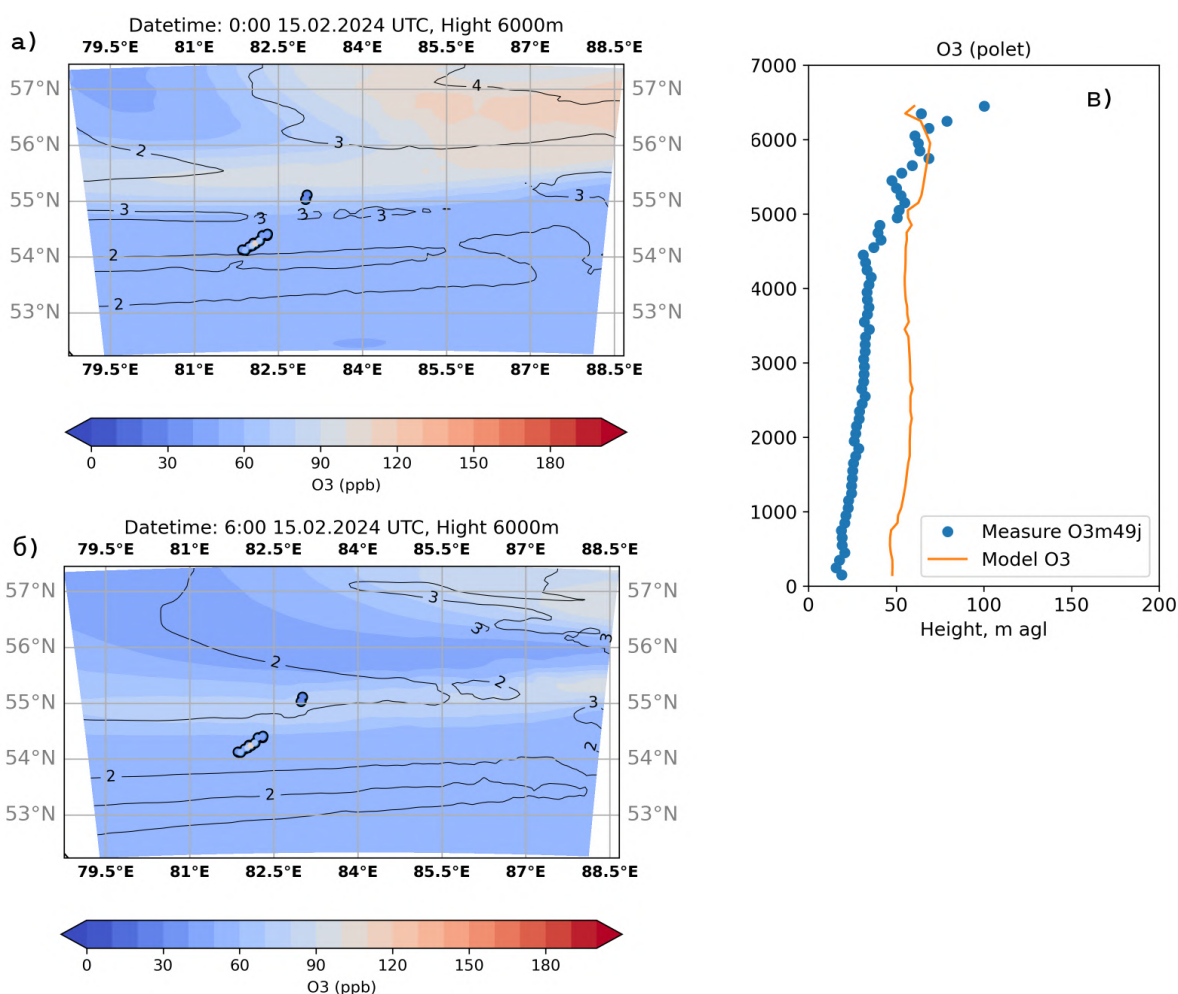


Рисунок 3 – Распределение концентрации озона на высоте 6000 м: 0 (а); 6(б) часов по среднему времени по Гринвичу (круглыми черными точками отмечена траектория полета самолета, цветная заливка точек обозначает измеренную концентрацию); г — Вертикальный профиль концентрации озона

Результаты исследования показывают, что модель успешно воспроизводит наличие складки тропопаузы. Однако сравнение данных моделирования с результатами самолетного

зондирования указывает на незначительное пространственное смещение в положении складки. Возможные причины этого смещения могут быть связаны с несколькими факторами, такими как грубое пространственно-временное разрешение глобальной модели WACCM, погрешности в полях метеорологических данных или особенности, связанные с использованным химическим механизмом. Дальнейшие исследования будут направлены на выявление и анализ причин расхождений между модельными и экспериментальными данными.

Работа выполнена в рамках реализации важнейшего инновационного проекта государственного значения «Разработка системы наземного и дистанционного мониторинга пулов углерода и потоков парниковых газов на территории Российской Федерации, обеспечение создания системы учета данных о потоках климатически активных веществ и бюджета углерода в лесах и других наземных экологических системах» (рег. № 123030300031-б).

1. *Hocking W.K., et al.* Detection of stratospheric ozone intrusions by windprofiler radars // *Nature (Gr. Brit.)*. 2007. V. 250. P. 281–284.

2. *Моханокумар Д.* Взаимодействие стратосферы и тропосферы / Москва, Физматлит, 2011 З. Шакина Н. П., Борисова В.В. Опыт использования потенциального вихря для расчета высоты тропопаузы // *Метеорология и гидрология*. 1992. № 9. С. 57-65.

4. *Иванова А.Р.* Динамика внетропической тропопаузы Северного полушария // Автореф. На соискание уч. степени д.ф.-м.н., Москва, 2011.

5. *Белан Б.Д.* Влияние струйных течений на изменение озона в их зоне // *Атмосферный озон*. Л.: Гидрометеоиздат, 1987. С. 270-274.

6. *Зуев В.В., Бурлаков В.Д., Долгий С.И., Невзоров А.В., Ельников А.В.* Наблюдение прорыва стратосферных воздушных масс в верхнюю тропосферу по лидарным измерениям озона // *Оптика атмосферы и океана*. 2008. Т. 21. № 07. С. 593-599.

7. *Grell G.A. et al.* Fully coupled chemistry within the WRF model // *Atmospheric Environment*. 2005. V. 39. № 37. P. 6957–697519 p

КЛИМАТИЧЕСКИЙ ИНЖИНИРИНГ КАК ОПТИМИЗАЦИОННАЯ ЗАДАЧА: ВОЗМОЖНОСТИ ИСКУССТВЕННОГО ИНТЕЛЛЕКТА ДЛЯ ЕЕ РЕШЕНИЯ

Солдатенко С.А.

Арктический и антарктический научно-исследовательский институт,

г. Санкт-Петербург, Россия

e-mail: soldatenko@aari.ru

В рамках теории оптимального управления рассмотрена проблема стабилизации климата Земли посредством введения в стратосферу сульфатных аэрозолей. Для решения задачи используется принцип максимума Понтрягина. Нейросетевые технологии позволяют получить решение оптимизационной задачи, напоминающее оптимальное управление, не решая при этом задачу классическими методами.

Изменение климата, беспрецедентное по своим масштабам и стремительности, является одной из глобальных проблем нашего времени, требующей объединения сил и средств всего мирового сообщества для своего решения. В 2022 г. вышел Шестой оценочный доклад (AR6) Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК) [1], согласно которому мир уже не способен обеспечить предотвращение экстремальных климатических изменений: в XXI веке глобальное потепление превысит 1,5 °C и 2 °C, если только в 2020-е годы не произойдет значительное сокращение эмиссий парниковых газов. В результате на повестку дня выносится вопрос об оценке климатических рисков и мерах по повышению устойчивости общества к изменению климата, для чего разрабатываются соответствующие планы адаптации, реализация которых позволит уменьшить уязвимость природных и антропогенных систем к климатическим изменениям и, соответственно, снизить климатические риски. Наиболее действенной мерой адаптации считается геоинжиниринг – целенаправленное воздействие человека на земную климатическую систему (ЗКС) путем реализации комплекса мероприятий, направленных на изменение климатических условий в отдельном регионе или на всей планете [2]. Наиболее изученным и эффективным методом геоинжиниринга является управление потоком коротковолновой солнечной радиации посредством введения в стратосферу частиц аэрозоля, обладающего рассеивающими свойствами, например, сульфатного аэрозоля [3]. Вулканическая деятельность – идеальный природный аналог данного метода. Выбрасываемый вулканами в больших количествах сульфатный аэрозоль приводит к увеличению планетарного альбедо и, как следствие, к понижению температуры у земной поверхности. Отметим, что увеличение планетарного альбедо Земли α_0 на 1% приводит к уменьшению потока солнечного излучения на верхней границе атмосферы примерно на 3,4 Вт/м², что вполне сопоставимо с радиационным эффектом удвоения концентрации атмосферного CO₂. Учитывая возможные

побочные эффекты геоинженерных мероприятий, их эффективность может быть оценена с помощью численного моделирования с заданными сценариями естественных и антропогенных, в том числе целенаправленных, воздействий на ЗКС. При подготовке AR6 для расчета ожидаемых глобальных климатических изменений использовались сценарии семейства SSP, которые могут применяться в задачах моделирования геоинженерных воздействий и оценки их последствий. Сценарии геоинженерного воздействия на ЗКС являются субъективными, формируемыми исследователем исходя из собственного взгляда на проблему. Такой подход вызывает необходимость перебора различных стратегий воздействия на ЗКС, число которых может быть довольно большим. При использовании сложных климатических моделей задача перебора сценариев выглядит труднореализуемой.

Если проблему климатического инжиниринга рассматривать как экстремальную задачу со строгой формулировкой целей и методов их достижения, то в этом случае отпадает необходимость в переборе возможных сценариев воздействия на ЗКС, а проектирование систем климатического инжиниринга можно осуществлять в рамках общей теории управления. С этой точки зрения ЗКС является объектом управления, а субъектом управления – операторы проекта, имеющие в своем распоряжении необходимые для реализации проекта силы и средства. В ряде работ (см., например, [4, 5]) задача геоинжиниринга формулировалась как задача оптимального управления (ОУ), заключающаяся в определении такого сценария аэрозольного воздействия на ЗКС, при котором достигается экстремум заданного показателя качества. Сценарий аэрозольного воздействия на ЗКС представляет собой зависящую от времени массу вводимого в стратосферу сульфатного аэрозоля M_A с заданными оптическими и микрофизическими характеристиками. Так как в уравнения климатической модели явным образом входит альбеда аэрозольного слоя α_A , определяемое массой введенного в стратосферу аэрозоля $\alpha_A = M_A [S_e(Q_0/\beta_A k_A)]^{-1}$ (где Q_0 – инсоляция на верхней границе атмосферы, k_A – массовый коэффициент экстинкции аэрозоля, β_A – эмпирический коэффициент, S_e – площадь земного шара), то α_A рассматривается в качестве управления. Тогда задача ОУ формулируется так: найти управление $\alpha_A^*(t)$ из класса допустимых, доставляющее минимум показателю качества, характеризующего массовый расход аэрозоля

$$J = \frac{1}{2} \int_{t_0}^{t_f} \alpha_A^2(t) dt \quad (1)$$

при наличии динамических ограничений (уравнения модели)

$$\frac{dx}{dt} = f(x, \alpha_A, t), \quad x(0) = x_0, \quad t \in [0, t_f], \quad (2)$$

ограничений на управление и фазовые координаты, а также заданном терминальном граничном условии

$$\alpha_A \in U \subset \mathbb{R}, \quad x \in X \subset \mathbb{R}^n, \quad x(t_f) = x_f. \quad (3)$$

Здесь под x понимается вектор климатических переменных. Краевое условие для температуры у земной поверхности T_{sfc} в момент времени t_f интерпретируется как допустимый ее прирост на конце рассматриваемого временного интервала (например, в 2100 году).

Для решения сформулированной задачи применяется принцип максимума Понтрягина, который, наряду с вариационным исчислением и методом динамического программирования, является основным инструментом решения задач ОУ. В соответствии с этим подходом, вводится функция Гамильтона H , соответствующая системе уравнений (2), и ОУ находится из условия максимума функции H на интервале $t \in [0, t_f]$: $\alpha_A^* = \arg \max_{\alpha_A \in [0, U]} H(\alpha_A)$. Решение задачи ОУ

методом Понтрягина может быть получено аналитически или численно в зависимости от сложности модели объекта управления, каковым в нашем случае является климатическая система. В частности, если используются энергобалансовые модели ЗКС, то решение может быть получено аналитически [4, 5].

Технологии искусственного интеллекта (ИИ), в частности машинное обучение (МО), позволяют получить управляющую функцию, напоминающую оптимальное управление, не решая задачу ОУ классическими методами. В этом случае управляющая функция представляется в виде искусственной нейронной сети (ИНН) $\alpha_A(t) = ANN(t, x)$, где t и x – входы ИНН, а вектор весов ИНН обозначим через w . Затем формируется подходящая функция потерь $J(x, x^*)$, где x^* – оптимальная фазовая траектория динамической системы (2), соответствующая оптимальному управлению. Далее, для определения весов используется итерационный алгоритм (например, алгоритм градиентного спуска): $w^{(i+1)} = w^{(i)} - \mu \nabla_{w^{(i)}} J(x, x^*)$, где μ – коэффициент скорости обучения, i – номер итерации. Функция потерь может иметь, например, следующий вид: $J(x, x^*) = \frac{1}{n} \|x - x^*\|_2^2$.

В качестве примера, на рис. 1 показано решение задачи ОУ, полученное методом Понтрягина при отсутствии фазовых ограничений для сценария RCP8.5. В расчетах использовалась классическая двухблочная модель планетарного энергетического баланса. Второй метод решения задачи (с использованием нейронных сетей) предложен в работе [6]. Для этого случая задача ОУ формулируется как задача терминального управления, цель которой – перевести динамическую систему из некоторого начального состояния $x(t_0) = x_0$ в конечное

(заданное) состояние $x(t_f) = x_f$ за заданное время $t_f - t_0$. Этот метод решения носит название AI Pontryagin. Поскольку энергобалансовая климатическая модель является линейной, решение задачи терминального ОУ проблем не вызывает. С помощью метода AI Pontryagin мы получаем траекторию динамической системы от известного начального состояния до заданного терминального состояния при минимальных энергетических затратах (в нашем случае при минимальном расходе аэрозоля).

Как утверждают авторы работы [6], разработанный ими метод вполне пригоден для решения задач ОУ, в которых динамические системы описываются системами нелинейных дифференциальных уравнений. Для того, чтобы оценить точность полученного таким образом решения необходимо иметь оптимальное решение, полученное классическими методами.

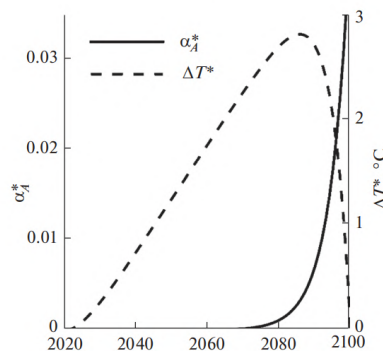


Рисунок 1 – Оптимальные альбедо аэрозольного облака и аномалия приземной температуры

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ (проект 23–47–10003).

1. IPCC, 2022: Climate Change 2022: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Eds. H.-O. Pörtner, D.C. Roberts, M. Tignor, E.S. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Craig, S. Langsdorf, S. Löschke, V. Möller, A. Okem, B. Rama. Cambridge, UK and New York: Cambridge University Press. Cambridge University Press, 2022. 3056 p.

3. Soldatenko S., Yusupov R. An Optimal Control Perspective on Weather and Climate Modification // Mathematics. 2021. V. 9. Art. 305.

4. Soldatenko S.A. Estimating the impact of artificially injected stratospheric aerosols on the global mean surface temperature in the 21th century // Climate. 2018. V. 6. №4. Art. 85.

5. Солдатенко С.А., Юсупов Р.М. Модель оценки неравновесного отклика среднглобальной приповерхностной температуры на изменение концентраций атмосферных аэрозолей и радиационно-активных газов // Оптика атмосферы и океана. 2019. Т. 32. № 4. С. 309-316.

6. Böttcher L., Antulov-Fantulin N., Asikis T. AI Pontryagin or how artificial neural networks learn to control dynamical systems // Nature Communication. 2022. V. 13. Art. 333.

ВЛИЯНИЕ НАПРАВЛЕНИЯ ВЕТРА НА ПРИЗЕМНОЕ ЭЛЕКТРИЧЕСКОЕ ПОЛЕ В Г. ТОМСКЕ

Пустовалов К.Н.^{1,2}, Нагорский П.М.¹, Оглезнева М.В.¹, Смирнов С.В.^{1,2}

¹Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, г. Томск, Россия

²Национальный исследовательский Томский государственный университет, г. Томск, Россия

const.pv@yandex.ru, npm_sta@mail.ru, smirnov@imces.ru, oglezneva.m@yandex.ru

По данным многолетнего мониторинга в геофизической обсерватории ИМКЭС СО РАН в Томске установлено влияние направления ветра на приземное электрическое поле в различных метеоусловиях, включая условия «хорошей погоды». Обнаружено, что градиент потенциала имеет максимальные значения при западных, северо-западных и северных направлениях ветра – из центрального и промышленного районов города, минимальные – при юго-восточных, восточных и северо-восточных направлениях – со стороны сельской местности и лесных массивов.

Известно, что среднесуточная вариация градиента потенциала электрического поля, известная как кривая Карнеги, которая не зависит от места измерения и представляет собой глобальный ежедневный вклад электрической активности в районах нарушенной погоды [1]. Однако, как региональные, так и локальные факторы также могут существенно влиять на электрические характеристики атмосферы [2–4]. Особенно сильное влияние локальных факторов на приземное электрическое поле наблюдается в селитебных (антропогенных) ландшафтах, в частности, на городских и промышленных территориях. Так, в [5–9] показано, что при увеличении концентрации аэрозольных частиц в приземном слое происходит снижение прозрачности атмосферы, уменьшение дальности видимости, а также снижение электропроводности воздуха и рост напряжённости приземного электрического поля. При возрастании содержания аэрозоля в средней и верхней тропосфере напряжённость приземного электрического поля, наоборот, снижается [10]. В [11, 12] показано, что значительное влияние на изменчивость электрических характеристик атмосферы оказывает ветер, влияющий на перенос аэрозоля от локальных источников загрязнения.

Ранее в [13] по данным многолетних наблюдений в течение 2006–2020 гг. были получены оценки годовой, сезонной и суточной изменчивости градиента потенциала электрического поля в Томске в условиях «хорошей погоды» и проведён анализ взаимосвязи с основными метеорологическими и геофизическими величинами, в том числе со скоростью ветра. Однако влияние на приземное электрическое поле направления ветра не рассматривалось. В [14] были получены оценки изменчивости характеристик ветра в Томске в первой декаде XXI в. по данным ГМС Томск и TOR-станции ИОА СО РАН, расположенных друг от друга на

расстоянии 6 км в южной и юго-восточной частях города соответственно. Было отмечено, что преобладающее направление ветра в первом пункте наблюдения юго-западное, во втором – южное [14]. При этом, по сравнению с XX в., в Томске увеличилась повторяемость ветров юго-западного направления, а повторяемость южных ветров по данным обоих пунктов наблюдений снизилась. В [15] проанализированы условия возникновения в приземном слое экстремальных концентраций субмикронных аэрозольных частиц на территории томского академгородка в зимние периоды 2016–2022 гг., которые показали, что при сочетании приземной инверсии температуры воздуха и слабого (до 1,5 м/с) ветра значения концентрации аэрозоля относительно среднесезонных увеличиваются в 3 раза, а при слабом северо-западном ветре – в 7–8 раз.

Целью данной работы является анализ изменчивости приземного электрического поля и направления ветра в Томске в различных метеорологических условиях, включая условия «хорошей погоды», по данным наблюдений в геофизической обсерватории (ГО ИМКЭС) в 2006–2020 гг.

Обсерватория, где проводились измерения направления ветра (D) и градиента потенциала электрического поля ($\nabla\phi$), расположена в Академгородке в юго-восточной части города (рис. 1) в 100 м от TOR-станции. Измерения характеристик ветра выполнялись с помощью анеморумбометра М-63М-1, установленного на высоте 30 м. Регистрация градиента потенциала электрического поля производилась в 2006–2016 гг. с помощью флюксметра «Поле-2», а с 2017 г. – прибором CS110. Анализировались ряды среднeminутных значений D и $\nabla\phi$ за период с 2006 по 2020 г.

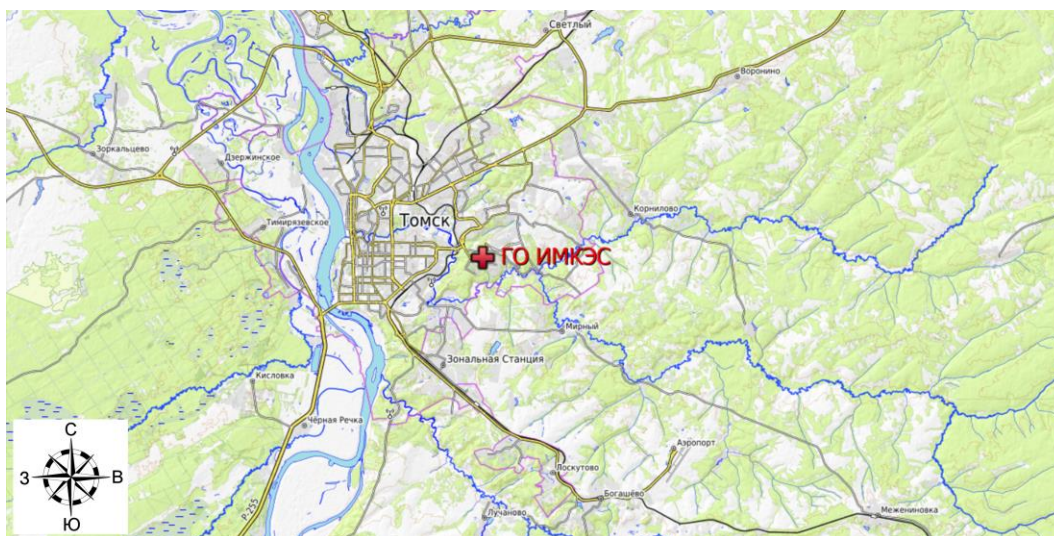


Рисунок 1 – Расположение ГО ИМКЭС

Метеоусловия «хорошей погоды» отвечали следующим требованиям: 1) количество облаков не более 5 баллов; 2) отсутствие облачности нижнего яруса и облаков вертикального

развития; 3) отсутствие таких метеоявлений как гроза, осадки, туман, мгла, метель, пыльная буря или дым; 4) средняя скорость ветра не более 6 м/с. Выбор условий «хорошей погоды» был осуществлён по данным наблюдений ГМС Томск [16].

Как видно на рис. 2а, для всех метеоусловий в 2006–2020 гг. наибольшую повторяемость имели ветры юго-западного и юго-юго-западного направления. Наименьшая повторяемость характерна для ветра северного направления. Для условий «хорошей погоды» распределение направлений ветра значительно отличается (рис. 2б). Хотя юго-западное направление по-прежнему имеет высокую повторяемость, преобладающими направлениями становятся восточное и восточно-северо-восточное. Минимальная повторяемость северного ветра сохраняется. Таким образом, в томском Академгородке в 2006–2020 гг. доминировало юго-западное направление ветра, но в условиях «хорошей погоды» – восточное.

Анализ распределения средних значений градиента потенциала с учётом направления ветра (рис. 2в) показал, что как во всех метеоусловиях, так и в условиях «хорошей погоды» наибольшие значения градиента потенциала отмечаются при западных, северо-западных и северных направлениях ветра. Наиболее тесная связь между этими величинами наблюдается в условиях «хорошей погоды», при которых градиент потенциала выше многолетних средних в 1,6–1,9 раза. Максимальные значения $\nabla\varphi$ в ГО ИМКЭС в условиях «хорошей погоды» зарегистрированы для ветров западо-северо-западного направления.

Анализ сезонной изменчивости связи $\nabla\varphi$ с D показал (рис. 2г), что возрастание $\nabla\varphi$ при западных, северо-западных и северных направлениях ветра отмечается во все сезоны года, но сильнее всего это проявляется зимой, а слабее – летом.

Как можно видеть на рис. 1, западные, северо-западные и северные ветры, наблюдаемые в ГО ИМКЭС, могут переносить аэрозоль из центральной и северной частей города, являющихся основными источниками аэрозольного загрязнения окружающей среды. Эту закономерность подтверждают результаты исследований [15], которые показали, что при северо-западных направлениях ветра зимой наблюдаются максимальные концентрации субмикронных аэрозольных частиц на TOR-станции в Академгородке.

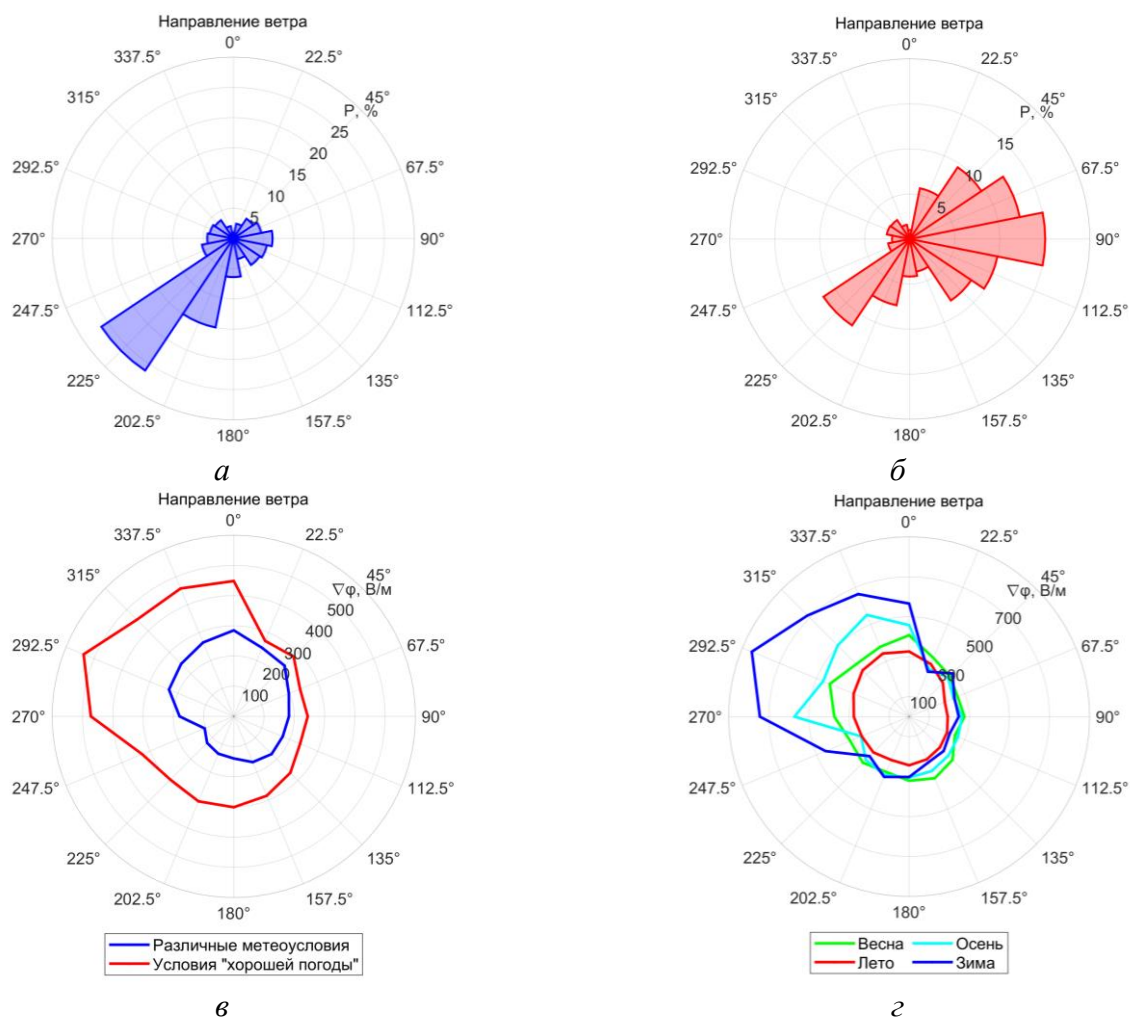


Рисунок 2 – Повторяемость направлений ветра в различных метеоусловиях (а) и в условиях «хорошей погоды» (б), а также распределение средних значений $\nabla\varphi$ в зависимости от направления ветра во всех метеоусловиях и условиях «хорошей погоды» (в) и в отдельные сезоны года в условиях «хорошей погоды» (г)

При этом, согласно рис. 1а, б, повторяемость западных, северо-западных и северных ветров в томском академгородке является невысокой: 15 % – для всех метеоусловий и менее 10 % – для условий «хорошей погоды».

Наиболее низкие значения $\nabla\varphi$ в условиях «хорошей погоды» как за весь период наблюдений, так и в отдельные сезоны года отмечаются при восточных направлениях ветра, связанных с переносом воздушных масс со стороны сельской местности и лесных массивов, повторяемость которых является максимальной – более 55 %.

Таким образом, наше исследование показало, что в условиях «хорошей погоды» направление ветра оказывает наибольшее влияние на приземное электрическое поле в зимние месяцы за счёт переноса аэрозолей из локальных городских источников. Однако, в связи с особенностями приземной циркуляции в томском Академгородке, «грязные» направления ветра

имеют малую повторяемость и, как следствие, их вклад в формирование приземного электрического поля можно считать незначительным.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИМКЭС СО РАН, проект FWRG-2021-0001 (номер госрегистрации 121031300154-1).

1. *Harrison R.G.* The Carnegie Curve // *Surveys in Geophysics*. 2013. V. 34. P. 209–232.
2. *Bennett A.J., Harrison R.G.* Variability in surface atmospheric electric field measurements // *Journal of Physics: Conference Series*. 2008. V. 142. P. 012046.
3. *Anisimov S.V., Galichenko S.V., Shikhova N.M., Afinogenov K.V.* Electricity of the convective atmospheric boundary layer: field observations and numerical simulation // *Izvestiya. Atmospheric and Oceanic Physics*. 2014. V. 50. P. 390–398.
4. *Yaniv R., Yair Y., Price C., Katz Sh.* Local and global impacts on the fair-weather electric field in Israel // *Atmospheric Research*. 2016. V. 172–173. P. 119–125.
5. *Пхалагов Ю.А., Ужегов В.Н., Овчаренко Е.В., Генин В.Н., Донченко В.А., Кабанов М.В., Щелканов Н.Н.* Исследование корреляционных связей аэрозольного ослабления оптического излучения с напряженностью атмосферного электрического поля // *Оптика атмосферы и океана*. 1999. Т. 12. № 2. С. 105–108.
6. *Пхалагов Ю.А., Инполитов И.И., Ужегов В.Н., Булдаков А.В., Аршинов М.Ю.* Исследования взаимосвязи между УФ-поток, напряженностью электрического поля и оптико-микрофизическими характеристиками приземного слоя атмосферы // *Оптика атмосферы и океана*. 2002. Т. 15. № 4. С. 337–343.
7. *Пхалагов Ю.А., Ужегов В.Н., Инполитов И.И., Винарский М.В.* Исследования взаимосвязей оптических и электрических характеристик приземной атмосферы // *Оптика атмосферы и океана*. 2005. Т. 18. № 05–06. С. 416–420.
8. *Harrison R.G.* Urban smoke concentrations at Kew, London, 1898–2004 // *Atmos. Environ.* 2006. V. 40. P. 3327–3332.
9. *Harrison R.G.* Aerosol-induced correlation between visibility and atmospheric electricity // *J. Aerosol Sci.* 2012. V. 52. P. 121–126.
10. *Nagorskiy P.M., Pustovalov K.N., Smirnov S.V.* Smoke Plumes from Wildfires and the Electrical State of the Surface Air Layer // *Atmospheric and Oceanic Optics*. 2022. V. 35. № 4. P. 387–393.
11. *Понов И.Б.* Особенности вариаций электрической проводимости воздуха вблизи Санкт-Петербурга // *Труды Главной геофизической обсерватории им. А.И. Воейкова*. 2011. № 563. С. 149–165.
12. *Зайнетдинов Б.Г.* Результаты наблюдений за электрическими характеристиками приземного слоя атмосферы в полярном регионе // *Труды Главной геофизической обсерватории им. А.И. Воейкова*. 2018. № 588. С. 47–61.
13. *Pustovalov K., Nagorskiy P., Oglezneva M., Smirnov S.* The Electric Field of the Undisturbed Atmosphere in the South of Western Siberia: A Case Study on Tomsk // *Atmosphere*. 2022. V. 13. № 4. P. 614.
14. *Кижнер Л.И., Серая Н.Ю.* Изменение режима ветра в Томске в начале XXI века // *Труды Главной геофизической обсерватории им. А.И. Воейкова*. 2015. № 576. С. 102–113.
15. *Яушева Е.П., Гладких В.А., Камардин А.П., Шмаргунов В.П.* Экстремальные аэрозольные загрязнения атмосферы в зимний период в Академгородке г. Томска // *Оптика атмосферы и океана*. 2023. Т. 36. № 09. С. 711–717.
16. *ВНИИГМИ-МЦД* [Электронный ресурс]. URL: <http://meteo.ru/> (дата обращения: 9.03.2024).

ИЗМЕНЧИВОСТЬ ИНТЕГРАЛЬНОГО СОДЕРЖАНИЯ ПЫЛЕВОГО АЭРОЗОЛЯ НАД ЗАПАДНОЙ СИБИРЬЮ И ЕГО ВЛИЯНИЕ НА ПРИЗЕМНОЕ ЭЛЕКТРИЧЕСКОЕ ПОЛЕ

Пустовалов К. Н.^{1,2}, Нагорский П. М.¹, Оглезнева М.В.¹, Смирнов С. В.^{1,2}

¹Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, г. Томск, Россия

²Национальный исследовательский Томский государственный университет, г. Томск, Россия

e-mail: const.pv@yandex.ru, npm_sta@mail.ru, smirnov@imces.ru, oglezneva.m@yandex.ru

По данным многолетних измерений градиента потенциала электрического поля в геофизической обсерватории ИМКЭС СО РАН (Томск) и данным реанализа CAMS (ECMWF), получены оценки влияния интегрального содержания пылевого аэрозоля на приземное электрическое поле. Выявлено противоположное изменение приземного электрического поля и характеристик интегрального содержания атмосферного аэрозоля в их сезонном и суточном ходах. Показано влияние трансграничного переноса пыли из аридных районов на интегральное содержание пылевого аэрозоля и приземное электрическое поле в Томске.

Измерения характеристик атмосферного электричества в приземном слое проводятся уже более 150 лет, и дают информацию как о локальном электрическом состоянии, так и о функционировании всей глобальной электрической цепи [1, 2]. Существует глобальная суточная вариация приземного электрического поля, известная как унитарная вариация, которая не зависит от местного времени и места измерения и обуславливается глобальным ежедневным вкладом электрической активности в районах «нарушенной» погоды [3]. Однако региональные и локальные факторы также значительно влияют на электрические характеристики атмосферы [4–6]. В частности, сильное влияние на электрическое состояние приземного слоя оказывает содержание аэрозольных частиц в атмосфере, в особенности субмикронного размера [5–10].

Ранее для Томска были получены оценки связи приземного электрического поля с аэрозольным ослаблением оптического излучения, УФ-излучением и оптико-микрофизическими характеристиками приземного слоя атмосферы [11–14]. В данных исследованиях было показано, что при увеличении концентрации аэрозольных частиц в приземном слое происходит снижение прозрачности атмосферы и дальности видимости, уменьшение электропроводности воздуха и, как следствие, возрастание градиента потенциала электрического поля, а при возрастании содержания аэрозоля в средней и верхней тропосфере – уменьшение. Кроме того, в работе [15] по данным многолетних наблюдений в Томске в 2006–2020 гг. были получены оценки общей изменчивости, внутригодовых (сезонных) и суточных вариаций градиента потенциала электрического поля в условиях «хорошей погоды», проанализирована связь с изменчивостью некоторых метеорологических и геофизических величин. Однако анализ влияния интегрального содержания мелко- и среднедисперсных частиц

континентального и городского типов аэрозоля (в дальнейшем условно называемый нами пылевой аэрозоль) на приземное электрическое поле ещё не проводился.

Поэтому целью данной работы является анализ пространственно-временной изменчивости характеристик интегрального содержания пылевого аэрозоля с размерами частиц от единиц до сотен нанометров над Западной Сибирью и его влияния на изменчивость приземного электрического поля в условиях «хорошей» погоды за период с 2006 по 2020 г.

Исследование основано на данных реанализа состава атмосферы 4-го поколения (EAC4) от Copernicus Atmosphere Monitoring Service (CAMS) Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (ECMWF), содержащего сведения о характеристиках интегрального содержания аэрозоля в атмосфере, и данных собственных измерений градиента потенциала электрического поля ($\nabla\varphi$) в геофизической обсерватории ИМКЭС СО РАН (ГО ИМКЭС), проведённых в 2006–2020 гг.

В работе [16] показано, что данные EAC4 могут применяться для климатологических расчётов и изучения тенденций изменения атмосферного состава. Данные реанализа доступны на сервере CAMS [17].

В рамках исследования обрабатывались и анализировались данные шести характеристик интегрального содержания пылевого аэрозоля из EAC4, но в данной работе представляются результаты анализа изменчивости только двух характеристик: оптической толщины пылевого аэрозоля для длины волны 550 нм ($DAOD_{(550 \text{ нм})}$) и вертикально интегрированной массы пылевого аэрозоля с размерами частиц от 3 до 550 нм ($DAVIM_{(3-550 \text{ нм})}$). Пространственное разрешение данных $DAOD_{(550 \text{ нм})}$ и $DAVIM_{(3-550 \text{ нм})}$ составляет $0,75 \times 0,75^\circ$, а временное – 3 ч.

ГО ИМКЭС ($56^\circ 28'$ с. ш., $85^\circ 03'$ в. д., 167 м н. у. м.) расположена в юго-восточной части Томска в городском микрорайоне – Академгородке. Измерения градиента потенциала электрического поля в ГО ИМКЭС производятся с помощью флюксометров «Поле-2» (2006–2016 гг.) и CS110 (2017 – н. в.). В рамках исследования анализировался ряды среднеминутных значений $\nabla\varphi$ за 2006–2020 гг.

Для отбора, обработки, статистического анализа и визуализации экспериментальных данных ГО ИМКЭС и данных реанализа в ближайшем к пункту наблюдений узле сетки был разработан программный код (скрипт) на языке программирования MATLAB (MathWorks). Для анализа изменчивости отбирались значения $\nabla\varphi$, соответствующие условиям «хорошей» погоды: количество облаков не более 5 баллов, отсутствует облачность нижнего яруса и облака вертикального развития, отсутствуют осадки, гроза, туман, мгла, метель, пыльная буря и

задымление; средняя скорость ветра не более 6 м/с. Условия «хорошей» погоды определялись на основе данных наблюдений за облачностью и метеоявлениями на ГМС Томск [18].

В итоге были получены следующие результаты. Так, на рис. 1 показаны результаты расчёта по данным реанализа пространственного распределения многолетних средних $DAOD_{(550 \text{ нм})}$ и $DAVIM_{(3-550 \text{ нм})}$ над территорией, ограниченной координатами 35–75° с. ш. и 50–100° в. д. Как видно, максимальные значения обеих характеристик отмечаются над пустыней Такла-Макан на северо-западе Китая. Высокие значения $DAOD_{(550 \text{ нм})}$ и $DAVIM_{(3-550 \text{ нм})}$ также наблюдаются над пустынными и аридными территориями Китая, Монголии и Средней Азии в широтном поясе южнее 45° с. ш. Минимальные значения $DAOD_{(550 \text{ нм})}$ и $DAVIM_{(3-550 \text{ нм})}$ характерны для акватории арктических морей.

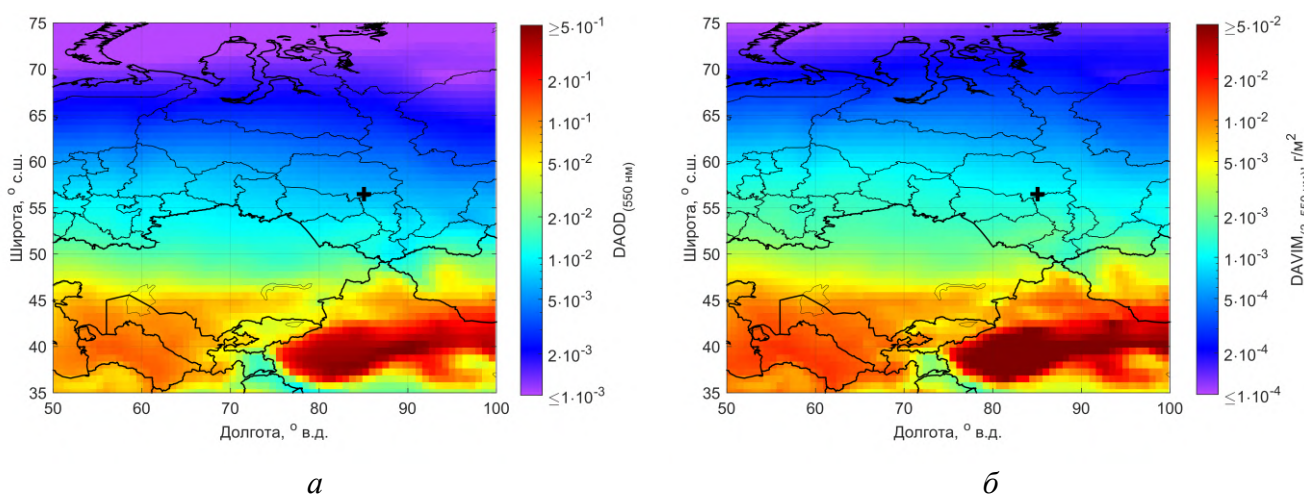


Рисунок 1 – Пространственное распределение многолетних средних $DAOD_{(550 \text{ нм})}$ (а) и $DAVIM_{(3-550 \text{ нм})}$ (б) над Западной Сибирью и соседними территориями по данным реанализа за 2006–2020 гг. Местоположение ГО ИМКЭС указано крестиком

Над Западной и Южной Сибирью максимальные значения $DAOD_{(550 \text{ нм})}$ и $DAVIM_{(3-550 \text{ нм})}$ отмечаются над Алтайским краем и Республикой Тыва, равнинные и котловинные части которых имеют недостаточное увлажнение и представлены степными и полупустынными ландшафтами. При этом можно выделить два «языка» повышенных значений этих характеристик, один из которых направлен из Средней Азии и северо-запада Китая в сторону Алтайского края, другой с юга и запада Монголии в сторону Тывы. Наблюдаемая особенность распределения $DAOD_{(550 \text{ нм})}$ и $DAVIM_{(3-550 \text{ нм})}$ над данными территориями может быть обусловлена не только местными источниками аэрозолей, но и внешними – за счёт трансграничного переноса.

Анализ синоптических процессов, происходящих в атмосфере этого региона, показал, что адвекция воздушных масс способствует переносу пылевого аэрозоля в Западную и Южную Сибирь из аридных районов Средней Азии, Монголии и Китая. При этом траектории движения

этих воздушных масс чаще всего располагаются над Алтайским краем и Тывой. На рис. 2 приведён пример одного из таких случаев, когда в результате адвекции с юга в тёплом секторе глубокого циклона над Западной Сибирью произошёл вынос «запылённых» воздушных масс на юг Сибири.

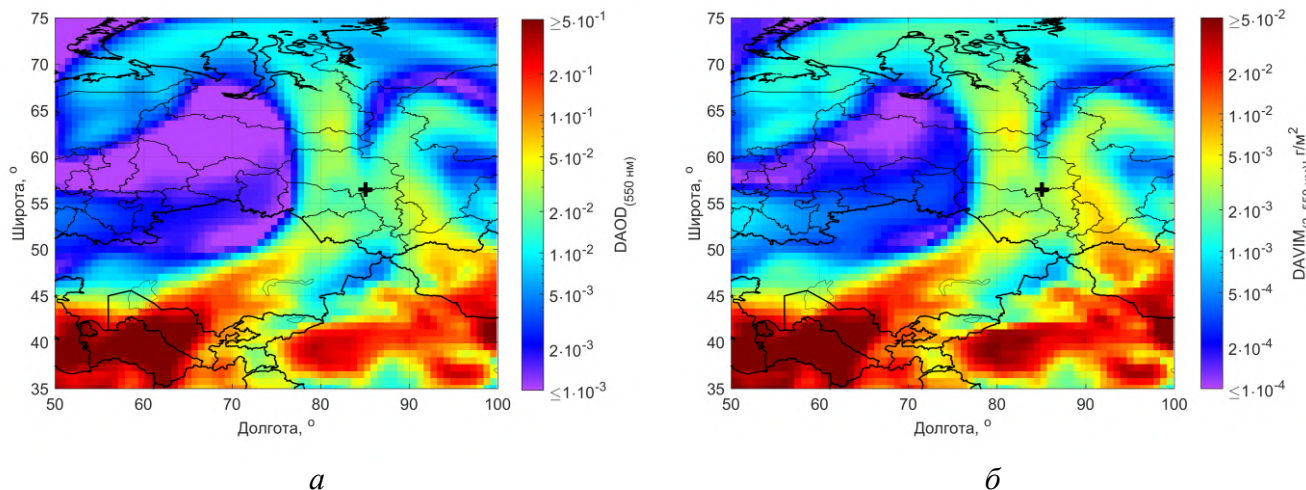


Рисунок 2 – Пространственное распределение $DAOD_{(550 \text{ нм})}$ (а) и $DAVIM_{(3-550 \text{ нм})}$ (б) над Западной Сибирью и соседними территориями по данным реанализа за 21 UTC 7 августа 2019 г.

Местоположение ГО ИМКЭС указано крестиком

По данным реанализа были рассчитаны временные ряды средних $DAOD_{(550 \text{ нм})}$ и $DAVIM_{(3-550 \text{ нм})}$ в узле сетки, ближайшему к ГО ИМКЭС. На рис. 3 показаны временные ходы трёхчасовых, месячных и годовых средних $DAOD_{(550 \text{ нм})}$ и $DAVIM_{(3-550 \text{ нм})}$, на котором хорошо видна суточная, сезонная и годовая изменчивость. Следует отметить слабо выраженные межгодовые изменения годовых средних $DAOD_{(550 \text{ нм})}$ и $DAVIM_{(3-550 \text{ нм})}$ в течение 2006–2020 гг. В сезонном ходе максимальные значения этих характеристик отмечаются в весенне-летние месяцы, минимальные – в зимние. Абсолютные максимумы $DAOD_{(550 \text{ нм})}$ и $DAVIM_{(3-550 \text{ нм})}$ приходятся на апрель, когда в Томске отмечается быстрое таяние и сход снежного покрова. В суточном ходе максимумы $DAOD_{(550 \text{ нм})}$ и $DAVIM_{(3-550 \text{ нм})}$ отмечаются утром на рассвете, минимумы – ночью около полуночи. Вейвлет-анализ изменчивости $DAOD_{(550 \text{ нм})}$ и $DAVIM_{(3-550 \text{ нм})}$ выявил наличие колебаний с периодом около одной недели, которые согласуются с синоптической изменчивостью и могут быть связаны с трансграничным переносом пыли из аридных районов.

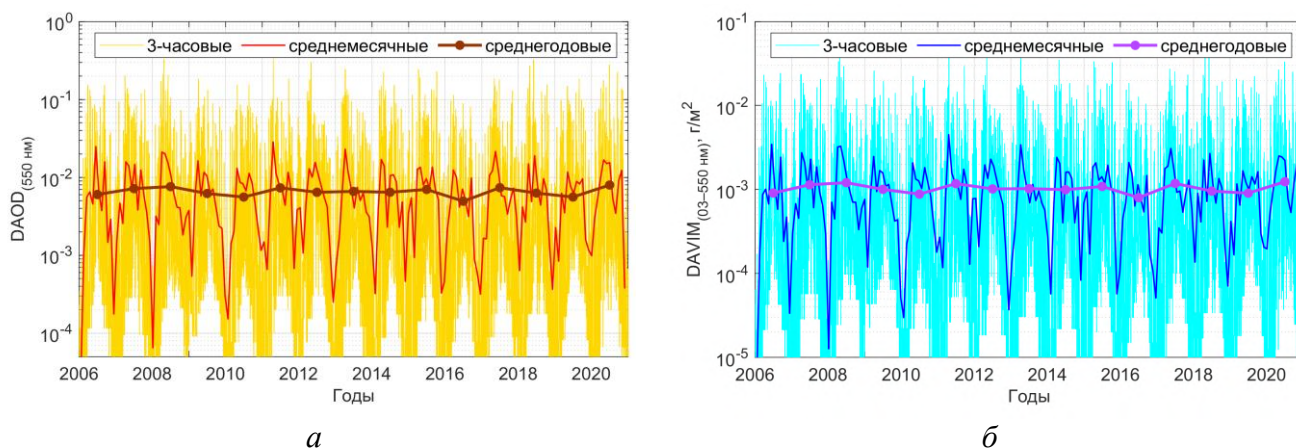


Рисунок 3 – Изменчивость трёхчасовых, месячных и годовых средних $DAOD_{(550 \text{ нм})}$ (а) и $DAVIM_{(3-550 \text{ нм})}$ (б) в ближайшем к ГО ИМКЭС узле сетки по данным реанализа за 2006–2020 гг.

Сравнение годовых ходов градиента потенциала приземного электрического поля и характеристик интегрального содержания атмосферного аэрозоля в условиях «хорошей» погоды для Томска показывает их противоположный ход (рис. 4 а и в). Коэффициенты корреляции для месячных средних $\nabla\varphi$ и $DAOD_{(550 \text{ нм})}/DAVIM_{(3-550 \text{ нм})}$ составляют $-0,27$ и $-0,25$ соответственно.

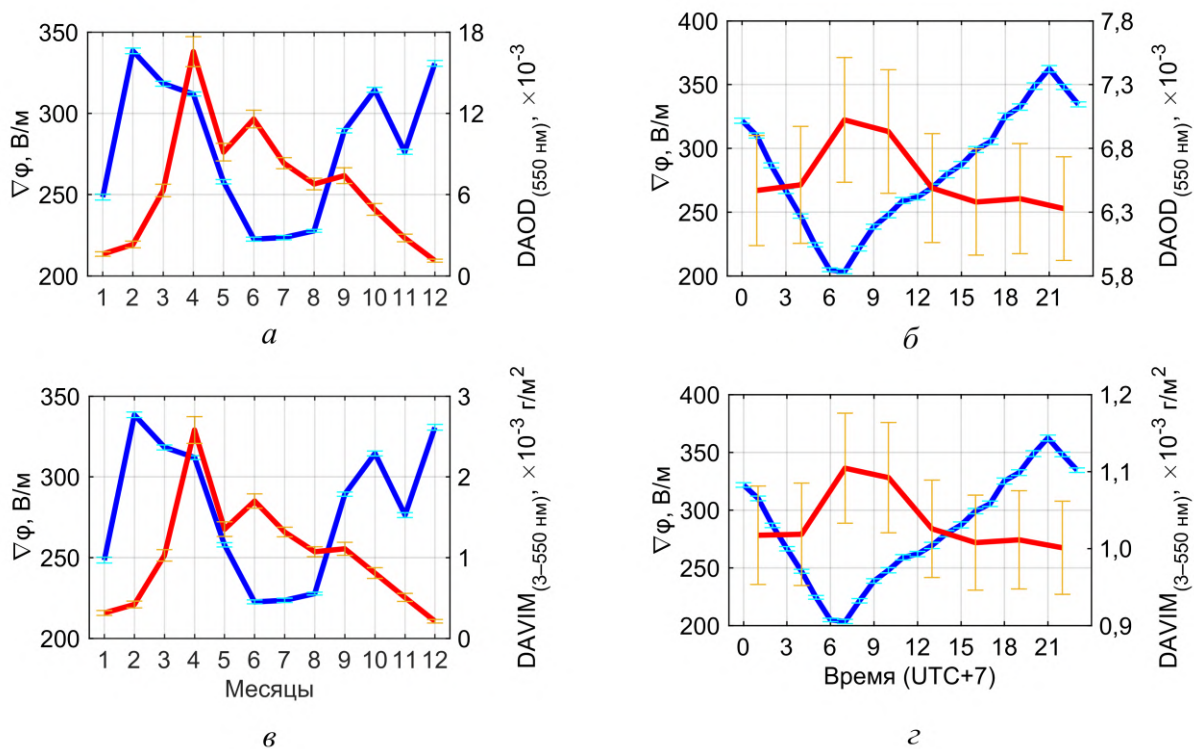


Рисунок 4 – Согласованные изменения среднемесячных (а, в) и среднечасовых значений (б, г) $\nabla\varphi$ (синяя линия), $DAOD_{(550 \text{ нм})}$ и $DAVIM_{(3-550 \text{ нм})}$ (красная линия) в условиях «хорошей» погоды

Летнему минимуму $\nabla\varphi$ соответствуют вторичные максимумы $DAOD_{(550 \text{ нм})}$ и $DAVIM_{(3-550 \text{ нм})}$. При этом их главные максимумы наблюдаются раньше – в апреле, что связано с

поступлением в атмосферу аэрозольных частиц при сходе снежного покрова в городе и окрестностях.

Анализ связи приземного электрического поля и интегрального содержания аэрозоля в условиях «хорошей» погоды в Томске показал, что между ними во все сезоны отмечается обратная связь. При этом наиболее тесной эта связь является летом и наименее тесной – зимой.

Сравнение суточных ходов $\nabla\varphi$ и $DAOD_{(550\text{ нм})}/DAVIM_{(3-550\text{ нм})}$ в условиях «хорошей» погоды показывает ещё более сильную обратную связь (рис. 4 б и г). Здесь коэффициенты корреляции для трёхчасовых средних $\nabla\varphi$ и $DAOD_{(550\text{ нм})}/DAVIM_{(3-550\text{ нм})}$ составляют $-0,83$ и $-0,79$ соответственно. Утреннему минимуму $\nabla\varphi$ соответствуют максимумы $DAOD_{(550\text{ нм})}$ и $DAVIM_{(3-550\text{ нм})}$, а вечернему максимуму $\nabla\varphi$ – их минимумы.

Также был проведён анализ изменчивости $\nabla\varphi$ и $DAOD_{(550\text{ нм})}/DAVIM_{(3-550\text{ нм})}$ для отдельных случаев (около 100) выноса с юга воздушных масс на юг Сибири. Отмечено, что во время этих событий регистрируются повышенные значения $DAOD_{(550\text{ нм})}/DAVIM_{(3-550\text{ нм})}$, которым, как правило, соответствуют значения $\nabla\varphi$ ниже фоновых – многолетних средних для каждого часа каждого месяца для условий «хорошей» погоды [15].

Таким образом, можно сделать вывод, что изменчивость приземного электрического поля на территории города в электрически невозмущённых атмосферных условиях (условия «хорошей» погоды) в значительной степени обусловлена изменчивостью содержания мелко- и среднедисперсного аэрозоля, зависящего как от локальных, так и внешних источников и стоков аэрозольных частиц, в частности от трансграничного переноса аэрозольногазовых примесей. Отмечена статистически значимая обратная связь между градиентом потенциала приземного электрического поля и характеристиками интегрального содержания в атмосфере пылевого аэрозоля, которая сильнее проявляется в тёплый период года, когда в регионе отсутствует снежный покров и наблюдается относительно частое вторжение тёплых воздушных масс с аридной территории Средней Азии, Монголии или Китая.

Возможной причиной обратной связи исследуемых величин является увеличение электрического сопротивления столба атмосферы при возрастании в нём интегрального содержания пылевого аэрозоля, которое, в свою очередь, приводит к уменьшению плотности тока проводимости в атмосфере и градиента потенциала электрического поля в приземном слое.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИМКЭС СО РАН, проект FWRG-2021-0001 (госрег. № 121031300154-1).

1. Чалмерс Дж. А. Атмосферное электричество. Л.: Гидрометеиздат. 1974. 420 с.

2. Красногорская Н.В. Электричество нижних слоёв атмосферы и методы его измерения. Л.: Гидрометиздат, 1972. 323 с.

3. *Harrison R.G.* The Carnegie Curve // *Surveys in Geophysics*. 2013. V. 34. P. 209–232.
4. *Bennett A.J., Harrison R.G.* Variability in surface atmospheric electric field measurements // *Journal of Physics: Conference Series*. 2008. V. 142. P. 012046.
5. *Anisimov S.V., Galichenko S.V., Shikhova N.M., Afinogenov K.V.* Electricity of the convective atmospheric boundary layer: field observations and numerical simulation // *Izvestiya. Atmospheric and Oceanic Physics*. 2014. V. 50. P. 390–398.
6. *Yaniv R., Yair Y., Price C., Katz Sh.* Local and global impacts on the fair-weather electric field in Israel // *Atmospheric Research*. 2016. V. 172–173. P. 119–125.
7. *Harrison R.G.* Urban smoke concentrations at Kew, London, 1898–2004 // *Atmos. Environ.* 2006. V. 40. P. 3327–3332.
8. *Harrison R.G.* Aerosol-induced correlation between visibility and atmospheric electricity // *J. Aerosol Sci.* 2012. V. 52. P. 121–126.
9. *Понов И.Б.* Особенности вариаций электрической проводимости воздуха вблизи Санкт-Петербурга // *Труды Главной геофизической обсерватории им. А.И. Воейкова*. 2011. № 563. С. 149–165.
10. *Зайнетдинов Б.Г.* Результаты наблюдений за электрическими характеристиками приземного слоя атмосферы в полярном регионе // *Труды Главной геофизической обсерватории им. А.И. Воейкова*. 2018. № 588. С. 47–61.
11. *Пхалагов Ю.А., Ужегов В.Н., Овчаренко Е.В., Генин В.Н., Донченко В.А., Кабанов М.В., Щелканов Н.Н.* Исследование корреляционных связей аэрозольного ослабления оптического излучения с напряженностью атмосферного электрического поля // *Оптика атмосферы и океана*. 1999. Т. 12. № 2. С. 105–108.
12. *Пхалагов Ю.А., Ипполитов И.И., Ужегов В.Н., Булдаков А.В., Аришинов М.Ю.* Исследования взаимосвязи между УФ-поток, напряженностью электрического поля и оптико-микрофизическими характеристиками приземного слоя атмосферы // *Оптика атмосферы и океана*. 2002. Т. 15. № 4. С. 337–343.
13. *Пхалагов Ю.А., Ужегов В.Н., Ипполитов И.И., Винарский М.В.* Исследования взаимосвязей оптических и электрических характеристик приземной атмосферы // *Оптика атмосферы и океана*. 2005. Т. 18. № 05–06. С. 416–420.
14. *Nagorskiy P.M., Pustovalov K.N., Smirnov S.V.* Smoke Plumes from Wildfires and the Electrical State of the Surface Air Layer // *Atmospheric and Oceanic Optics*. 2022. V. 35. № 4. P. 387–393.
15. *Pustovalov K., Nagorskiy P., Oglezneva M., Smirnov S.* The Electric Field of the Undisturbed Atmosphere in the South of Western Siberia: A Case Study on Tomsk. // *Atmosphere*. 2022. V. 13. № 4. P. 614.
16. *Inness A. et al.* The CAMS reanalysis of atmospheric composition // *Atmos. Chem. Phys.* 2019. V. 19. P. 3515–3556.
17. *Copernicus Climate Change Service* [Электронный ресурс]. URL: <https://climate.copernicus.eu/> (дата обращения: 29.03.2024).
18. *ВНИИГМИ-МЦД* [Электронный ресурс]. URL: <http://meteo.ru/> (дата обращения: 29.03.2024).

ВЛИЯНИЕ ОБЛАЧНОСТИ НА ХАРАКТЕРИСТИКИ ПРИЗЕМНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ В РАЙОНЕ ДРЕЙФА СТАНЦИИ СЕВЕРНЫЙ ПОЛЮС – 41 В 2022-2023 ГГ.

Махотина И.А., Макштас А.П., Большакова И.И., Жукова О.Л., Сидорова О.Р.

Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт,

г. Санкт-Петербург, Россия

e-mail: ir@aari.ru, maksh@aari.ru, ira.bolshakova@aari.ru, zhuk@aari.ru, olsid@aari.ru

Показано, что в течение года наличие облачности, задерживая эффективное излучение, уменьшает выхолаживание снежно-ледяного покрова. Только в июле отраженное от верхней границы облаков коротковолновое излучение обуславливает охлаждение поверхности. Наибольшие отличия в температуре и удельной влажности воздуха при ясном и облачном небе наблюдаются у подстилающей поверхности, особенно в период полярной ночи. Влияние радиационного эффекта облачности (РЭО) на приземную температуру воздуха уменьшается летом, когда температура поверхности достигает значений, соответствующих температуре таяния снежно-ледяного покрова. Анализ зависимости радиационных потоков от высоты нижней границы облачности (НГО) показал уменьшение потоков и баланса длинноволновой радиации с ростом высоты НГО и увеличение приходящей коротковолновой радиации в летний период.

Определение наличия облаков и измерение высоты нижней границы облачности на дрейфующей станции Северный Полюс-41 проводятся облакомером CL31 (Vaisala). Значения метеорологических величин измеряются с помощью автоматической метеостанции MAWS (Vaisala), потоки радиации получены с использованием пиранометров и пиргеометров Kipp&Zonen.

По данным облакомера были рассчитаны среднечасовые соотношения сканирований атмосферы до высоты 7650 м при ясном небе и при наличии облачности. Для анализа были выбраны часовые периоды, в течение которых доля сканирований с заданным условием облачности (ясно/облачно) составляла 90–100 %. Если в течение часа в более чем 90 % сканирований определялось наличие облаков, то предполагалось наличие сплошной облачности. Если в более 90 % сканирований в течение часа облачность не регистрировалась, состояние неба отмечалось как ясное. Для оценки влияния облаков на состояние приземного слоя атмосферы и изменение компонентов радиационного баланса поверхности рассчитывался радиационный эффект облачности (РЭО). РЭО представляет собой разность радиационных потоков, измеренных при сплошной облачности, и потоков, измеренных при ясном небе.

Результаты. После окончания периода полярной ночи, в марте, коротковолновая радиация Q начинает поступать к подстилающей поверхности и ввиду небольших значений влияние облачности на приходящий поток солнечного излучения составляет не более 2 Вт/м^2 . К

середине лета, когда поток солнечной радиации достигает значений порядка 260–290 Вт/м², количество поступающей к поверхности коротковолновой радиации может существенно снижаться за счёт сплошной облачности на величину до 85 Вт/м² по сравнению с периодами ясного неба (рисунок 1).

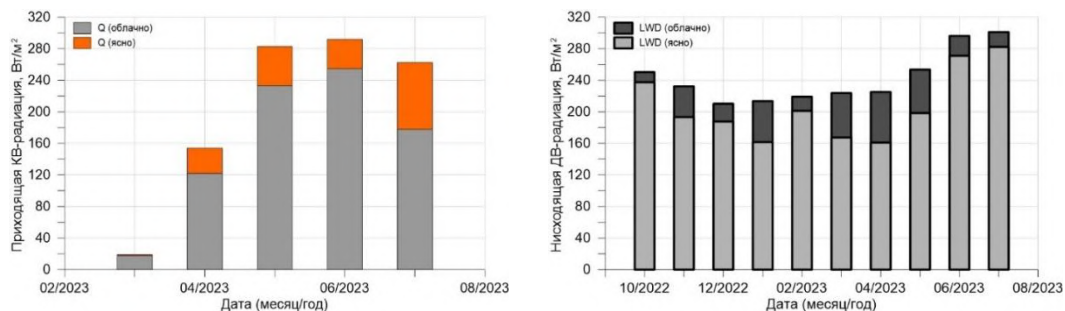


Рисунок 1 – Среднемесячные значения коротковолновой (слева) и длинноволновой (справа) радиации при ясном и облачном небе

Потоки длинноволновой радиации LWD как при ясном, так и при облачном небе имеют выраженный годовой ход с минимальными значениями в ноябре–апреле и максимальными в мае–октябре. Такое распределение связано как с годовым ходом температуры и удельной влажности воздуха (рисунок 2), так и, возможно, с фазовым состоянием облаков и высотой их нижней границы, экранирующей эффективное излучение поверхности.

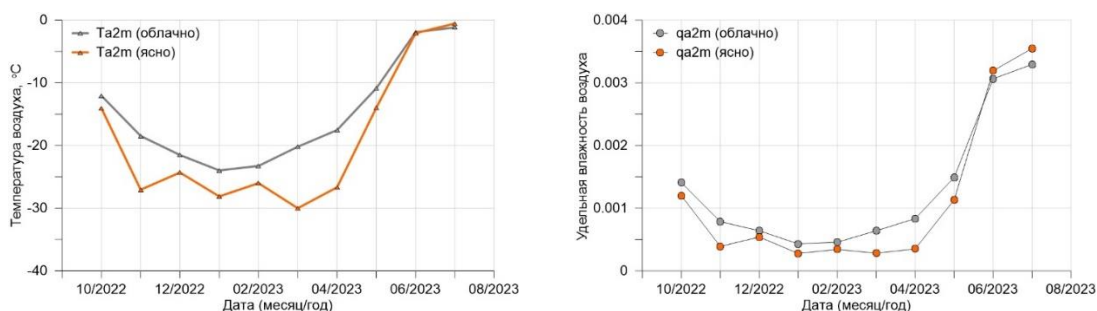


Рисунок 2 – Среднемесячные значения приземной температуры воздуха и удельной влажности при ясном и облачном небе

Летом при ясном небе баланс коротковолновой радиации компенсирует потерю тепла поверхностью за счёт эффективного излучения, поэтому приземная температура в таких случаях выше. Так, в мае и июне общий радиационный эффект облаков составил 20 и 9 Вт/м², соответственно, т.е. наличие облачности приводило к дополнительному нагреву поверхности. Отрицательный общий радиационный эффект облаков наблюдался в июле и составил около -17 Вт/м², т.к. плотная облачность, содержащая жидкую фазу, препятствовала поступлению солнечной радиации к поверхности.

Согласно полученным результатам, влияние радиационного эффекта на параметры приземного слоя атмосферы уменьшалось с высотой. Так, в течение периода измерений, за

исключением октября 2022 года, наибольшие отличия в температуре и удельной влажности воздуха при ясном и облачном небе наблюдались непосредственно на подстилающей поверхности (Таблица 1).

Таблица 1. Среднемесячные значения разности температуры и удельной влажности воздуха, измеренные при ясном небе и сплошной облачности

| Год | Месяц | $\Delta T_{a8m}, ^\circ C$ | $\Delta T_{a2m}, ^\circ C$ | $\Delta T_s, ^\circ C$ | Δq_{2m} | Δq_s |
|------|-------|----------------------------|----------------------------|------------------------|-----------------|--------------|
| 2022 | 10 | 1,7 | 2,0 | 1,8 | 0,00021 | 0,00018 |
| 2022 | 11 | 8,0 | 8,6 | 8,9 | 0,00039 | 0,00045 |
| 2022 | 12 | 2,7 | 2,8 | 3,0 | 0,00010 | 0,00012 |
| 2023 | 1 | 3,9 | 4,2 | 4,8 | 0,00015 | 0,00019 |
| 2023 | 2 | 2,5 | 2,7 | 3,1 | 0,00011 | 0,00014 |
| 2023 | 3 | 9,4 | 9,8 | 10,5 | 0,00036 | 0,00042 |
| 2023 | 4 | 8,9 | 9,1 | 11,9 | 0,00048 | 0,00060 |
| 2023 | 5 | 3,1 | 3,1 | 3,8 | 0,00036 | 0,00049 |
| 2023 | 6 | 0,2 | 0,2 | 0,4 | -0,00013 | 0,00006 |
| 2023 | 7 | -0,6 | -0,6 | -0,7 | -0,00026 | -0,00019 |

С ноября по апрель РЭО на высоте 2 метра превышал РЭО на высоте 8 метров, а с мая по июль температуры на высотах 2 и 8 метров не отличались более, чем на $0,1^\circ C$. В зимний период РЭО может приводить к различиям в приземной температуре до $10\text{--}12^\circ C$ в зависимости от наличия облаков и влиять на стратификацию приземного слоя атмосферы. Как правило, при сплошной облачности формируется хорошо перемешанный приземный слой с нейтральной или слабоустойчивой стратификацией. При ясном небе в процессе радиационного выхолаживания поверхности атмосферная стратификация становится сильно устойчивой. Влияние РЭО на температуру уменьшается летом, когда температура поверхности достигает температуры таяния снежно-ледяного покрова.

Также был проведён анализ влияния высоты нижней границы облачности (НГО) на компоненты радиационного баланса. Для этого было проведено осреднение часовых значений радиационных потоков в зависимости от наименьшей в данном часе высоты НГО с шагом по высоте равным 1 км от поверхности до 8 км. Для уменьшения влияния годового хода, осреднение потоков радиации проводилось отдельно для теплого и холодного периода (январь–март и июнь–июль). Результаты представлены на рисунке 3. Потоки нисходящей длинноволновой радиации с ростом высоты НГО уменьшаются, что может быть связано с понижением температуры в атмосфере, уменьшением доли жидкой фазы в облаке и увеличением числа ледяных кристаллов. Длинноволновое излучение поверхности летом меняется слабо, т.к. температура поверхности относительно постоянна, и высота НГО практически не оказывает влияния на его величину.

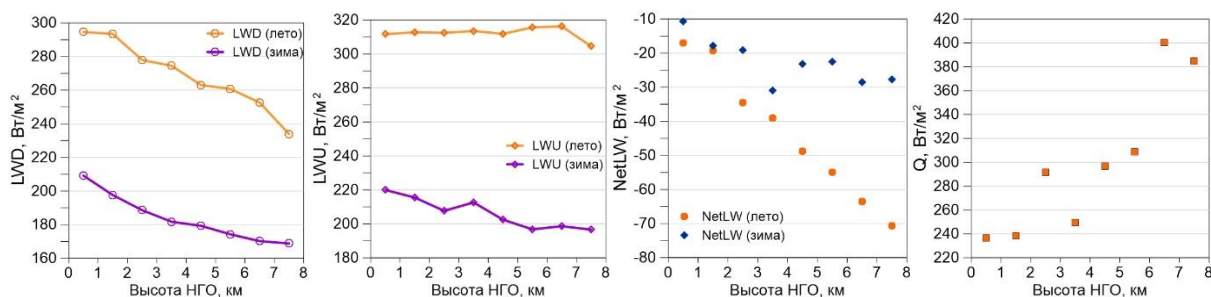


Рисунок 3 – Потоки нисходящей длинноволновой радиации (LWD) и длинноволнового излучения поверхности (LWU) в теплый и холодный период года; баланс длинноволновой радиации (NetLW) и приходящая коротковолновая радиация (Q) в зависимости от высоты НГО

По данным наблюдений на СП-41 в летний период (июнь–июль) 2023 года с ростом высоты НГО наблюдалось увеличение потока приходящей к поверхности солнечной радиации (рисунок 3). Отрицательный длинноволновый баланс NetLW, который представляет собой разность нисходящего и восходящего потоков длинноволновой радиации, характеризует выхолаживание подстилающей поверхности. В летний период 2023 года наблюдалось наибольшее радиационное выхолаживание до -70 Вт/м^2 при наличии облаков в слое выше 7 км. В зимний период зависимость длинноволнового баланса от высоты НГО была менее выражена, возможно, вследствие менее эффективного взаимодействия ледяных облачных частиц с длинноволновой радиацией, а также в связи с большей изменчивостью длинноволнового излучения поверхности.

Работы выполнены в рамках Федеральной научно-технической программы в области экологического развития Российской Федерации и климатических изменений на 2021 - 2030 годы.

ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ВЕТРОПЕСЧАНОМ ПОТОКЕ НА ОПУСТЫНЕННЫХ ТЕРРИТОРИЯХ

Горчаков Г.И., Карпов А.В., Гушин Р.А., Даценко О.И., Бунтов Д.В.

ИФА им. А.М. Обухова РАН, г. Москва, Россия

e-mail: gengor@ifaran.ru, karpov@ifaran.ru, gushchin@ifaran.ru, datsenko@ifaran.ru, dbunt@mail.ru

Показано, что электрические процессы играют существенную роль в динамике ветропесчаного потока на опустыненных территориях. Получены оценки диапазона высот, в котором основным фактором динамики сальтирующих частиц является высокоскоростная сальтация. Проанализированы вариации электрических токов сальтации и токов, обусловленных переносом заряженных частиц пылевого аэрозоля, в ветропесчаном потоке на опустыненной территории. Получены оценки вертикальных градиентов модулей плотностей вышеуказанных токов для диапазонов высот от 4 см до 12 см. Выполнен статистический анализ вариаций электрических характеристик ветропесчаного потока.

В [1,2] показано, что ветропесчаный поток отличается аномально высокой электризацией. Представлены примеры результатов измерений на опустыненных территориях электрических токов сальтации и токов, обусловленных переносом заряженных частиц пылевого аэрозоля, напряженности электрического поля и плотности электрических зарядов на подстилающей поверхности [1,2]. Установлено, что локальная напряженность электрического поля на сальтирующие частицы может достигать предпробойных значений, что приводит к электрическим (коронным) разрядам на подстилающей поверхности и возникновению высокоскоростной сальтации [1,2].

В [3] по данным скоростной видеосъемки в нижнем миллиметровом слое сальтации обнаружена мода (фракция) сальтирующих частиц с модальным значением вертикальной компоненты скорости вылета w_0 частиц с подстилающей поверхности равным примерно 1 м/с [3], которую можно рассматривать как моду высокоскоростных сальтирующих частиц.

С использованием модели динамики сальтирующих частиц [4] для различных значений w_0 получены оценки максимальной высоты вылета сальтирующих частиц с размерами 100 мкм и больше. Из рис. 1 следует, что в рассматриваемом случае концентрация сальтирующих частиц на высотах больше 3 см определяется высокоскоростными сальтирующими частицами со скоростью вылета w_0 больше примерно 1 м/с.

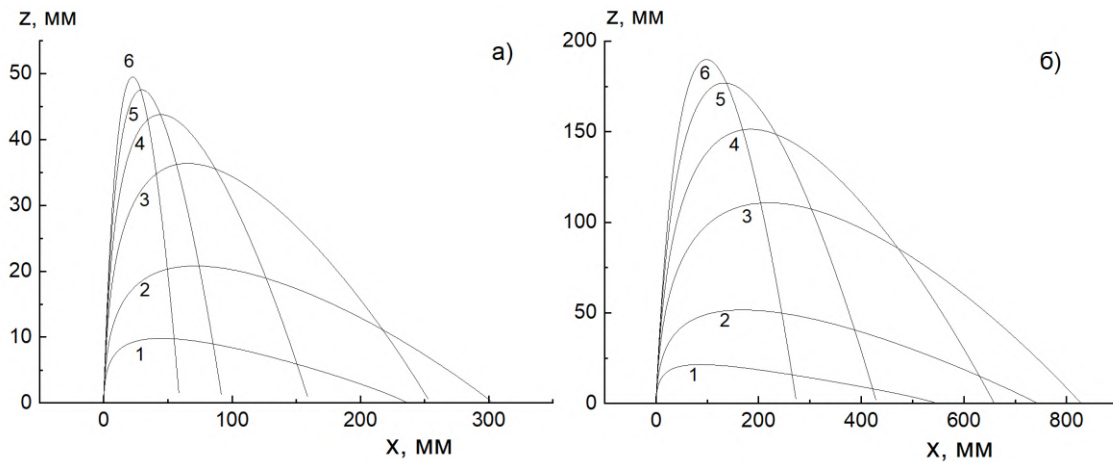


Рисунок 1 – Траектории сальтирующих частиц с диаметрами 50(1), 100 (2), 250 (3), 500 (4), 1000 (5) и 2000 мкм (6) и скоростью вылета с подстилающей поверхности 1.0 м/с (а) и 2.0 м/с (б)

Электрические процессы в ветропесчаном потоке играют важную роль в эмиссии пылевого аэрозоля, что приводит к необходимости исследования электризации частиц пылевого аэрозоля. На рис. 2. показан пример результатов измерений на опустыненной территории в Астраханской обл. 31.08.2021 плотности и модуля плотности электрических токов, обусловленных переносом заряженных частиц пылевого аэрозоля.

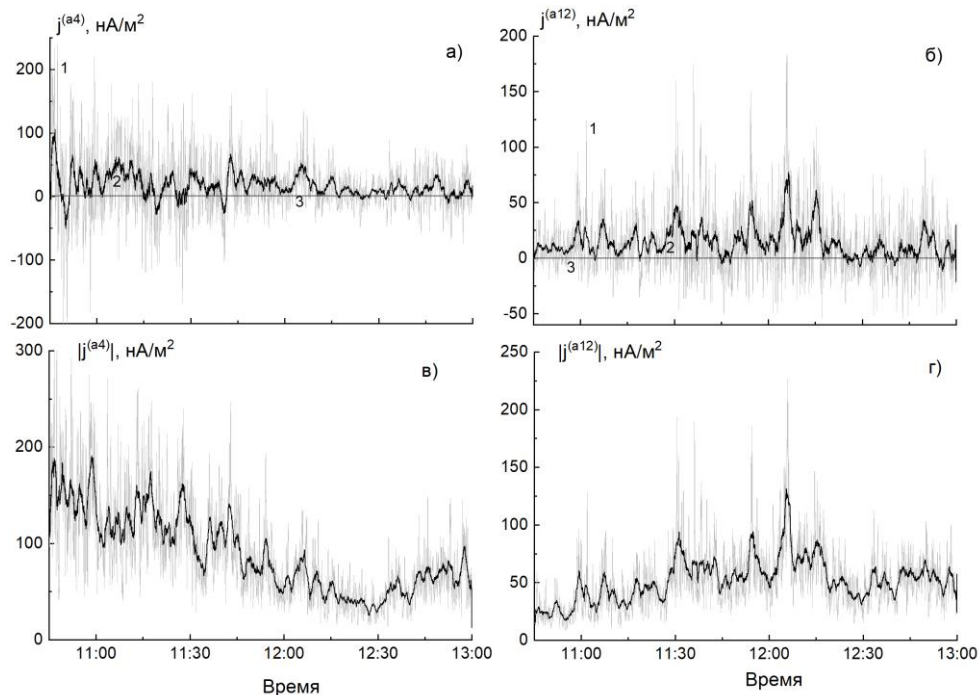


Рисунок 2 – Зависимость от времени плотности электрических токов, обусловленных переносом заряженных частиц пылевого аэрозоля электрических токов (а,б) и модулей плотностей токов (в,г) на высоте 4 см (а,в) и 12 см (б,г) при осреднении за 10 с (1) и 100 с (2)

Выполнен статистический анализ вариаций указанных электрических характеристик ветропесчаного потока. На рис. 3 представлены эмпирические функции распределения

плотности и модуля плотности рассматриваемых электрических токов на высотах 4 и 12 см, а в табл. 1 приведены результаты расчётов статистических характеристик, включая статистические характеристики вариаций модуля плотности эмпирических токов. Установлено, что в ветропесчаном потоке модули плотности электрических токов сальтации и токов, обусловленных переносом заряженных частиц пылевого аэрозоля, убывают с высотой значительно медленнее концентрации сальтирующих частиц.

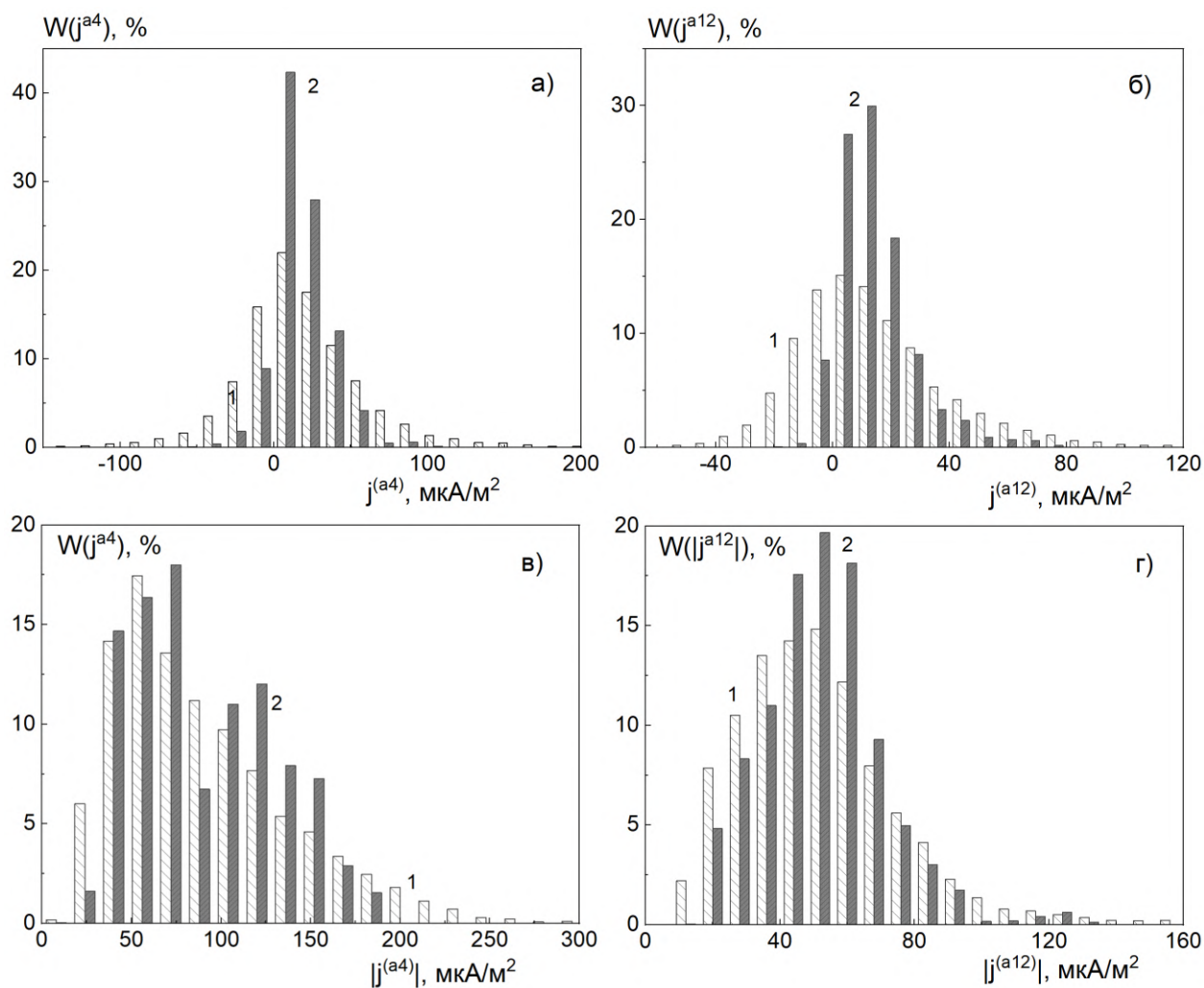


Рисунок 3 – Эмпирические функции распределения плотности обусловленных переносом заряженных частиц пылевого аэрозоля электрических токов (а,б) и модулей плотности токов (в,г) на высотах 4 см (а,в) и 12 см (б,г)

Таблица 1. Статистические характеристики вариаций плотности и модулей токов (нА/м²), обусловленных переносом заряженных частиц пылевого аэрозоля

| Стат.хар. | $j_{10}^{(a4)}$ | $j_{100}^{(a4)}$ | $j_{10}^{(a12)}$ | $j_{100}^{(a12)}$ | $ j_{10}^{(a4)} $ | $ j_{100}^{(a4)} $ | $ j_{10}^{(a12)} $ | $ j_{100}^{(a12)} $ |
|------------|-----------------|------------------|------------------|-------------------|-------------------|--------------------|--------------------|---------------------|
| Средн. | 17.5 | 17.5 | 14 | 14 | 90 | 90 | 52 | 52 |
| СКО | 42 | 18 | 27 | 12.7 | 49 | 39 | 25 | 18 |
| Коэф. вар. | 2.39 | 1.03 | 1.92 | 0.91 | 0.55 | 0.44 | 0.48 | 0.35 |
| Асим. | 0.35 | 0.61 | 1.31 | 1.48 | 0.99 | 0.44 | 1.44 | 0.76 |
| Эксцесс | 3.19 | 1.86 | 3.77 | 3.34 | 0.68 | -0.87 | 4.21 | 1.74 |

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ / грант № 20-17-00214.

1. Горчаков Г.И., Копейкин В.М. Карпов А.В., Гуцин Р.А., Даценко О.И., Бунтов Д.В. Электризация ветропесчаного потока на опустыненных территориях // Доклады РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 505. №1. С. 88-93.

2. Горчаков Г.И., Копейкин В.М. Карпов А.В., Гуцин Р.А., Даценко О.И., Бунтов Д.В. Электризация ветропесчаного потока на опустыненных территориях // Доклады РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 505. №1. С. 88-93.

3. Jiang C.W., Parteli E.J., Dong Z.B., Zhang Z.C., Qian G.Q., Luo W.Y., Lu J.F., Xiao F.J., Mei F.M. Wind-tunnel experiments of Aeolian sand transport reveal a bimodal probability distribution function for the particle lift-off velocities // Catena. 2022. V. 217. P. 106496.

3. Karpov A.V., Gorchakov G.I., Gushchin R.A., Datsenko O.I. Aleurite particle saltation modeling // Proc. SPIE 11208, 25th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics. 2019. V. 11208. P. 1049-1057.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ТУРБУЛЕНТНЫХ ПОТОКОВ АЭРОЗОЛЯ ПО ДАННЫМ ИЗМЕРЕНИЙ КОНЦЕНТРАЦИЙ ЧАСТИЦ И ВЕРТИКАЛЬНОЙ КОМПОНЕНТЫ СКОРОСТИ ВЕТРА НА ДВУХ ВЫСОТАХ

Карпов А.В., Горчаков Г.И., Гущин Р.А., Даценко О.И.

Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, г. Москва, Россия

e-mail: karpov@ifaran.ru, gengor@ifaran.ru, gushchin@ifaran.ru, datsenko@ifaran.ru

Представлены результаты измерений суммарной концентрации частиц пылевого аэрозоля на высотах 3 м и 6 м, горизонтальной и вертикальной компонент скорости ветра на высоте 3 м на опустыненной территории в Астраханской обл. Приведен пример определения плотности потока аэрозоля на высоте 3 м. Получен дневной ход скорости выноса с подстилающей поверхности пылевого аэрозоля на высотах 3 м и 6 м.

С опустыненных территорий в атмосферу поступает значительная часть минерального пылевого аэрозоля. Для оценки эмиссии пылевого аэрозоля с подстилающей поверхности используются различные методы и подходы к измерению потоков пылевого аэрозоля. Широко используются градиентные методы измерения потоков. Однако в конвективных условиях применение градиентных методов нуждаются в дополнительном обосновании. С этой целью необходимо проводить сопоставление результатов синхронных измерений потоков пылевого аэрозоля градиентным и корреляционным методами [1,2]. Анализ разнообразных условий измерений показал, что при сопоставлении потоков целесообразно проводить измерения потоков корреляционным методом на 2 уровнях. В данной работе представлены первые результаты синхронных измерений вертикальных турбулентных потоков аэрозоля корреляционным методом на 2 уровнях. Измерения проводились на опустыненной территории в Астраханской обл. 04.09.2021 на высотах 3 м и 6 м с помощью акустических метеостанций Метео-2 и фотоэлектрических счетчиков частиц ОЭАС-05 [1,2].

На рис. 1 в качестве примера показаны результаты синхронных измерений на высотах 3 м (1) и 6 м (2) суммарных счетных концентраций частиц пылевого аэрозоля (диапазон размеров частиц 0.5-5.0 мкм), генерируемого на подстилающей поверхности под воздействием ветропесчаного потока.

Измерения проводились в конвективных условиях при вариациях горизонтальной компоненты скорости ветра V_T примерно от 6 до 12 м/с (2 на рис. 2) на высоте 3 м. Вертикальная компонента скорости варьировала (1 на рис. 2) в пределах примерно от -1.0 до +1.0 м/с (частота измерений 11 Гц).

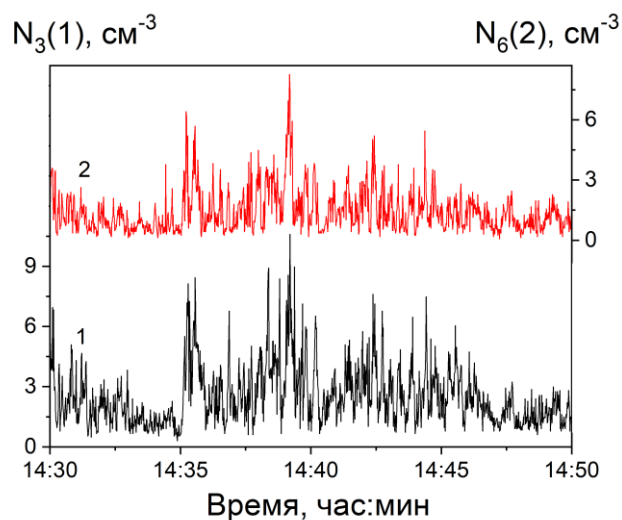


Рисунок 1 – Пример временной изменчивости суммарной концентрации частиц пылевого аэрозоля на высотах 3 м (1) и 6 м (2) 04.09.21 на опустыненной территории в Астраханской обл.

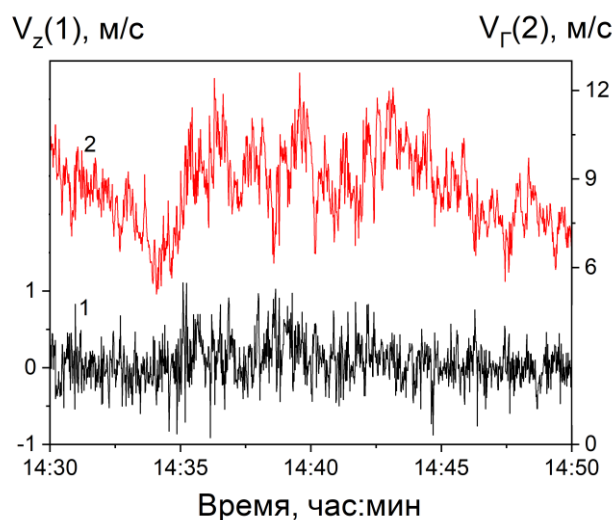


Рисунок 2 – Пример результатов измерений вертикальной (1) и горизонтальной (2) компонент скорости ветра на высоте 3 м

Были рассчитаны плотности потоков пылевого аэрозоля $f(t) = N'(t)V_z'(t)$, где t – время, N' и V_z' – флуктуации концентрации частиц аэрозоля и вертикальной компоненты скорости ветра. На рис. 3 приведен пример определения $f(t)$ на высоте 3 м для периода времени от 14:30 до 14:50.

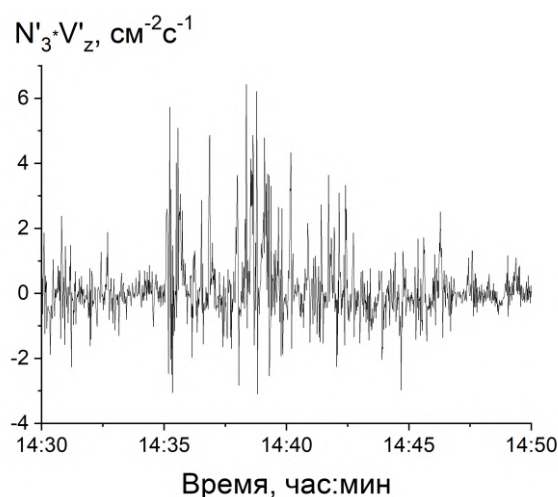


Рисунок 3 – Плотность вертикального турбулентного потока аэрозоля на высоте 3 м 04.09.21 в период с 14:30 до 14:50

Временная изменчивость W по данным измерений на высотах 3 м (1) и 6 м (2) показана на рис. 4.

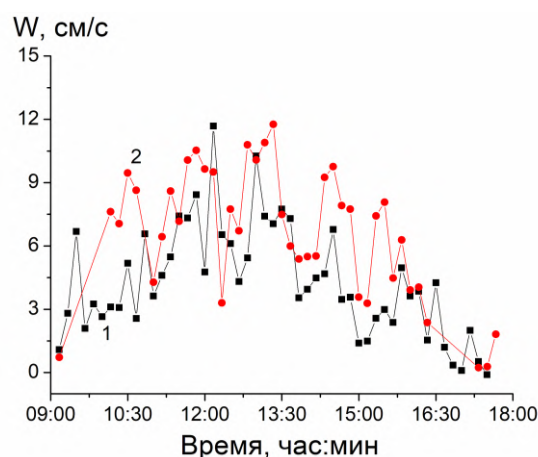


Рисунок 4 – Скорости выноса аэрозоля с подстилающей поверхности по данным измерений на высотах 3 м (1) и 6 м (2) 04.09.21 в период с 9:00 до 18:00

Далее по данным измерений в период с 9:00 до 18:00 04.09.2021 на высотах 3 м и 6 м были определены нормированные потоки или скорости выноса пылевого аэрозоля с подстилающей поверхности $W = \bar{f} / \bar{N}$ для 10-минутных периодов.

Изменчивость W определяется конвективными вариациями N и V_T . Значение W на высоте 6 м в среднем выше, чем на высоте 3 м, что обусловлено уменьшением средней суммарной концентрации частиц с высотой.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ (грант № 20-17-00214).

1. Горчаков Г.И., Карнов А.В., Гуцин Р.А. Турбулентные потоки пылевого аэрозоля на опустыненной территории // Доклады РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 494. № 2, С. 53–57.

2. Карнов А.В., Горчаков Г.И., Гуцин Р.А., Даценко О.И. Вертикальные турбулентные потоки пылевого аэрозоля // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2021. Т. 57. № 5. С. 565-574.

ЧИСЛЕННОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ТЕЧЕНИЯ И ТЕПЛООБМЕНА ЗАКРУЧЕННОГО ПОТОКА НЕРАВНОВЕСНО ДИССОЦИИРУЮЩЕГО ГАЗА

Мартынов П.С.¹, Матвиенко О.В.^{2,3}

¹Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, Россия, г. Томск, Россия

²Национальный исследовательский Томский государственный университет, г. Томск, Россия

³Томский государственный архитектурно-строительный университет, г. Томск, Россия

e-mail: matvolegv@mail.ru, martypavel@bk.ru

В работе приведены результаты исследования влияния течения и теплообмена закрученного потока неравновесно диссоциирующего диоксида азота. Результаты показали, что с увеличением температуры стенки интенсифицируется протекание в потоке химической реакции. В результате этого тепло, подводимое со стенки, поглощается вследствие протекания в потоке реакции диссоциации. Обусловленная закруткой интенсификация теплообмена на начальном участке течения сохраняется при высоких значениях числа Рейнольдса на большем расстоянии от входа в трубу. Поэтому повышение эффективности использования закрученных потоков связано с увеличением области с преобладанием центробежных сил.

Исследование теплообмена при течении в каналах химически реагирующих теплоносителей является в настоящее время одной из важных проблем конвективного теплообмена, получившей развитие в связи с потребностями современной техники, в частности атомной энергетики и химической технологии [1–3].

Реакция диссоциации тетраоксида азота протекает в две стадии: $N_2O_4 \rightleftharpoons 2NO_2 \rightleftharpoons 2NO + O_2$. При нагреве первая стадия протекает быстро и может считаться равновесной. Вторая стадия протекает с конечной скоростью. [4–7]. При таких условиях можно рассматривать процессы тепломассопереноса отдельно для каждой стадии.

В представленной работе рассматривается протекание второй стадии химической реакции: $NO_2 \rightleftharpoons 2NO + O_2$. Целью работы является численное исследование влияния закрутки потока на теплоотдачу неравновесно диссоциирующего диоксида азота в круглой цилиндрической трубе.

Для описания структуры потока используются двумерные осесимметричные уравнения Рейнольдса [8–11]:

$$\frac{\partial \rho u}{\partial x} + \frac{1}{r} \frac{\partial \rho v r}{\partial r} = 0, \quad (3)$$

$$\frac{\partial \rho u^2}{\partial x} + \frac{1}{r} \frac{\partial \rho u v r}{\partial r} = -\frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \left[\mu_{\text{eff}} \left(2 \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{2}{3} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{1}{r} \frac{\partial v r}{\partial r} \right) \right) \right] + \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left[\mu_{\text{eff}} r \left(\frac{\partial u}{\partial r} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) \right], \quad (4)$$

$$\frac{\partial \rho uv}{\partial x} + \frac{1}{r} \frac{\partial \rho v^2 r}{\partial r} = -\frac{\partial p}{\partial r} + \frac{\partial}{\partial x} \left[\mu_{\text{eff}} \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial r} \right) \right] + \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left[\mu_{\text{eff}} r \left(2 \frac{\partial v}{\partial r} - \frac{2}{3} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{1}{r} \frac{\partial vr}{\partial r} \right) \right) \right] - 2 \frac{\mu_{\text{eff}} v}{r^2} + \frac{\rho w^2}{r}, \quad (5)$$

$$\frac{\partial \rho uw}{\partial x} + \frac{1}{r} \frac{\partial \rho vwr}{\partial r} = \frac{\partial}{\partial x} \left[\mu_{\text{eff}} \frac{\partial w}{\partial x} \right] + \frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} \left[\frac{\mu_{\text{eff}}}{\sigma_{r\phi}} r^3 \frac{\partial}{\partial r} \left(\frac{w}{r} \right) \right] - \frac{\rho vw}{r}. \quad (6)$$

Исследования характеристик турбулентности проводились с использованием составной модели Ментера SST (Shear Stress Transport):

$$\frac{\partial \rho uk}{\partial x} + \frac{1}{r} \frac{\partial \rho vkr}{\partial r} = \frac{\partial}{\partial x} \left[(\mu + \sigma_k \mu_t) \frac{\partial k}{\partial x} \right] + \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left[(\mu + \sigma_k \mu_t) r \frac{\partial k}{\partial r} \right] + F_2 \tilde{G} - C_\mu \rho \omega k, \quad (7)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \rho u \omega}{\partial x} + \frac{1}{r} \frac{\partial \rho v \omega r}{\partial r} = \frac{\partial}{\partial x} \left[(\mu + \sigma_\omega \mu_t) \frac{\partial \omega}{\partial x} \right] + \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left[(\mu + \sigma_\omega \mu_t) r \frac{\partial \omega}{\partial r} \right] + \\ + \left(\frac{C_\beta}{C_\mu} - \frac{\sigma_\omega}{\sqrt{C_\mu}} \mathcal{K}^2 \right) \frac{\rho}{\mu_t} F_2 \tilde{G} - C_\beta \rho \omega^2 + (1 - F_1) C_{\text{ко}}. \end{aligned} \quad (8)$$

При моделировании теплопереноса и химического реагирования используются уравнение теплопроводности и диффузии реагента, с учетом протекающей в потоке реакции:

$$C_p \left(\frac{\partial \rho u T}{\partial x} + \frac{1}{r} \frac{\partial \rho vr T}{\partial r} \right) = \frac{\partial}{\partial x} \left[\lambda_e \frac{\partial T}{\partial x} \right] + \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left[\lambda_e r \frac{\partial T}{\partial r} \right] - Q \Phi, \quad (9)$$

$$\frac{\partial \rho u C}{\partial x} + \frac{1}{r} \frac{\partial \rho vr C}{\partial r} = \frac{\partial}{\partial x} \left[\rho D_e \frac{\partial C}{\partial x} \right] + \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left[\rho D_e r \frac{\partial C}{\partial r} \right] - \Phi. \quad (10)$$

Скорость химической реакции Φ определялась в соответствии с законом Аррениуса. Параметры химической реакции выбирались для реакции диссоциации диоксида азота $\text{NO}_2 \rightleftharpoons 2\text{NO} + \text{O}_2$. Энергия активации $E_A = 103.8$ кДж/кмоль, $k_0 = 3 \cdot 10^7 \text{ c}^{-1}$.

Плотность среды ρ определяется уравнением состояния:

$$\rho = \frac{p}{R_g T} \left(\frac{C}{W_{\text{NO}_2}} + \frac{1-C}{W_{\text{NO}}} \right)^{-1}. \quad (11)$$

На входе в канал задается распределение скорости потока, температуры и параметров турбулентности:

$$x = 0: \quad u = u_{\text{in}}, \quad v = 0, \quad w = u_{\text{in}} \text{Ro} \left(\frac{r}{R} \right), \quad k = \text{Tu} \cdot (u_{\text{in}}^2 + w_{\text{in}}^2), \quad \omega = C_\omega k_{\text{in}}^{1/2} / R, \quad T = T_{\text{in}}, \quad C = C_{\text{in}}, \quad (12)$$

где $C_\omega = 5$ – параметр модели. Параметр Россби Ro [3] характеризует величину угловой скорости потока $\dot{\phi} = \text{Ro} \cdot u_{\text{in}} / R$.

В выходных сечениях граничные условия можно записать в виде:

$$x = L: \frac{\partial u}{\partial x} = 0, \quad v = 0, \quad \frac{\partial w}{\partial x} = 0, \quad \frac{\partial k}{\partial x} = 0, \quad \frac{\partial \omega}{\partial x} = 0, \quad \frac{\partial T}{\partial x} = 0, \quad \frac{\partial C}{\partial x} = 0. \quad (13)$$

На оси канала задаются условия симметрии:

$$r = 0: \frac{\partial u}{\partial r} = 0, \quad v = 0, \quad w = 0, \quad \frac{\partial k}{\partial r} = 0, \quad \frac{\partial \omega}{\partial r} = 0, \quad \frac{\partial T}{\partial r} = 0, \quad \frac{\partial C}{\partial r} = 0. \quad (14)$$

На стенках канала выполняются условия прилипания и идеальной теплопроводности, кинетическая энергия турбулентности полагается равной нулю:

$$r = R: u = 0, \quad v = 0, \quad w = 0, \quad k = 0, \quad T = T_w, \quad \frac{\partial C}{\partial r} = 0. \quad (15)$$

В случае прямого течения распределение температуры в приосевой части на начальном участке характеризуется постоянным значением температуры. Вблизи стенки заметна область температурного пограничного слоя. Результаты расчетов показывают, что с увеличением температуры стенки интенсифицируется протекание в потоке химической реакции. В результате этого тепло, подводимое со стенки, поглощается вследствие протекания в потоке реакции диссоциации. Таким образом, температура в основной зоне течения ($r < 0.95R$) при вариации температуры стенки от $T_w=600$ до 900 К практически не изменяется.

С увеличением интенсивности закрутки интенсифицируется прокачка холодного газа около горячей стенки. Таким образом, на начальном участке течения с увеличением интенсивности закрутки наблюдается понижение температуры в пристеночной области и увеличение температурного градиента на стенке. На участке, где вязкие силы начинают преобладать над центробежными силами, происходит торможение потока у стенки, что приводит к оттоку из периферийной области в приосевую, причем интенсивность оттока увеличивается с закруткой, поэтому распределение температуры в сечении становится более равномерным, среднерасходная температура увеличивается, а тепловой поток от стенки уменьшается. В результате этого радиальное распределение температуры в потоках с закруткой становится более равномерным. Формированию равномерного распределения температуры в закрученном потоке также способствует наличие центральной зоны возвратных течений, образующейся в сильнозакрученном потоке. В эту зону вовлекаются нагретые массы газа из достаточно удаленных от входа сечений, сносятся вверх по потоку, смешиваясь с ещё холодным газом, и, тем самым, способствуют установлению однородного распределения температуры.

Заметим, что обусловленная закруткой интенсификация теплообмена на начальном участке течения сохраняется при высоких значениях числа Рейнольдса на большем расстоянии от входа в трубу.

Нагрев пристеночных слоев приводит к смещению химического равновесия в сторону образования оксида азота. В результате этого концентрация диоксида азота NO_2 в пристеночной области значительно уменьшается. Происходит формирование концентрационного пограничного слоя (рис. 1). Процесс формирования концентрационного пограничного слоя в химически реагирующем потоке характеризуется теми же особенностями, что и процесс формирования температурного пограничного слоя. Вниз по потоку наблюдается рост толщины концентрационного слоя. При этом по мере термической стабилизации концентрация NO_2 в потоке уменьшается. Закрутка потока, как уже отмечалось, интенсифицирует теплообмен со стенкой. В результате с ростом закрутки температура потока увеличивается не только в пристеночных, но и приосевых областях течения. Как следствие этого, на одном и том же удалении от входного сечения массовая доля NO_2 в закрученном потоке становится меньше, чем в прямоточном. Отметим, что при сильной закрутке потока интенсивный нагрев теплоносителя рециркулирующим в зоне возвратных течений газом приводит к разложению NO_2 на незначительном удалении от входа в трубу.

Результаты расчетов показывают, что с увеличением температуры стенки интенсифицируется протекание в потоке химической реакции. В результате этого тепло, подводимое со стенки, поглощается вследствие протекания в потоке реакции диссоциации. Таким образом, температура в основной зоне течения ($r < 0.95R$) при вариации температуры стенки от $T_W=600$ до 900 К практически не изменяется. Обусловленная закруткой интенсификация теплообмена на начальном участке течения сохраняется при высоких значениях числа Рейнольдса на большем расстоянии от входа в трубу. Поэтому повышение эффективности использования закрученных потоков связано с увеличением области с преобладанием центробежных сил. Формированию равномерного распределения температуры в закрученном потоке также способствует наличие центральной зоны возвратных течений, образующейся при сильной закрутке.

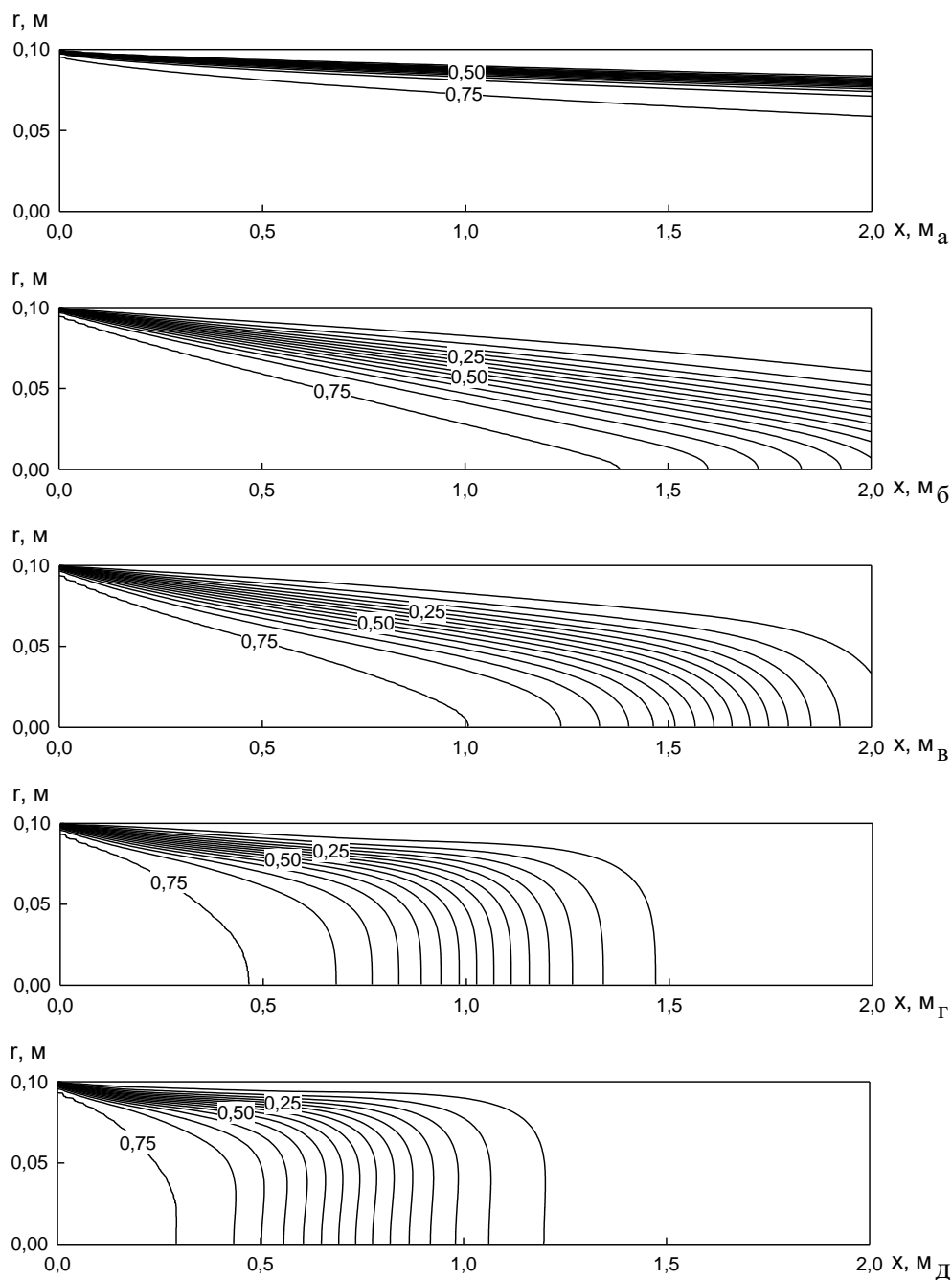


Рисунок 1 – Изолинии массовой доли NO_2 в потоке $u_{in} = 1$ м/с, $T_{in} = 300$ К, $T_w = 300$ К: а – $Ro = 0$; б – $Ro = 4$; в – $Ro = 8$; г – $Ro = 12$; д – $Ro = 16$

Работа выполнена в рамках государственного задания ИОА СО РАН.

1. *Нестеренко В.Б.* Диссоциирующая четырехокись азота перспективный теплоноситель и рабочее тело атомных электростанций с газоохлаждаемыми реакторами на быстрых нейтронах. Теплоэнергетика. 1972. № 1. С. 72-78.

2. Физико-химические и теплофизические свойства химически реагирующей системы $N_2O_4 \rightleftharpoons 2NO_2 \rightleftharpoons 2NO + O_2$ / Под ред. В.Б. Нестеренко. Минск: Наука и техника, 1976.

3. *Матвиенко О.В., Бубенчиков А.М.* Математическое моделирование теплообмена и химического реагирования закрученного потока диссоциирующего газа // Инж.-физ. журн. 2016. Т. 89. № 1. С. 118–126.

4. *Нестеренко В.Б., Бубнов В.П., Котельских Ю.Г., Лантратова Н.Я., Малько М.В., Сухотин А.М., Тимофеев Б.Д.* Физико-химические и теплофизические свойства химически реагирующей системы $N_2O_4 \rightleftharpoons 2NO_2 \rightleftharpoons 2NO + O_2$ / В кн. Диссоциирующие газы как теплоносители и рабочие тела энергетических установок. Часть I. Под ред. В.Б. Нестеренко. Минск: Наука и техника. 1976. С. 76–85.

5. *Петрович В.Ю., Тверковкин Б.Е., Зубцова С.Л., Тушин Н.Н.* Исследование тепломассопереноса при турбулентном течении химически реагирующей системы $N_2O_4 \rightleftharpoons 2NO_2 \rightleftharpoons 2NO + O_2$ в обогреваемой трубе. / В кн. Диссоциирующие газы как теплоносители и рабочие тела энергетических установок. Часть II. Под ред. В.Б. Нестеренко. Минск: Наука и техника. 1976. С. 16–32.

6. *Дик И.Г., Матвиенко О.В.* Теплообмен в закрученном потоке при наличии эндотермической реакции // Тепл. выс. темп. 1990. Т. 28. № 2. С. 190–191.

7. *Dik I.G., Matviyenko O.V.* Heat transfer in chemically reacting swirled flows // Heat Transfer Research. 1993. V. 25. № 4. P. 511-514.

8. *Матвиенко О.В.* Исследование теплообмена и формирования турбулентности во внутреннем закрученном потоке жидкости при низких числах Рейнольдса // Инж.-физ. журн. 2014. Т. 87. № 4. С. 908–918.

9. *Матвиенко О.В., Мартынов П.С.* Математическое моделирование теплообмена и химического реагирования в равновесно диссоциирующем газе // Инж.-физ. журн. 2021. Т. 94. № 2. С. 453–465.

10. *Матвиенко О.В., Мартынов П.С.* Математическое моделирование теплообмена и химического реагирования в равновесно диссоциирующем газе // Инж.-физ. журн. 2022. Т. 95. № 2. С. 435–447.

11. *Матвиенко О.В., Мартынов П.С.* Влияние закрутки потока равновесно диссоциирующего газа в трубе на теплообмен и химическое реагирование в нем // Инж.-физ. журн. 2023. Т. 96. № 3. С. 766–778.

КРАТКОСРОЧНОЕ ПРОГНОЗИРОВАНИЕ СКОРОСТИ ВЕТРА С ПОМОЩЬЮ ИСКУССТВЕННЫХ НЕЙРОННЫХ СЕТЕЙ

Дель И.В.^{1,2}, Старченко А.В.^{1,2}

¹Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск, Россия

²Томский государственный университет, г. Томск, Россия

e-mail: irina.del@mail.tsu.ru, starch@math.tsu.ru

Разработана модель полносвязной нейронной сети (многослойный персептрон – MLP) для краткосрочного прогнозирования максимальной скорости ветра в г. Томск. На основании измеренных стационарной метеостанцией исторических значений скорости и направления ветра, атмосферного давления, относительной влажности и приземной температуры воздуха за предыдущие часы решена задача предсказать скорость ветра с заблаговременностью 1 час.

Продолжительные периоды с сильным ветром и его порывами могут вызывать различные проблемы, такие как дефляция почвы, пыльные бури, повреждения ЛЭП, зданий и затруднения для авиации. Поэтому важно иметь надежные методы прогнозирования таких опасных гидрометеорологических явлений. Существуют различные подходы к прогнозированию порывов ветра, включая динамические методы, использующие измеренные или рассчитанные значения скорости ветра, температуры и турбулентности в пограничном слое, а также статистические модели и методы машинного обучения, основанные на данных наблюдений [1].

Исходные метеорологические данные для исследования были получены с сайта <http://www.i-meteo70.ru> за период времени с 01.01.2021 по 08.03.2022 для аэродрома Головино ДОСААФ, г. Томск (56.22 с. ш., 84.44 в. д.). Размер набора данных N = 41376 наблюдений с 15-минутным интервалом (рисунок 1).

| | date | time | P2 | T2 | RH2 | TDewP | Vh10 | Dir | HiSp | Rain |
|------------|-------------|-------------|-----------|-----------|------------|--------------|-------------|------------|-------------|-------------|
| 0 | 1.01.21 | 0:15 | 770.1 | -30.8 | 80 | -33.2 | 0.0 | 247.5 | 0.9 | 0.0 |
| 1 | 1.01.21 | 0:30 | 770.1 | -30.4 | 81 | -32.6 | 0.9 | 247.5 | 1.8 | 0.0 |
| 2 | 1.01.21 | 0:45 | 770.3 | -30.0 | 80 | -32.3 | 0.0 | 247.5 | 0.9 | 0.0 |
| 3 | 1.01.21 | 1:00 | 770.2 | -29.6 | 81 | -31.8 | 0.0 | 247.5 | 0.4 | 0.0 |
| 4 | 1.01.21 | 1:15 | 770.3 | -29.0 | 81 | -31.2 | 0.0 | 247.5 | 0.9 | 0.0 |
| ... | ... | ... | ... | ... | ... | ... | ... | ... | ... | ... |

Рисунок 1 – Структура исходных метеорологических данных

Из всего набора данных были выбраны временные ряды горизонтальной скорости Vh10 и направления ветра Dir, атмосферного давления P, относительной влажности RH2 и приземной температуры воздуха T2 (рисунок 2). Максимальная скорость ветра HiSpeed за рассматриваемый период составляет 27.3 м/с, среднее значение максимальной скорости ветра по всему набору данных – 4.1 м/с.

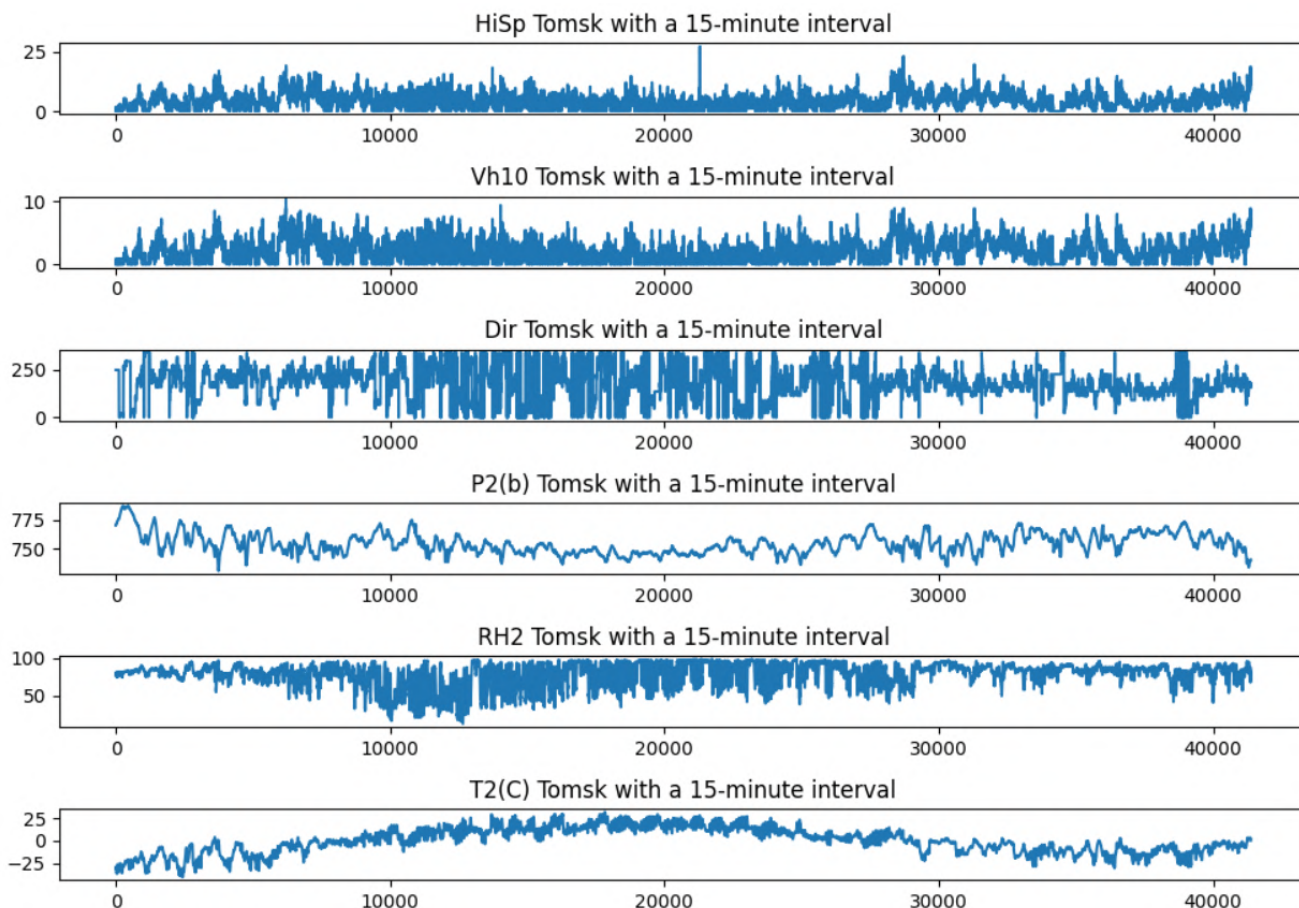


Рисунок 2 – Данные о максимальной скорости, средней за 15 минут скорости и направлении ветра, атмосферном давлении, относительной влажности и приземной температуре воздуха в период с 1 января 2021 г. по 8 марта 2022 г. в аэродроме Головино

Для работы с входной измеренной информацией была проведена нормализация параметров методом минимакс по формуле:

$$X_{norm} = \frac{X - \min(X)}{\max(X) - \min(X)},$$

где X – исходное множество данных, \min и \max – операции вычисления минимального и максимального значений.

Выбранные данные были разделены на три выборки: обучающую выборку (70%), валидационную выборку (20%) и тестовую выборку (10%).

Целью данной работы является разработка и применение модели полносвязной нейронной сети (в виде MLP) для краткосрочного прогноза максимальной скорости ветра HiSpeed по измеренным историческим значениям скорости и направления ветра, атмосферного давления, относительной влажности и температуры за предыдущие 6 часов.

Архитектура построенной искусственной нейронной сети состоит из последовательных 3 слоев: входного слоя, скрытого и выходного полносвязных слоев. Увеличение количества скрытых слоев не привело к улучшению производительности и качества прогнозирования искусственной нейронной сети. Формой ввода является 24 временных шага (6 часов) с 5 параметрами: 120 элементов. Скрытый слой содержит 100 нейронов, выходной слой содержит 1 нейрон (прогнозируемая максимальная скорость ветра через 4 15-минутных интервала, т. е. через 1 час). Оптимальное количество скрытых нейронов было получено экспериментально, путем изменения архитектуры сети и запуска процесса обучения до получения хорошей производительности. В рассматриваемой нейронной сети осуществляется оптимизация методом адаптивной инерции с коррекцией весовых коэффициентов путем добавления L2-регуляризации AdamW (вариант стохастического градиентного спуска) [2].

В качестве функции потерь использовалась функция Хьюбера [3] – комбинация среднеквадратичной ошибки при малых погрешностях и средней абсолютной ошибки при больших:

$$Huber = \begin{cases} \frac{1}{2}(X_{pred} - X_{true})^2, & \text{если } |X_{pred} - X_{true}| \leq \delta; \\ \delta |X_{pred} - X_{true}| - \frac{1}{2}\delta^2, & \text{если } |X_{pred} - X_{true}| > \delta, \end{cases}$$

где X_{pred} – предсказанное выходное значение, X_{true} – реальное выходное значение, а $\delta = 2$ м/с.

Для оценки качества прогноза рассматриваются значения средней абсолютной ошибки (MAE), коэффициента детерминации (R^2) и индекса согласия (IOA):

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |X_{pred,i} - X_{true,i}|, \quad R^2 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (X_{true,i} - X_{pred,i})^2}{\sum_{i=1}^n (X_{true,i} - \bar{X}_{true})^2},$$

$$IOA = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (X_{true,i} - X_{pred,i})^2}{\sum_{i=1}^n (|X_{pred,i} - \bar{X}_{true}| + |X_{true,i} - \bar{X}_{true}|)^2}.$$

Общее значение MAE по всему прогнозу (4135 наблюдений тестовой выборки, рисунок 3) составила ≈ 1.09 м/с. Коэффициент детерминации $R^2 \approx 0.77$, индекс согласия $IOA \approx 0.94$. Результаты свидетельствуют об удовлетворительной аппроксимации.

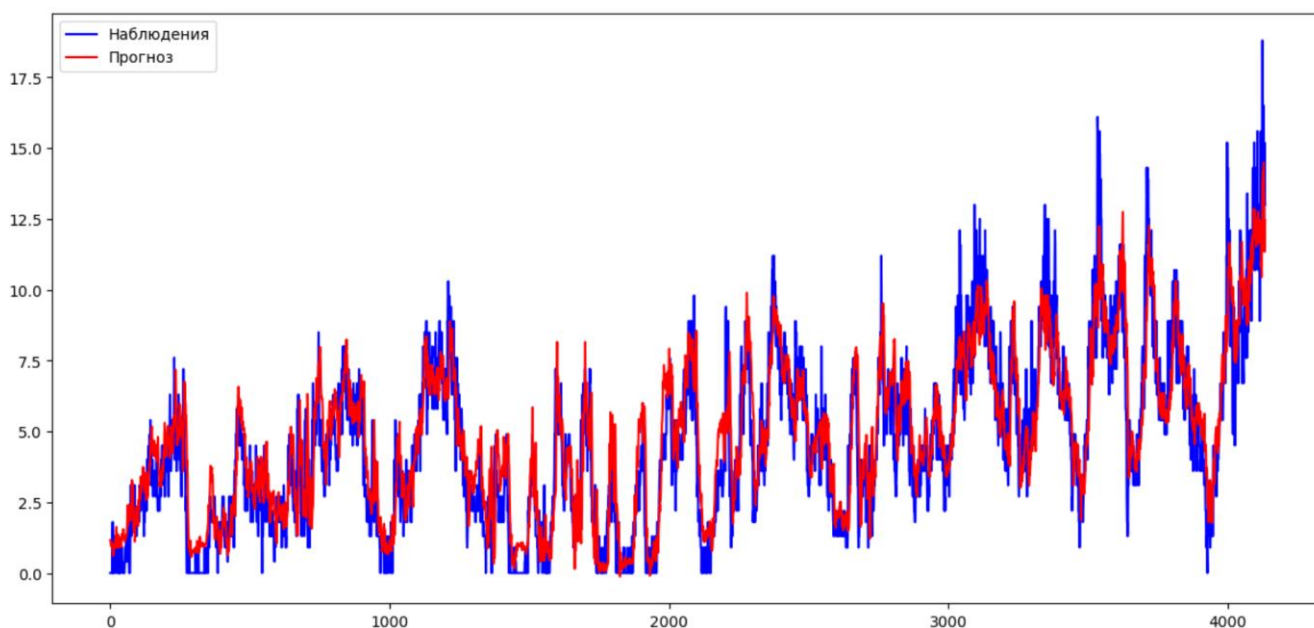


Рисунок 3 – Исторические и прогнозируемые значения максимальной скорости ветра из тестовой выборки

На рисунке 3 приведен график сравнения прогнозируемой максимальной скорости ветра с наблюдениями из тестовой выборки. Из графика видно, что в целом нейронная сеть улавливает общую тенденцию. Следует, однако, заметить, что модель искусственной нейронной сети не всегда адекватно реагирует на пиковые значения максимальной скорости, что говорит о необходимости дальнейшего продолжения исследований.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИОА СО РАН.

1. Старченко А.В., Дель И.В., Одинцов С.Л. Численное прогнозирование порывов ветра в г. Томске с помощью модели TSUNM3 // Оптика атмосферы и океана. 2024. Т. 37. № 03. С. 225–233.
2. Loshchilov I., Hutter F. Fixing weight decay regularization in adam // arXiv preprint. 2017. arXiv:1711.05101.
3. Huber P.J. Robust Estimation of a Location Parameter // Ann. Math. Statist. 1964. V. 35. № 1. P. 73-101.

РАСЧЕТ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ В РАСТИТЕЛЬНОМ ПОКРОВЕ С ПОМОЩЬЮ АТМОСФЕРНОЙ МОДЕЛИ КОНЕЧНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ПРИ УСЛОВИЯХ СЛОЖНОЙ СТРУКТУРЫ ПОЧВЫ

Юдин М.С.

Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН,

г. Новосибирск, Россия

e-mail: m.yudin@ommgp.sccc.ru

Для расчета метеорологических полей в растительном покрове используется конечно-элементная версия полной трехмерной негидростатической модели сжимаемой атмосферы. Температура на поверхности рассчитывается из баланса потоков энергии, для чего в верхнем слое почвы решается уравнение теплопроводности. Для решения этого уравнения в условиях сложной структуры почвы строится схема повышенного порядка точности основанная на конечно-элементном методе Галеркина в комбинации со схемой Кранка-Николсон для дискретизации по времени и оцениваются метеорологические эффекты обширной лесной вырубке таким образом, что потенциальная температура и скорость ветра внутри массива из хвойных деревьев сравниваются с аналогичными распределениями внутри вырубке в течение суточного хода метеорологических элементов. Модель рассчитывалась с известными параметрами почвы, лесного покрова и атмосферы и схемой параметризации, которая позволяет учесть динамические и термодинамические эффекты растительного покрова с довольно грубым разрешением по пространственным переменным. Результаты расчетов показывают типичное поведение метеорологических элементов внутри лесных массивов известное из наблюдений и расчетов по другим метеорологическим моделям: замедление скорости ветра, устойчивую дневную стратификацию потенциальной температуры вблизи поверхности, и практически нейтральную стратификацию в ночное время, что находится в хорошем соответствии с данными наблюдений.

Лес является основным природным поглотителем углерода в наземных экосистемах [1]. Россия имеет огромные лесные территории и обладает тем самым естественным капиталом в том числе и в виде накопления парниковых газов деревьями [2].

Метеорологические элементы, такие как температура, радиация и скорость ветра существенно отличаются в лесных массивах и в областях обширных вырубок в этих массивах [1]. Наблюдения внутри этих областей крайне трудны в условиях сильных различий в плотности и структуре лесного покрова. Ситуация становится еще более сложной если подстилающая поверхность и почва являются сильно неоднородными. Математическое моделирование становится одним из основных инструментов для оценивания метеорологических эффектов лесной вырубке. Данная работа является продолжением работы [2] где для оценивания метеорологических эффектов лесной вырубке применена негидростатическая модель сжимаемой атмосферы, основанная на конечных элементах [2], [3] и тестировалась эффективная параметризация [5] для случая равномерно распределенного

лесного массива, состоящего из слоя хвойных деревьев. Температура на поверхности рассчитывается из баланса потоков энергии, для чего в верхнем слое почвы решается уравнение теплопроводности [5]. Для решения этого уравнения в условиях сложной структуры почвы строится схема повышенного порядка точности, основанная на конечно-элементном методе Галеркина в комбинации со схемой Кранка-Николсон для дискретизации по времени [4] и оцениваются метеорологические эффекты обширной лесной вырубке таким образом, что распределения потенциальной температуры и скорости ветра внутри массива сравниваются с аналогичными распределениями внутри вырубке в течение суточного хода метеорологических элементов. Модель рассчитывалась с параметрами почвы, лесного покрова и атмосферы взятыми из [5], [6]. С этой целью были проведены тестовые расчеты для лесного массива размером 15 км с вырубкой шириной 5 км из хвойных деревьев на сутки физического времени со схемой параметризации, которая позволяет учесть динамические и термодинамические эффекты растительного покрова с довольно грубым разрешением по пространственным переменным [5].

Для расчетов используется конечно-элементная версия [3] полной трехмерной негидростатической модели сжимаемой атмосферы, основанной на следующей системе дифференциальных уравнений:

$$\begin{aligned} \frac{dU}{dt} + \frac{\partial P}{\partial x} &= f_1(V - V_g) - f_2W + R_u, \\ \frac{dV}{dt} + \frac{\partial P}{\partial y} &= f_1(U - U_g) + R_u, \\ \frac{dW}{dt} + \frac{\partial P}{\partial z} + \frac{gP}{c_s^2} &= f_2U + g \frac{G^{1/2} \bar{\rho} \theta'}{\theta} + R_\omega, \\ \frac{d\theta}{dt} &= R_\theta, \\ \frac{ds}{dt} &= R_s, \\ \frac{1}{c_s^2} \frac{\partial P}{\partial t} + \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} + \frac{\partial W}{\partial z} &= \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\bar{\rho} \theta'}{\theta} \right), \\ U &= \bar{\rho} u, V = \bar{\rho} v, P = p', W = \bar{\rho} \omega \\ R_u &= \partial/\partial z \{K_m \partial u/\partial z\} - n_c c_d b u W, \\ R_v &= \partial/\partial z \{K_m\} - n_c c_d b v W, \\ R_\omega &= \partial/\partial x \{K_m \partial u/\partial z\} + \partial/\partial y \{K_m \partial v/\partial z\} - n_c c_d b w W, \\ R_s &= \partial/\partial z \{K_m \partial s/\partial z\} + n_c P_s \\ R_\theta &= \partial/\partial z \{K_m \partial \theta/\partial z\} + (1 - n_c) 1/c_p \rho \partial R_{LS}/\partial z + \\ &+ n_c 1/c_p \rho \partial R_N/\partial z - n_c L_s / c_p P_s \end{aligned}$$

Здесь p' , θ' - отклонения от основного состояния давления \bar{p} и потенциальной температуры $\bar{\theta}$, s - удельная влажность, C_s - скорость звуковой волны, u_g , v_g - компоненты геострофического ветра, представляющие синоптическую часть давления, f_1 , f_2 - параметры Кориолиса, g - гравитационная постоянная. Члены R_u , R_v , R_ω , R_θ и R_s описывают процессы подсеточного масштаба в терминах К-теории и параметры растительного покрова. Подробное описание этих параметров приведено в [5].

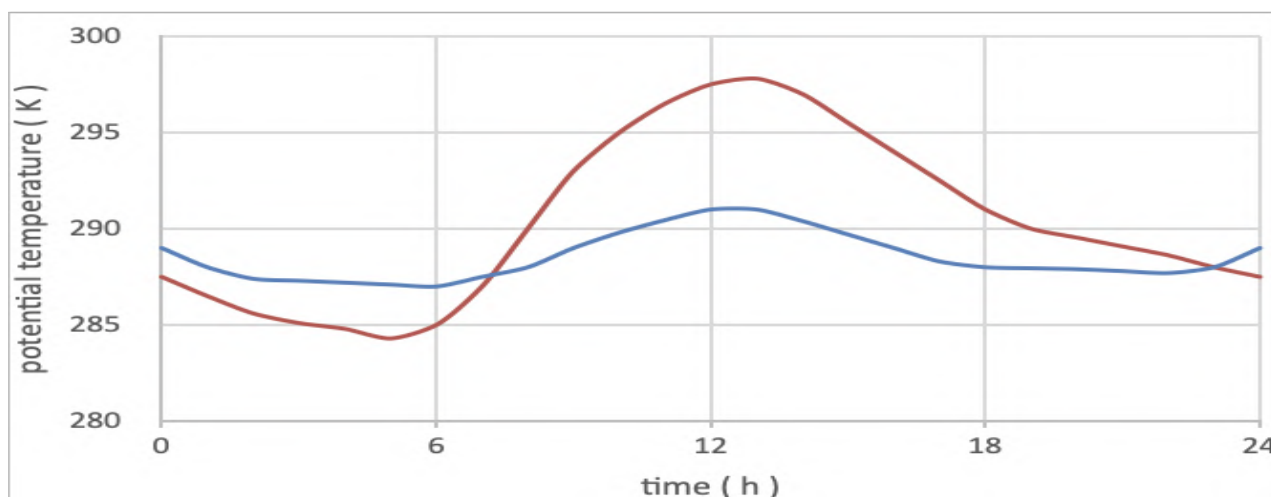


Рисунок 1 – Суточное изменение потенциальной температуры (К) до вырубki (синяя кривая) и после (красная кривая)

На рисунке 1 дано суточное изменение приземной потенциальной температуры (К) до вырубki и после в центре области вырубki шириной в 5 км на краю лесного массива протяженностью 15 км состоящего из хвойных деревьев высотой 20 м. Рисунок 2 показывает суточное изменение скорости ветра (м/сек) до вырубki и после в этом же месте. Эти результаты соответствуют типичному поведению метеорологических элементов известному из наблюдений [1] и расчетов по метеорологическим моделям [5], [6] внутри лесных массивов: замедление скорости ветра а также устойчивую дневную стратификацию потенциальной температуры вблизи поверхности, и практически нейтральную стратификацию в ночное время.

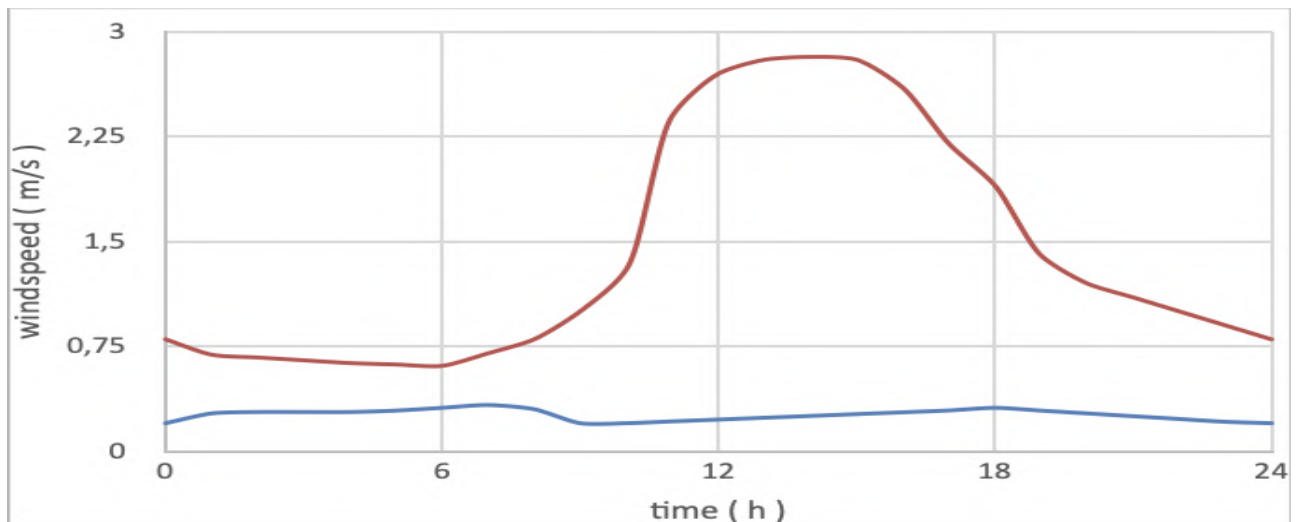


Рисунок 2 - Суточное изменение скорости ветра (м/сек) до вырубki (синяя кривая) и после (красная кривая)

Работа выполнена при поддержке ИВММГ (государственное задание FWNM-2025-0003).

1. Oke T.R., Mills G., Christen A., Voogt J.A. Urban climate. Cambridge university press, 2017. 525 pp.
2. Yudin M S. Numerical simulation of meteorological effects of deforestation using an atmospheric finite element model // Proc. SPIE. 2023. V. 12780. Art. 127806J.
3. Yudin M.S., Wilderotter K. Simulating Atmospheric Flows in the Vicinity of a Water Basin // Computational Technologies. 2006. V. 11. P. 128-134.
4. Fletcher C.A.J. Computational modelling of severe gradients with mass operator constructions // Comput. Math. Applic. 1988. V. 16. № I/2. P. 31-39
5. Schilling V.K. A parameterization for modelling the meteorological effects of tall forests — A case study of a large clearing // Boundary-Layer Meteorol. 1991. V. 55. P. 283–304.
6. Gross G. A Numerical Estimation of the Deforestation Effects on Local Climate in the Area of the Frankfurt International Airport // Beitr. Phys. Atm. 1988. V. 61. P. 219-231.

RANS-МОДЕЛИРОВАНИЕ УСТОЙЧИВОГО ПОГРАНИЧНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ СО СТРУЕЙ НИЗКОГО УРОВНЯ

Курбацкая Л.И.

Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН,

г. Новосибирск, Россия

e-mail: L.Kurbatskaya@ommgp.sscs.ru

С помощью трехпараметрической RANS-модели турбулентности исследовано формирование инерционной осцилляции скорости выше пограничного слоя атмосферы (ПСА) над плоской поверхностью, охлаждаемой с постоянной скоростью. В этих условиях развивается низкоуровневая струя. Низкоуровневая струя представляет собой мезомасштабное явление, фиксируемое данными измерений в устойчивом пограничном слое атмосферы. Установлено, что такие струи играют важную роль в переносе влажности, импульса и загрязнений воздуха. В данном исследовании показано различие между струйным течением над однородной подстилающей поверхностью и над локализованной в пространстве крупной аэродинамической шероховатостью. Для квазиустановившегося состояния пограничного слоя кросс-изобарическое течение определяется только турбулентным напряжением у поверхности в направлении геострофического ветра. Представлены результаты численного моделирования, показывающие, как формирование струи низкого уровня, так и инерционной осцилляции.

Для исследования за основу взята модель, верифицированная в атмосферном пограничном слое [1, 2], которая является одной из первых полностью явных (безытерационных) моделей (турбулентные потоки импульса и тепла полностью выражается через прогностические переменные), апробированной в устойчивом ПСА. Нужно отметить, что аналогичные подходы использовались в LES-кодах, атмосферных и инженерных исследованиях [3, 4]. Возникает вопрос, как эти вновь развитые модели, основанные на более общих принципах, работают применительно к ПСА. В частности, в какой мере явная алгебраическая модель напряжений Рейнольдса, которая выведена из замкнутых прогностических уравнений для потоков импульса воспроизводит наблюдаемую динамику ПСА. Для этого развитая алгебраическая модель протестирована на широко известном тестовом случае GABLS1 проекта (GEWEX, Global Energy and Water Cycle Experiment, Atmospheric Boundary Layer Study) [5], где был сформирован полностью устойчивый пограничный слой при постоянной скорости охлаждения поверхности. Этот случай заслуживает особого внимания, потому что воспроизведение устойчивого пограничного слоя атмосферы в настоящее время – один из сложных вопросов для моделей атмосферной турбулентности. Используя данные GABLS1, проведен эксперимент для исследования одной из структурных особенностей устойчивого пограничного слоя, обусловленная эффектом сдвига ветра, образование в сильно устойчивом ПСА струи низкого уровня. Струи низкого уровня играют важную роль в процессе переноса импульса и

загрязняющих веществ. В каноническом случае [6] такая струя образуется вследствие ослабления конвективных турбулентных напряжений по сравнению с их максимальным значением в полуденное время, что позволяет ночью ветрам выше устойчивого пограничного слоя развивать скорость до сверхгеострофических значений. Моделирование струи низкого уровня и инерционных осцилляций, связанных с образованием струи при охлаждении поверхности Земли, проводилось с помощью трехпараметрической RANS-модели турбулентности.

Определяющие уравнения трехпараметрической $E - \varepsilon - \overline{\theta'^2}$ - модели атмосферной турбулентности, выражения для турбулентных потоков импульса $\overline{uw}, \overline{vw}$ и тепла $\overline{w\theta}$ (замыкающие соотношения), структура вихревых коэффициентов диффузии импульса и тепла, а также граничные условия для кинетической энергии турбулентности E , скорости ее спектрального расходования ε и дисперсии температурных флуктуаций $\overline{\theta'^2}$ приведены в [2, 3].

Параметризации турбулентных потоков импульса и тепла в трехпараметрической RANS - модели атмосферной турбулентности, в которой учитывается воздействие внутренних гравитационных волн на перенос импульса, имеют вид градиентной диффузии [2].

$(\overline{uw}, \overline{vw}) = -K_m \left(\frac{\partial U}{\partial z}, \frac{\partial V}{\partial z} \right); \quad \overline{w\theta} = -K_h \frac{\partial \Theta}{\partial z} + \gamma_c; \quad K_m = E\tau S_m, \quad K_h = E\tau S_h.$ В подробном виде функции S_m, S_h, γ_c и D приведены в [1].

Для сильно устойчивого ПСА потребовалась коррекция для масштаба времени температурного поля $\tau_{p\theta}$, поскольку при существенно подавленном стратификацией вертикальном вихревом переносе гравитационные волны могут эффективно переносить импульс, но не тепло [2]. Этот временной масштаб включает частоту внутренних гравитационных волн [5]:

$$\tau_{p\theta} = \frac{\tau}{1 + a\tau^2 N^2}. \quad (1)$$

В приведённом выше выражении (1) N – частота Брента-Вяйсяля ($N^2 = \beta g (\partial \Theta / \partial z)$), $a^\circ = 0.16$, если $N^2 > 0$ и $a = 0$, если $N^2 < 0$; $\tau = E / \varepsilon$ - временной масштаб турбулентности

При моделировании эволюции горизонтально однородного ПСА система определяющих уравнений имеет вид

$$\frac{DU}{Dt} = -\frac{\partial \overline{uw}}{\partial z} - f(V_g - V), \quad (2)$$

$$\frac{DV}{Dt} = -\frac{\partial \overline{vw}}{\partial z} + f(U_g - U), \quad (3)$$

$$\frac{D\Theta}{Dt} = -\frac{\partial \overline{w\theta}}{\partial z}, \quad (4)$$

где f - параметр Кориолиса, U_g , V_g компоненты скорости геострофического ветра.

В настоящей работе вычислительный эксперимент в устойчиво стратифицированном ПСА выполнен при тех же условиях, как и в [7]. Выбирая систему координат, в которой геострофический ветер направлен вдоль оси x , для стационарного случая уравнение кросс-изобарического течения записывается в виде

$$fV = \frac{\partial \overline{uw}}{\partial z} \quad (5)$$

При сделанных допущениях кросс-изобарическое (агеострофическое) течение может существовать, если только отлична от нуля в пограничном слое дивергенция турбулентного напряжения в направлении геострофического ветра. Интегрирование (5) в вертикальном направлении по всей толщине атмосферы дает

$$f \int_0^{\infty} V dz = -(\overline{uw})_0 \quad (6)$$

и, следовательно, кросс-изобарическое течение (плотность кросс-изобарического потока массы) зависит только от турбулентного напряжения трения у поверхности, $(\overline{uw})_0$, направленного вдоль оси x , т.е. напряжения у поверхности вдоль направления ветра в свободной тропосфере.

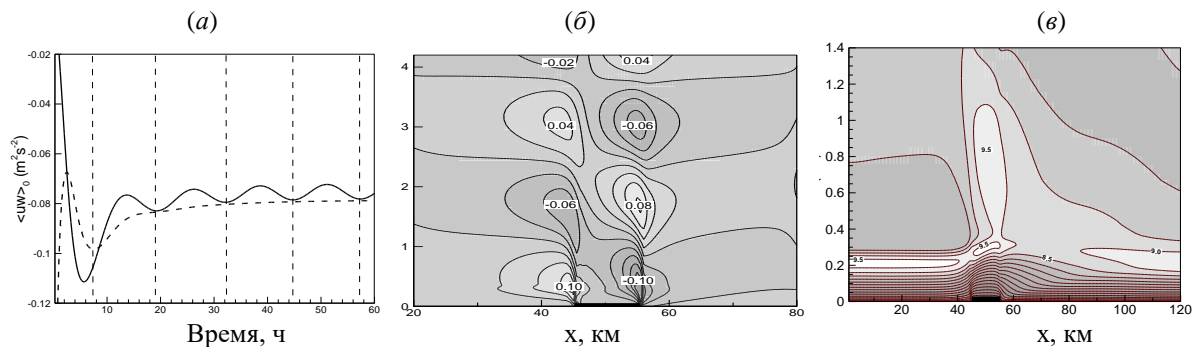


Рисунок 1 – Результаты вычислений по RANS-модели турбулентности

Результаты вычислительного эксперимента на рисунке 1: (а) – вычисления левой и правой частей уравнения (4): компонента турбулентного напряжения трения у поверхности (штриховая линия) и проинтегрированная кросс - изобарическая компонента ветра, умноженная на параметр Кориолиса (сплошная линия). Вертикальными штриховыми линиями отмечен период инерционных осцилляций с периодом приблизительно 12.5 часов, когда левая и правая части

уравнений (4) оказываются приближенно равными. Разрез средней вертикальной скорости ветра в устойчиво стратифицированном пограничном слое над локализованной крупномасштабной аэродинамической шероховатостью показан на (б). Локализованная крупномасштабная аэродинамическая шероховатость протяженностью 10 км (от 45 км до 55 км) показана толстой черной полоской на горизонтальной оси. На рис. 1 (в) приведено поле средней скорости ветра над локализованной крупномасштабной шероховатостью (толстая черная полоска на поверхности). Разрез показывает трансформацию низкоуровневой струи при воздействии на натекающий поток лобового сопротивления крупномасштабных элементов шероховатости (область занятая струей маркирована цифрами 9,5 и 9,0, отмечающими значение скорости ветра в мс^{-1}).

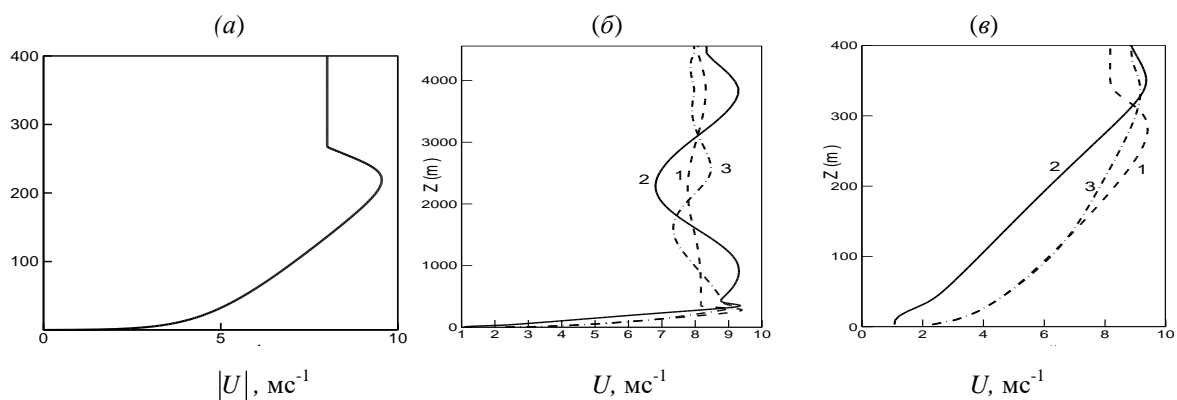


Рисунок 2 – Профили скорости ветра для случая GABLS1 без учета крупномасштабной шероховатости (а); с локализованной крупномасштабной шероховатостью (б). (Линиями показаны профили: 1- в ‘свободном потоке’, перед шероховатостью (моделирующей городскую шероховатость), 2 – над центром шероховатости и 3 – в сечении вниз по ветру, вдали от локализованной шероховатости); формирование струи с максимумом около 350 м над центром локализованной области (в)

Анализ результатов проведенного численного эксперимента эволюции термически устойчиво стратифицированного пограничного слоя показывают, что трехпараметрическая RANS-модель турбулентности, учитывающая вклад внутренних гравитационных волн в поддержании импульса правильно отражает структуру поля ветра.

Исследования выполнены в рамках государственного задания ИВМиМГ СО РАН FWNM-2022-0003.

1. Kurbatskii A.F., Kurbatskaya L. I. $E - \varepsilon - \overline{\theta^2}$ turbulence closure model for an atmospheric boundary layer including the urban canopy // Meteorol. Atmos. Phys. 2009. V. 104. № 1-2. P. 63-81.

2. Курбацкий А.Ф., Курбацкая Л.И. О турбулентном числе Прандтля в устойчиво стратифицированном атмосферном пограничном слое // Известия Российской Академии наук. Физика атмосферы и океана. 2010. Т. 46. №2. С. 187-196.

3. *Wyngaard J.C.* Toward numerical modeling in the “Terra Incognita” // *J. Atmos. Sci.* 2004. V. 61. P. 1816–1826.
4. *Enriquez R.M., Street R.L.* Large-eddy simulation of the stable boundary layer: revisiting GABLS with a linear algebraic subgrid-scale turbulence model // 21st symposium on boundary layers and turbulence, American Meteorological Society. 2014. P. 14B.3.
5. *Cuxart J., Holtslag A.A.M., Beare R.J., Bazile E., Beljaars A., Cheng A., Aonangla A., Ek M., Freedman F., Hamdi R., Kerstein A., Kitagawa H., Lenderink G., Lewellen D., Mailhot J., Mauritsen T., Perov V., Schayes G., Steeneveld G.-J., Svensson G., Taylor P., Weng W., Wunsch S., Xu K.-M.* A single-column model intercomparison for a stably stratified atmospheric boundary layer // *Bound.-Layer Meteor.* 2006. V. 118. P. 273–303.
6. *Blackadar A.K.* Boundary Layer wind maxima and their significance for the growth of nocturnal inversions // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 1957. V. 38. P. 283-290.
7. *Курбацкий А.Ф., Курбацкая Л.И.* Исследование устойчивого пограничного слоя с использованием явной алгебраической модели турбулентности // *Теплофизика и аэромеханика.* 2019. Т. 26. № 2. С. 335-350.

ГОДОВОЙ ХОД И МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ПОЛНОГО СОДЕРЖАНИЯ УГЛЕКИСЛОГО ГАЗА В АТМОСФЕРЕ ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ ПО ДАННЫМ ХИМИЧЕСКОЙ ТРАНСПОРТНОЙ МОДЕЛИ GEOS-CHEM

Мордвин Е.Ю., Лагутин А.А., Волков Н.В.

Алтайский государственный университет, г. Барнаул, Россия

e-mail: lagutin@theory.asu.ru, zion0210@gmail.com, volkov@theory.asu.ru

В работе представлены первые результаты моделирования полного содержания углекислого газа CO_2 в атмосфере юга Западной Сибири (48-53 с.ш., 60-90 в.д.) в 2015-2022 гг. Информационной основой проведенного исследования служат результаты моделирования глобальной химической транспортной модели GEOS-CHEM. Показано, что скорость роста полного содержания CO_2 в атмосфере исследуемого региона ~ 2.4 млн⁻¹/год, а сезонные вариации ~ 9.8 млн⁻¹. Полученный результат хорошо согласуется с наблюдениями карбоновой обсерватории OCO-2, по данным которой тренд ~ 2.5 млн⁻¹/год, а сезонные вариации ~ 9.1 млн⁻¹.

Введение. Углекислый газ (CO_2) входит в тройку важнейших парниковых газов, наряду с H_2O и CH_4 [1]. Регулярные исследования глобального содержания CO_2 в атмосфере, начавшиеся в 1950 году, позволили получить оценки интенсивности источников и стоков газа. В результате многолетних мониторинговых наблюдений установлено, что к концу 2022 г. отношение смеси углекислого газа в приземном слое атмосферы достигло значения 418 млн⁻¹. Эта оценка более чем в 1.5 раза превышает уровень доиндустриального периода, который равен 278 млн⁻¹[2]. В частности, в [3] отмечается, что скорость увеличения содержания CO_2 в атмосфере в период с 2021 по 2022 год превысила средние темпы роста, наблюдавшиеся за последние десять лет на 2.46 млн⁻¹/год.

В последние три десятилетия активно развивается измерительная инфраструктура, включающая наземные, судовые и самолетные наблюдения парниковых газов. В частности, расширяющаяся сеть Глобальной службы атмосферы (ГСА), которая в настоящий момент включает в себя несколько десятков пунктов мониторинга [3]. Наиболее крупным проектом, нацеленным на мониторинг состояния атмосферы, является Глобальная служба по надзору за парниковыми газами (ГСНПГ), созданная по инициативе ВМО [4].

Очевидно, что прямые измерения концентрации и потоков парниковых газов являются наиболее точными. Однако, в труднодоступных регионах Земли, таких как Северная Евразия, приполярные и тропические зоны и др., где размещение наземных наблюдательных пунктов затруднительно, основным источником информации о содержании CO_2 в атмосфере являются спутниковые гиперспектральные системы ближнего ИК-диапазона. Следует отметить, что такие приборы выполняют измерения в светлое время суток в условиях безоблачной

атмосферы, при этом в ограниченной области пространства.

Другим подходом, используемым для описания поведения различных газовых компонент в атмосфере, является математическое моделирование на локальных и глобальных уровнях. Следует отметить, что наибольшая эффективность этого метода достигается при включении в процесс моделирования системы ассимиляции спутниковых и наземных наблюдений [4].

Целью работы является разработка программного комплекса для моделирования поведения CO_2 в атмосфере, основанного на химической транспортной модели GEOS-CHEM.

Химическая модель GEOS-CHEM представляет собой глобальную трехмерную модель состава атмосферы, основанную на обобщенных метеорологических наблюдениях Годдардской системы наблюдения за Землей (GEOS) управления глобального моделирования и ассимиляции NASA [5]. Централизованное управление и поддержку модели обеспечивают исследовательская группа моделирования химии атмосферы Гарвардского университета и группа анализа состава атмосферы Вашингтонского университета.

В настоящее время существует две основных открытые версии модели, это GEOS-CHEM "Classic" (далее GEOS-CHEM), предназначенная для запуска на вычислительных системах с общей памятью, и GCHP (GEOS-CHEM High Performance), для вычислительных систем с распределенной памятью.

Моделирование в GEOS-CHEM может быть запущено с различным пространственным разрешением, вплоть до $0.5^\circ \times 0.625^\circ$, а эксперимент, ориентированный на изучение тропосферы, может выполняться с уменьшенным количеством (с 72 до 47) вертикальных уровней.

Все выбросы для работы GEOS-CHEM настраиваются с использованием подпрограммы NEMCO [6]. Она позволяет смешивать и сопоставлять данные об эмиссии из различных источников библиотеки GEOS-CHEM, добавлять новые базы данных, применять коэффициенты масштабирования, накладывать и маскировать инвентарные данные и т. д. без необходимости редактировать или компилировать код. Химический процессор реализован в подпрограмме KPP. Он включает цепочки реакций для большого количества органических соединений, металлов, парниковых газов, оксидов азота, соединений серы, а также различных аэрозолей в тропосфере и стратосфере [7].

Глобальные антропогенные выбросы могут быть взяты из реестров CEDSv2, HTAPv3, EDGAR. Самолетные выбросы могут быть описаны базой AEIC, водный транспорт базой CEDS. Отдельно подключается реестр пожаров и сжигания биомассы GFED. Для моделирования CO_2 в дополнении к вышеперечисленному используются база ODIAC2019, для метана – EDGARv7.

В дополнении к стандартным сценариям, описывающим “полную” химию атмосферы,

GEOS-CHEM позволяет выполнить тонкую настройку симуляций, например, моделирование только карбонового цикла (CO₂-CO-CH₄-OCS) или аэрозолей.

Результаты. На первом этапе исследования был поставлен вычислительный эксперимент с использованием GEOS-CHEM v14.3.0. В ходе сборки и настройки модели выбраны следующие параметры области моделирования: пространственное разрешение 4°x5° и 47 уровней по вертикали. Это обусловлено невысокими требованиями к дисковому пространству и вычислительным мощностям используемого оборудования. Обозначенные параметры далее применялись в запуске GEOS-CHEM при моделировании поведения CO₂ для периода 2010-2022 гг. В этом эксперименте для прогрева модели был выбран период 5 лет (2010-2014 гг.), что является необходимым минимумом для работы с CO₂.

Постобработка полученного результата выполнялась для территории юга Западной Сибири (48-53 с.ш., 60-90 в.д.). На рисунке 1 показано поведение полного содержания CO₂ в атмосфере исследуемого региона. Анализ показал, что на территории юга Западной Сибири скорость роста содержания CO₂ в атмосфере в 2015-2022 гг. равна 2.4 млн⁻¹/год, а амплитуда сезонных колебаний приблизительно равна 9.8 млн⁻¹.

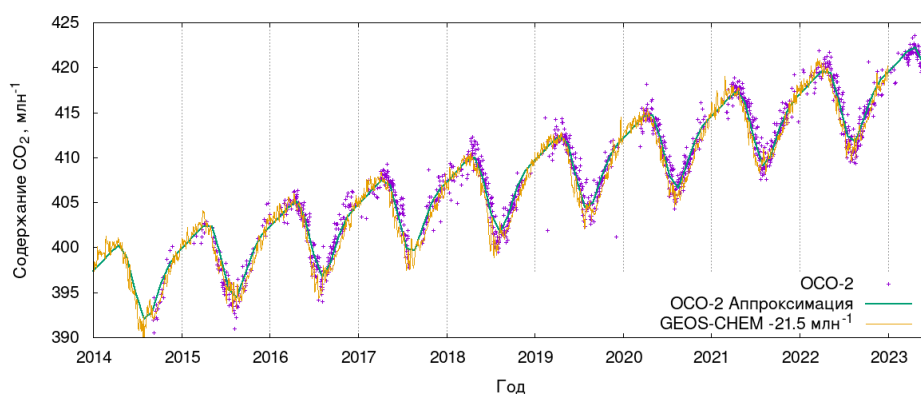


Рисунок 1 — Годовой ход и межгодовая изменчивость содержания CO₂ в атмосфере юга Западной Сибири (60-90 с.ш., 48-53 в.ш.) в 2015-2022 гг. по данным модели GEOS-CHEM и карбоновой обсерваторий OCO-2

Оценка этих параметров выполнялась согласно подходу, описанному в [8], где поведение сезонных циклов CO₂, которые по своей форме соответствуют наклонной синусоиде, описываются гармонической функцией. Ежедневное значение содержания CO₂ задается как:

$$f(t) = a_0 + a_1 t + a_2 \sin(\omega[t - a_3] + \cos^{-1}[a_4 \cos(\omega[t - a_5])]),$$

где t — номер дня, $\omega = 2\pi/365,25$. Поиск параметров $a_0 \dots a_5$ выполняется с использованием нелинейного метода наименьших квадратов. Тренд изменения содержания CO₂ в атмосфере определяется как $a_0 + a_1 t$, а амплитуда сезонных колебаний равна $2|a_2|$.

Для верификации полученного результата было выполнено сопоставление со спутниковыми наблюдениями OCO-2 [9], которые были получены из хранилища NASA ESDS

(Earth Science Data Systems). Аппроксимация спутниковых наблюдений также выполнялась с использованием выражения 1. В обработке использовались только те данные, для которых качество наблюдения соответствовало значению «хорошо».

Из рисунка 1 видно, что характер годовых вариаций спутниковых и смоделированных значения CO₂ в целом хорошо согласуется, а скорость роста и сезонные колебания CO₂ различаются незначительно. Следует отметить, что для наблюдений ОСО-2, тренд в поведении CO₂ ~ 2.5 млн⁻¹/год, а сезонные вариации ~ 9.1 млн⁻¹.

Заключение. Исследование направлено на установление характера поведения полного содержания углекислого газа в атмосфере юга Западной Сибири (60-90 с.ш., 48-53 в.ш.) с использованием химической транспортной модели GEOS-CHEM в 2015-2022 гг. Показано, что для исследуемого региона скорость роста содержания CO₂ в атмосфере в 2015-2022 гг. равна ~ 2.4 млн⁻¹/год, а амплитуда сезонных колебаний приблизительно равна 9.8 млн⁻¹. Полученный результат хорошо согласуется с результатами наблюдений карбоновой обсерватории ОСО-2, по данным которой тренд ~ 2.5 млн⁻¹/год, а сезонные вариации ~ 9.1 млн⁻¹.

Работа выполнена при поддержке Министерства науки и высшего образования РФ (государственное задание на проведение научных исследований, выполняемых в АлтГУ, проект FZMW-2023-0007).

1. Friedlingstein P., Jones M.W., O'Sullivan M. et al. Global Carbon Budget 2021 // Earth System Science Data. 2022. V. 14. P. 1917-2005.

2. WMO Greenhouse Gas Bulletin (GHG Bulletin): The State of Greenhouse Gases in the Atmosphere Based on Global Observations through 2021 / 2022. No.18.

3. Chevallier F., Crotwell A., Gerbig C. et al. WMO Greenhouse Gas Bulletin // WMO. 2022. V. 19. 11 p.

4. WMO-coordinated global Greenhouse Gas Monitoring Infrastructure / World Meteorological Congress. Seventy-Sixth Session [Электронный ресурс]. URL: [https://meetings.wmo.int/EC-76/English/3.%20SESSION%20ARCHIVE/EC-76-d04\(3\)-GHG-MONITORING-INFRASTRUCTURE-draft1_en.docx](https://meetings.wmo.int/EC-76/English/3.%20SESSION%20ARCHIVE/EC-76-d04(3)-GHG-MONITORING-INFRASTRUCTURE-draft1_en.docx) (дата обращения 20.03.2024).

5. Bey I., Jacob D.J., Yantosca R.M. et al. Global modeling of tropospheric chemistry with assimilated meteorology: Model description and evaluation // JGR Atmospheres. 2001. V. 106. № D19. P. 23073-23095.

6. Lin H., Jacob D.J., Lundgren E.W. et al. Harmonized Emissions Component (HEMCO) 3.0 as a versatile emissions component for atmospheric models: application in the GEOS-Chem, NASA GEOS, WRF-GC, CESM2, NOAA GEFS-Aerosol, and NOAA UFS models // Geosci. Model Dev. 2021. V. 14. P. 5487–5506.

7. Lin H., Long M.S., Sander R. et al. An adaptive auto-reduction solver for speeding up integration of chemical kinetics in atmospheric chemistry models: implementation and evaluation in the Kinetic Pre-Processor (KPP) version 3.0.0, submitted to JAMES // Preprint. 2023. <https://doi.org/10.31223/X5505V>.

8. Jacobs N., Simpson W.R., Graham K.A. et al. Spatial distributions of XCO₂ seasonal cycle amplitude and phase over northern high-latitude regions // Atmos. Chem. Phys. 2021. V. 21. P. 16661–16687.

9. OCO-2 Science Team/Michael Gunson, Annmarie Eldering. OCO-2 Level 2 bias-corrected XCO₂ and other select fields from the full-physics retrieval aggregated as daily files, Retrospective processing V10r, Greenbelt, MD, USA, Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center (GES DISC), 2020.

МЕЗОМАСШТАБНОЕ СЦЕНАРНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПОВЕДЕНИЯ АТМОСФЕРЫ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ХАРАКТЕРИСТИК ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ

Пьянова Э.А.

Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН,

г. Новосибирск, Россия

e-mail: pyanova@ommgr.sccc.ru

На основе мезомасштабной негидростатической модели динамики атмосферы численно исследуются сценарии развития атмосферных циркуляций над территориями со сложной орографией долинного типа. Одним из примеров такой территории является Красноярск и окрестности. В рамках изучения мезоклимата долины и города исследуется влияние характера орографии на поведение инверсионных слоев и ветровые режимы в приземной атмосфере.

Для сибирских городов застойные явления с накоплением загрязнений в нижних слоях атмосферы характерны в зимнее время, когда в регионе устанавливается азиатский (сибирский) антициклон, характеризующийся частыми штилевыми условиями и температурными инверсиями. Формирование приземных и невысоких приподнятых инверсий как раз и приводит к экологически неблагоприятным ситуациям. На распределение загрязнений в атмосфере, кроме климатических особенностей региона, влияние оказывают и локальные особенности, такие как рельеф местности. Исследованию качества городской атмосферы как на основе математического моделирования, так и в рамках инструментального подхода, посвящено много работ. Исследования для городов Сибири можно найти, например, в работах [1-4] и др.

Настоящая работа посвящена моделированию и изучению влияния долинного типа орографии на процессы трансформации атмосферных температурных инверсий, ветровых режимов и на распространение примесей от источников, находящихся в долине. Работа продолжает начатые ранее [5-8] сценарные исследования взаимодействия крупномасштабных фоновых полей с орографическими и термическими особенностями подстилающей поверхности.

Исследования основаны на сценарном подходе с использованием аппарата математического моделирования. Численные сценарные расчеты проводятся с помощью комплекса вычислительных программ реализации модели динамики атмосферы, разрабатываемого в ИВМиМГ СО РАН [9, 10]. Комплекс состоит из следующих основных модулей: реализация уравнений атмосферной гидротермодинамики – трех уравнений движения, уравнений переноса тепла и влаги, уравнения неразрывности; расчет турбулентных коэффициентов диффузии; модуль расчета температуры подстилающей поверхности с учетом

неравномерного поступления солнечной радиации на различные ее участки и антропогенных источников тепла; модуль учета фазовых переходов влаги; подсеточная параметризация процессов в приземном слое; решение уравнений конвекции-диффузии для пассивных примесей и др.

Целью работы является получение численных сценарных оценок чувствительности температурных инверсий к трансформации таких локальных характеристик, как рельеф местности и альbedo различных участков подстилающей поверхности. Для исследования влияния этих территориальных факторов на формирование и развитие атмосферных температурных инверсий, проводится серия численных расчетов. Эти эксперименты включают в себя моделирование как для территории со схематичной долиной, так и с «реалистичными» входными данными, описывающими особенности подстилающей поверхности территории Красноярска и окрестностей. Под «реалистичными» данными подразумеваются данные об альbedo территории, температуре участков поверхности, высотах рельефа, интерполированные на расчетную сетку модели.

Моделируемый объект с «реалистичными» входными данными представляет собой атмосферу города, расположенного по берегам реки, незамерзающей в зимнее время, а также окруженного горными хребтами. Моделируемая территория и перепад высот представлены на рисунке 1. Там же даны контуры рек и области, отнесенной к городской территории.

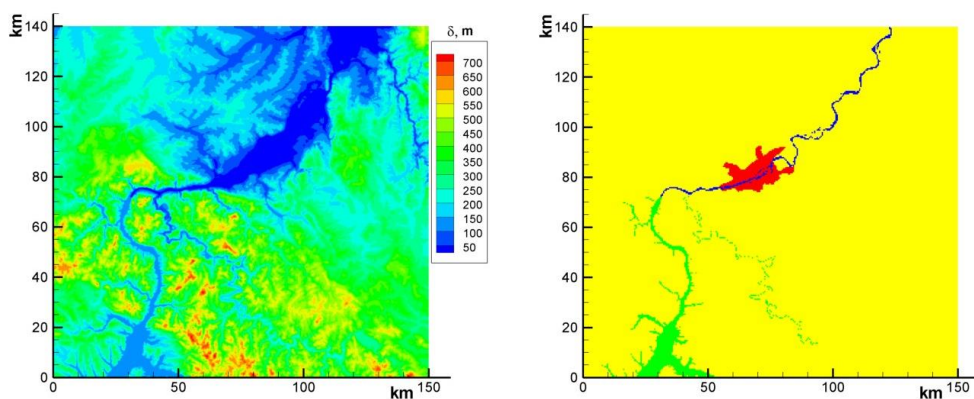


Рисунок 1 – Область моделирования: перепад высот (слева); очертания водоемов (справа) (зеленый цвет – покрыто льдом, синий – открытая вода), город выделен красным цветом

Ниже представлены результаты моделирования для одного из сценариев. Заданы различающиеся значения шероховатости z_0 и альbedo A_s для замерзших водоемов ($z_0=0.1$, $A_s = 0.75$, покрыты льдом и снегом), открытой водной поверхности ($z_0=0.0001$), «городской территории» ($z_0=0.5$, $A_s = 0.6$) и остальной окружающей территории ($z_0=0.3$, $A_s = 0.7$). В модели рассчитывается суточный ход температуры поверхности T_s . При этом участок открытой воды имеет постоянную температуру $T_s(\text{water})=6$ °C. В сценарии полагаем, что в начальный момент

времени атмосфера находится в состоянии покоя. В качестве начального распределения заданы фоновые штилевые условия. Фоновая температура задавалась как $T(z)=T_0-\gamma z$, где T_0 – температура атмосферы на уровне нижней точки поверхности, γ – вертикальный градиент температуры. До высоты 600 м задавалась инверсия с $\gamma=-0.05$ °C/100 м, от 600 м до 1500 м параметр $\gamma=0.28$ °C/100 м, выше $\gamma=0.45$ °C/100 м. $T_0 = -19.8$ °C.

Расчеты приведены для вложенной сетки 303x291x35 узлов с шагами по горизонтали $\Delta x=\Delta y=250$ м. Вертикальный шаг Δz задавался равным 50 м в нижних слоях сетки, выше размер шага постепенно увеличивался до 100-200 м. Начальными полями для расчетов на мелкой сетке являются расчетные поля метеоэлементов, полученные по сценарию на грубой сетке, соответствующие концу первых суток.

Дополнительный прогрев поверхности «городской территории», полученный за счет отличия поверхностного альбедо, приводит в расчетах к трансформации заданной начальной приземной инверсии в приподнятую, а также местами к ее разрушению (рис. 2). Ветровые потоки в заданных условиях формировались слабые, не превышая 3 м/с (рис. 4). Слабые движения, направленные вниз по склонам, сформировали в расчетах максимум концентрации примеси над северо-восточной частью «городской территории». Минимумы концентраций в нижнем слое атмосферы наблюдались в дневное время, во время разрушения инверсии.

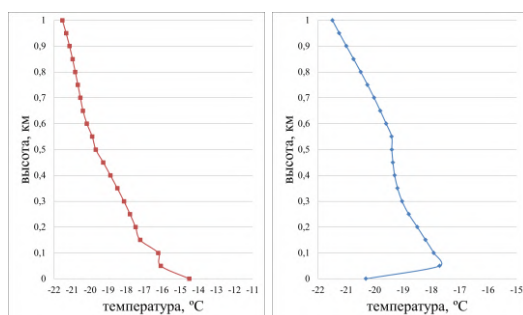


Рисунок 2 – Расчетные вертикальные профили температуры в черте города в 14 ч (слева) и в 24 ч (справа)

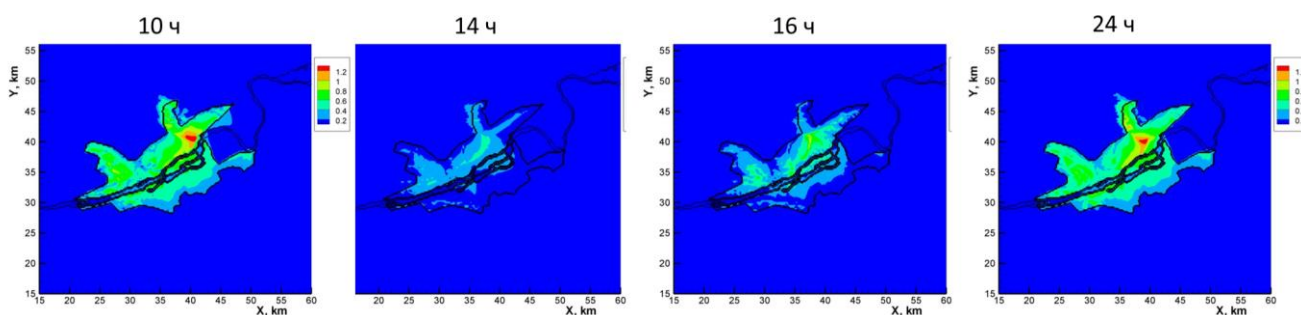


Рисунок 3 – Расчетные поля концентрации примеси на высоте 2 м над поверхностью для различных моментов времени. В роли источником примеси выступает «городская» территория

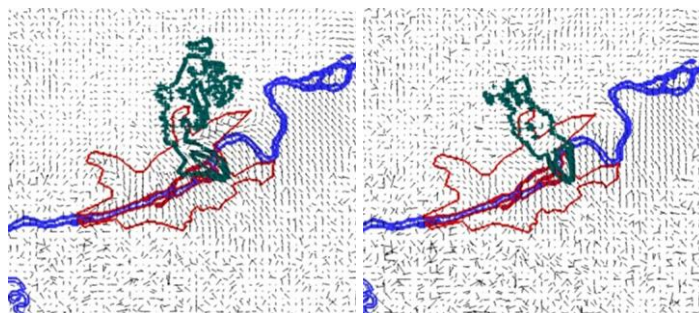


Рисунок 4 – Расчетные поля ветра на высоте 50 м над поверхностью и изолинии (зеленые) пассивного трассера (точечный источник на высоте 200м) в 14ч (слева) и 24 ч (справа)

В докладе будет представлено сравнение результатов моделирования по различным сценариям для долинных типов рельефа.

Работа в части развития базовых математических моделей выполняется в рамках темы государственного задания ИВМиМГ СО РАН № FWNM-2025-0003.

1. *Strebkova E.A., Starchenko A.V., Kizhner L.I.* The study of air quality at cold weather in Tomsk City with complex of WRF/CAMx models // Proc. SPIE. 2022. V. 12341. Art. 123416H.

2. *Hrebtov M., Hanjalić K.* River-Induced Anomalies in Seasonal Variation of Traffic-Emitted CO Distribution over the City of Krasnoyarsk // Atmosphere. 2019. V. 10. Art. 407.

3. *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. V. 163. P. 469–495.

4. *Михайлюта С.В., Леженин А.А., Тасейко О.В., Бутехтина М.А.* Экологическая индустрия: ветровые потоки в городской застройке Красноярска // Инженерная экология. 2012. № 3. С. 26-37.

5. *Pyanova E.A., Penenko V.V., Faleychik L.M.* Simulation of winter mesoclimates in Krasnoyarsk urban agglomeration // Proc. SPIE. 2017. V. 10466. Art. 104666J.

6. *Pyanova E.A., Penenko V.V., Faleychik L.M.* Numerical modeling of atmospheric dynamics and pollutant transport over the regions with inhomogeneous orography // AIP Conference Proceedings. 2018. V. 2027. Art. 030101.

7. *Pyanova E.A., Penenko V.V., Faleychik L.M.* Numerical study of pollutants dispersion in urban atmosphere in warm and cold seasons (Krasnoyarsk city as an example) // Proc. SPIE. 2019. V. 11208. Art. 112088C.

8. *Pyanova E.A.* Numerical study of the stability and destruction of atmospheric temperature inversions under various meteorological conditions // Proc. SPIE. 2023. V. 12780. Art. 1278059.

9. *Пененко В.В., Алюян А.Е.* Модели и методы для задач охраны окружающей среды. Новосибирск: Наука, 1985. 256 с.

10. *Пьянова Э.А., Фалейчик Л.М.* Информационно-вычислительная технология для сценарных оценок динамики и качества атмосферы // Вычислительные технологии. 2012. Т. 17. № 1. С. 109-119.

ДИНАМИКА ПОТОКОВ МЕТАНА В ЗАПАДНОЙ СИБИРИ: АНАЛИЗ ДАННЫХ МАЧТОВЫХ ИЗМЕРЕНИЙ

Антохин П.Н., Антохина О.Ю., Белан Б.Д., Аршинов М.Ю., Давыдов Д.К., Фофонов А.В.

Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск, Россия

e-mail: apn@iao.ru, olgayumarchenko@gmail.com, bbd@iao.ru, bsb@iao.ru, michael@iao.ru, denis@iao.ru, artem@iao.ru, pest@iao.ru, alenfo@iao.ru

На основе данных мониторинга концентрации метана на территории Западной Сибири была произведена оценка потоков за период с 2004 по 2023 год. Анализ этих данных позволил выявить, что средняя величина потока для рассматриваемых станций может изменяться в диапазоне от -0.22 до 33.1 мкгм²/ч. Это говорит о значительной вариабельности потоков метана на данной территории в течение рассматриваемого периода времени.

Западная Сибирь является одним из ключевых регионов, где мониторинг потоков метана имеет особое значение. Метан (СН₄) является одним из наиболее важных парниковых газов, вносящих существенный вклад в глобальное потепление и изменение климата. Поэтому, анализ и оценка мощности источников и стоков метана в атмосфере Западной Сибири играют важную роль в понимании его влияния на климатические процессы и необходимы для разработки эффективных стратегий по снижению выбросов.

Район Западной Сибири характеризуется значительными запасами углеводородов в почвах и водоемах, таких как болота и тундра. Эти природные экосистемы играют ключевую роль в цикле углерода и метана, внося значительный вклад в общий баланс парниковых газов в атмосфере. Важно отметить, что изменения в использовании земель, технологические процессы и климатические факторы могут оказывать существенное влияние на потоки метана в этом регионе. Поэтому мониторинг потоков метана в Западной Сибири становится не только научной задачей, но и стратегическим шагом в области экологического и климатического управления. Понимание и оценка природных и антропогенных источников метана, совместно с учетом их взаимосвязи с окружающей средой и климатическими изменениями, позволят разработать целенаправленные меры по сокращению выбросов и поддержанию экологического баланса.

Цель данного исследования получение оценки пространственного распределения потоков метана с использованием данных мачтовых измерений.

Для расчета потоков метана по данным градиентных мачтовых измерений была использована методика основанная на теории подобия Мони́на-Обухова подробное описание методики приведено в [1]. Согласно, ей поток рассчитывается по формуле (1):

$$F_{CH_4}(z_m) = -K \frac{\partial CH_4}{\partial z} \quad (1)$$

где, $F_{CH_4}(z_m)$ - вертикальный поток метана на высоте z_m , K - коэффициент турбулентной диффузии, $-\partial CH_4/\partial z$ - градиент концентрации метана, $z_m = (z_2 z_1)^{0.5}$ - опорная высота для которой производится расчет потока, z_2, z_1 - высоты верхнего и нижнего измерительных уровней, соответственно. При расчётах принято следующее правило, вертикальный градиент, $-\partial CH_4/\partial z$ в месте с этим и поток, $F_{CH_4}(z_m)$ положительны (направлены в верх), если концентрация убывает с высотой ($\Delta CH_4 < 0$) и отрицательны (направлены вниз), если концентрация растёт с высотой ($CH_4 > 0$).

При проведении синхронных измерений метана и метеорологических параметров (температура, давление скорость и направление ветра) полученные данные используются для расчета коэффициента турбулентной диффузии K .

На первом этапе рассчитывается число Ричардсона Ri на основе данных метеорологических измерений используя формулу (2). Далее итерационным методом решается уравнение (3), откуда получается параметр стратификации приземного слоя ζ .

$$Ri = g \frac{\partial T}{\partial z} / T_0 (\partial U / \partial z)^2 \quad (2)$$

$$Ri = \begin{cases} \zeta (0.74 + 0.47\zeta) / (1 + 4.7\zeta)^2, & Ri > 0 \\ 0.74\zeta ((1 - 15\zeta) / (1 - 9\zeta))^{0.5}, & Ri < 0 \end{cases} \quad (3)$$

Далее, в зависимости от условий стратификации приземного слоя можно вычислить коэффициент турбулентной диффузии. Для неустойчиво стратифицированного слоя $\zeta < 0$ коэффициент турбулентной диффузии рассчитывается по формулам (4-7).

$$K = \frac{kz_m u_*}{\varphi_h(\zeta)} \quad (4)$$

$$u = \frac{kz_m}{\varphi_m(\zeta)} \frac{\partial U}{\partial z} \quad (5)$$

$$\varphi_m(\zeta) = (1 - 16\zeta)^{-1/4}, \quad \zeta < 0 \quad (6)$$

$$\varphi_h(\zeta) = (1 - 16\zeta)^{-1/2}, \quad \zeta < 0 \quad (7)$$

где, u_* - скорость трения [2], $\varphi_h(\zeta), \varphi_m(\zeta)$ - универсальные дифференциальные функции тепла и момента импульса [3], ζ - параметр устойчивости, $k=0.4$ - постоянная Кармана, $\partial U/\partial z$ - градиент скорости ветра.

Для устойчиво стратифицированного слоя меняются только дифференциальные функции потока импульса и тепла (8-9) [4].

$$\varphi_m(\zeta) = 1 + 5\zeta, \zeta > 0 \quad (8)$$

$$\varphi_h(\zeta) = (1 + 4\zeta)^2, \zeta > 0 \quad (9)$$

Используя методику описанную выше были произведены расчеты потоков метана для станций Азово, Березоречка, Ваганово, Демьянское, Карасево, Игрим. На рисунках станции представлены в порядке уменьшения северной широты. На рисунке 1 представлен средний многолетний ход потоков метана. Из данных представленных на рисунке следует, что величина и амплитуда потока уменьшается с уменьшением широты.

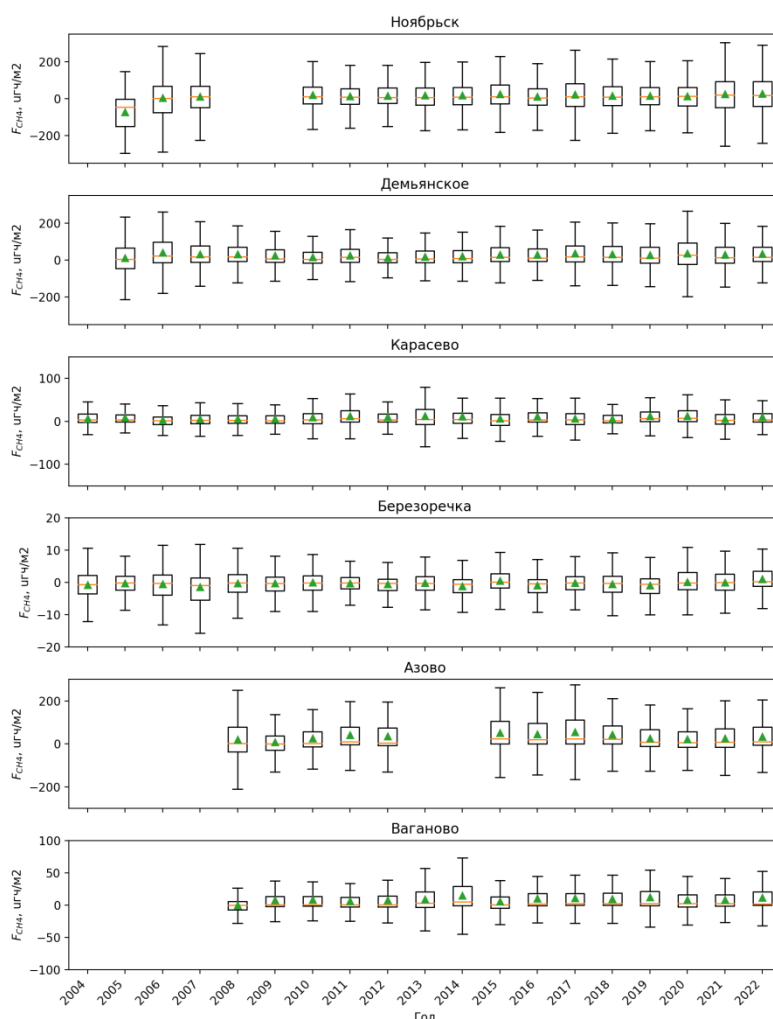


Рисунок 1 – Среднегодовой ход потоков метана. Зеленый треугольник — среднее значение, оранжевая линия медиана, прямоугольник — размах между 25 до 75 процентилями, отклонения (рассчитывались как разница между 25 до 75 процентилями умноженная на 1.5, для нижней границы она была вычтена из 25 перцентиля, для верхней прибавлена к 75 перцентилю)

Изменения в размахе между 25 и 75 процентилями год к году свидетельствуют о динамике потоков метана в Западной Сибири. Средняя величина потока для станций, варьирующаяся от -0.22 до 33.1 мкгм²/ч, что указывает на разнообразие источников и стоков метана в регионе. Отрицательное значение, наблюдаемое для мачты Березоречка, свидетельствует о преобладании процессов стока метана в данной локации, вероятно, в связи с естественными факторами, такими как деятельность микроорганизмов в почве или водоемах. На всех остальных станциях потоки метана направлены вверх и отражают антропогенное воздействие.

Работа выполнена в рамках реализации важнейшего инновационного проекта государственного значения «Разработка системы наземного и дистанционного мониторинга пулов углерода и потоков парниковых газов на территории Российской Федерации, обеспечение создания системы учета данных о потоках климатически активных веществ и бюджете углерода в лесах и других наземных экологических системах» (рег. № 123030300031-6).

1. *Foken T.* Experimental Methods for Estimating the Fluxes of Energy and Matter // *Micrometeorology*. P. 105–151.

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. V. 169. № 15. P. 35-50.

3. *Hogstrom U.* Non-dimensional wind and temperature profiles in the atmospheric surface layer: a re-evaluation // *Boundary Layer Meteorol.* 1988. V. 42(1). P. 55-78.

4. *Holtstag A.A.M., De Bruin H.A.R.* Applied Modeling of the Nighttime Surface Energy Balance over Land // *Journal of Applied Meteorology*. 1988. № 6 (27). P. 689–704.

ИССЛЕДОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ НА КОНЦЕНТРАЦИЮ ВЫБРОСОВ АВТОТРАНСПОРТА В УЛИЧНОМ КАНЬОНЕ

Данилкин Е.А.^{1,2}, Лещинский Д.В.^{1,2}, Старченко А.В.^{1,2}

¹Томский государственный университет, г. Томск, Россия

²Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск, Россия

e-mail: ugin@math.tsu.ru, starch@math.tsu.ru, 360flip182@gmail.com

Разработана микромасштабная математическая LES-модель турбулентного течения для исследования распространения выбросов автотранспорта в городских кварталах и уличных каньонах с учетом влияния растительности. Выполнено исследование влияния растительности на структуру течения и интегральные характеристики концентрации выбросов автотранспорта в уличном каньоне.

На микроклиматический комфорт современных городских кварталов и уличных каньонов влияет автотранспорт, а точнее выхлопные газы автомобилей. В качестве важных параметров, влияющих на структуру течения и механизм распространения примеси, среди прочих выделяют деревья и живые изгороди. Деревья оказывают уникальное влияние на микроклимат, они обеспечивают тень для пешеходов, изменяют локальный радиационный обмен, воздушные потоки и конвективный обмен. Исходя из геометрических размеров уличного каньона и распределения растительности, можно с помощью математических моделей исследовать способность к проветриванию рассматриваемого уличного каньона.

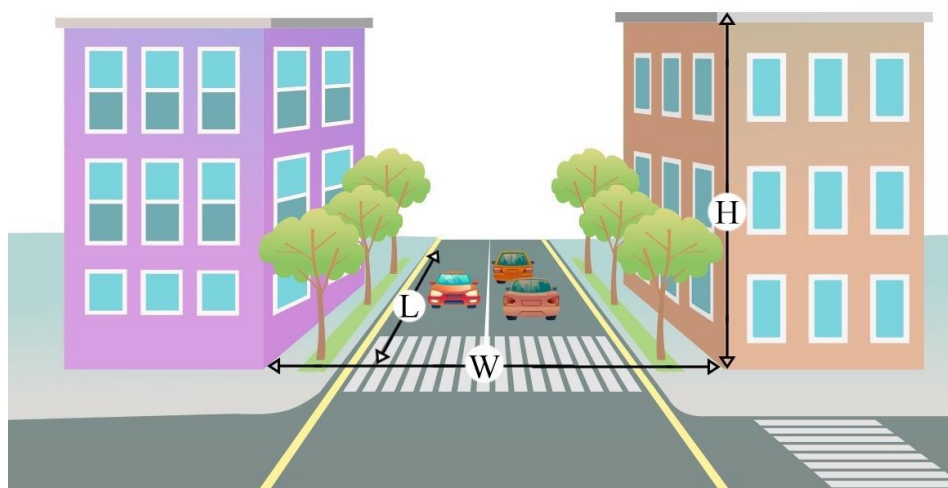


Рисунок 1 – Геометрия области исследования

Работа посвящена применению разрабатываемой вихреразрывающей модели турбулентного течения, учитывающей влияние растительности, эффектов плавучести и шероховатости подстилающей поверхности для исследования турбулентных отрывных течений и процессов переноса примеси в уличных каньонах. Интерес представляет получение

информации о влиянии высоты растительности на структуру потока и изучение образования зон повышенных концентраций в городских кварталах.

Физико-математическая постановка задачи и численный метод решения.

Рассматривается трёхмерное нестационарное турбулентное движение воздуха в уличном каньоне. Источники примеси постоянной интенсивности располагаются на дне уличного каньона. Геометрия области исследования представлена на рисунке 1.

Моделирование турбулентного течения и переноса примеси осуществляется с использованием метода крупных вихрей. Развиваемая математическая модель опирается на трехмерные нестационарные отфильтрованные уравнения Навье-Стокса для определения полей компонент скорости и давления, а также транспортные уравнения для расчета полей скалярных величин - температуры, концентрации примеси, влажности [1]. В качестве турбулентного замыкания используется модель Смагоринского с параметром $C_s=0,13$ [2]. Для задания значений турбулентных параметров вблизи подстилающей поверхности и поверхности элементов шероховатости используется метод пристенных функций. Влияние растительности учитывается с помощью дополнительных источников членов в отфильтрованных уравнениях Навье-Стокса [3]:

$$f_{\bar{u}_i,i} = -C_d P_i a(z) |\bar{u}| \bar{u}_i \quad (1)$$

где C_d – коэффициент сопротивления массива деревьев, $a(z)$ – плотность растительности, P_i – коэффициенты проекции на ось координат, $|\bar{u}|$ – модуль вектора скорости.

Численное решение полученной системы дифференциальных уравнений в частных производных осуществляется на основе метода конечного объема с использованием разнесенной разностной сетки. Аппроксимация конвективных членов выполняется с использованием противопотоковой схемы MLU Ван Лира [4]. Аппроксимация диффузионных членов осуществляется центрально-разностной схемой второго порядка. Для решения уравнений движения применяется явная схема Адамса-Бэшфорда. В результате получается разностная схема второго порядка аппроксимации по времени и пространству, являющаяся условно устойчивой. В гидродинамической части модели для согласования полей скорости и давления используется схема предиктор-корректор, в соответствии с которой явная схема Адамса-Бэшфорда для уравнения движения выполняет функцию предиктора, а коррекция поля скорости выполняется на основе решения уравнения Пуассона для давления методом сопряженных градиентов (CG), предобусловленного методом Зейделя с красно-черным упорядочиванием.

Результаты верификации и математического моделирования. Верификация построенной микромасштабной модели, в части учета влияния растительности, проведена на задаче моделирования течения над кукурузным полем [5]. Для оценки способности модели качественно предсказывать распространение примеси проведено сравнение результатов расчета с экспериментальными данными [6].

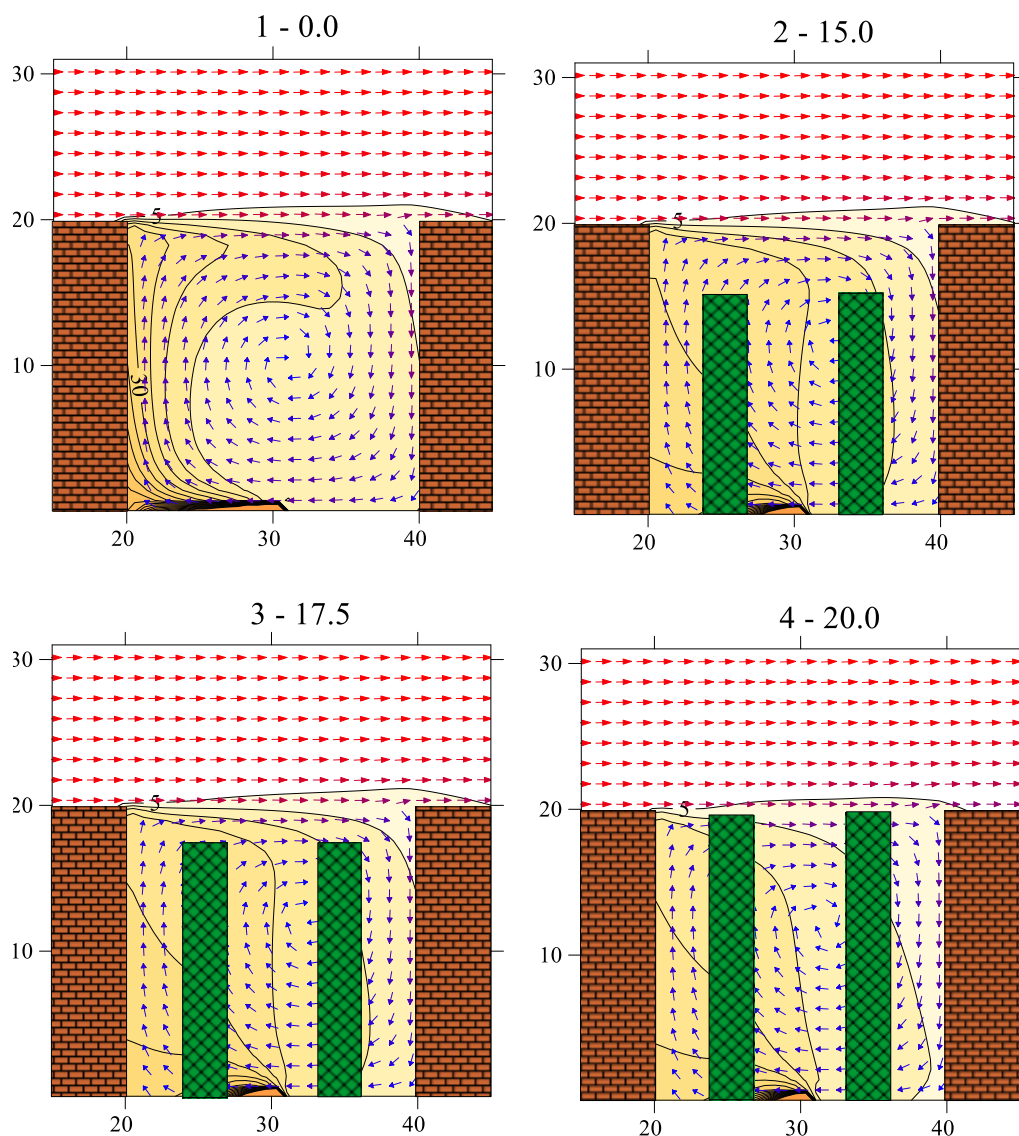


Рисунок 2 – Векторное поле скорости на фоне изолиний концентрации примеси. (1) – расчет без растительности, (2) – расчет с деревьями высотой 15 метров, (3) – расчет с деревьями высотой 17,5 метров, (4) – расчет с деревьями высотой 20,0 метров

Построенная математическая модель применена для исследования аэродинамики потока и переноса примеси, поступающей от линейного источника, в уличном каньоне с растительностью. Уличный каньон представляет собой протяженный участок улицы с параллельно расположенными высокими зданиями с обеих ее сторон. По дороге между зданиями интенсивно движется автотранспорт, выбрасывающий в атмосферу продукты

сгорания углеводородного топлива. Высота зданий (H) соизмерима с шириной улицы (W). Примесь считается химически инертной и не осаждается на образующих уличного каньона.

Проведена серия численных экспериментов. В качестве типового варианта был выбран каньон, образованный зданиями высотой 20 метров. Ширина (W) уличного каньона также составляла 20 метров, глубина (L) 50 метров. Отступ от образующих уличный каньон зданий до стволов деревьев составлял 5 метров и от ствола дерева до края дороги – 1,5 метра. Оставшиеся семь метров представляют собой проезжую часть. Ширина кроны составляла 3 метра, таким образом, деревья не перекрывали проезжую часть и затеняли пешеходную зону. Высота деревьев варьировалась с шагом 2,5 метра, от 5 до 20 метров. Основной поток воздуха над зданиями имеет температуру 20 С, движется со скоростью (U_{in}) 1 м/с перпендикулярно уличному каньону. Кинематическая вязкость воздуха ν принята равной $1,5 \times 10^{-5} \text{ м}^2\text{с}^{-1}$.

Собраны и проанализированы максимальная, минимальная в каньоне, средняя в каньоне и средняя в зоне дыхания концентрации примеси для рассмотренных случаев. Добавление в уличный каньон деревьев высотой 5 метров приводит к увеличению максимальных и средних концентраций примеси. Увеличение высоты деревьев также ведет к увеличению наблюдаемых максимальных и средних концентраций примеси в уличном каньоне и зоне дыхания. Полученные результаты показывают, что использование городской растительности приводит к ухудшению циркуляции воздуха в уличном каньоне, что согласуется с результатами других авторов.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 23-21-00165).

1. Старченко А.В., Нутерман Р.Б., Данилкин Е.А. Численное моделирование турбулентных течений и переноса примеси в уличных каньонах. Томск: Изд-во Томского государственного университета, 2015. 252 с.

2. Smagorinsky J. General circulation experiments with the primitive equations. I: The basic experiment // Monthly Weather Review. 1963. V. 91. №. 3. P. 99-165.

3. Buccolieri R., Santiago J.-L., Rivas E., Sanchez B. Review on urban tree modelling in CFD simulations: Aerodynamic, deposition and thermal effects // Urban Forestry and Urban Greening. 2018. V. 31. P. 212-220.

4. Van Leer B. Towards the ultimate conservative difference scheme. II. Monotonicity and conservation combined in a second order scheme // Journal of Computational Physics. 1974. V. 14. P. 361-370.

5. Pan, Y., Chamecki, M., Isard, S. Large-eddy simulation of turbulence and particle dispersion inside the canopy roughness sublayer // Journal of Fluid Mechanics. 2014. V. 753. P. 499-534.

6. Kikumoto H., Ooka R. Large-eddy simulation of pollutant dispersion in a cavity at fine grid resolutions // Building and Environment. 2018. 127. P. 127–137.

РАЗРАБОТКА МИКРОМАСШТАБНОЙ МАТЕМАТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ СТРУКТУРЫ ТУРБУЛЕНТНОГО ТЕЧЕНИЯ В УСЛОВИЯХ ВЛИЯНИЯ ГОРОДСКОЙ ЗАСТРОЙКИ И РАСТИТЕЛЬНОСТИ

Данилкин Е.А., Лещинский Д.В., Старченко А.В.

Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск, Россия
e-mail: 360flip182@gmail.com, DanilkinE@gmail.com, starch@math.tsu.ru

Разработана трехмерная микромасштабная математическая RANS-модель для исследования структуры турбулентного течения в условиях влияния городской застройки и растительности. Выполнена верификация построенной модели на тестовых задачах. Описано применение развиваемой математической модели при выполнении расчетов для реальных участков городской застройки.

Население планеты в основном проживает на урбанизированных территориях и процесс урбанизации продолжается. Это приводит к загрязнению атмосферного воздуха над городами и воздействует на окружающую среду и здоровье человека. Среди всех антропогенных источников загрязнения атмосферного воздуха наиболее значительную долю загрязнения в пределах городских территорий вносит автотранспорт. Изучение характеристик потока и механизма распространения выбросов автотранспорта в условиях влияния городской застройки и растительности - это важная и сложная задача. Исследования такого рода актуальны для понимания микроклимата городов и полезны в планировании новых зданий, сооружений и оценке зон повышенной экологической опасности.

Работа посвящена построению и апробации трехмерной микромасштабной математической модели для исследования структуры турбулентного течения в условиях влияния городской застройки и растительности.

Физическо-математическая постановка задачи и численный метод ее решения. Рассматривается трёхмерное стационарное турбулентное движение несжимаемой среды над неоднородной подстилающей поверхностью с элементами крупномасштабной шероховатости. Элементы шероховатости представляют собой прямоугольные препятствия, размеры которых соизмеримы с размерами области исследования. Рассматривается два вида неподвижных препятствий: непроницаемые для потока здания и проницаемые массивы растительности или отдельно стоящие деревья. В качестве подстилающей поверхности рассматривается асфальт или растительный покров.

Математическая модель опирается на осредненные по Рейнольдсу уравнения неразрывности и уравнения Навье-Стокса. Замыкание системы уравнений проводится с использованием двухпараметрической «к-ε» модели и градиентно-диффузионной гипотезы

Буссинеска. Влияние растительности учитывается с помощью дополнительных источников членов в осредненных уравнениях Навье-Стокса и в транспортных уравнениях модели турбулентности. Для задания значений турбулентных параметров вблизи подстилающей поверхности и поверхности элементов шероховатости используется метод пристенных функций [1, 2].

Решение построенной модели выполняется численно с помощью метода конечного объема. Аппроксимация конвективных членов уравнений переноса выполнена с использованием схемы MLU Ван Лира [3], а дискретизация диффузионных слагаемых с помощью центральных разностей. Согласование полей скорости и давления выполнялось на основе процедуры SIMPLE [4]. Все возникающие в процессе решения системы линейных алгебраических уравнений решаются методом неполной факторизации Булеева [2].

Результаты верификации и математического моделирования. Апробация построенного численного метода выполнена на задачи моделирования ламинарного течения в канале. Получен хороший уровень соответствия данных численного моделирования и аналитического решения для рассматриваемой задачи [5]. Верификация модели турбулентного течения и переноса примеси проведена на задаче переноса примеси в идеализированном уличном каньоне [6].

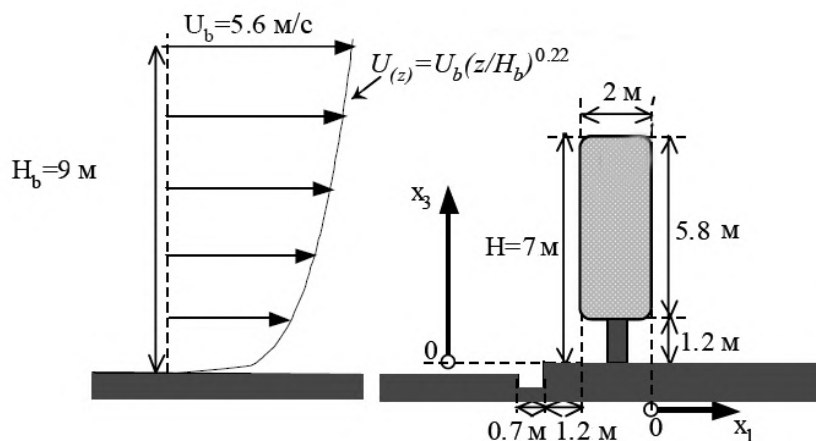


Рисунок 1 – Схема области исследования движения воздуха за отдельно стоящим деревом

Апробация модели в части учета влияния растительности выполнена на примере обтекания лесополосы из хвойных деревьев. Для проведения численного эксперимента использована сетка размером 160 на 87 ячеек. На входе в область исследования использовался вертикальный профиль скорости, заданный формулой:

$$U(z) = U_b \cdot (z/H_b)^{0.22}, U_b = 5.6 \text{ м/с}, \quad (1)$$

а значения кинетической энергии и диссипации задавались постоянными $k = 3.0 \text{ м}^2/\text{с}^2$ и $\varepsilon = 1.26 \text{ м}^2/\text{с}^3$. Измерения и расчёты проводились для сосновых деревьев, поэтому в уравнениях сохранения коэффициенты источников, моделирующих влияние растительности, принимают следующие значения: $\eta = 1$, $C_d = 0.2$, $a = 0.3125 \text{ м}^2 / \text{м}^3$ [7].

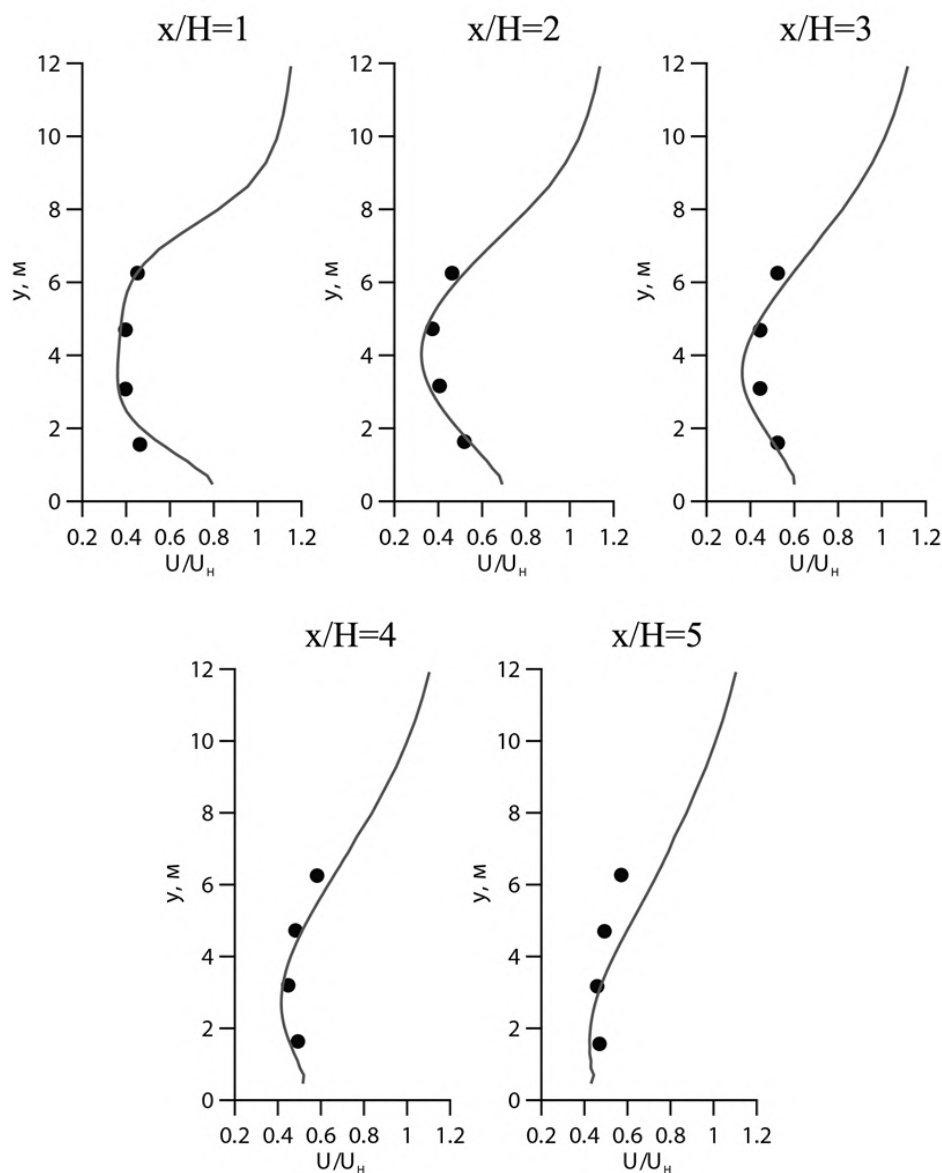


Рисунок 2 – Сравнение вертикальных профилей скорости за деревом — — «k-ε» модель, • - эксперимент [7]

На рисунке 2 приведены вертикальные профили осевой скорости на различных расстояниях от лесополосы. Массив растительность создает значительное сопротивление потоку, что приводит к уменьшению осевой компоненты скорости за лесополосой. Воздушные массы перемещаются в сторону наименьшего сопротивления потоку, в результате над кронами деревьев наблюдается повышение интенсивности турбулентного переноса. Таким образом,

получено хорошее согласование с данными измерений [7], а рассмотренная схема описания взаимодействия потока с растительностью является весьма перспективной.

Проведение расчета для реального участка городской застройки требует построения цифровой модели рассматриваемой области с учетом расположения зданий и растительности. Для этого используются полевые измерения и возможности сервиса «Яндекс карты». При построении конечно-объемной сетки используется алгоритм, в рамках которого вся область исследования делится на подобласти и для каждой области задается свой признак: несжимаемая среда, непроницаемое препятствие или растительность. При этом координаты границ подобластей подбираются так, чтобы разграничить (выделить) в отдельные подобласти непроницаемые участки внутри области исследования. Таким образом, область исследования покрывается набором смежных прямоугольников (подобластей), и в общий информационный файл заносятся координаты начала каждой подобласти и количество ячеек разностной сетки внутри каждой подобласти.

Данные с информационного файла распределяются между файлами с исходными данными для запуска модели на расчет. На этом этапе построение цифровой модели можно считать законченным. Далее следует выполнение расчета и анализ полученных результатов. Сбор, анализ и визуализация результатов расчетов проводится с разработанного набора скриптов на языке Python.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИОА СО РАН.

1. *Данилкин Е.А., Старченко А.В.* Моделирование распространения выбросов автомобильного транспорта в уличном каньоне. Вычислительные технологии. 2020. Т. 25. № 2. С. 4-21.

2. *Старченко А.В., Нутерман Р.Б., Данилкин Е.А.* Численное моделирование турбулентных течений и переноса примеси в уличных каньонах. Томск: Изд-во Томского государственного университета, 2015. 252 с.

3. *Van Leer B.* Towards the ultimate conservative difference scheme. II. Monotonicity and conservation combined in a second order scheme // *Journal of Computational Physics*. 1974. V. 14. P. 361-370.

4. *Патанкар С.* Численные методы решения задач теплообмена и динамики жидкости: Пер. с англ. / С. Патанкар. М.: Энергоатомиздат, 1984. 149 с.

5. *Danilkin E.A., Starchenko A.V., Leshchinskiy D.V.* Verification of the developed small-scale mathematical model of turbulent flow and impurity transfer // *Proceedings of SPIE*. 2022. V. 12341.

6. *Kikumoto H., Ooka R.* Large-eddy simulation of pollutant dispersion in a cavity at fine grid resolutions // *Building and Environment*. 2018. 127. P. 127–137.

7. *Kimura A., Iwata T., Mochida A., Yoshino H., Ooka R., Yoshida S.* Optimization of plant canopy model for reproducing aerodynamic effects of trees: (Part 1) Comparison between the canopy model optimized by the present authors and that proposed by Green // *Summaries of Technical Papers of Annual Meeting Architectural Institute of Japan*. 2003. V. 9. P. 721-722.

ИНТЕГРАЛЬНОЕ КОЛИЧЕСТВО ВОДЫ В ТРОПОСФЕРЕ НАД ОБСЕРВАТОРИЕЙ МАЙДАНАК ПО ДАННЫМ ГНСС

Тиллаев Ю.А.^{1,2}

¹Астрономический институт им. Улугбека АН РУз, г. Ташкент, Узбекистан

²Национальный университет Узбекистана, г. Ташкент, Узбекистан

e-mail: yusuf@astrin.uz

Статья приводит результаты статистического анализа интегрального количества воды (ИКВ) над Майданакской астрономической обсерваторией (МАО), полученного на основе данных GNSS-станции MADK в период 2012-2023 гг. Среднее значение ИКВ за весь период измерений составило 6.2 мм с четко определенными сезонными вариациями: оно составляет 3-5 мм с ноября по март, 6-8 мм с мая по сентябрь. Максимальное значение наблюдается в июне - 8.5 мм. Низкое влагосодержание способствует проведению астрономических наблюдений с низким коэффициентом экстинкции, а также показывает наличие у обсерватории потенциала для инфракрасной и радио-астрономии.

Водяной пар является наиболее активной составляющей атмосферы, влияющей на климат Земли. Водяной пар находится в основном в нижних 3 км атмосферы, и его содержание обычно увеличивается с повышением температуры воздуха.

Все наземные астрономические наблюдения в радио- и оптическом диапазонах проводятся через атмосферу, и атмосфера оказывает свое негативное влияние на наблюдения. Этот негативный эффект вызывает ослабление света, исходящего от небесных объектов. В частности, для радиоастрономии этот фактор влияет больше, чем оптические искажения. Ведущие обсерватории мира построены в регионах с минимальным количеством воды в атмосфере, поскольку вода является основным переменным компонентом атмосферы и препятствует прохождению электромагнитных волн в радио- и оптических диапазонах. Молекулы воды в атмосфере поглощают электромагнитное излучение в некоторых спектральных линиях. Они вызывают значительное ослабление интенсивности звездного света во время астрономических наблюдений в красном и инфракрасном диапазонах. Несмотря на общие сухие атмосферные условия Майданака, исследования ночных колебаний интегрального количества воды (ИКВ) очень важны, поскольку учет этого эффекта ослабления света (атмосферной экстинкции) дает большую пользу для точной фотометрии небесных объектов. Кроме того, для оценки потенциала обсерватории Майданак в субмиллиметровом диапазоне важно проанализировать вариации интегрального содержания воды в ее атмосфере.

Из-за высоких временных и пространственных изменений содержание ИКВ в атмосфере необходимо регулярно и точно определять для метеорологических и климатологических целей.

ИКВ – это количество воды в миллиметрах, возникающее в результате конденсации столба воздуха, простирающегося от точки измерения до высоты около 12 км. Системы наблюдения, такие как радиозонды и микроволновые радиометры, обеспечивают измерения ИКВ напрямую, однако они ограничены во временном и пространственном разрешении, в то время как наземные GNSS могут обеспечить серию точных оценок с 10-минутной временной выборкой в плотной сети GNSS без значительных дополнительных затрат.

В ноябре 2012 года комплекс гидрометеорологического оборудования вместе с GPS станцией (MADK) был установлен в обсерватории Майданак Германским исследовательским центром наук о Земле, GFZ-Потсдам в рамках проекта CAWa – Вода в Центральной Азии [1,2].

GNSS-метеорология – это метод определения ИКВ в атмосфере, используя эффект взаимодействия радиосигналов, идущих от спутников глобальной навигационной спутниковой системы (GNSS), с компонентами атмосферы. По физическим характеристикам радиосигналов, можно судить о состоянии атмосферы, а в частности можно определять интегральное количество водяного пара и также можно восстановить вертикальный профиль водяного пара в атмосфере. Из-за задержки микроволн в тропосфере на повышенном коэффициенте рефракции расстояния завышаются, тем самым вносятся ошибки в определение местоположения. Тропосферная задержка разделяется на две части – «сухую» и «влажную». «Сухую» можно вычислить, зная атмосферное давление и температуру в приземном слое. «Влажная» задержка позволяет определить интегральное количество водяного пара в тропосфере. Сухая атмосфера вносит приблизительно 90 % полной тропосферной рефракции и может быть смоделирована с точностью до 0.05 м с использованием поверхностного давления и температуры. Существуют различные модели тропосферной рефракции, в данной работе мы пользуемся моделью Саастамоинена [3].

Процедура оценки количества осажденной воды состоит из следующего:

1. Определение ионосферной задержки радиосигналов
2. Определение тропосферной задержки радиосигналов. Приведение ее к зениту.
3. Вычисление отображающих функций
 - a. Гидростатическая отображающая функция
 - b. Влажная отображающая функция
4. Вертикальная гидростатическая задержка радиосигналов. Определение параметров тропосферы, используя метод Саастамоинена.
5. Вертикальная задержка радиосигналов во влажных компонентах воздуха. Определяется путем вычета гидростатической задержки из общей зенитной задержки сигнала.

6. Переход из зенитной влажной задержки на вертикальное количество осажденной воды используя коэффициент из известной работы Vevis и др. [4]. Для вычисления коэффициента используются метео-данные в приземном слое атмосферы.

График изменения интегрального количества воды в обсерватории Майданак за три года представлен на рисунке 1. На этом графике измерения были получены раз в 10-минут, этот промежуток определяется тем что метео-параметры записываются с данной частотой.

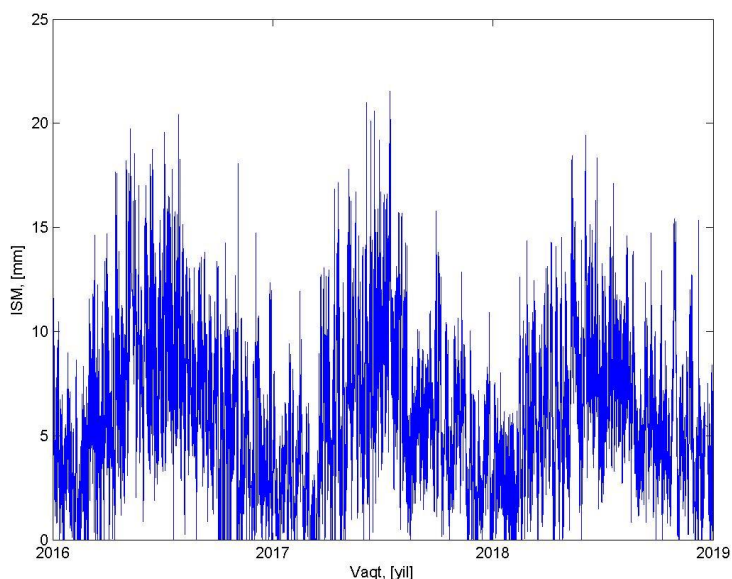


Рисунок 1 – Изменения общего количества воды в атмосфере над обсерваторией Майданак в 2016-2018 гг.

Таблица 1. Ежемесячные значения ИКВ на основе данных всего периода

| Месяц | Январь | Февраль | Март | Апрель | Май | Июнь | Июль | Август | Сентябрь | Октябрь | Ноябрь | Декабрь |
|------------|--------|---------|------|--------|------|------|------|--------|----------|---------|--------|---------|
| ИКВ, мм | 3.31 | 3.98 | 5.55 | 6.21 | 7.76 | 8.68 | 8.48 | 7.09 | 6.26 | 5.82 | 4.66 | 3.55 |

Таблица 1 демонстрирует сезонные вариации ИКВ на Майданаке по данным за весь период измерений. Среднее значение ИКВ составило 6.2 мм с четко определенными сезонными вариациями: ИКВ составляет 3-5 мм с ноября по март, 6-9 мм с мая по сентябрь. Максимальное значение наблюдается в июне - 8.5 мм.

Низкое влагосодержание способствует проведению астрономических наблюдений с низким коэффициентом экстинкции, а также показывает наличие у обсерватории потенциала для инфракрасной и радио-астрономии.

1. Веб-сайт проекта CAWa – Вода в Центральной Азии [Электронный ресурс]. URL: <https://www.cawa-project.net/> (дата обращения 16.02.2024).

2. Zech C., Schöne T., Illigner J., Stolarczuk N., Queißer T., Köppl M., Thoss H., Zubovich A., Sharshebaev A., Zakhidov K., Toshpulatov K., Tillayev Y., Olimov S., Paiman Z., Unger-Shayesteh K., Gafurov A., Moldobekov B. Hydrometeorological data from a Remotely Operated Multi-Parameter Station network in Central Asia // *Earth Syst. Sci. Data*. 2021. V. 13. P. 1289–1306.

3. Saastamoinen J. Atmospheric correction for the troposphere and stratosphere in radio ranging of satellites // The use of artificial satellites for geodesy. *Geophys. Monogr. Ser.* V. 197215. P. 247–251.

4. Bevis *et al.* GPS meteorology: Mapping zenith wet delays onto precipitable water // *Journal of Applied Meteorology*. 1994. V. 33. P. 379–386.

ВЗАИМОСВЯЗЬ ПОРЫВОВ ВЕТРА С КИНЕТИЧЕСКОЙ ЭНЕРГИЕЙ ТУРБУЛЕНТНОСТИ

Гладких В.А., Невзорова И.В., Одинцов С.Л.

Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск, Россия

e-mail: glvl@iao.ru, nevorova@iao.ru, odintsov@iao.ru

В докладе представлены результаты сопоставления модельных оценок величины порывов ветра, вычисляемых, в том числе, на основе кинетической энергии турбулентности, с измеренными значениями порывов. Для анализа использованы экспериментальные данные, полученные в приземном слое атмосферы в различных пунктах наблюдения. Цель проведенных исследований заключалась в оценке возможности прогнозирования порывов ветра при условии, что известны (или предсказываются) значения средней скорости ветра и кинетической энергии турбулентности.

Порывы ветра в приземном слое атмосферы и предсказание их величины являются важным элементом при общем прогнозе состояния атмосферы. Поэтому полезной может быть любая информация, уточняющая или упрощающая оценку вероятности сильных порывов ветра. Ранее в работе [1] мы рассматривали данную проблему, анализируя коэффициент порывистости ветра. В представленном далее материале будет рассмотрен еще один подход к решению этой проблемы. Он связан с оценкой возможного диапазона порывов ветра при некоторых исходно известных (или прогнозируемых) параметрах приземного слоя атмосферы. Ориентируясь в основном на постановку задачи согласно [2], введем в рассмотрение следующие функции:

$$G_1 = \overline{V}_h + 3 \cdot \sqrt{2 \cdot E}, \quad (\text{м/с}) \quad (1)$$

$$G_2 = \overline{V}_h + \sqrt{2 \cdot E}, \quad (\text{м/с}) \quad (2)$$

$$G_3 = \overline{V}_h + 3 \cdot \sqrt{E}. \quad (\text{м/с}) \quad (3)$$

Здесь \overline{V}_h – средняя скорость горизонтального ветра (м/с) в некоторой точке пространства, $V_h = \sqrt{u^2 + v^2}$ – «мгновенная» скорость горизонтального ветра, u и v – «мгновенные» значения продольной и поперечной составляющих горизонтального ветра (м/с), $E = 0,5 \cdot (\sigma_u^2 + \sigma_v^2 + \sigma_w^2)$ – кинетическая энергия турбулентности ($\text{м}^2/\text{с}^2$), $\sigma_u^2, \sigma_v^2, \sigma_w^2$ – дисперсии турбулентных составляющих продольного, поперечного и вертикального ветра ($\text{м}^2/\text{с}^2$). Средняя скорость \overline{V}_h , а также дисперсии компонентов ветра вычисляются по одному и тому же интервалу времени Δt . Кроме того, далее будет рассматриваться максимальное значение скорости $V_{h \max}$ в текущем интервале времени Δt . Основная задача работы заключалась в сравнении $V_{h \max}$ с величинами G_i , определявшимися по формулам (1)–(3).

Экспериментальный материал для решения поставленной задачи был получен в двух различных по типу подстилающей поверхности пунктах наблюдения. Первый пункт – пригород Томска, территория Базового Экспериментального Комплекса (БЭК) ИОА СО РАН (большая поляна, окруженная лесопосадками высотой до 15–20 м). Второй пункт – окраина Томска (Академгородок, урбанизированная территория). Для измерения использовались ультразвуковые метеостанции (УЗМ) «Метео-2» [3]. В первом пункте (БЭК) УЗМ размещалась на метеомачте высотой 10 м примерно в центре поляны. Во втором пункте (Академгородок – ИОА) УЗМ размещалась на метеомачте высотой 5 м (от уровня крыши лабораторного корпуса ИОА; около 17 м от уровня подстилающей поверхности). Измерения проводились с частотой примерно 10 Гц.

Для камеральной обработки экспериментальных данных использовалось специализированное программное обеспечение. Выделение турбулентных составляющих компонентов вектора ветра осуществлялось путем вычитания из исходных выборок скользящих средних с временным «окном» 120 с. Максимальная скорость ветра $V_{h\max}$ получалась как среднее значение «мгновенной» скорости ветра V_h за интервал времени 1 с. В представленных далее результатах средние значения скорости и дисперсии компонентов вектора ветра определялись по интервалу времени $\Delta t = 10$ мин.

Наибольший интерес представляют события с сильными порывами ветра. В этой связи для анализа были выбраны январь, март, апрель, май и октябрь 2023 г. В эти месяцы средняя скорость ветра на некоторых интервалах времени была относительно большой, и наблюдались эпизоды со значительными порывами ветра. Для примера на рис. 1 приведены графики средней скорости ветра \overline{V}_h и значения $V_{h\max}$ для января и октября 2023 г. в пунктах БЭК и ИОА.

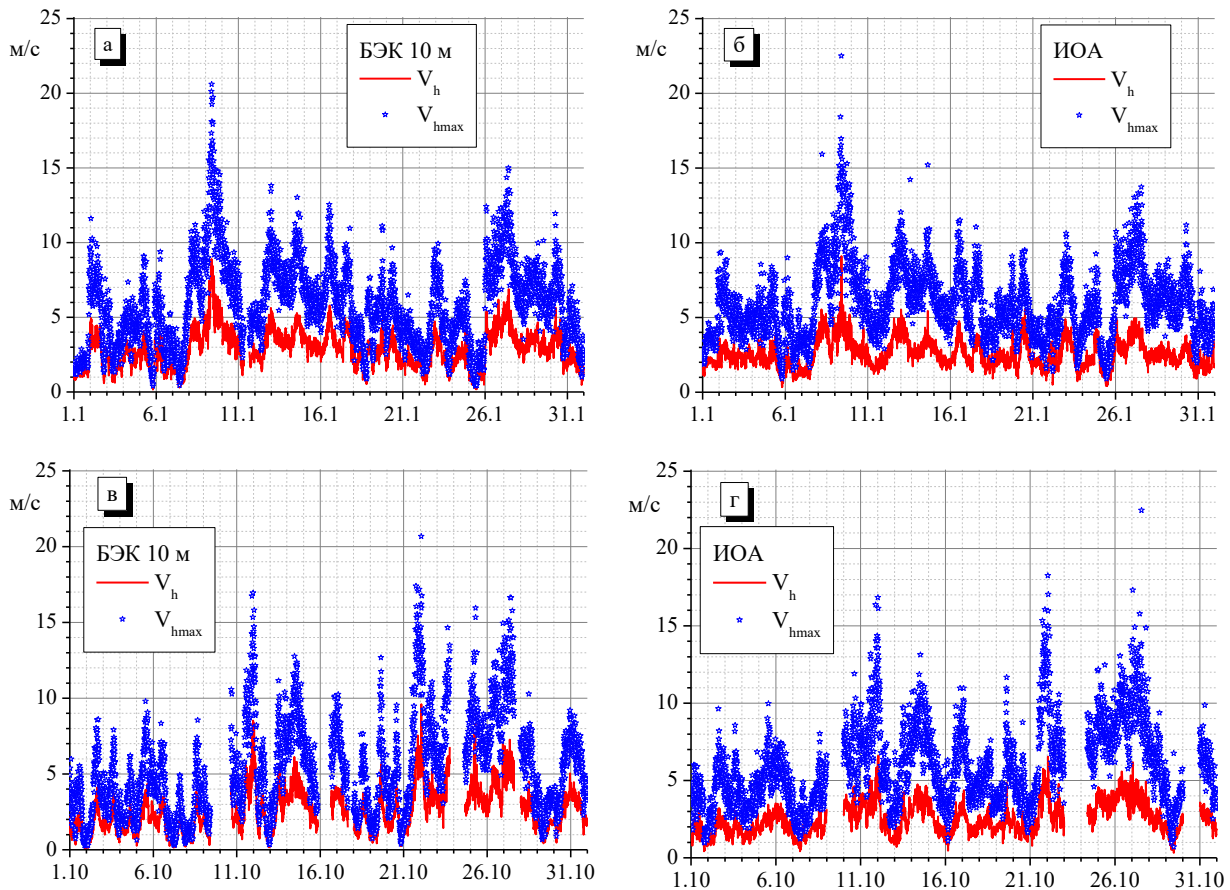


Рисунок 1 – Средняя скорость ветра и его порывы в пунктах БЭК (а, в) и ИОА (б, г) в январе (а, б) и октябре (в, г) 2023 г. (по оси абсцисс указаны только день и месяц)

Переходя непосредственно к результатам решавшейся задачи, приведем на рис. 2 пример сопоставления (в коротком эпизоде) величин $V_{h\max}$ и G_i . Этот пример относится к наиболее интересным случаям с сильными порывами ветра. Сразу же обращает на себя внимание, что значения $V_{h\max}$ в большинстве случаев находятся в диапазоне между величинами G_1 и G_2 . При этом величины $V_{h\max}$ и G_3 достаточно близки друг к другу. Это характерно практически для всех включенных в исследования месяцев.

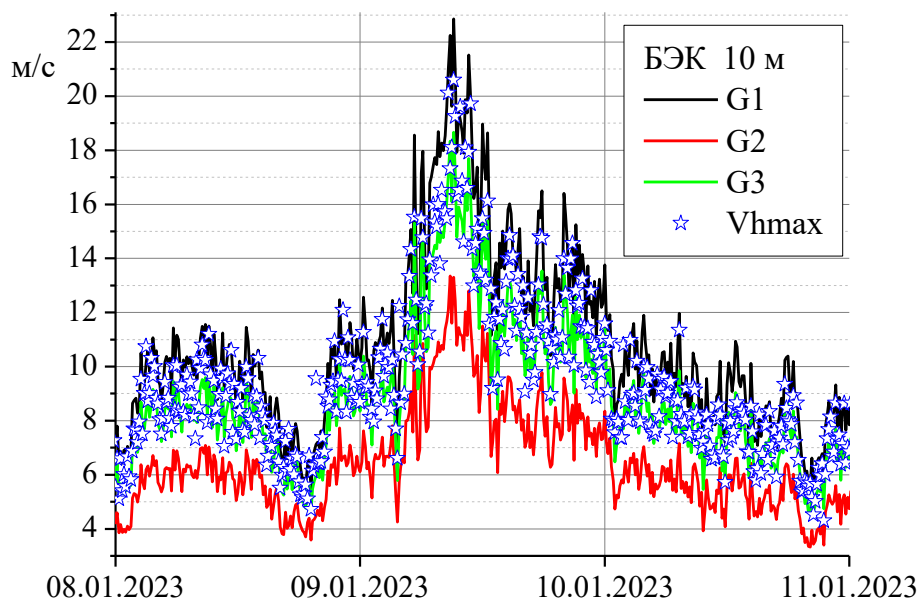


Рисунок 2 – Пример сопоставления величин $V_{h \max}$, G_1 , G_2 и G_3 в январе 2023г.

Отсюда следует предварительный вывод: диапазон возможных порывов ветра может быть спрогнозирован с достаточной точностью с помощью формул (1) и (2). Естественно, для этого надо обеспечить надежный прогноз среднего ветра $\overline{V_h}$ и кинетической энергии турбулентности E . Кроме того, с большой долей вероятности величина порыва ветра $V_{h \max}$ будет близка к величине G_3 , вычисляемой по формуле (3).

Для подтверждения сформулированных выводов приведем некоторый статистический материал. В частности, рассмотрим следующие величины:

$$\delta_1 = G_1 - V_{h \max}, \quad \delta_2 = G_2 - V_{h \max}, \quad \delta_3 = 100 \cdot \left(1 - \frac{G_3}{V_{h \max}}\right), \quad (4)$$

причем величина δ_3 имеет размерность (%). Согласно сделанным выводам и этим соотношениям, величина δ_1 должна быть больше нуля, а величина δ_2 – меньше нуля. На рис. 3 представлены основные области изменений интегральных функций распределения (ИФР) параметров δ_i для обоих пунктов наблюдения суммарно за выбранные для обработки месяцы. Отметим, что для пункта БЭК в обработку вошло 3 527 часов наблюдений, а для пункта ИОА – 3 512 часов. Мы полагаем, что статистическая обеспеченность результатов вполне достаточна для сделанных выводов.

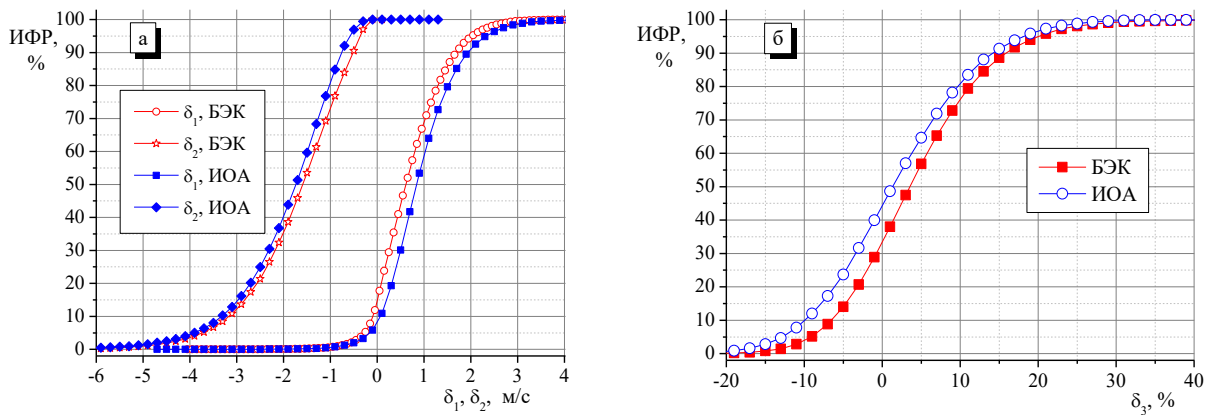


Рисунок 3 – Интегральные функции распределения параметров δ_1 , δ_2 (а) и δ_3 (б) для разных пунктов наблюдения (указаны на графиках)

Согласно приведенным на рис. 3а статистическим оценкам, условие $\delta_2 < 0$ выполняется практически со 100% вероятностью для обоих пунктов наблюдения. В свою очередь условие $\delta_1 > 0$ реализуется примерно в 85% случаев в пункте БЭК и примерно в 93% случаев в пункте ИОА. Следует отметить, что варианты $\delta_1 < 0$ в основном относятся к ситуациям, когда средняя скорость ветра не велика. ИФР величины δ_3 , представленные на рис. 3б, демонстрируют, что отклонения величины G_3 от максимальной скорости ветра $V_{h \max}$ примерно в 95% случаев не превышают $\pm 20\%$, и примерно в 70% случаев не превышают $\pm 10\%$ для обоих пунктов наблюдения.

Основываясь на приведенных статистических оценках, мы полагаем, что сделанные ранее выводы о допустимости использования соотношений (1)–(3) для прогноза возможного диапазона и величин порывов ветра достаточно обоснованы.

Можно предположить, что «внешние» факторы (температурная стратификация, направление ветра и т. п.), которые детально не рассматривались, могут повлиять на уточнение сделанных выводов. Но общий результат будет оставаться прежним, поскольку эти факторы, безусловно, уже накладывали свой отпечаток на полученные результаты.

Измерения выполнены с помощью оборудования ЦКП «Атмосфера».

1. Гладких В.А., Невзорова И.В., Одинцов С.Л. Статистика коэффициента порывистости ветра в приземном слое атмосферы // Успехи современного естествознания. 2018. № 11-1. С. 96-102.

2. Курбатова М.М., Рубинштейн К.Г. Гибридный метод прогноза порывов ветра // Оптика атмосферы и океана. 2018. Т. 31. № 07. С. 523–529.

3. Гладких В.А., Макиенко А.Э. Цифровая ультразвуковая метеостанция // Приборы. 2009. № 7. С. 21–25.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ТУРБУЛЕНТНОЙ СТРУКТУРЫ В АТМОСФЕРНОМ ПОГРАНИЧНОМ СЛОЕ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ МОМЕНТНОЙ АЛГЕБРАИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ

Старченко А.В.^{1,2}, Дель И.В.^{1,2}, Сваровский А.И.¹

¹Томский государственный университет, г. Томск, Россия

²Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск, Россия

e-mail: starch@math.tsu.ru, irina.del@mail.tsu.ru, svavart@yandex.ru

Предлагается оригинальный метод расчета турбулентных параметров в атмосферном пограничном слое с использованием трехпараметрической k - L - θ_2 модели турбулентности и алгебраических соотношений для напряжений Рейнольдса и турбулентных потоков тепла. Мезомасштабная модель с такой параметризацией турбулентности в пограничном слое прошла тестирование на измерениях Wangara-эксперимента. Также получены результаты суточной динамики вертикального распределения некоторых турбулентных параметров для условий г. Томск.

Численное моделирование турбулентной структуры в атмосферном пограничном слое (АПС) является важной фундаментальной и прикладной задачей динамической метеорологии и численного прогнозирования погодных условий. Решению этой проблемы с различным уровнем детализации посвящено большое количество известных научных публикаций [1-4]. В качестве основных приложений разрабатываемых многопараметрических RANS или LES параметризаций турбулентности в мезомасштабных моделях АПС являются вопросы моделирования переноса примеси на основе эйлерового [5] или лагранжевого [6] подходов, когда без знания детальной нестационарной турбулентной структуры АПС невозможно качественно рассчитать перенос и турбулентное рассеяние газообразных загрязнителей атмосферы или дисперсных частиц размером 10 или 2,5 мкм.

В данной работе предлагается метод расчета турбулентных параметров пограничного слоя атмосферы в мезомасштабных моделях численного прогноза погоды, который опирается на трехпараметрическую модель турбулентности, включающую уравнения переноса для турбулентной кинетической энергии k , масштаба турбулентных пульсаций l и уравнение для дисперсии турбулентных пульсаций потенциальной температуры $\langle \theta^2 \rangle$ [1-3,4,5]:

$$\frac{\partial k}{\partial t} = -\langle uw \rangle \frac{\partial U}{\partial z} - \langle vw \rangle \frac{\partial V}{\partial z} + \frac{g}{\Theta} \langle w\theta \rangle + \frac{\partial}{\partial z} \left(\sigma_e \sqrt{k} l \frac{\partial k}{\partial z} \right) - \frac{C_D k^{\frac{3}{2}}}{l};$$
$$\frac{\partial l}{\partial t} = C_{l1} \left(-\langle uw \rangle \frac{\partial U}{\partial z} - \langle vw \rangle \frac{\partial V}{\partial z} + \frac{g}{\Theta} \langle w\theta \rangle \right) \frac{l}{k} + \frac{\partial}{\partial z} \left(\sigma_e \sqrt{k} l \frac{\partial l}{\partial z} \right) + C_{l2} \sqrt{k} \left[1 - \left(\frac{l}{\kappa z} \right)^2 \right];$$

$$\frac{\partial \langle \theta^2 \rangle}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(C_\theta \sqrt{k} l \frac{\partial \langle \theta^2 \rangle}{\partial z} \right) - 2 \langle w\theta \rangle \frac{\partial \Theta}{\partial z} - 2 \frac{\langle \theta^2 \rangle}{C_\theta \tau}.$$

Здесь $k = 0.5(\langle u^2 \rangle + \langle v^2 \rangle + \langle w^2 \rangle)$ – турбулентная кинетическая энергия; l – интегральный масштаб турбулентности, U, V – горизонтальные компоненты скорости, Θ – потенциальная температура, g – ускорение свободного падения, t – время, z – вертикальная координата, $\sigma_e = 0.54$, $C_{11} = -0.12$, $C_{12} = 0.2$, $C_D = 0,238$, $C_\theta = 3,0$ – числовые коэффициенты, $\kappa = 0,41$ – константа фон Кармана. Здесь предполагается, что при численном моделировании нестационарного трехмерного АПС в силу гораздо больших размеров вычислительных ячеек по горизонтальным направлениям чем по вертикальному, допустимо пренебрежение производными по горизонтальным направлениям (приближение квазиоднородного АПС).

В качестве граничных условий для рассматриваемых дифференциальных уравнений на нижнем вычислительном уровне (~ 10 м над земной поверхностью) используются следующие:

$$k = v_*^2 f_k(\zeta_1); l = \kappa z_1 f_l(\zeta_1); \langle \theta^2 \rangle = \frac{\langle w\theta \rangle_0^2}{v_*^2} f_{\theta^2}(\zeta_1).$$

Здесь динамическая скорость v_* и чувствительный поток тепла на поверхности $\langle w\theta \rangle_0$ рассчитываются в мезомасштабной модели численного прогноза погоды, а функции выбираются в соответствии с рекомендациями [1-3].

Турбулентные напряжения Рейнольдса $\langle u^2 \rangle, \langle v^2 \rangle, \langle w^2 \rangle, \langle uw \rangle, \langle vw \rangle, \langle uv \rangle$ и турбулентные потоки тепла $\langle w\theta \rangle, \langle u\theta \rangle, \langle v\theta \rangle$ определяются из системы алгебраических соотношений, полученных на основании равновесного приближения для квазиоднородного АПС [2,3,5,6]:

$$\begin{aligned} \langle u^2 \rangle &= \frac{2k}{3} + \frac{FD_1 \langle w^2 \rangle}{C_1} - \frac{2\tau}{3C_1} \left[E_1 \langle uw \rangle \frac{\partial U}{\partial z} - E_2 \langle vw \rangle \frac{\partial V}{\partial z} + E_3 \frac{g}{\theta} \langle \theta w \rangle \right]; \\ \langle v^2 \rangle &= \frac{2k}{3} + \frac{FD_1 \langle w^2 \rangle}{C_1} - \frac{2\tau}{3C_1} \left[-E_2 \langle uw \rangle \frac{\partial U}{\partial z} + E_1 \langle vw \rangle \frac{\partial V}{\partial z} + E_3 \frac{g}{\theta} \langle \theta w \rangle \right]; \\ \langle w^2 \rangle &= \frac{2}{3(C_1 + 2D_1 F)} \left[C_1 k + \tau \left(E_4 \langle uv \rangle \frac{\partial U}{\partial z} + E_4 \langle vw \rangle \frac{\partial V}{\partial z} + 2E_3 \frac{g}{\theta} \langle \theta w \rangle \right) \right]; \\ \langle uw \rangle &= -E_5 \tau \langle w^2 \rangle \frac{\partial U}{\partial z} + E_6 \tau \frac{g}{\theta} \langle \theta u \rangle; \langle vw \rangle = -E_5 \tau \langle w^2 \rangle \frac{\partial V}{\partial z} + E_6 \tau \frac{g}{\theta} \langle \theta v \rangle; \\ \langle uv \rangle &= -\frac{(1-C_2)}{C_1} \tau \left[\langle vw \rangle \frac{\partial U}{\partial z} + \langle uw \rangle \frac{\partial V}{\partial z} \right]; \langle \theta u \rangle = -\frac{\tau}{C_1} \left[\langle uw \rangle \frac{\partial \Theta}{\partial z} + (1-C_{2\theta}) \langle \theta w \rangle \frac{\partial U}{\partial z} \right]; \\ \langle \theta v \rangle &= -\frac{\tau}{C_1} \left[\langle vw \rangle \frac{\partial \Theta}{\partial z} + (1-C_{2\theta}) \langle \theta w \rangle \frac{\partial V}{\partial z} \right]; \langle \theta w \rangle = -\frac{\tau}{(C_{1\theta} + FD_{1\theta})} \left[\langle w^2 \rangle \frac{\partial \Theta}{\partial z} - (1-C_{3\theta}) \frac{g}{\theta} \langle \theta^2 \rangle \right]. \end{aligned}$$

Здесь $C_1 = 1,8$; $C_2 = 0,6$; $C_3 = 0,5$; $C_\theta = 1,3$; $C_{1\theta} = 3,0$; $C_{2\theta} = 0,346$; $C_{3\theta} = 1/3$;

$$D_1 = 0,5; D_2 = 0,3; D_{1\theta} = 0,806; F = \frac{l}{kz}; E_1 = 2 - 2C_2 + C_2 D_2 F; C_D = 0,13;$$

$$E_2 = 1 - C_2 - C_2 D_2 F; E_3 = 1 - C_3 + 2C_3 D_3 F; E_4 = E_1 - E_2;$$

$$E_5 = \frac{1 - C_2 + 1,5D_2 C_2 F}{C_1 + 1,5D_1 F}; E_6 = \frac{1 - C_3}{C_1 + 1,5D_1 F}; \tau = l / C_D \sqrt{k} - \text{временной масштаб турбулентности.}$$

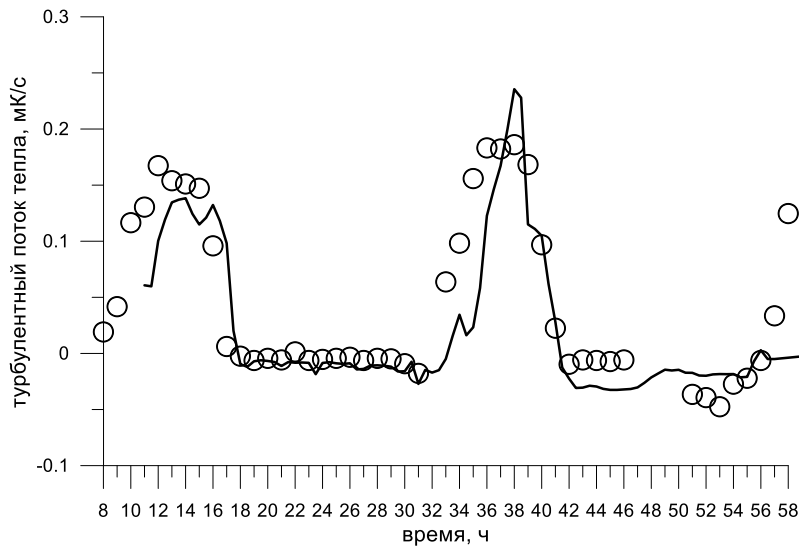


Рисунок 1 – Изменение во время наблюдений Wangara-эксперимента величины турбулентного теплового потока на поверхности. Значки – наблюдения, линия – расчеты

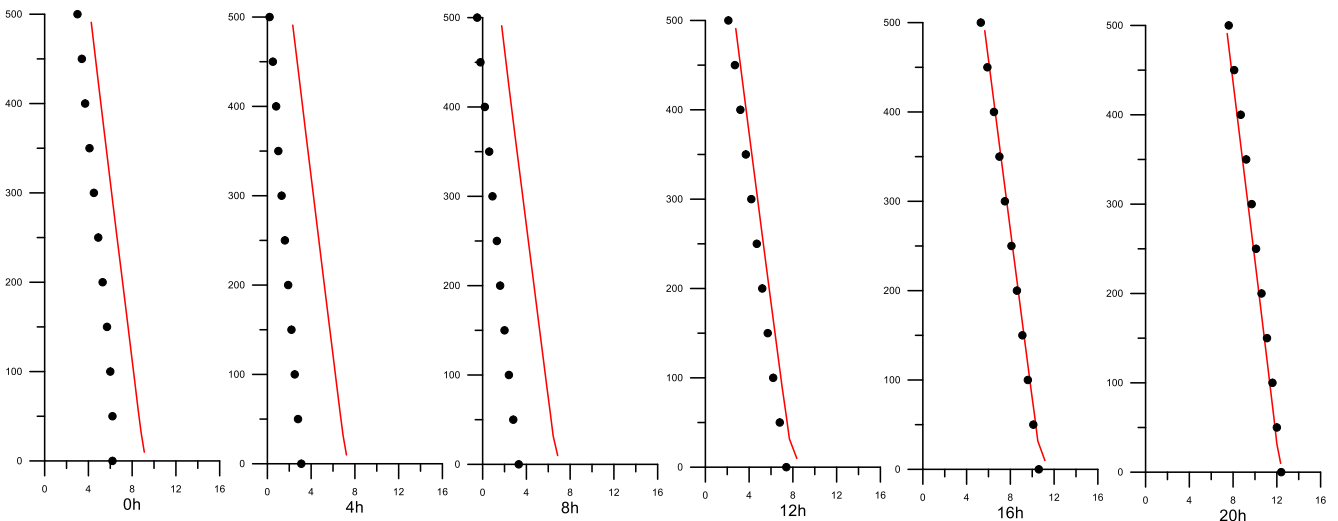


Рисунок 2 – Изменение во времени вертикального профиля температуры над БЭК ИОА СО РАН. Значки – результаты температурного профилера МТР-5, линии - расчет

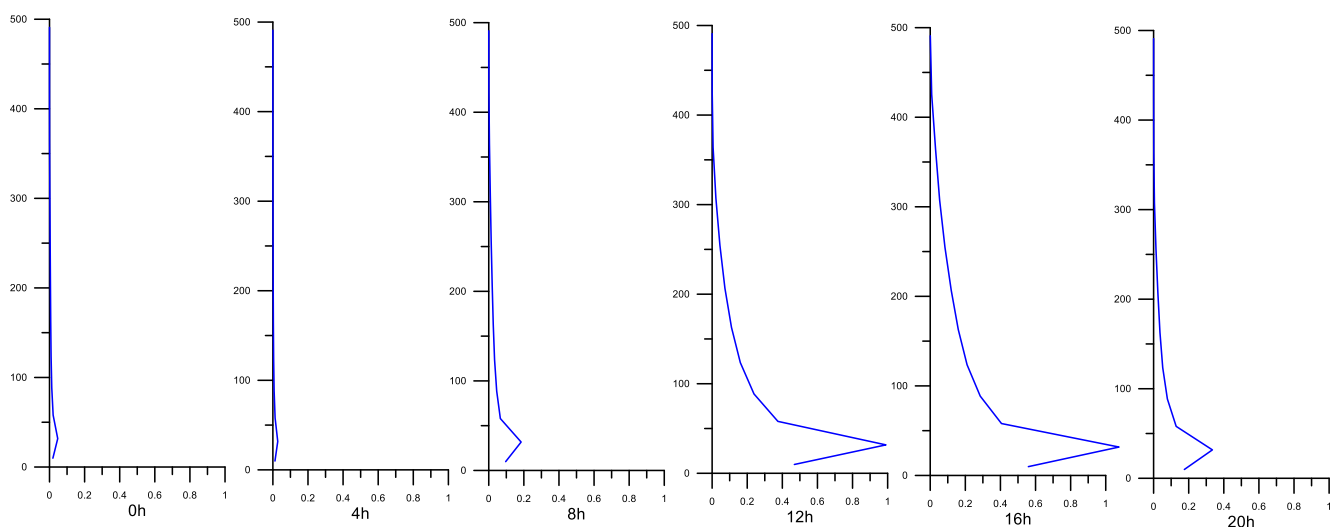


Рисунок 3 – Расчетное изменение во времени вертикального профиля $\langle \theta^2 \rangle$ над БЭК

Данная модель турбулентности привлекалась для численного моделирования турбулентной структуры во время Wangara-эксперимента [7] и над Базовым экспериментальным комплексом (БЭК) ИОА СО РАН 5-6 июня 2022 года. На рис.1 представлены рассчитанные и измеренные значения турбулентного теплового потока $\langle w\theta \rangle_0$ во время двух дней наблюдений (33-34 день Wangara-эксперимента). На рис. 2 и 3 приведены вертикальные профили изменения температуры и дисперсии турбулентных пульсаций $\langle \theta^2 \rangle$ над пунктом наблюдений БЭК в течение суток 6 июня 2022 года.

Работа выполнена при поддержке Госзадания ИОА СО РАН.

1. Атмосферная турбулентность и моделирование распространения примесей / Под ред. Ньистадт Ф.Т.М., Ван Доп Х. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 352 с.

2. Курбацкий А.Ф. Лекции по турбулентности. Новосибирск: Новосибирский гос. ун-т, 2015. 102 с.

3. Andren A. Evaluation of a turbulence closure scheme for air-pollution applications // J. Appl. Meteorol. 1990. V. 29. N 3. P. 224-239.

4. Udina M., Montornès À., Casso P., Kosovic B., Bech J. WRF-LES Simulation of the boundary layer turbulent processes during the BLLAST campaign // Atmosphere. 2020. V. 11. N. 1149.

5. Беликов Д.А., Старченко А.В. Численная модель турбулентного переноса примеси в пограничном слое атмосферы // Оптика атмосферы и океана. 2007. Т. 20. № 08. С. 667-673.

6. Старченко А.В. Моделирование переноса примеси в однородном пограничном слое // Материалы конференции ENVIROMISS. Томск. 2000. С.77-82.

7. Yamada T., Mellor G.A Simulation of the Wangara Atmospheric Boundary Layer Data // J. Atmos. Sci. 1975. V. 32. P. 2309–2329.

КОНВЕКТИВНЫЕ СТРУКТУРЫ В ПРИПОВЕРХНОСТНОМ СЛОЕ ВОЗДУХА

Малиновская Е.А., Чхетиани О.Г., Азизян Г.В., Хапаев А.А.

Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, г. Москва, Россия

e-mail: elen_am@inbox.ru

Исследуются температурные пульсации воздуха в конвективных условиях на опустыненной территории на 6 уровнях (3, 6, 12, 25, 50 и 100 см) по данным измерений 2010 (умеренные скорости ветра 2-5 м/с) и 2011 (ветер ~8-9 м/с) годов. В сходной по всей высоте структуре для пульсационных составляющих отмечаются особые уровни со малыми изменениями, что связывается с прохождением локализованных структур. Это отражается в изменении наклонов для спектральных функций ($-5/3$ при слабых пульсациях и сильном ветре, -1 и $-5/3$ при меньших скоростях). Как правило выделяются три наклона с вариациями степеней $-2/3$, $-1 \div -1.2$, $-5/3$. Вертикальный профиль запаздывания сигналов на разных высотах близок к логарифмическому.

Конвективные структуры, возникающие у сильно прогретой поверхности на опустыненной территории, определяют интенсивность теплообмена в приповерхностном слое воздуха, интенсивность и скорость выноса субмикронного пылевого. При конвективном подъеме объемов воздуха для пульсационных составляющих температуры и скорости визуально отмечаются треугольные пилообразные всплески («рампы» [1]), которые влияют в целом на наблюдаемые статистические параметры. Для пульсационных составляющих скорости и температуры можно выделить характерные частоты (масштабы), определяющие участки спектра с разными наклонами. В атмосферном пограничном слое на высотах до 50 м, как правило, хорошо выделяется классический наклон « $-5/3$ » [2]. Для логарифмического, динамико-конвективного подслоев и подслоя свободной конвекции могут наблюдаться также наклоны от « $-2/3$ » до « $-5/3$ » [2, 3]. Так, в ходе полевых измерений для пульсационных составляющих температуры в Цимлянске 1983 г. до высоты 50 м был получен степенной спектр с двумя основными участками с наклонами « -1 » и « $-5/3$ » [4]. Также спектры со степенью « $-2/3$ » получены в летних измерениях 2005 года (высота 1.5-30 м, штат Юта) [3]. В [5] наблюдался наклон спектра « -1.2 », который связывают с ослаблением стратификации приземного слоя атмосферы в вечернее время. В различных теоретических оценках получены следующие возможные наклоны степени для спектров $-5/3$, -1 , $-(2-5)$ ([6]) и -1 , $-4/3$ ([7]), -5 [8], $-4/3$, -1 и $-7/3$ [9].

Большинство измерений в условиях естественной конвекции проводятся на высотах выше 1.5 м над поверхностью над различными территориями [2,3]. В тоже время наибольший градиент температур отмечается вблизи нагретой поверхности. Измерения [9], проводимые на высотах меньше метра, по данным 2022 года в тихую жаркую погоду, показали похожие

(универсальные) в целом для конвективных процессов свойства. Выявлены термоконвективные структуры («рампы») с временной протяженностью в 0.3-1 и 1-10 с, составленные из более мелких, при различных осреднениях сигнала (1, 10, 200 с) [1]. Для степенных спектров, находящихся левее инерционного интервала «-5/3», устойчиво определяются наклоны со значениями от «-1» до «-1.35». В рамках гипотезы Тейлора этот диапазон соответствует масштабам: 0.2-2 м.

В настоящей работе представлены исследования статистических свойств пульсационных составляющих температуры на высотах до 1 м в конвективных условиях над нагретой до 30-55°C поверхностью при высоких и слабых скоростях ветра на опустыненных песчаных территориях.

При комплексных измерениях на территории с подвижными золовыми песками (Россия, Калмыкия, 2010, 2011 г. [10] проводилась серия экспериментов по измерению температурных пульсаций воздуха. В эксперименте в 2010 году, как и в 2022 году [9], были слабые и умеренные скорости ветра 2-5 м/с. В 2011 году фиксировались устойчивые по величине скорости ветра порядка 8-9 м/с. Применялись проволочные датчики с синхронной записью через регистратор S-Recorder ADC-LAB с частотой 100 Гц. Использовалась следующая схема расположения датчиков по уровням с 1 по 6: 1 - 3см, 2 – 6 см, 3 – 12 см, 4 – 25 см, 5 – 50 см, 6 – 100 см.

19.07.2010 г. с 10:02 до 16:02 и 20.07.2010 с 14:02 среднечасовая температура воздуха на высоте 2 м менялась от 32.5 до 36.3°C, скорость ветра от 2.1 до 3.1 м/с 19.07 и 5.9 м/с 19.07. 23.07.2011 с 9:21 до 13:30 и 24.07.2011 с 9:45-12:00 и с 14:37 до 17:00 среднечасовая температура менялась от 28.5 до 32°C, скорость ветра от 7.6 до 9.5 м/с.

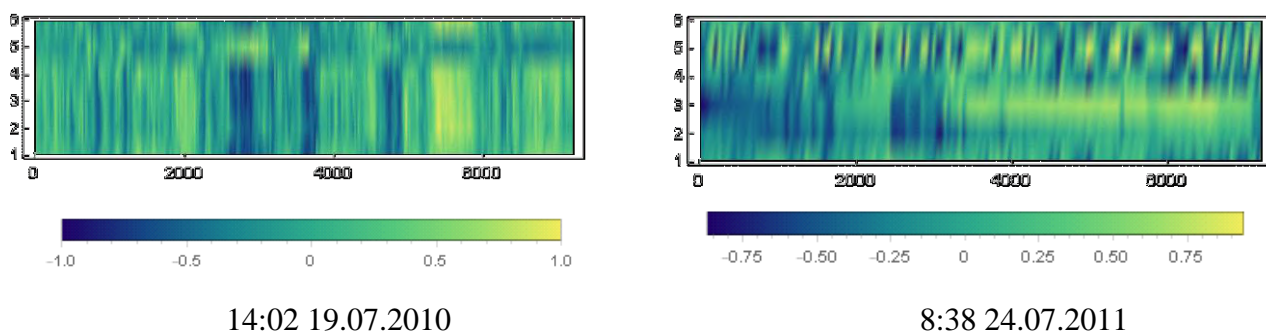


Рисунок 1 – Изменение с высотой относительных значений пульсационных составляющих температуры

Рассчитаны значения пульсационных составляющих T' (и относительные значения) с вычетом 2 минутных скользящих средних значений (рис.1). Чередующиеся положительные и отрицательные значения пульсационных составляющих проходят через все уровни подобно

ностям, образуя однородную структуру, в которой временами проявляются участки с малыми колебаниями на разных уровнях, что зависит от времени дня и скорости ветра. Согласно оценкам из [9], малость пульсаций температуры можно определить условиями: $\langle v_z^2 \rangle \left| \frac{dT}{dz} \right| \sim \beta g \langle \theta^2 \rangle$ и $\varepsilon_\theta \sim -\langle v_z \theta \rangle \left| \frac{dT}{dz} \right|$. Учитываем пороговое условие для подъема теплых масс в виде: $\frac{\langle v_z^2 \rangle}{\tau} \sim \beta g \langle v_z \theta \rangle$, где θ - изменение температуры, β - коэффициент расширения, v_z - вертикальная компонента скорости воздушного потока. Возникновение пульсаций температуры при этом также связано с пороговым значением разности температур и определяется приповерхностным градиентом и тепловым потоком: $\langle \theta^2 \rangle \sim \tau \langle v_z \theta \rangle \left| \frac{dT}{dz} \right|$. Спектральная функция для этого случая дает степень «-5/3», что подтверждает возникновение чисто турбулентных потоков в отдельных слоях при конвективном подъеме. Помимо степеней «-1», «-4/3» и «-7/3» возможен и наклон «-1/3» для случая устойчивых колебаний пульсационных составляющих температуры и теплового потока [9]. Все эти степени отмечаются в построенных по данным пульсационных составляющих 2010 и 2011 года спектрах (рис.2). На разных высотах они неодинаковы, но в целом во времени сохраняется вид спектральной функции. При слабом ветре на уровне 1 (3 см) два наклона «0.8» и «-1.2», на уровнях 2, 3, 6 – четыре участка со степенями: «0», «-2/3», от «-1» до «-1.2», «-5/3» и ~ «-3», на уровнях 4, 5: «-2/3», «-5/3» и ~ «-3». Это также указывает на наличие послышного изменения свойств для изменений пульсационных составляющих у поверхности.

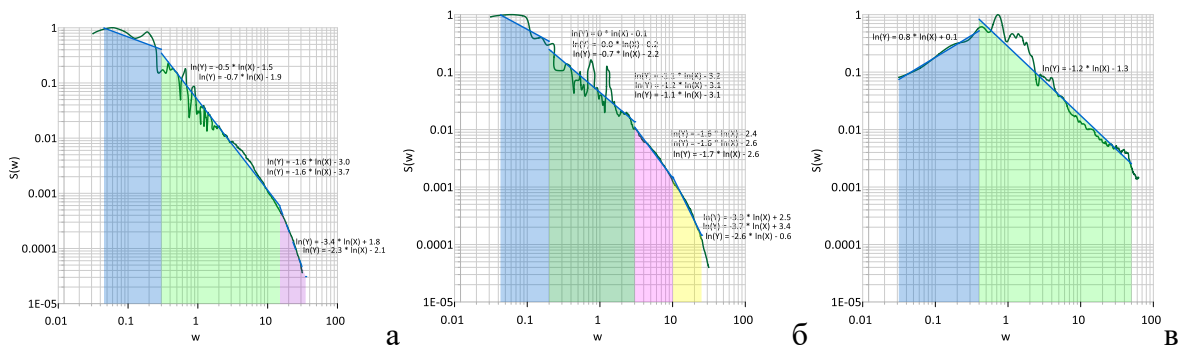


Рисунок 2 – Различные наклоны в спектральных функциях на разных уровнях (12:00, 19.07.2010 – уровни 4,5; б – уровни 2,3,6; в – уровень 1)

Характерные масштабы структур, исходя из теории замороженной турбулентности, варьирующиеся от 30 до 70 м и 0.2 до 0.4 м (для умеренного ветра (скорость воздушного потока ниже в 3 раза) от 0.2 до 2 м и от 0.02 до 0.1 м) для верхней и нижней окрестностей перегибов около инерционного интервала «-5/3».

Значения коэффициентов взаимных корреляций для данных на разных уровнях зависят от времени суток. Наименьшие значения наблюдаются в утреннее время, когда идет прогрев

поверхности солнцем и конвективный подъем не такой интенсивный, что особенно выражено при сильном ветре для 2011 года. Вертикальный профиль временного сдвига конвективных синхронных всплесков близок к форме логарифмического профиля ветра.

Таким образом, исследованы характеристики высокочастотных пульсационных составляющих температуры на малой высоте до 1 м в условиях конвективной неустойчивости и слабого (2-5 м/с) и сильного ветра (8-9 м/с) в летнее время с нагретой до 30-50°C поверхностью в аридных условиях при отсутствии растительности.

Каждый слой обладает различной динамикой всплесков температуры и пульсационных составляющих, взятых для двухминутных средних. В целом на разных высотах прослеживается периодическая структура синхронных всплесков, видимых на временной развертке по слоям.

И при слабом, и при сильном ветрах присутствуют слои с асинхронной динамикой по отношению к большинству слоев. Слабые пульсации температуры в отдельных слоях могут быть связаны с горизонтальными турбулентными движениями.

Исследование выполнено при поддержке Российского научного фонда - проект №20-17-00214.

1. *Taylor R.J.* Thermal structures in the lowest layers of the atmosphere // *Australian Journal of Physics*. 1958. V. 11. № 2. P. 168-176.

2. *Кадеп Б.А.* Трехслойная структура неустойчиво стратифицированного приземного слоя атмосферы // *Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана*. 1988. Т. 28. № 12. С 1235–1250.

3. *McNaughton K.G., Clement R J., Moncrieff J.B.* Scaling properties of velocity and temperature spectra above the surface friction layer in a convective atmospheric boundary layer // *Nonlinear Processes in Geophysics*. 2007. V. 14. № 3. P. 257-271.

4. *Kader B.A., Yaglom A.M., Zubkovskii S.L.* Spatial correlation functions of surface-layer atmospheric turbulence in neutral stratification // *Boundary-layer meteorology*. 1989. V. 47. №. 1. С. 233-249.

5. *Young G.S.* Convection in the atmospheric boundary layer // *Earth-Science Reviews*. 1988. V. 25. №3. P. 179-198.

6. *Martens C.P.* Spectrum of turbulence with temperature gradient (in the atmosphere) // *Journal of Physics A*. 1976. Vol. 9(10). p. 1751-1770.

7. *Гусина Ф.А.* Расчет основных спектральных характеристик турбулентности в термически стратифицированной атмосфере // *Тр. Ленинградского гидрометеорологического института*. 1968. № 34. С. 49-58.

8. *Сазонтов А.Г.* Соотношение подобия и спектры турбулентности в стратифицированной среде // *Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана*. 1979. Т. 15. № 8. С. 820-828.

9. *Malinovskaya E.A., Chkhetiani O.G., Azizyan G.V.* On the Structure of Temperature Pulsations near the Surface under Convective Conditions // *Dokl. Earth Sc.* 2024. V. 516. P. 888–895.

10. *Chkhetiani O.G. et al.* Dust Resuspension under Weak Wind Conditions: Direct Observations and Model // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2012. V. 12. № 11. P. 5147–5162.

ЧАСТОТЫ И ПЕРИОДЫ БРЕНТА–ВЯЙСЯЛЯ В ПОГРАНИЧНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ

Камардин А.П., Невзорова И.В., Одинцов С.Л.

Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск, Россия

e-mail: Kap136@iao.ru, nevzorova@iao.ru, odintsov@iao.ru

С использованием экспериментальных данных о профилях температуры воздуха в пограничном слое атмосферы за период 2021–2023 гг. над территорией Базового Экспериментального Комплекса ИОА СО РАН (пригород Томска) проведены оценки частот и периодов Брента–Вяйсяля, определяющих диапазоны возможных частот и периодов внутренних гравитационных волн при устойчивой температурной стратификации.

Работа посвящена оценкам частоты Брента–Вяйсяля в пограничном слое атмосферы (ПСА) на основе измерений профилей температуры воздуха. Результаты этой работы могут быть полезны при изучении процессов возникновения, распространения и затухания внутренних гравитационных волн (ВГВ) в ПСА при различных условиях. Подобные результаты по экспериментальным данным за 2020 г. были опубликованы нами в [1, 2]. Мы решили продолжить аналогичные расчеты за более длительный период – 2021–2023 гг. Цель работы – проследить межгодовую и межсезонную изменчивость частот Брента–Вяйсяля.

Для вычисления этих частот (N) воспользуемся формулой (см., например, [3, 4])

$$N^2(z) = G = \frac{g}{\Theta(z)} \frac{\partial \Theta(z)}{\partial z}, \quad (\Gamma \text{ц}^2), \quad (1)$$

где z – вертикальная координата (м), Θ – потенциальная температура воздуха (К), $g = 9,81$ – ускорение свободного падения (м/с^2). Потенциальная температура задавалась формулой $\Theta(z) = T(z) + 273,15 + 0,01 \cdot z$, где $T(z)$ – температура ($^{\circ}\text{C}$) на высоте z . Согласно (1), частота Брента–Вяйсяля определена только для положительных значений градиента потенциальной температуры ($G > 0$). Помимо оценок N рассмотрим обратную ей величину $T_N = 2\pi / N$ (с), которая соответствует периоду ВГВ. Обычно именно периоды фигурируют в публикациях, связанных с изучением ВГВ.

Исходный экспериментальный материал получен с использованием микроволнового температурного профилемера МТР-5 [5, 6] в пункте наблюдения Базовый Экспериментальный комплекс («БЭК») ИОА СО РАН в пригороде Томска (большая открытая поляна, окруженная лесопосадками высотой до 15–20 м). Температура воздуха измерялась от уровня размещения приборов (4 м; далее этот уровень условно обозначен как «0 м») до высоты 1 000 м с шагом по высоте 50 м и с шагом по времени 5 мин. Для анализа профили температуры усреднялись по 10-

минутным интервалам времени. Суммарное время наблюдений за период 2021–2023 гг. составило 25 190 часов. В измерениях были пропуски, связанные с ремонтом оборудования. Кроме того, следует учитывать, что в соответствии с паспортными данными прибора МТР-5, погрешность измерения температуры воздуха выше 500 м в случаях температурных инверсий, которые нас интересовали в первую очередь (см., например, [7]), повышается до 1,2°C. Поэтому величины N и T_N выше 500 м следует считать лишь оценочными.

За градиент потенциальной температуры принималась величина

$$\frac{\partial\Theta(z_i)}{\partial z} \approx \frac{\Theta(z_i) - \Theta(z_{i-1})}{50}, \quad (2)$$

где индекс i соответствует «границе слоя» ($i = 1 \Rightarrow z = 50\text{ м}$, $i = 2 \Rightarrow z = 100\text{ м}$ и т.д.). В дальнейшем обозначение, например, $T_N(150)$ следует понимать, как период, присущий слою между уровнями 100 и 150 м.

Для общего представления о величине G в пункте «БЭК» приведен рис. 1 (до высоты 500 м). Назначение этого рисунка – иллюстрация диапазона изменений G . Поэтому обозначения для конкретных высот не приведены. Отметим только, что «большие» положительные значения $G(= N^2)$ соответствуют нижним уровням измерений.

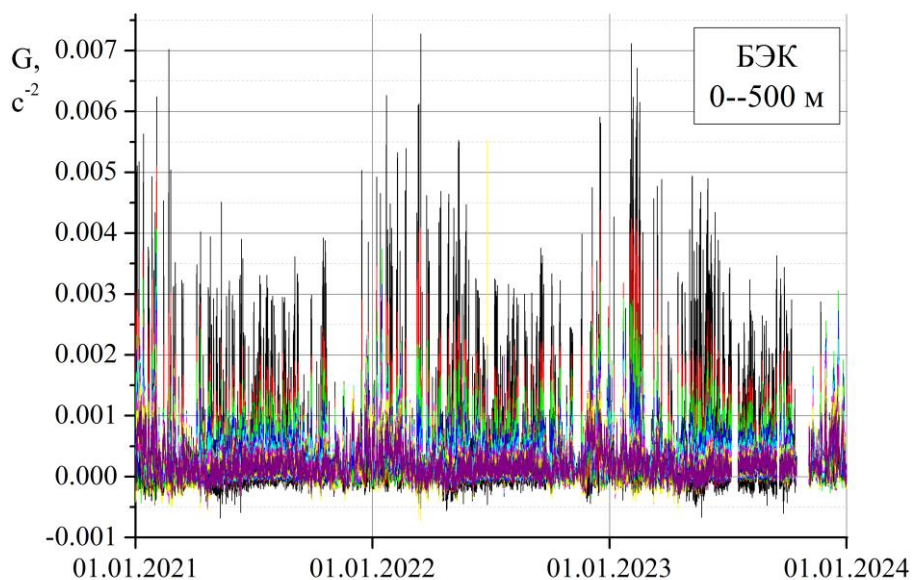


Рисунок 1 – Сезонный ход частот Брента–Вяйсяля

Согласно [3], частоты возникающих в ПСА ВГВ должны подчиняться неравенству

$$f < \omega < N, \quad \text{рад/с} \quad (3)$$

где $f = 2\omega_z \cdot \sin \varphi$ – параметр Кориолиса (ω_z – угловая частота вращения Земли на широте φ). Отметим, что значения частот ω будут определяться конкретным механизмом генерирования ВГВ и структурой среды распространения. Для пункта «БЭК» $f \approx 1,244 \cdot 10^{-4}$ рад/с.

Отметим, что отрицательные значения величин G тоже несут определенную информацию о процессах в ПСА. Эти случаи относятся к неустойчивой стратификации и обеспечивают оценку характерного масштаба «времени плавучести» [8]:

$$T_b^{-2}(z) = -G = -\frac{g}{\Theta(z)} \frac{\partial \Theta(z)}{\partial z}, \quad (\text{Гц}^2). \quad (4)$$

Правая часть данного соотношения будет положительной только при отрицательных значениях градиента потенциальной температуры. Однако на данном этапе работы мы не будем рассматривать эту величину.

Приведенные на рис. 1 результаты дают общее представление о сезонном ходе частот Брента–Вяйсяля. Их наибольшие значения относятся к холодному времени года, когда интенсивность (и продолжительность) температурных инверсий в ПСА может быть в пункте наблюдения очень большой (см., например, [7]). Однако и в теплое время года (особенно в весенний период) значения $G (= N^2)$ на нижних уровнях также могут быть большими. Если сопоставить между собой различные годы, вошедшие в анализ, то можно сделать вывод, что принципиальных различий в величинах и сезонных вариациях частот Брента–Вяйсяля в пункте «БЭК» нет. Естественно, нет и полной идентичности. Особое внимание обратим на тот факт, что в нижней части АПС частоты Брента–Вяйсяля могут существенно изменяться с высотой, т. е. иметь ярко выраженную зависимость $N(z)$.

Рассмотрим теперь величины $T_N = 2\pi / N$, соответствующие периодам волн. Отметим, что согласно (3), частота N является некоторой «верхней» границей возможных частот. То есть в ПСА могут генерироваться ВГВ только с частотами меньше этой частоты. Следовательно, и периоды ВГВ должны быть больше величины T_N . На рис. 2 приведены значения T_N (в минутах) за весь период анализа и только для высот 50 и 500 м. Рис. 3 демонстрирует короткий эпизод в теплое время года (некоторые высоты указаны на графиках). При отображении результатов по T_N приведены только те значения, которые удовлетворяют условию $T_N < 60$ мин, соответствующее условию $N > 0,00174 (G > 3 \cdot 10^{-6})$. Это связано, в том числе, с потенциальной точностью измерения температуры воздуха прибором МТР-5.

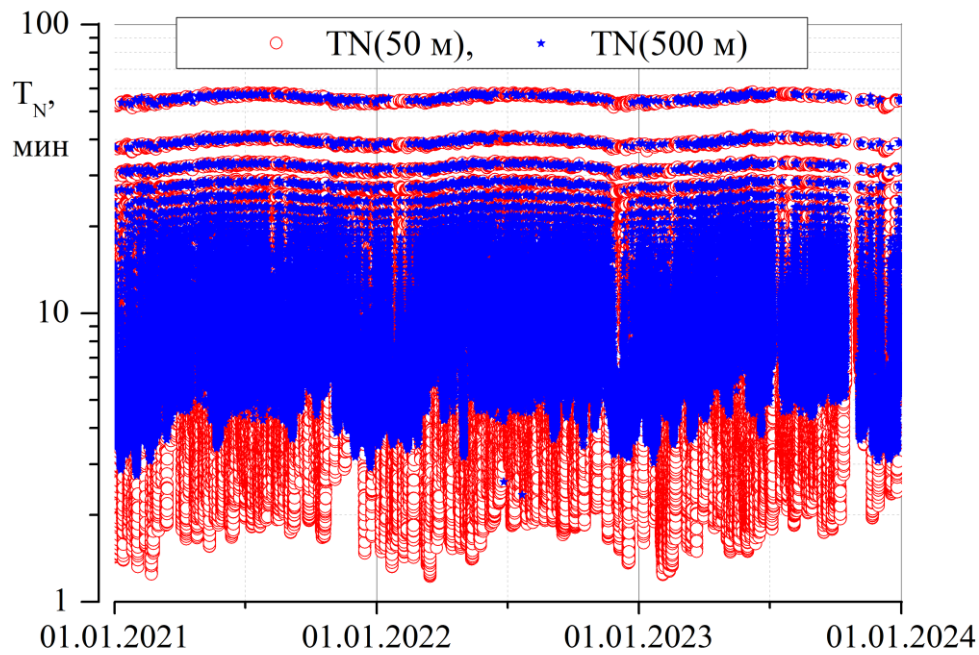


Рисунок 2 – Периоды T_N Брента–Вяйсяля для высот 50 и 500 м

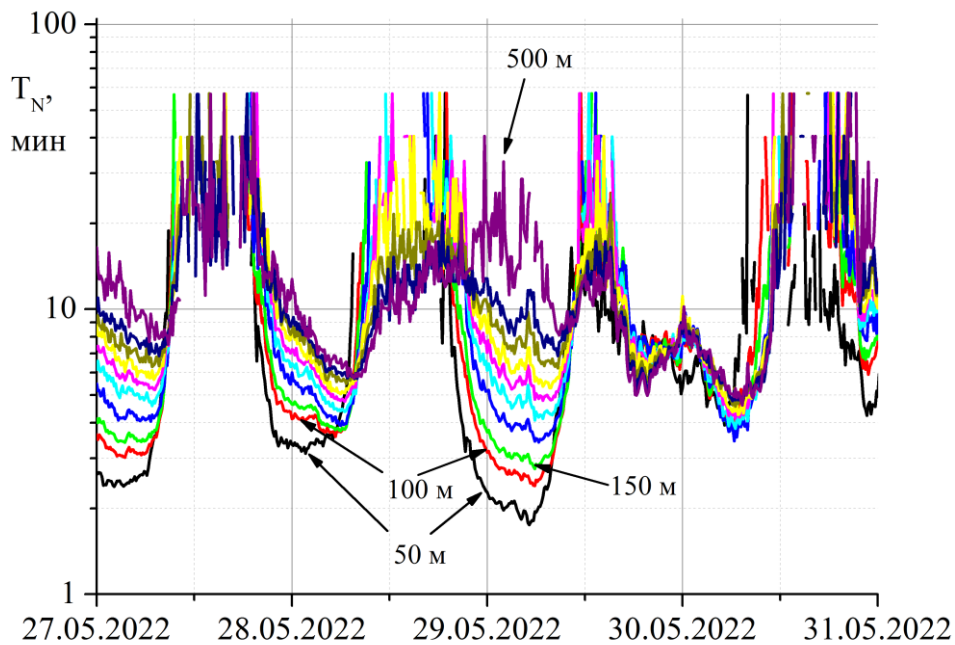


Рисунок 3 – Профили T_N , удовлетворяющие условию $T_N < 60$ мин (эпизод)

Естественно, что высотно-временные профили периодов T_N (и частот N) в ПСА в целом обладают большим разнообразием, как и формирующие их профили температуры воздуха при устойчивой стратификации. Это, отчасти, демонстрирует рис. 3.

При интерпретации результатов экспериментальных исследований ВГВ в ПСА и определении периодов этих волн следует принимать во внимание, что приведенные на рис. 1–3 оценки частот и периодов Брента–Вяйсяля формально можно отнести к случаю лагранжевой

(сопровождающей) системы координат, движущейся со скоростью среднего потока ветра (или в неподвижной среде). Однако обычно регистрируются значения метеорологических параметров в некоторых фиксированных точках пространства, т. е. в эйлеровой системе координат. Это означает, что наблюдаемые периоды ВГВ содержат в себе влияние как скорости среднего движения ПСА, так и его направления (различие «фазовых фронтов» ВГВ и потока ветра). По этой причине «теоретические» и «наблюдаемые» периоды ВГВ могут заметно различаться.

Кроме того, требуют дополнительных исследований характеристики ВГВ и в случаях, когда имеют место резкие изменения по высоте температуры (сильные и экстремальные температурные инверсии) и большие вертикальные сдвиги скорости ветра.

1. *Kamardin A.P., Nevzorova I.V., Odintsov S.L.* Brunt–Vaisala frequencies in the atmospheric boundary layer [Электронный ресурс] // Proceedings of SPIE. 2021. V. 11916. CID: 11916 5G.

2. *Камардин А.П., Невзорова И.В., Одинцов С.Л.* Частоты Брента–Вайсяля в пограничном слое атмосферы [Электронный ресурс] // Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы: Материалы XXVII Международного симпозиума. 05-09 июля 2021 г., Москва. Томск: Издательство ИОА СО РАН, 2021. - ISBN 978-5-94458-187-7. С. D-410–D-415. <https://symp.iao.ru/files/symp/aoo/27/D.pdf>.

3. *Госсард Э., Хук У.* Волны в атмосфере. М: Мир, 1978. 532 с.

4. *Лайтхилл Д.* Волны в жидкостях. М.: Мир, 1981. 598 с.

5. *Кадыгров Е. Н., Кузнецова И. Н.* Методические рекомендации по использованию данных дистанционных измерений профилей температуры в пограничном слое микроволновыми профилимерами: теория и практика. Изд-во «Физматкнига», г. Долгопрудный, 2015. 171 с.

6. *Кадыгров Е.Н., Кузнецова И.Н., Ганьшин Е.В., Горелик А.Г., Князев А.К., Миллер Е.А., Некрасов В.В., Точилкина Т.А., Шапошников А.Н.* Современный опыт использования данных наземных микроволновых радиометрических систем для измерения параметров атмосферы // Оптика атмосф. и океана. 2017. Т. 30. № 06. С. 502–508.

7. *Камардин А.П., Гладких В.А., Невзорова И.В., Одинцов С.Л.* Статистика инверсий температуры воздуха в пограничном слое атмосферы // Оптика атмосферы и океана. 2023. Т. 36. № 9. С. 742–753.

8. *Курбацкий А.Ф.* Введение в моделирование турбулентного переноса импульса и скаляра. Новосибирск : Академическое издательство «ГЕО», 2007. 332 с.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ОЦЕНКА МЕЗОМАСШТАБНОЙ СОСТАВЛЯЮЩЕЙ ВЕТРА НАД КАРЬЕРОМ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ «МИР»

Мамышева А.А., Гладких В.А., Камардин А.П., Невзорова И.В., Одинцов С.Л.

Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск, Россия

e-mail: alina434@iao.ru, glvl@iao.ru, Kap136@iao.ru, nevzorova@iao.ru, odintsov@iao.ru

Основная цель работы заключалась в выделении мезомасштабной составляющей ветра и анализе ее зависимости от скорости и направления среднего ветра, что позволяет более детально изучить процессы циркуляции воздуха над карьером. Исследование такой зависимости важно для корректного моделирования (прогнозирования) термических и динамических процессов, происходящих в подобных условиях. Полученные результаты могут быть полезны при решении задач по экологической безопасности в условиях действующих карьеров, а также для оптимального выбора ветроэнергетических установок, если планируется их размещение вблизи карьеров.

В представленном далее материале использованы результаты измерения компонентов вектора ветра, а также температуры и влажности воздуха, атмосферного давления с использованием ультразвуковой метеостанции (УЗМ) «Метео-2» [1] на краю карьера кимберлитовой трубки «Мир» (г. Мирный, Саха/Якутия) на высоте 10 метров в период с июня 2023 года по февраль 2024 года. На рис. 1 приведен общий вид места измерений (пункт наблюдения указан стрелкой; также указаны стороны света), а на рис. 2 – более детальный снимок места размещения оборудования. Отметим, что пункт наблюдения находился на площадке, несколько углубленной по отношению к окружающей местности.

Экспериментальный материал представляет собой суточные записи метеорологических параметров. Частота измерения составляла примерно 10 раз в секунду. Специализированное программное обеспечение позволило исходные экспериментальные данные подвергнуть цифровой фильтрации с использованием высокочастотного (ФВЧ), полосового (ПФ) и низкочастотного (ФНЧ) фильтров. Именно применение ПФ обеспечивает выделение мезомасштабных вариаций ветра. Нас в первую очередь интересовала область мезо–гамма масштаба (по градации [2]), сравнимая с характерными размерами карьера (диаметр примерно 1 км и глубина порядка 500 м). Турбулентная составляющая в потоке ветра выделялась с использованием ФВЧ, а средний (общий, «детерминированный») поток ветра – с использованием ФНЧ.

В представленных далее результатах обсуждается поле ветра в «сопровождающей» системе координат, в которой вектор ветра представляется продольной, поперечной и вертикальной составляющими. Продольная составляющая ориентирована в горизонтальной

плоскости вдоль среднего направления ветра. Поперечная составляющая ортогональна (в горизонтальной плоскости) продольной составляющей. Среднее направление ветра определялось через «скользящее временное окно» длительностью 30 мин. Направление ветра соответствует азимуту, откуда дует ветер. Более подробно о применявшейся нами технологии определения компонентов вектора ветра можно ознакомиться, например, в публикации [3].



Рисунок 1 – Карьер кимберлитовой трубки «Мир»



Рисунок 2 – Пункт размещения измерительного оборудования

Введем обозначения компонентов вектора ветра с учетом их разложения по масштабам: продольный ветер $\tilde{U}(t) = U(t) + \check{U}(t) + u(t)$, поперечный $\tilde{V}(t) = V(t) + \check{V}(t) + v(t)$, вертикальный $\tilde{W}(t) = W(t) + \check{W}(t) + w(t)$. В правых частях этих соотношений первое слагаемое – средний ветер (ФНЧ), второе – мезомасштабная (ПФ), третье – турбулентная (ФВЧ) составляющие. При фильтрации задавались следующие границы фильтров: ФНЧ – частота 0,000278 Гц (во временной области 60 мин), ПФ – полоса 0,000278–0,00833 Гц (2–60 мин), ФВЧ – 0,00833 Гц (2 мин). В качестве примера приведем на рис. 3 результаты обработки фрагмента измерений 06.08.2023 продольной составляющей ветра. Этот эпизод характерен большим диапазоном изменений скорости ветра, включая вариации мезо–гамма масштаба.

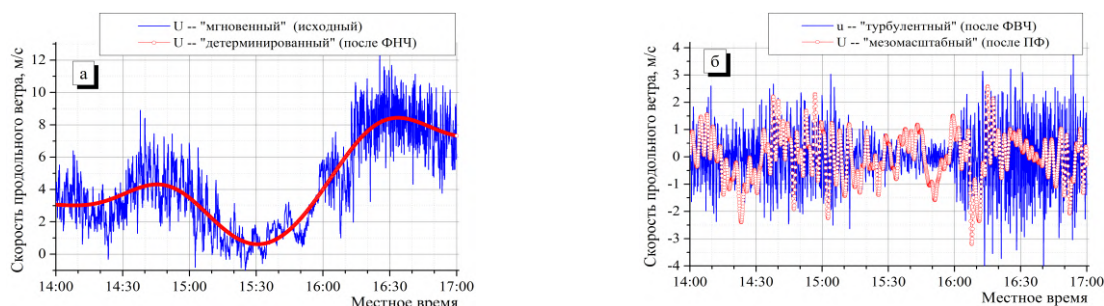


Рисунок 3 – Измерения 06.08.2023 на высоте 10 м

Согласно приведенным на рис. 3б результатам, мезомасштабная составляющая может принимать значения, сопоставимые с турбулентными. При «классическом» подходе мезомасштабная составляющая должна быть близка к нулю и «мгновенный» продольный ветер будет суммой только «детерминированной» (ФНЧ) и «турбулентной» (ФВЧ) составляющих, как на фрагменте после 16:20.

Вероятность влияния направления среднего потока ветра на величину мезомасштабных составляющих продемонстрируем еще на одном фрагменте измерений (11–12.02.2024). На рис. 4а,б показаны средняя скорость (U) и направление ветра (азимут, откуда дует ветер) с существенным изменением.

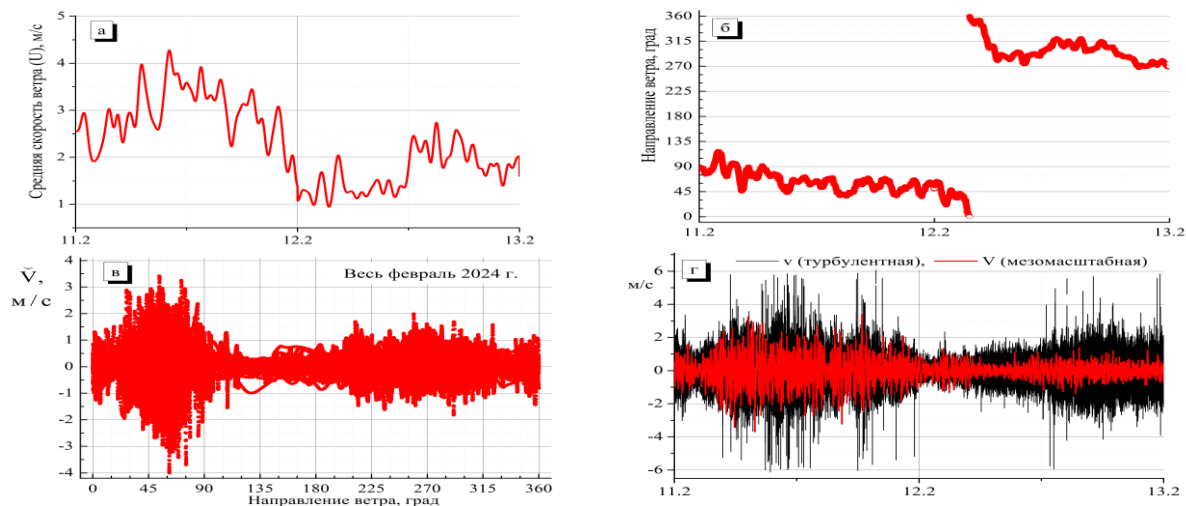


Рисунок 4 – Фрагмент измерений: (а) средняя скорость ветра, (б) направление среднего ветра, (в) мезомасштабная составляющая поперечного ветра в зависимости от направления ветра, (г) турбулентная и мезомасштабная составляющие поперечного ветра. По шкале абсцисс на рисунках (а, б, г) указаны только дата и месяц 2024 г.

Иллюстрации турбулентной и мезомасштабной составляющих в этом эпизоде приведены на рис. 4г. На нем показаны графики турбулентных (v) и мезомасштабных (\check{V}) составляющих поперечного ветра. Очевидно, что изменение направления ветра приводит к существенному изменению соотношения между v и \check{V} : мезомасштабная составляющая сопоставима с турбулентной при направлениях ветра с северо-востока (движение атмосферы через весь карьер к точке наблюдения) и заметно меньше при обратном направлении. То, что это не единичный случай демонстрирует рис. 4в, где показана зависимость величины \check{V} от направления ветра за весь февраль 2024 г. Подобная закономерность наблюдается и для мезомасштабного компонента продольного ветра \check{U} . На вертикальный мезомасштабный компонент \check{W} направление ветра влияло слабо. В другие месяцы измерений закономерности, связанные с влиянием направления ветра на мезомасштабные вариации компонентов вектора ветра, также имели место, но с разной степенью выраженности.

Рассмотрим теперь влияние средней скорости ветра U на вариации его мезомасштабных компонентов (осредненных по интервалам времени 5 с). При этом будем оперировать не исходными значениями ($\check{U}, \check{V}, \check{W}$), а их абсолютными величинами, нормированными на

среднюю скорость U : $U_n = |\tilde{U}|/U$, $V_n = |\tilde{V}|/U$, $W_n = |\tilde{W}|/U$. Во-первых, это позволяет не учитывать при анализе знаки мезомасштабных компонентов ввиду их высокой степени симметрии по отношению к нулевым значениям. Во-вторых, такой подход способствует выявлению случаев, когда мезомасштабные вариации вносят заметный вклад в общий поток ветра. В качестве примера используем результаты за февраль 2024 г. На рис. 5а приведен фрагмент со значениями V_n (безразмерными). Он демонстрирует, в том числе, эпизоды со случаями, когда $V_n > 1$. Это означает, что мезомасштабные вариации \tilde{V} по абсолютному значению превосходили величину средней скорости ветра U .

Статистику величины V_n хорошо иллюстрирует ее интегральная функция распределения (ИФР), рассчитанная за весь февраль 2024 г. и представленная на рис. 5б линией с точками. При построении этой функции были отброшены значения V_n , превосходящие уровень 99,5% (примерно 2,7). Отметим (без иллюстраций), что случаи $V_n > 1$ реализовались в феврале 2024 г. в основном при $U < 0,6$ м/с, а случаи $V_n > 0,5$ имели место при любых скоростях ветра U .

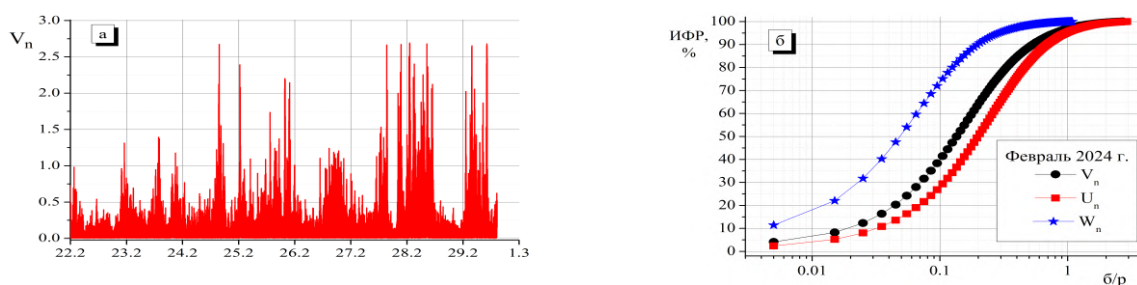


Рисунок 5 – (а) Фрагмент с нормированной величиной мезомасштабной составляющей поперечного ветра (по шкале абсцисс указаны только дата и месяц 2024 г.). (б) ИФР нормированных значений мезомасштабных составляющих продольного, поперечного и вертикального ветра

На рис. 5б также представлены ИФР величин U_n (квадраты) и W_n (звездочки) суммарно за февраль 2024 г. Согласно этим результатам, мезомасштабные вариации продольной составляющей ветра в целом несколько больше, чем аналогичные вариации поперечной. При этом случаи $U_n > 1$ реализовались в основном для $U < 1,5$ м/с, а случаи $U_n > 0,5$, как и для поперечного ветра, имели место при любых скоростях ветра U . Согласно рис. 5б, мезомасштабные вариации вертикального ветра были существенно меньше горизонтальных и практически никогда не превышали среднюю скорость U . Подобные результаты наблюдались и в другие месяцы рассматриваемого периода. Естественно, с некоторыми отличиями.

Рассмотрим теперь одновременное влияние направления и скорости ветра на величину мезомасштабных вариаций. Точнее, влияние ветра на важность учета таких вариаций. Введем

условную «шкалу важности». Предположим, что при $X_n \{= U_n, V_n, W_n\} < 0,25$ мезомасштабной составляющей можно пренебречь, при $0,25 \leq X_n < 0,5$ ее желательно учитывать, а в случае $0,5 \leq X_n$ учитывать ее надо обязательно. Отметим, что условие $0,5 \leq W_n$ реализовалось крайне редко, в пределах 1% времени наблюдений. А условие $0,25 \leq W_n$, объединяющее «желательность и необходимость» учета \check{W} , – не более 6–8% времени. Далее рассмотрена взаимосвязь со скоростью и направлением ветра только величин U_n, V_n , поскольку условие $0,25 \leq X_n$ для них может выполняться до 50 % от времени наблюдений.

Для примера приведем лишь два типичных месяца для летнего и зимнего сезонов: июль 2023 г. и февраль 2024 г. На рис. 6а,б показаны распределения средней скорости горизонтального ветра в зависимости от его направления (оценки величин по 10-минутным интервалам). На других графиках рис. 6 приведены функциональные зависимости $X_n(U, \varphi)$, где φ – направление ветра, а $X_n \Leftrightarrow U_n, V_n$. Графики построены с использованием величин U_n, V_n , вычисленных с осреднением 30 сек. Такое осреднение не сильно искажает общую картину мезомасштабных вариаций компонентов ветра, но позволяет упростить процедуру построения. На графиках рис. 6в-е использованы границы введенной «шкалы важности».

Согласно результатам на рис. 6, какой-либо четкой взаимосвязи величин U_n, V_n с направлением среднего ветра нет. Тем не менее, в направлении северо-восточных румбов просматривается тенденция к *желательности* учета мезомасштабных вариаций ($0,25 \leq X_n < 0,5$) даже при повышенных скоростях среднего ветра. Это в первую очередь относится к компоненту V_n (особенно в феврале 2024 г.). Отметим также, что случаи *необходимости* учета мезомасштабных вариаций ($0,5 \leq X_n$) реализуются в основном при слабом ветре и без явной связи с его направлением. Хотя графики на рис. 6в-е демонстрируют и отдельные области в системе координат, где наблюдаются случаи $0,5 \leq X_n$ (в основном при северо-северо-восточных румбах).

Подводя итог, можно сделать следующие выводы по вопросу о необходимости учета мезомасштабных (мезо–гамма) вариаций компонентов вектора ветра при моделировании (прогнозе) процессов тепло–массообмена над карьером кимберлитовой трубки «Мир». Во-первых, мезомасштабные вариации горизонтальных компонентов ветра могут быть вполне сопоставимы по амплитуде с турбулентными, а вертикальные гораздо меньше. Во-вторых, учет мезомасштабных вариаций необходим при тихих скоростях среднего ветра и желателен (или обязателен) при слабых. В-третьих, направление ветра хотя и влияет на величины

мезомасштабных вариаций, но не является определяющим (движение ветра со стороны карьера на точку наблюдения делает учет этих вариаций более желательным).

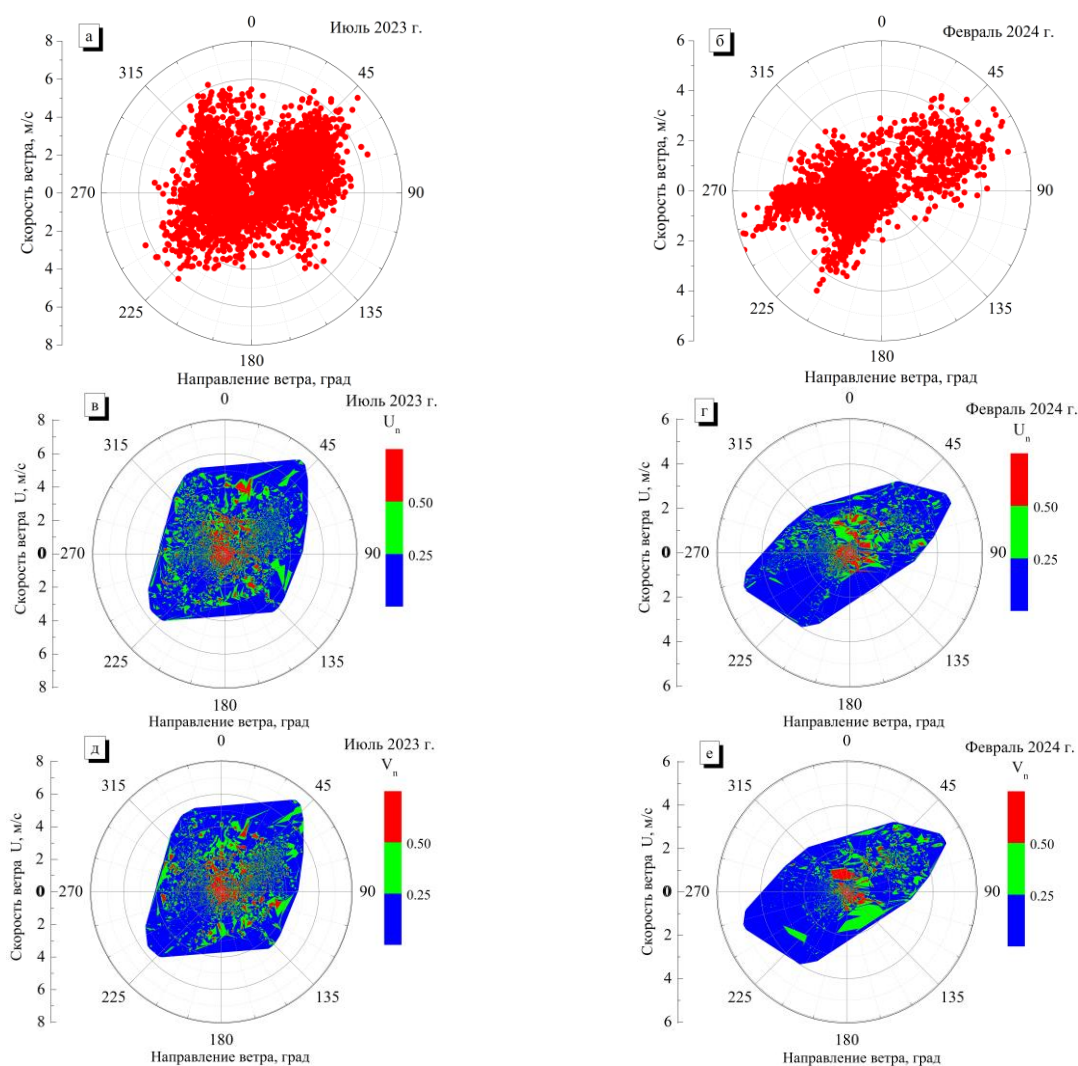


Рисунок 6 – (а, б) Связь средней скорости ветра с его направлением, (в–е) связь нормированных мезомасштабных вариаций горизонтальных составляющих ветра со скоростью и направлением среднего ветра в июле 2023 г. (а,в,д) и в феврале 2024 г. (б,г,е)

Сделанные выводы основаны на результатах измерений только в одной точке на краю карьера. Для более детального исследования желательно иметь данные одновременно с нескольких пунктов, размещенных по окружности карьера. Кроме того, полезной была бы информация и о высотных профилях ветра над карьером, а также данные о текущей температурной стратификации.

1. Гладких В.А., Макиенко А.Э. Цифровая ультразвуковая метеостанция // Приборы. 2009. № 7. С. 21–25.

2. Лыкоsov В.Н., Глазунов А.В., Кулямин Д.В., Мортиков Е.В., Степаненко В.М. Суперкомпьютерное моделирование в физике климатической системы. Издательство Московского университета, 2012. 408 с.

3. Гладких В.А., Мамышева А.А., Невзорова И.В., Одинцов С.Л. Оценка и сравнение смешанных моментов компонентов вектора ветра турбулентного и мезометеорологического масштабов в приземном слое атмосферы. // Оптика атмосферы и океана. 2022. Т. 35. № 09. С. 735–747.

ОСОБЕННОСТИ ГРОЗОВОЙ АКТИВНОСТИ В НИЖЕГОРОДСКОМ РЕГИОНЕ: НАБЛЮДЕНИЯ И АНАЛИЗ

Шаталина М.В.^{1,2}, Сарафанов Ф.Г.^{1,2}, Шлюгаев Ю.В.¹

¹Институт прикладной физики им. А.В. Гапонова-Грехова РАН, г. Нижний Новгород, Россия

²Нижегородский государственный университет им. Н.И. Лобачевского, Россия

e-mail: aries@ipfran.ru, fg.sarafanov@ipfran.ru, yshl@ipfran.ru

В докладе представлены результаты наблюдений многопунктовой грозопеленгационной системы (ГПС) NNLDN (Nizhny Novgorod Lightning Detection Network), разработанной в ИПФ РАН и регистрирующей электромагнитное излучение молний ближних и дальних гроз в диапазоне 10-100 кГц. Сопоставлены результаты наблюдений молниевой активности системой NNLDN с региональным покрытием (100-300 км) и глобальной системой WWLLN. Представлено качественное совпадение карт грозоопасности за 2022 год. Изучена многолетняя статистика гроз в исследуемом регионе за 2015-2023 гг., а также отдельные наиболее интенсивные события. Выявлены основные региональные особенности грозовой активности в пределах Нижегородской области.

В настоящее время существенно возрос интерес к изучению грозовой активности в контексте как задач климатологии, так и задач анализа и прогноза экстремальных метеоявлений. Мониторинг грозовой активности и интерпретация результатов натуральных измерений необходимы для корректной параметризации электрической активности в климатических моделях и моделях прогноза погоды высокого разрешения [1]. В свою очередь, системы определения местоположения молниевых разрядов являются одним из важнейших инструментов, используемых при анализе экстремальных метеоявлений, обладающих значительной электрической активностью [2].

В современной геофизике активно используются различные системы натуральных наблюдений гроз. Преимущественно используются либо результаты реанализа оптических спутниковых наблюдений, реализованных с помощью инструментов LIS (Lightning Imaging Sensor) на спутнике TRMM и на МКС [3], либо результаты наблюдений наземных систем грозопеленгации [4]. К глобальным системам наземной грозопеленгации относятся такие системы, как WWLLN [5] и GLD360 [6], работающие в СДВ-диапазоне (3-30 кГц).

На рисунке 1 приведены количества разрядов молний за неделю, а также суммарные количества разрядов за соответствующие сезоны в Нижегородском регионе по данным глобальной системы WWLLN.

Дальнейший анализ молниевой активности на масштабе климатических изменений требует более детальной информации о разрядах: энергии, пространственном типе разряда, полярности. В частности, это нужно для верификации гипотезы о том, что современная

климатическая изменчивость должна привести к уменьшению количества разрядов одновременно с ростом энергии разрядов [7]. Такая информация может быть получена более специализированными грозопеленгационными сетями, как правило, работающими на региональном масштабе.

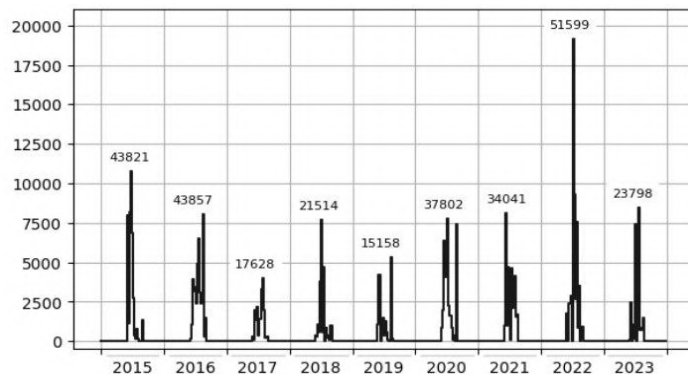


Рисунок 1 – Межгодовая изменчивость молниевой активности в Нижегородском регионе

Сплошной кривой приведены количества разрядов за неделю, подписи над максимумами обозначают количество разрядов за соответствующий год

С 2022 года на территории Нижегородской области ведутся наблюдения за молниевой активностью с помощью новой региональной ГПС NNLDN. Результаты наблюдений и их анализ представлены далее в данном исследовании. Работа ГПС NNLDN основана на регистрации электромагнитного излучения молний ближних и дальних гроз в СДВ и ДВ диапазонах (10-100 кГц) и позволяет осуществлять регистрацию молниевой активности на региональном масштабе (100-300 км). Преимущество такого подхода продемонстрировано, например, в работе [4], где, в частности, показано, что региональные ГПС с малыми базами обладают более высокими точностными и вероятностными характеристиками по сравнению с большебазовыми. В настоящее время в эксплуатации находятся 6 автономных станций ГПС NNLDN, расположенных на расстоянии от 50 до 200 километров друг от друга. На рисунке 2 представлена карта станций ГПС NNLDN по состоянию на 2023 г. Каждая станция оборудована магнитной и электрической антенной, приемником спутниковой системы навигации (GPS/GLONASS), а также 16-битным аналого-цифровым преобразователем с триггером. Оборудование станции позволяет регистрировать время прихода излучения молниевых разрядов с точностью до 125 нс. Передача в режиме квазиреального времени позволяет выдавать конечные данные о местоположении молнии пользователям не более, чем через 5 минут после события разряда молнии. Расчёт местоположения разряда производится по разностям времен прихода излучения молниевых разрядов на станции.

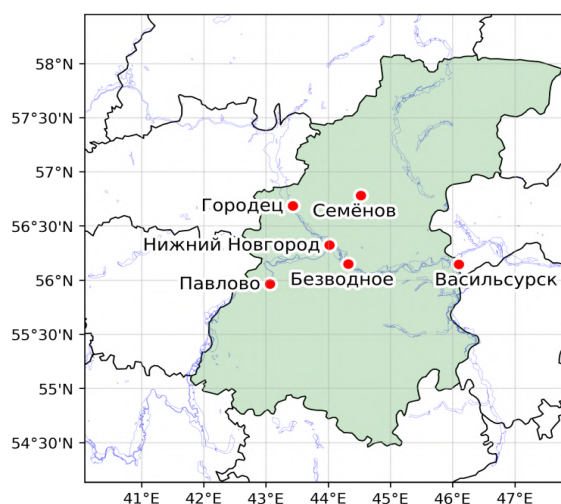


Рисунок 2 – Пункты региональной ГПС NNLN

Грозовой сезон 2022 г. в Нижегородском регионе отличался большим числом грозовых событий и большим суммарным числом молниевых разрядов по сравнению со среднемноголетними значениями, что подтверждается данными WWLLN (см. рисунок 1). В области наблюдения нижегородской ГПС NNLN преимущественно наблюдается два типа интенсивных грозовых событий: фронтальные грозы, связанные с вторжением холодных фронтов, и внутримассовые грозы.

Для построения диаграммы направлений прихода гроз использовались данные грозопеленгационной сети WWLLN и данные нижегородского доплеровского метеорадара ДМРЛ-С с пространственным разрешением в 4 км и временным – в 10 минут. Чаще всего при анализе профиля скоростей используются измеряемые метеорадаром доплеровские скорости. При этом теряется информация об тангенциальных скоростях. Чтобы повысить точность расчета направлений перемещения, использовалось распознавание движения облачности на пространственной сетке на каждом временном шаге. В качестве параметра, характеризующего облачность, использовалась максимальная вертикальная отражаемость в столбе (mdBz). Доли в % от всех грозовых часов для гроз, пришедших с выбранного направления, показаны на рисунке 3. Подсчет результатов анализа направлений прихода гроз показывает, что 67% всех гроз приходят из юго-западного сектора («З», «ЮЗ», «Ю»), 22% с северо-западного и юго-восточного секторов, и только 11% с северо-восточного сектора («С», «СВ», «В»).

Исследование демонстрирует возможность использования региональных грозопеленгационных систем для уточнения статистики грозовых событий на примере новой многопунктовой ГПС NNLN, разработанной в ИПФ РАН в тесном соответствии с изучением задач климатологии молний и прогноза молниевой активности на региональном масштабе.

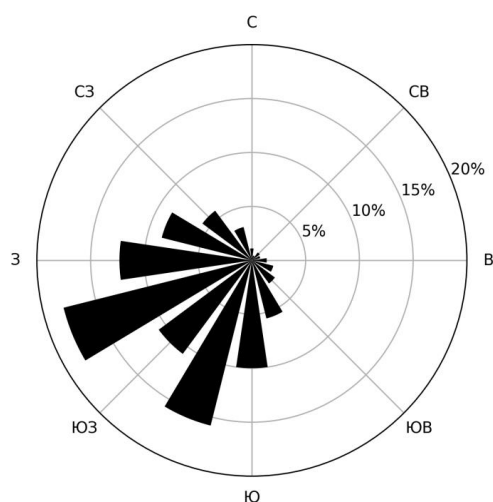


Рисунок 3 – Диаграмма грозových часов (в % от общего количества) в Нижегородской области по данным WWLLN за 2015-2023 гг.

Разработка и внедрение ГПС NNLDN выполнены при поддержке государственного задания ННГУ 0729-2020-0037. Обработка и анализ результатов наблюдений выполнены при поддержке государственного задания ИПФРАН FFUF-2024-0036.

1. Kang D., Heath N.K., Gilliam R.C., Spero T.L., Pleim J.E. Lightning assimilation in the WRF model (Version 4.1.1): technique updates and assessment of the applications from regional to hemispheric scales // *Geoscientific Model Development*. 2022. V. 15. P. 8561-8579.

2. Demytyeva S., Shatalina M., Popykina A., Sarafanov F., Kulikov M., Mareev E. Trends and Features of Thunderstorms and Lightning Activity in the Upper Volga Region // *Atmosphere*. 2023. V. 14. P. 674.

3. Zhang D., Cummins K.L., Lang T.J., Buechler, D., Rudlosky, S. Performance Evaluation of the Lightning Imaging Sensor on the International Space Station // *J. Atmos. Oceanic Technol.* 2023. V. 40. P. 1063-1082.

4. Снегуров А.В., Снегуров В.С. Сравнение характеристик многопунктовых грозопеленгационных систем // *Труды Главной геофизической обсерватории им. А.И. Воейкова*. 2019. № 595. С. 22-62.

5. Rodger C.J., Brundell J.B., Holzworth R.H., Lay E.H. Growing Detection Efficiency of the World Wide Lightning Location Network // *AIP Conf. Proc.* 2009. V. 1118. № 1. P. 15-20.

6. Naccarato K.P., Pinto O. Jr., Garcia S.A.M., Murphy J.M., Demetriades N.W.S., Cramer J.A. Validation of the new GLD360 dataset in Brazil: First results // *Preprints, International Lightning Detection Conference*. April 19-20, Orlando, Florida 2010. P. 1-6.

7. Price C.G. Lightning Applications in Weather and Climate Research // *Survey in Geophysics*. 2013. V. 34. P. 755-767.

ВЫЯВЛЕНИЕ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ, СООТВЕТСТВУЮЩИХ ЯВЛЕНИЯМ, УХУДШАЮЩИМ ВИДИМОСТЬ

Стребкова Е.А., Барт А. А., Старченко А.В.

Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск, Россия

e-mail: kateks93@mail.ru, bart@math.tsu.ru starch@math.tsu.ru

С помощью методов машинного обучения (дерева решений и случайного леса) для задачи классификации выявляются метеорологические условия, способствующие ухудшению видимости в зимний период в г. Томск и соседних городах на данных объективного анализа NCEP и результатах расчётов модели WRF.

Введение. Как правило, с помощью численных моделей атмосферных процессов, таких как Weather Research & Forecasting (WRF), можно рассчитывать и прогнозировать количественные характеристики, такие как температура и влажность воздуха, атмосферное давление, скорость и направление ветра. Для качественного предсказания погоды, то есть предсказания явлений, нужны оценки и критерии формирования этих явлений, причем больший интерес представляют опасные метеорологические явления [<https://meteoinfo.ru/hazards-definitions>]. Среди всех опасных метеорологических явлений можно выделить класс явлений, ухудшающих видимость. К этому классу, в частности, относятся и туманы. Туман - это скопление мелких капель воды или кристаллов льда, взвешенных в воздухе.

Туманы в Сибири наиболее часты в холодные месяцы года - осень, зима и ранняя весна. В зимний период туманы в Сибири особенно интенсивны и могут держаться несколько суток подряд, снижая видимость до 40-50 метров [1]. При образовании сильных туманов в сибирских аэропортах отменяются и задерживаются рейсы.

Помимо ухудшения видимости, туман оказывает воздействие и на качество воздуха. Капельки воды или кристаллы льда в тумане могут улавливать загрязняющие вещества. Эти загрязняющие вещества с каплями остаются в приземном слое атмосферного воздуха. За счет создания значительных градиентов концентраций (вне капель) происходит перенос загрязняющих веществ из окружающего пространства в область тумана, поэтому их суммарная концентрация возрастает. Следовательно, при образовании тумана, в его каплях концентрируются не только загрязняющие вещества, которые находились вблизи поверхности, но также и значительная часть загрязняющих веществ из вышележащих (нередко более загрязненных) слоев. Таким образом, капли тумана как бы аккумулируют загрязняющиеся из весьма протяженного слоя, что существенно увеличивает суммарное загрязнение воздуха в приземном слое атмосферного воздуха [2]. Так же туман действует как барьер,

препятствующий рассеиванию загрязняющих веществ в атмосфере. Это приводит к накоплению загрязняющих веществ в воздухе, особенно в городских районах.

Целью данной работы является выявление метеорологических условий, соответствующих явлениям с плохой видимостью в зимний период в условиях Западной Сибири.

Данные, модели и методы. Так как туманы зимой продолжительнее, то они представляют больший интерес для исследования. В работе рассматриваются месяцы, которые, в условиях Западной Сибири, можно отнести к зимнему периоду: ноябрь, декабрь, январь и февраль.

Также, согласно данным наблюдений на метеостанции г. Томск (56° 28' с.ш., 84° 58' в. д., <http://tr5.ru>) в эти месяцы фиксировались следующие явления: “видимость ухудшена дымом, например: от степных или лесных пожаров, промышленных предприятий или вулканическим пеплом”, что можно отнести к антропогенному (или чрезвычайному) воздействию на видимость и явления естественного природного происхождения: дымка, туман и мгла.

Так как механизм образования антропогенного (или чрезвычайного) тумана, сам по себе, очень сложен и при моделировании метеорологических условий требуется сопряжение с моделями антропогенного/биогенного загрязнения атмосферы, на данном этапе исследований рассматриваются явления, связанные с высокой влажностью (дымка, туман, мгла) и не рассматриваются антропогенный (или чрезвычайный) туман.

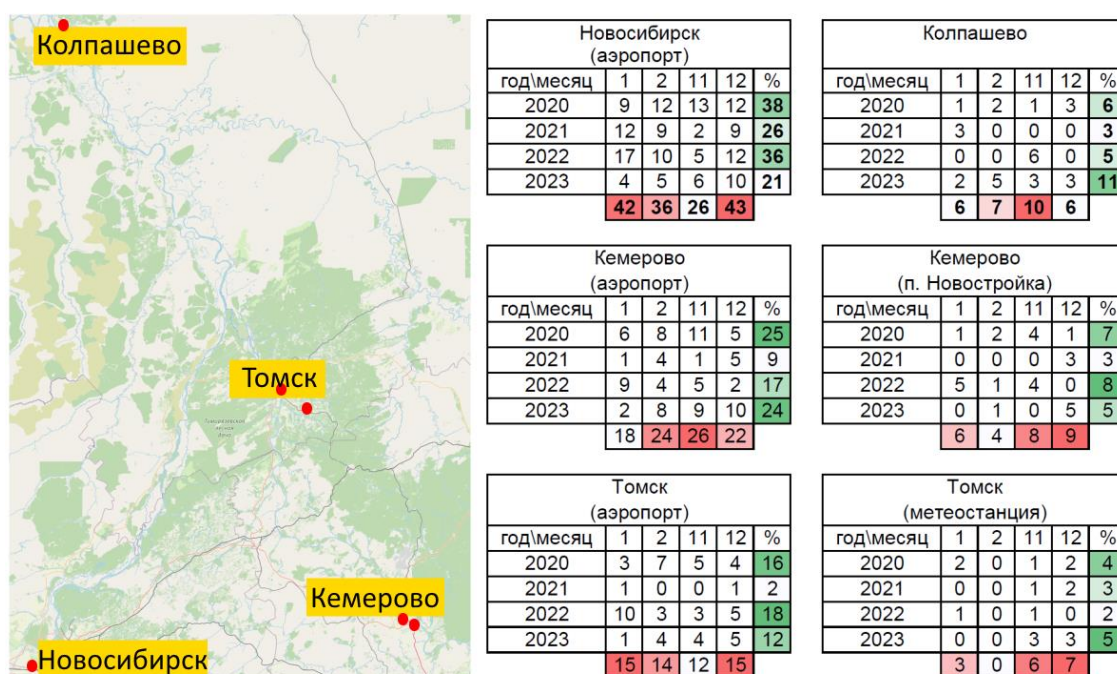


Рисунок 1 – Расположение исследуемых метеостанций на карте и связанная с ними статистика по количеству туманных дней за 1, 2, 11 и 12 месяцы 2020, 2021, 2022 и 2023 гг.

Проанализируем данные с метеостанций (<http://rp5.ru>) Томска в городе ($56^{\circ} 28'$ с.ш., $84^{\circ} 58'$ в. д.) и в аэропорту ($56^{\circ} 23'$ с.ш., $85^{\circ} 13'$ в. д.), Новосибирска в аэропорту ($55^{\circ} 1'$ с.ш., $82^{\circ} 39'$ в. д.), Кемерово в п. Новостройка ($55^{\circ} 15'$ с.ш., $86^{\circ} 13'$ в. д.) и в аэропорту ($55^{\circ} 16'$ с.ш., $86^{\circ} 7'$ в. д.) и в городе Колпашево ($58^{\circ} 19'$ с.ш., $82^{\circ} 57'$ в. д.). В аэропортах данные фиксируются каждые 30 минут, а на обычных метеостанциях – каждые 3 часа. Оценим количество дней, когда были зафиксированы туман, дымка или мгла и процент этих дней по отношению к количеству всех дней выбранных месяцев: января, февраля, ноября и декабря для 2020 – 2023 годов (см. рис. 1). Согласно проводимым исследованиям данных по мониторингу тумана для юго-востока западной Сибири с 1966 по 2008 гг. получившиеся результаты анализа для 2020 – 2023 гг. подтверждают описанную в [1] гипотезу.

Выявление каких-то особенностей (в случае погоды – явлений) является задачей классификации, когда всю наблюдаемую погоду можно разделить на 3 класса: 1 класс – видимость ухудшена за счёт биогенного воздействия, 2 класс – видимость ухудшена за счёт антропогенного воздействия, 3 класс – всё остальное.

В работе использована модель WRF версии 4.2 [3,4]. На основе данных реанализа Национального центра прогнозирования окружающей среды NCEP GFS 0.25 Degree Global Forecast Grids Historical Archive (ds084.1) с помощью программ системы препроцессинга модели WRF были получены начальные и граничные условия для метеорологических характеристик, а также геодезические параметры на расчётной сетке, покрывающей область исследования.

Область численного прогноза погоды имеет размеры 450×450 км (координаты центра области – $56,5^{\circ}$ с.ш., 85° в.д. совпадают с центром города Томск) и включает две вложенные подобласти размерами 150×150 и 50×50 км. Шаг сеток для областей составляет 9, 3 и 1 км, соответственно. В вертикальном направлении рассматривался 41 уровень.

Если собрать данные по всем имеющимся метеорологическим параметрам для 1 точки не только у поверхности, но и в километровом слое атмосферы над поверхностью, то получится около 150 и более признаков, где каждый признак какая-либо метеорологическая величина, например, температура у поверхности и на разных высотах до 1 км. и т.д. Поэтому обычными статистическими методами получившийся набор данных не обработать.

Для работы с подобного рода исходными данными при решении задачи классификации воспользуемся методами машинного обучения: деревом решений и случайным лесом.

Дерево решений (или решающее дерево) – это древовидная структура, которая используется для поддержки принятия решений. Она состоит из узлов, которые представляют собой решения, и ветвей, которые представляют возможные последствия этих решений[5].

Деревья решений работают путем применения последовательности правил к объекту или данным, чтобы в конечном итоге прийти к прогнозу или классификации. Каждый узел в дереве соответствует определенному условию, а ветви представляют возможные результаты этого условия. Процесс принятия решения продолжается до тех пор, пока не будет достигнут лист (конечный узел), который содержит классификацию для данного объекта. Случайный лес – ансамбль на решающих деревьях [6].

С помощью этих методов можно оценивать степень влияния признака на построенную модель и выделять только те признаки, значение которых наибольшим образом влияют на построенный классификатор.

Результаты. Из всех метеорологических параметров: температура, скорость и направление ветра, кинетическая энергия и т.д. построенный классификатор на основе ансамбля из деревьев решений берёт во внимание только информацию о температуре на различных высотах и о давлении и его производной так же на различных высотах.

Работа выполнена при поддержке Министерства Науки и Высшего Образования РФ (бюджет ИОА СО РАН).

1. Журавлёв Г.Г., Задде Г.О., Ахметшина А.С. Туманы на территории Юга-востока западной Сибири // Вестник Томского государственного университета. 2011. 347. С. 174 – 180.

2. Владимиров А.М., Ляхин Ю.И., Матвеев Л.Т., Орлов В.Г. Охрана окружающей среды. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 424 с.

3. Powers J.G., Klemp J.B., Skamarock W.C., Davis C.A., Dudhia J., Gill D.O., Coen J.L., Gochis D.J., Ahmadov R., Peckham S.E., Grell G.A., Michalakes J., Trahan S., Benjamin S.G., Alexander C.R., Dimego G.J., Wang W., Schwartz C.S., Romine G.S., Liu Z., Snyder C., Chen F., Barlage M.J., Yu W., Duda M.G. The Weather Research and Forecasting Model: Overview, System Efforts and Future Directions // Bull. Amer. Meteor. Soc. 2017. V. 98. P. 1717-1737.

4. Starchenko A.V., Kizhner L.I., Svarovsky A.I., Prokhanov S.A. Sensitivity analysis of the physical parameterizations in the WRF model on the prediction accuracy of meteorological parameters // Proc. SPIE. 2021. V. 11916. Art. 119166C.

5. Библиотека sk-learn, “Decision trees” [Электронный ресурс]. URL: <https://scikit-learn.ru/1-10-decision-trees/> (дата обращения 24.03.2024).

6. Библиотека sk-learn, “Random forest” [Электронный ресурс]. URL: <https://scikit-learn.ru/1-11-ensemble-methods/> (дата обращения 24.03.2024).

ТИПОВЫЕ СЛУЧАИ СУТОЧНОЙ ДИНАМИКИ ТЕМПЕРАТУРНОЙ СТРАТИФИКАЦИИ ПРИЗЕМНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ

Баранов Н.А.

Вычислительный центр им. А.А. Дородницына ФИЦ ИУ РАН, г. Москва, Россия

e-mail: barnik.al@gmail.com

В данной работе рассматривается применение методов кластеризации для выделения типовых случаев суточной динамики температурной стратификации приземного слоя атмосферы по данным годового цикла наблюдения. В качестве исходных данных использованы ряды наблюдений профилей температуры в слое до 1 км в средней полосе России, полученные пассивным микроволновым профилимером МТР-5. Для идентификации типовых вариантов суточной динамики использовался метод аффинного распространения, обеспечивающий автоматическое определение числа кластеров. В качестве меры близости использовалась косинусная мера подобия суточной динамики. В качестве типовых случаев рассматривались кластеры, содержащие не менее 10 суток с близкой динамикой температурной стратификации в течение суток. Качество кластеризации оценивалось с помощью коэффициентов силуэта кластера. Полученные результаты показывают, что наиболее представительные типовые варианты суточной динамики выделяются в весенне-летний период. Характерной особенностью выделенных типов является формирование приземной инверсии в ночной период.

Условия турбулентного перемешивания в приземном слое атмосферы, в том числе условия рассеивания загрязняющих примесей, во многом определяются температурной стратификацией [1]. Температурная стратификация приземного слоя определяет категории устойчивости атмосферы и имеет важное значение в задачах экологического мониторинга [2]. Суточный ход температурной стратификации определяет периоды возможного накопления или рассеивания примесей. Поэтому понимание характерных периодов суточной динамики является важным с точки зрения прогнозирования благоприятных и неблагоприятных экологических условий. Автором уже рассматривалась задача применения математических методов кластеризации для выделения типов температурной стратификации в годовом цикле наблюдений [3, 4]. В данной работе рассматривается применение методов кластеризации для выделения типовых случаев суточной динамики температурной стратификации.

Для решения этой задачи был применен метод аффинного распространения (Affinity Propagation). Этот метод использует идею схожести элементов данных [5]. В качестве классифицируемых данных рассматриваются вектора измерений профиля температуры за n -е сутки (с 0 до 24 часов):

$$\mathbf{Q}_n = (\bar{T}_0(h_0), \dots, \bar{T}_0(h_m), \bar{T}_1(h_0), \dots, \bar{T}_1(h_m), \bar{T}_{23}(h_0), \dots, \bar{T}_{23}(h_m)),$$

где $\bar{T}_i(h_j)$ - среднее значение температуры за период $[i, i+1)$ часов, измеренной на высоте h_j .
 Метод аффинного распространения не требует априорного задания количества классов разбиения, и количество кластеров определяется итерационно в процессе кластеризации.

В качестве исходных данных использовались данные измерений профиля температуры, полученные с помощью одноканального микроволнового профилемера МТР-5 [6]. Данный тип измерителей позволяет получать непрерывные данные о динамике профилей температуры в слое 1 км с шагом по высоте 50м.

Поскольку эталонного варианта классификации типовых случаев суточной динамики температуры приземного слоя атмосферы не существует, для оценки качества кластеризации использовался коэффициент силуэта кластера [7]. Если выполнено разбиение множества наблюдений на M кластеров, то для каждого n -го суточного наблюдения из кластера K_s можно вычислить среднее расстояние a_n между n -м и остальными объектами кластера, а также наименьшее среднее расстояние b_n от n -го элемента кластера K_s до всех точек в любом другом кластере:

$$a_n = \frac{1}{|K_s| - 1} \sum_{\substack{p \in K_s \\ p \neq n}} \mu(n, p), \quad b_n = \min_{l \neq s} \frac{1}{|K_l|} \sum_{p \in K_l} \mu(n, p),$$

где $|K_s|$ - число элементов в кластере K_s , $\mu(n, p)$ - мера близости векторов \mathbf{Q}_n и \mathbf{Q}_p . В качестве меры близости суточной динамики использовалась косинусная метрика:

$$\mu(n, p) = 1 - \frac{\sum_k q_k^{(n)} \cdot q_k^{(p)}}{\sqrt{\sum_k (q_k^{(n)})^2} \cdot \sqrt{\sum_k (q_k^{(p)})^2}},$$

где $q_k^{(n)}$, $q_k^{(p)}$ - элементы векторов \mathbf{Q}_n и \mathbf{Q}_p соответственно.

После этого для n -го элемента можно определить коэффициент силуэта

$$S_n = \frac{a_n - b_n}{\max(a_n, b_n)}$$

и коэффициент силуэта выполненной кластеризации

$$S = \frac{1}{N} \sum_n S_n,$$

где N - количество кластеризуемых данных наблюдений. Значение S , близкое к 1, означает хорошее качество кластеризации: данные внутри каждого кластера «похожи» друг на друга и не похожи на данные из других кластеров. Значение S , близкое к -1, означает плохое качество кластеризации. Таким образом, коэффициент силуэта позволяет сделать вывод, о том,

насколько сформированная кластерная структура соответствует естественной группировке данных.

На рис. 1 показано распределение полученных в результате кластеризации типовых вариантов суточной динамики температурной стратификации по дням года. В качестве типовых рассматривались только кластеры, содержащие не менее 10 суток с близкой динамикой температурной стратификации. Можно видеть, что период с поздней весны до ранней осени (примерно с мая по октябрь) выделяется типичностью суточной динамики температурной стратификации: мощность соответствующего кластера составляет в рассматриваемом случае 120 дней. Кроме того, выделяются еще несколько типовых случаев динамики температурной стратификации (кластеры 1, 2, 5 на рис. 1).

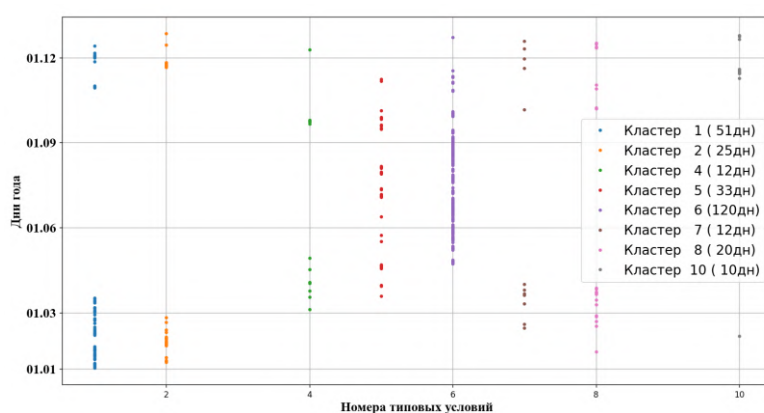


Рисунок 1 – Распределение типовых вариантов суточной динамики температурной стратификации по дням годам

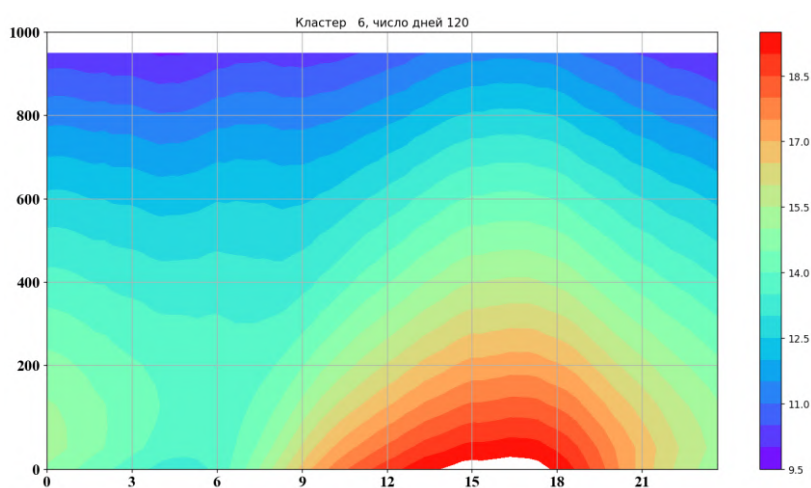


Рисунок 2 – Типовая суточная динамика температуры приземного слоя в летний период

На рис. 2 показан типовая суточная динамика температуры приземного слоя атмосферы, соответствующая кластеру 6, охватывающему летний период наблюдений. По оси абсцисс отложено время в часах, по оси ординат – высота. Можно видеть, что для этого типа суточной

динамики характерно формирование приземной инверсии в ночное время, которая разрушается в утренние часы.

Другой вариант температурной динамики, который характеризуется формированием высокоприподнятых инверсий, показан на рис. 3.

Таким образом, в данной работе показана возможность выделения типовых случаев температурной динамики приземного слоя атмосферы с использованием методов кластеризации.

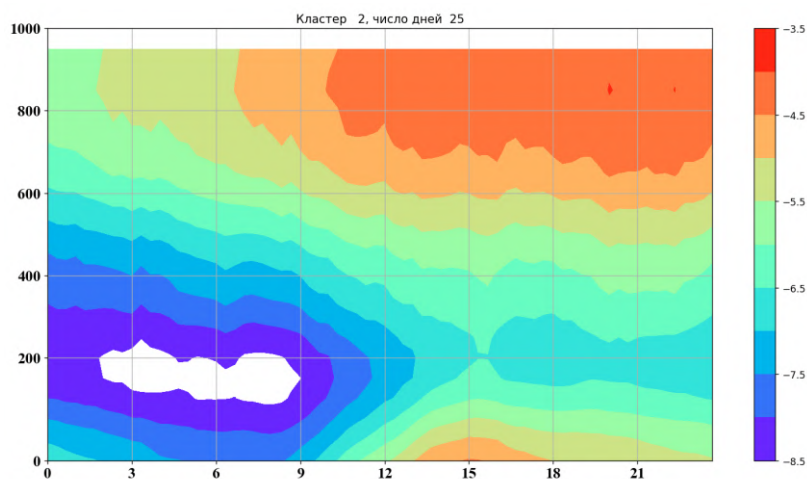


Рисунок 3 – Типовая суточная динамика температуры приземного с формированием высокоприподнятых инверсий

1. Баранов Н.А., Князев А.К., Миллер Е.А. Результаты анализа продолжительности радиационных инверсий от характеристик температурной стратификации в пограничном слое атмосферы // Всероссийская конференция, посвященная памяти академика А. М. Обухова «ТУРБУЛЕНТНОСТЬ, ДИНАМИКА АТМОСФЕРЫ И КЛИМАТА». Сборник тезисов докладов. М.: Физматкнига, 2022. С. 146.

2. Lokoshchenko M.A., Bogdanovich A.Y., Elansky N.F. et al. Thermal Inversions and Their Influence on the Composition of the Surface Air Layer over Moscow // *Izv. Atmos. Ocean. Phys.* 2021. V. 57. P. 559–567.

3. Баранов Н.А. Типизация температурных профилей методом k-средних // *Аэрозоли Сибири. XXVIII Конференция : Тезисы докладов.* Томск : Изд-во ИОА СО РАН, 2021. С. 22-23.

4. Baranov N.A. Clustering methods usage for the temperature stratification typing of the atmosphere surface layer // *Proc. SPIE.* 2023. V. 12780. Art. 1278069.

5. Frey B.J., Dueck D. Clustering by passing messages between data points // *Science.* 2007. V. 315. № 5814. P. 972-976.

6. Kadygrov E.N., Knyazev A.K., Shaposhnikov A.N. Peculiarities of Stratospheric Temperature Stratification Measurements by the Microwave Radiometry Method // *Izv. Atmos. Ocean. Phys.* 2022. V. 58. P. 284–294.

7. Rousseeuw P.J. Silhouettes: A graphical aid to the interpretation and validation of cluster analysis // *J. of Computational and Applied Mathematics.* 1987. V. 20. P. 53-65.

МИКРОПЛАСТИК И БИОБРАСТАНИЕ В БАЙКАЛЕ: СЦЕНАРИИ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Цветова Е.А.

Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН,

г. Новосибирск, Россия

e-mail: e.tsvetova@ommgp.sscs.ru

Чем дальше научное сообщество продвигается в изучении распространения микропластика в природной среде, тем более очевидным становится необходимость в междисциплинарных исследованиях. Трёхмерные модели Эйлера и Лагранжевого типа используются для воспроизведения поведения агрегатов, состоящих из МП и биоорганизмов, в Байкале. Прикрепляясь к микропластику, биоматериал изменяет плавучесть агрегатов. Для учета таких изменений рассчитывается общая плотность образований. По ней вычисляются скорости опускания и подъема агрегатов. Результаты моделирования представлены сценариями распространения агрегатов с изменяющейся в пространстве и времени плотностью, которая регулирует их поведение и перемещение. Для задания гидродинамического фона привлекается трёхмерная модель гидротермодинамики озера в негидростатическом приближении. Рассматриваются сценарии с комбинациями параметров агрегатов, а также способов параметризации скоростей вертикальных перемещений примеси.

По определению, под МП подразумевают любую твердую частицу из пластика, независимо от состава материала и формы, имеющую размеры менее 5 мм. МП подразделяют на первичный и вторичный. Свойства пластика определяет материал, из которого он изготовлен: будет он плавучим или нет. Плотность разных видов пластмасс варьируется от 0,05 г/куб. см до 2,21 г/куб. см. Легче воды полипропилен (0,90 г/куб. см), полиэтилен высокого давления (0,92 г/куб. см), полиэтилен низкого давления (0,96 г/куб. см). Один из самых тяжёлых видов пластика — фторопласт (2,20 г/куб. см).

Размер и форма определяют специфику передвижения в окружающей среде: 1D – волокна, 2D – пленки, 3D – шары, пеллеты, частицы неправильной формы. Со временем происходит изменение свойств по размерам: либо уменьшение за счет фрагментации, минерализации, старения материалов и т.д., либо увеличение за счет биообращения, агрегации и т.д. В этих изменениях большую роль играют физические, химические и биологические процессы, чем и объясняется необходимость междисциплинарных исследований, в том числе и в разработке параметризаций для моделирования [1-3].

Несмотря на большой объем литературы по распространению микропластика в океанах, морях, озерах и других пресных водах, например, [1-5], весьма ограниченный набор таких сведений относится к состоянию этой проблемы в озере Байкал [6-9]. По данным наблюдений из [6], основной состав (88%) составляют мелкие частицы (ММП) полипропилена (pp) с

размером менее 330 мкм, являющиеся, в основном, фрагментами пластикового мусора. По данным наблюдений из [8], основной состав представлен волокнами.

В математическом моделировании МП преобладают лагранжевы подходы [2]. Настоящая работа является продолжением исследований автора по моделированию распространения микропластика (МП) в озере Байкал. В предыдущих работах рассматривались примеры распространения пассивной примеси, обладающей нейтральной плавучестью [10,11]. В настоящей работе обращается внимание на учет разности плотностей воды и пластика (или агрегата из МП и биоорганизма), которая влияет на изменение плавучести.

По результатам наблюдений и нашим расчетам, гидродинамические процессы имеют ключевое значение для решения задач распространения примесей. Для моделирования гидротермодинамики озера в этой работе используется авторская трехмерная модель в негидростатическом приближении, включающая 3 уравнения движения, уравнение для температуры и уравнение неразрывности [10-11]. В модели гидродинамики участвуют три компонента вектора скорости, давление, плотность и температура. Большую роль в формировании течений играют береговые очертания и рельеф дна, который существенно меняется в области моделирования. Практически озеро состоит трех глубоких котловин, соединенных между собой сравнительно мелководными перемычками. Гидродинамическая модель описывает процессы переноса и диффузии для скоростей и учитывает влияние силы Кориолиса.

Для модели распространения примесей мы рассматриваем две версии: в Эйлеровом и Лагранжевом представлениях. В транспортной модели в Лагранжевой формулировке речь идет о конкретных частицах, которые передвигаются вместе с окружающей средой. Для каждой частицы в сеточной области рассчитывается ее местоположение и перемещение в новое место на основе интерполированной скорости и временного шага модели переноса частиц. Как правило, поля скоростей течений для этой цели рассчитываются заранее, в отличие от модели в Эйлеровой формулировке, где можно одновременно считать и поля скоростей и поля концентраций примесей на одном и том же временном интервале.

В наших исследованиях при наличии большого количества неопределенностей, свойственных задачам моделирования реальных природных объектов, мы предпочитаем использовать сценарный подход с целью абстрагирования от конкретных ситуаций в пользу некоторых обобщенных случаев в виде «климатических» сценариев [10,11].

Целью настоящей работы является дальнейшее исследование процессов распространения МП в зависимости от их размера, формы и типа (плотности). Для этого предстоит выбрать подходящие параметризации. Дело в том, что по мнению специалистов, широко употребляемая

формула для расчета скоростей осаждения хорошо работает для сферических частиц и более или менее круглых кусочков пластика, однако для волокон и хлопьев она не работает. Это означает, что, хотя диапазон плотностей, характерный для пластмасс, хорошо описывается классическими соотношениями, однако форма частицы микропластика имеет первостепенное значение для скорости ее осаждения. К настоящему времени в литературе появилось множество публикаций по различным аспектам этих вопросов, например, [12, 13]. Так, в [13] в лабораторных условиях проверяются 10 моделей для скоростей осаждения мелких фрагментов неплавучего МП и волокон.

Другим вопросом, стоящим на повестке дня, является вопрос транспорта агрегатов, включающих МП, которые возникают в результате процесса биообрастания (biofouling). Биообрастание - процесс скопления биоорганизмов на подводных поверхностях. Прикрепляясь к микропластику, биоматериал изменяет гидрофобность и плавучесть пластика. Живые организмы увеличивают плотность системы, заставляя её погружаться, то есть становиться неплавучей. Однако при попадании в «плохие» условия биоорганизмы отмирают и освобождают МП, который может снова начать всплывать. Так что и здесь необходимы параметризации скоростей таких процессов [1,14,15].

Результаты моделирования будут представлены сценариями распространения агрегатов с изменяющейся в пространстве и времени плотностью, которая регулирует их поведение и перемещение. Рассматриваются сценарии с комбинациями параметров агрегатов, а также способов параметризаций скоростей вертикальных перемещений примеси.

В заключение отметим, что специфика Байкала состоит в том, что озеро очень глубокое и большое, 23000 км³ воды; из озера вытекает только одна река – Ангара. Скорости водообмена в озере оцениваются в 300-400 лет в разных котловинах. Поэтому у МП есть ограниченная возможность выйти из озера со стоком, либо быть захороненным в осадках. Следовательно, напрашивается вывод, что МП могут долго находиться в водной толще и накапливаться там. К сожалению, пока в литературе недостаточно сведений о наблюдениях за распределением пластика по вертикали и о количестве его в донных отложениях озера. Поэтому математическое моделирование остается одним из возможных способов получить предварительные оценки.

Работа выполнена по проекту FWNM-2022-0003 госзадания ИВМиМГ СО РАН.

1. *Chubarenko I., Bagaev A., Zobkov M., Esiukova E.* On some physical and dynamical properties of microplastic particles in marine environment // *Marine Poll. Bull.in.* 2016. Т. 108. № 1-2. С. 105-112.

2. *Khatmullina L., Chubarenko I.P.* Transport of marine MPs why it is so difficult to predict // *Anthropocene Coasts.* 2019. Т. 2. № 1 С. 293-305.

3. *Чубаренко И.П., Есюкоа Е.Е., Хатмуллина Л.И., Лобчук О.И., Исаченко И.А., Буканова Т.В.* Микропластик в морской среде. М.: Научный мир, 2021.

4. Cable R.N., Beletsky D., Beletsky R., Wigginton K., Locke B.W., Duhaime M.B. Distribution and Modeled Transport of Plastic Pollution in the Great Lakes, the World's Largest Freshwater Resource // *Front. Environ. Sci.* 2017. V. 5. Art. 45.
5. Daily J., Hoffman M.J. Modeling the three-dimensional transport and distribution of multiple microplastic polymer types in Lake Erie // *Marine Pollution Bulletin.* 2020. V. 154. Art. 19111024.
6. Moore M.V., Yamamuro M., Timoshkin O.A., Shirokaya A.A. Kameda Lake-wide assessment of microplastics in the surface waters of Lake Baikal, Siberia // *Limnology.* 2022. V. 231. P. 265-274.
7. Ильина О.В., Колобов М.Ю., Ильинский В.В. Пластиковое загрязнение прибрежных поверхностных вод среднего и южного Байкала // *Водные ресурсы.* 2021. Т. 48. № 1. С. 42-51.
8. Колобов М.Ю. Таланина Е.Б. Многолетняя динамика содержания микропластика в поверхностных водах озера Байкал // *Мат. I Всероссийской конф. с международным участием «MicroPlasticsEnvironment-2022» (МРЕ-2022), 02–06 августа 2022 г., п. Шира, Хакасия / общ. ред. Ю.А. Франк. Томск : Издательство Томского государственного университета, 2022. С. 53-57.*
9. Бирюцкая С.А., Бухаева Л.Б., Долинская Е.М., Теплых М.А., Ермолаева Я.К., Пушница В.А., Охолина А.И., Лавникова А.В., Карнаухов Д.Ю., Зилов Е.А. Изучение влияния частиц микропластика на эндемичных амфипод озера Байкал// *Байкальский зоологический журнал.* 2022. № 1 (31). С. 134-135.
10. Tsvetova E.A. Transport model: microplastic in Lake Baikal // *Proceedings of SPIE.* 2022. Art. 1234165.
11. Tsvetova E.A. Hypothetical scenarios of microplastic propagation in Lake Baikal // *Proceedings of SPIE.* 2023. V. 12780. Art. 127805E.
12. Waldschlager K., Schuttrumpf H. Effects of Particle Properties on the Settling and Rise Velocities of Microplastics in Freshwater Under Laboratory Conditions // *Environ. Sci. Technol.* 2019. V. 53. P. 1958–1966.
13. Dittmar S. et al. Settling velocities of small microplastic fragments and fibers // *Environ. Sci. Technol.* 2024. V. 58. № 14. P. 6359–6369.
14. Kooi M., van Nes E.H., Scheffer M., Koelmans A.A. Ups and downs in the ocean: Effects of Biofouling on Vertical Transport of Microplastics // *Environ. Sci. Technol.* 2017. V. 51. P. 7963–7971.
15. Chen X., Xiong X., et al. Sinking of floating plastic debris caused by biofilm development in a freshwater lake // *Chemosphere.* 2019. V. 222. P. 856-864.

АЛГОРИТМ УСВОЕНИЯ ДАННЫХ ДЛЯ ТРЕХМЕРНЫХ МОДЕЛЕЙ ПЕРЕНОСА И ТРАНСФОРМАЦИИ ПРИМЕСЕЙ В АТМОСФЕРЕ НА ОСНОВЕ ОПЕРАТОРА ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТИ

Пененко А.В.^{1,2}, Гочаков А.В.³, Антохин П.Н.^{4,2} Пененко В.В.¹

¹Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН,
г. Новосибирск, Россия

²Российский государственный гидрометеорологический университет,
г. Санкт-Петербург, Россия

³Сибирский региональный научно-исследовательский гидрометеорологический институт,
г. Новосибирск, Россия

⁴Институт оптики атмосферы имени В. Е. Зуева СО РАН, г. Томск, Россия
e-mail: alexs@ommgp.sscs.ru

Трехмерные модели переноса и трансформации примеси позволяют учитывать вертикальную неоднородность атмосферных процессов. Но вместе с тем их использование требует задания большого количества параметров и существенных вычислительных ресурсов для проведения расчетов, особенно при решении обратных задач и задач усвоения данных. В работе рассматривается алгоритм усвоения данных для трёхмерной модели переноса и трансформации примесей, для решения обратных задач в котором используется подход на основе операторов чувствительности и ансамблей решений сопряжённых уравнений. Алгоритм тестируется на реалистичных региональных сценариях.

При моделировании сложных природных процессов, к которым относятся процессы переноса и трансформации примесей в атмосфере, задание всех необходимых для моделирования параметров является нетривиальной проблемой, которую можно решать различными способами. Недостающую информацию можно восполнить с помощью имеющихся данных измерений и специальных алгоритмов обратного моделирования, включая алгоритмы усвоения данных. Воспроизведение вертикальной неоднородности атмосферы является важным фактором повышения точности моделирования, вместе с тем увеличивая сложность моделей и требования к вычислительным мощностям. Учет вертикальной структуры также важен при интерпретации данных дистанционного зондирования, которые зачастую представлены в виде интегральных измерений концентраций примесей по толще атмосферы.

Математическая модель распространения N_c реагирующих химических веществ рассматривается в области $\Omega_T = \Omega \times [0, T]$, где Ω – достаточно гладкая аппроксимация ограниченной прямоугольной области $[0, X] \times [0, Y] \times [0, Z]$, $T > 0$, $\partial\Omega$ – граница области Ω :

$$\frac{\partial \varphi_l}{\partial t} - \nabla \cdot (\text{diag}(\mu_l) \nabla \varphi_l - \mathbf{u} \varphi_l) + P_l(t, \boldsymbol{\varphi}) \varphi_l = \Pi_l(t, \boldsymbol{\varphi}) + f_l + r_l, \quad (\mathbf{x}, t) \in \Omega \times [\underline{t}, \bar{t}], \quad (1)$$

$$\mathbf{n} \cdot (\text{diag}(\mu_l) \nabla \varphi_l) + \beta_l \varphi_l = \alpha_l, \quad (\mathbf{x}, t) \in \Gamma^{(out)} \subset \partial\Omega \times [\underline{t}, \bar{t}], \quad (2)$$

$$\varphi_l = \alpha_l, \quad (\mathbf{x}, t) \in \Gamma^{(in)} \subset \partial\Omega \times [\underline{t}, \bar{t}], \quad (3)$$

$$\varphi_l = \varphi_l^0, \quad \mathbf{x} \in \Omega, \quad t = \underline{t}, \quad (4)$$

$$l = 1, \dots, N_c \quad (5)$$

где $t \in [0, T]$ – время, \mathbf{x} – пространственные координаты, N_c – число рассматриваемых веществ, $\varphi_l = \varphi_l(\mathbf{x}, t)$ – концентрация l -того вещества в точке $(\mathbf{x}, t) \in \Omega_T$, $\boldsymbol{\varphi}$ – вектор, состоящий из элементов $\varphi_l(\mathbf{x}, t)$, $l = 1, \dots, N_c$, который называется функцией состояния, $L = \{1, \dots, N_c\}$. Функции $\mu_l(\mathbf{x}, t) \in \mathbb{R}^3$ соответствуют диффузионным коэффициентам, $\text{diag}(\mathbf{a})$ – диагональная матрица с вектором \mathbf{a} на диагонали, $\mathbf{u}(\mathbf{x}, t) \in \mathbb{R}^3$ – вектор скорости ветра. $\Gamma^{(in)}$ и $\Gamma^{(out)}$ – части границы области $\partial\Omega_T$, на которых вектор $\mathbf{u}(\mathbf{x}, t)$, соответственно, направлен внутрь области Ω_T или равен нулю, либо направлен из области Ω_T ; \mathbf{n} – вектор внешней нормали. Функции $\alpha_l(\mathbf{x}, t)$, $\varphi_l^0(\mathbf{x})$ описывают, соответственно, граничные и начальные условия, β_l – параметры граничного условия, $f_l(\mathbf{x}, t)$ – известная а priori функция источника; $r_l(\mathbf{x}, t)$ – неизвестная функция источника. Элементы операторов продукции и деструкции $P_l, \Pi_l: [0, T] \times \mathbb{R}_+^{N_c} \rightarrow \mathbb{R}_+$ определены моделью трансформации. В качестве функции неопределённости будем рассматривать вектор-функции $\mathbf{q} = \{r_l(\mathbf{x}, t)\}_{l=1}^{N_c}$, имеющие смысл источников выбросов.

Оператором прямой задачи назовем оператор $\boldsymbol{\varphi}[\mathbf{q}]$, который отображает искомую функцию распределения источников выбросов $\mathbf{q} \in Q$ в решение $\boldsymbol{\varphi}$ задачи (1)-(5). Задачу вычисления $\boldsymbol{\varphi}[\mathbf{q}]$ по $\mathbf{q} \in Q$ назовем прямой. Здесь Q обозначает множество предполагаемых искомым функций источников выбросов. В нашем случае источники выбросов \mathbf{q} из Q предполагаются стационарными, неотрицательными и выбрасывающими определенный набор веществ $L_{src} \subset L$.

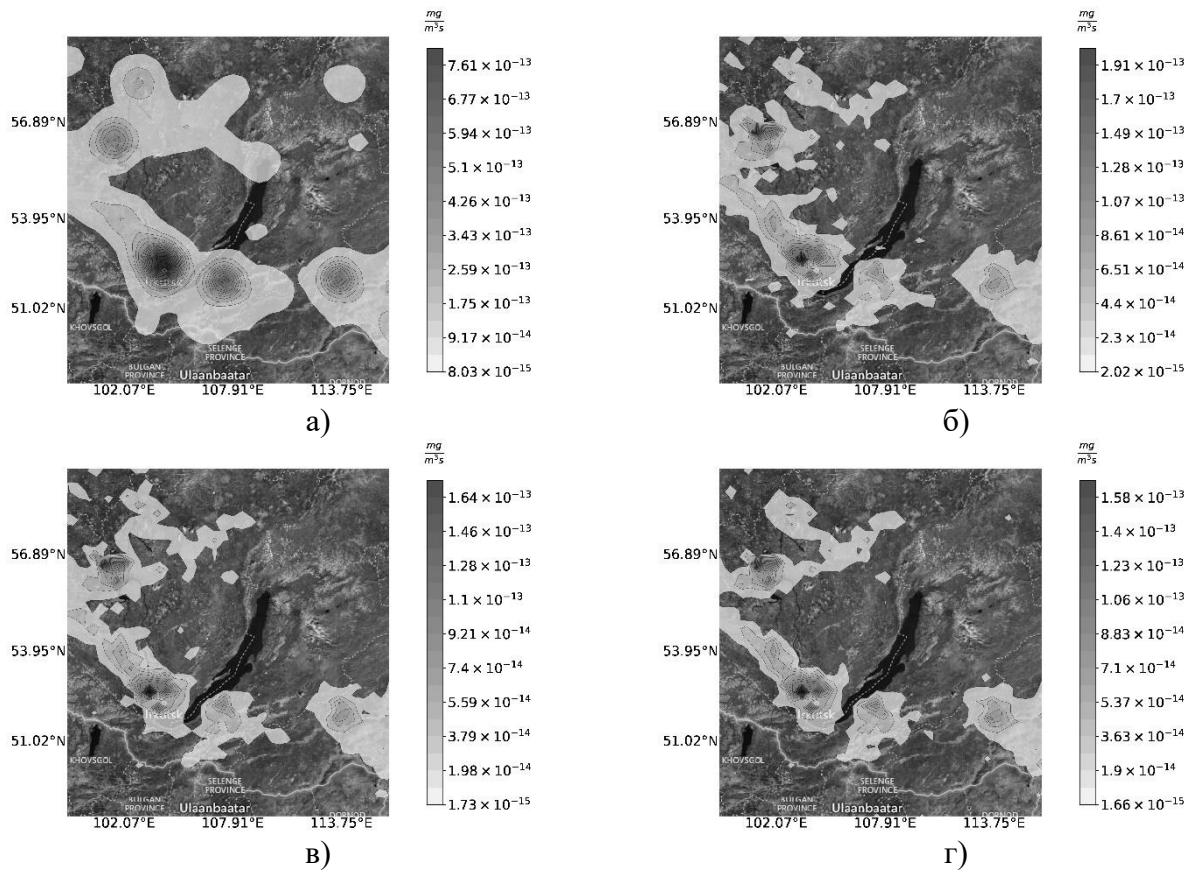


Рисунок 1 – Сравнение «истинного» решения $\mathbf{q}^{(*)}$ а) и результатов усвоения данных $\mathbf{q}^{[k](\infty)}$ в окнах усвоения $[0, 8 \times 3600]$ б), $[8 \times 3600, 16 \times 3600]$ в), $[16 \times 3600, 24 \times 3600]$ г) на первом вертикальном уровне модели

Пусть в Q существует некоторая «истинная» функция источника, обозначим ее $\mathbf{q}^{(*)} \in Q$, и $\boldsymbol{\varphi}^{(*)} = \boldsymbol{\varphi}[\mathbf{q}^{(*)}]$ – соответствующее решение прямой задачи с функцией источника $\mathbf{q}^{(*)}$. В обратной задаче $\mathbf{q}^{(*)}$ неизвестна и ее требуется найти на основе $I_l^m(\mathbf{x}, \mathbf{y})$ - пространственных «снимков» $\boldsymbol{\varphi}^{(*)}$ интегральных (total-column) концентраций для заданного набора веществ L_{meas} , сделанных в моменты времени $\Theta = \{\theta^m\}_{m=1}^M \subset [0, T]$.

Определим множество W окон усвоения $[\underline{t}^{[k]}, \bar{t}^{[k]}] \subset [0, T]$, $k = 1 \dots N_W$. Окна усвоения не пересекаются, и $\bar{t}^{[k]} = \underline{t}^{[k+1]}$, $\underline{t}^{[1]} = 0$. Задача усвоения данных формулируется как последовательность связанных обратных задач на W . Искомые источники выбросов \mathbf{q} предполагаются постоянными в окнах усвоения. Для поиска источников используются данные измерений, попадающие в окно усвоения: $\{I_l^m | \theta^m \in [\underline{t}^{[k]}, \bar{t}^{[k]}]\}$. Функция состояния при переходе из одного окна усвоения в другое считается непрерывной: $\boldsymbol{\varphi}(\bar{t}^{[k]}) = \boldsymbol{\varphi}(\underline{t}^{[k+1]})$. В качестве начального приближения для решения в k -том окне усвоения используется результат решения на предыдущем окне $\mathbf{q}^{[k+1](0)} = \mathbf{q}^{[k](\infty)}$. Базовым алгоритмом решения обратных задач

для модели адвекции-диффузии-реакции на окнах усвоения является кластерная версия алгоритма на основе операторов чувствительности и ансамблей решения сопряжённых уравнений [1, 2].

Для тестирования алгоритма рассматривалась задача усвоения данных в области, изображенной на Рис. 1 (а). Временной интервал соответствует интервалу 24.07.2019 00:00 - 24:00. Рассматривается взаимодействие между $N_c = 5$ химическими соединениями $\{O_3, NO, NO_2, O_2, O_3P\}$. Константы скоростей фотохимических реакции зависят от времени. Источник выбрасывает NO , а измеряются концентрации озона O_3 . На Рис. 1 б)-г) изображен результат восстановления источника в окнах усвоения.

Разработка алгоритма усвоения данных и решения обратных задач для трёхмерных моделей выполнена в рамках государственного задания ИВМиМГ СО РАН FWNM-2022-0003, в части конфигурирования региональных моделей гидротермодинамики атмосферы и задания региональных сценариев обратного моделирования - гранта РФФ 23-77-30008.

1. *Penenko A., Penenko V., Tsvetova E., Gochakov A., Pyanova E., Konopleva V.* Sensitivity Operator Framework for Analyzing Heterogeneous Air Quality Monitoring Systems // *Atmosphere*. 2021. V. 12. № 12. Art. 1697.

2. *Penenko A., Rusin E.* Parallel Implementation of a Sensitivity Operator-Based Source Identification Algorithm for Distributed Memory Computers // *Mathematics*. 2022. V. 10. № 23. Art. 45221.

ФИЛЬТРАЦИЯ НАНОРАЗМЕРНЫХ ПРОВОДЯЩИХ АЭРОЗОЛЕЙ ВОЗОБНОВЛЯЕМЫМИ ЭЛЕКТРЕТНЫМИ ФИЛЬТРАМИ

Першин Н.А.¹, Судьин В.В.², Першин А.Н.³ Иванов В.В.¹

¹Московский физико-технический институт (НИУ), г. Долгопрудный, Россия

²ИМЕТ им. А.А. Байкова РАН, г. Москва, Россия

³ООО «ИТИ», г. Москва, Россия

e-mail: pershin.na@phystech.edu, vsudiyn@imet.ac.ru

Исследован механизм работы возобновляемых электретных фильтров при улавливании наноразмерных аэрозолей проводящего материала. В качестве тестового аэрозоля были использованы наночастицы оксида никеля II (NiO) размером 50-100 нм. Показано, что заряженный в коронном разряде аэрозоль эффективно улавливается исследованным фильтром. Эффективность фильтрации зависит от общего электрического заряда, накопленного фильтром. Повышение проводимости фильтра за счёт осаждения проводящих частиц приводит к стоку заряда, снижению общего электрического заряда фильтра и снижению эффективности фильтрации.

Загрязнение атмосферы наноразмерными аэрозолями существенно увеличивается в последние десятилетия [1]. Вместе с тем известно, что такие аэрозоли оказывают существенное негативное влияние на здоровье человека [2,3]. Одним из перспективных методов очистки воздуха от аэрозолей является применение возобновляемых электретных фильтров, в которых фильтрующий материал накапливает заряд от частиц аэрозоля, приобретающих его в коронном разряде. Данный метод успешно применяется в системах приточно-вытяжной вентиляции для медицинских учреждений. При этом, механизм фильтрации не до конца прояснён и остаётся невыясненным, какие параметры фильтра наибольшим образом влияют на эффективность фильтрации. Целью данной работы было изучение механизма работы возобновляемых электретных фильтров и исследование эволюции их параметров по мере загрязнения проводящими материалами.

Цилиндрические возобновляемые электретные фильтры, исследованные в данной работе, были изготовлены из полипропилена методом раздува расплава и нанесением его на вращающуюся шпулю. Толщина фильтров составляла 15 мм, длина – 440 мм, внутренний диаметр – 130 мм. Для обеспечения стока заряда и исключения возможности электрического пробоя внутри фильтра размещалась стальная проволока.

Для проведения экспериментов по замерам эффективности фильтрации был собран стенд, схема которого приведена на рис 1.

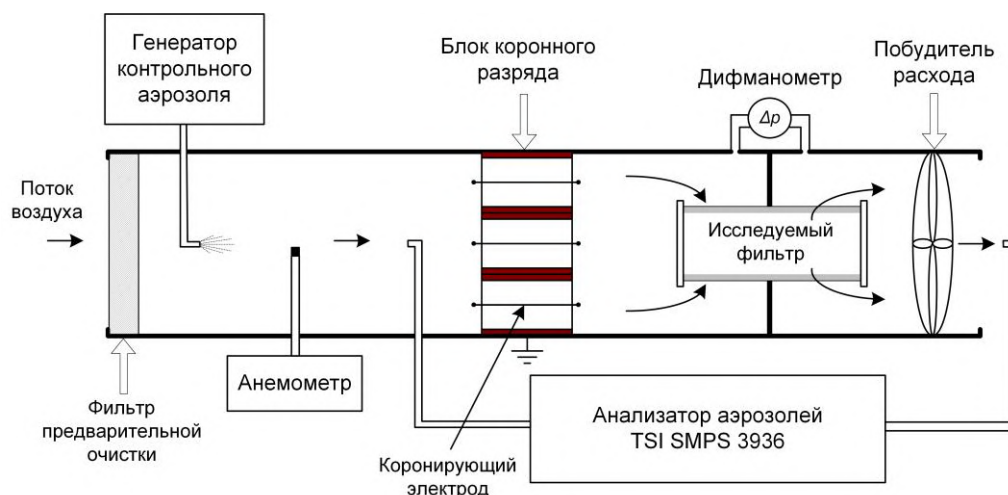


Рисунок 1 – Схема стенда для измерения эффективности фильтра

Генерация аэрозоля проводилась в импульсно-периодическом газовом разряде на электроде из никеля в потоке воздуха [4]. Измерение концентрации проводили при помощи аэрозольного спектрометра наночастиц с анализатором дифференциальной подвижности TSI SMPS 3936. Аэродинамические параметры системы измеряли при помощи анемометра Testo 417 и дифференциального манометра Testo 517. Для измерения тока протекающего по заземляющей проволоке фильтра использовали пикоамперметр KEITHLEY 617 Programmable Electrometer. Измерение суммарного заряда фильтра производили, помещая его в цилиндрическую клетку Фарадея и измеряя разность потенциалов между электродом клетки и заземлённым электродом при помощи электростатического киловольтметра C96. Исследование структуры осажденного аэрозоля на поверхности волокон производили с использованием растрового электронного микроскопа FEI Quanta 200.

Размер частиц исходного аэрозоля находился в диапазоне 20-220 нм, максимум распределения варьировался от 56 до 100 нм. Диаграммы распределения размеров аэрозольных частиц показаны на рис. 2.

Измерение концентрации аэрозоля до и после фильтра показало, что суммарный проскок частиц при линейной скорости потока воздуха на поверхности фильтра 0,28 м/с (расход 215 м³/ч) составляет 0,23%. Эффективность фильтрации аэрозоля слабо зависит от размера в диапазоне от 60 до 220 нм, и снижается для частиц меньше 50 нм.

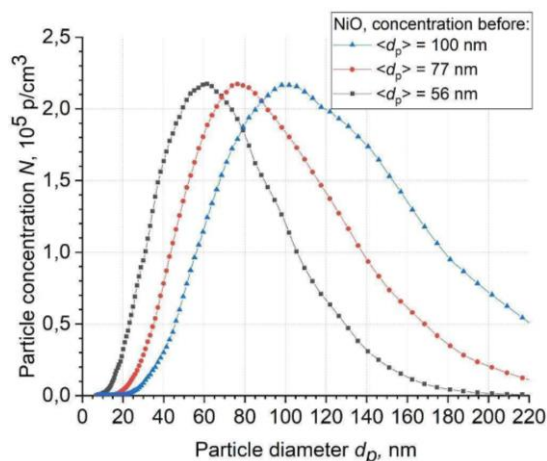


Рисунок 2 – Распределение по размерам частиц аэрозоля, подаваемых на фильтр

Осаждённые на поверхности волокон частицы аэрозоля образуют дендритные структуры. Их формирование может быть связано с неравномерностью распределения заряда. Возможный механизм формирования связан с повышением силы притяжения незаряженных частиц к заряженной поверхности с малым радиусом кривизны. Вид сформированных структур показан на рис. 3. Осаждение аэрозоля на поверхности фильтра неравномерно. Вблизи витков заземляющей проволоки осаждается больше частиц, чем между витками, что можно наблюдать по изменению цвета фильтра.

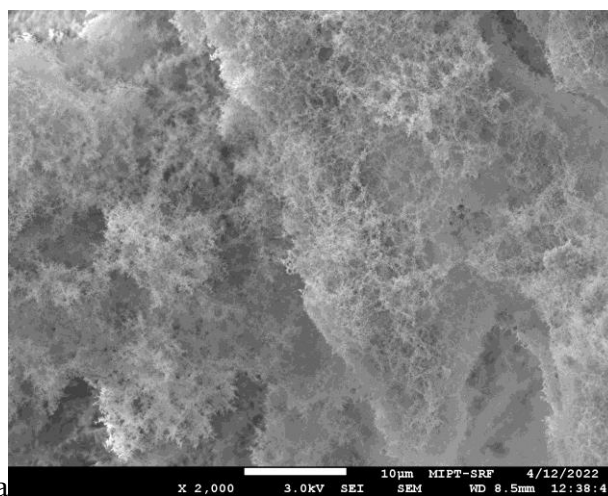


Рисунок 3 – Структура осажденных частиц аэрозоля на поверхности волокон фильтра

Измерение тока, протекающего между проволокой внутри фильтра и заземленным электродом показало, что при улавливании аэрозолей большего размера ток повышается. Это свидетельствует о том, что крупные частицы несут больший заряд, что согласуется с результатами других исследований [5]. Повышение концентрации аэрозольных частиц с сохранением распределения по размерам, приводит к пропорциональному росту тока заземления фильтра. Измерение суммарного заряда фильтра показало, что он также линейно возрастает.

При повышении количества аэрозоля, осаждённого на фильтр, увеличивается проводимость фильтра. Одновременно происходит снижение общего заряда фильтра и уменьшение эффективности фильтрации аэрозоля.

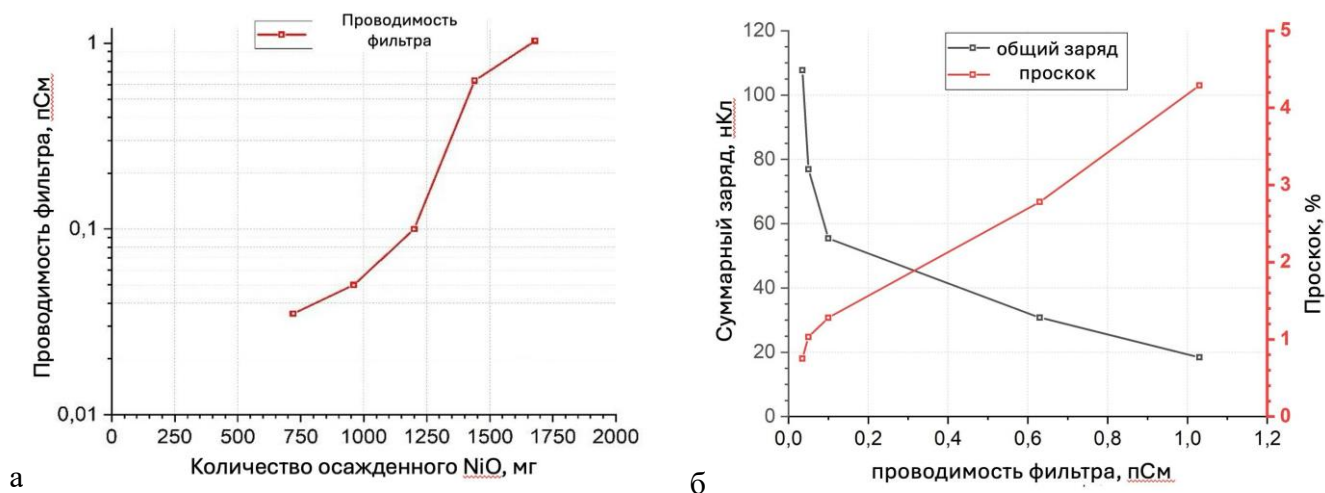


Рисунок 4 – Зависимость проводимости фильтра от количества осажденного оксида никеля (а), зависимость суммарного заряда и проскока от проводимости фильтра (б)

Выводы

1) Возобновляемые электреты позволяют эффективно удалять из воздушного потока наноразмерные аэрозоли с равномерной эффективностью в диапазоне 60 – 220 нм.

2) Заряд фильтра определяется балансом между суммарным зарядом улавливаемого аэрозоля и током заземления фильтра.

3) Эффективность фильтрации зависит от суммарного заряда фильтра и уменьшается при его снижении.

4) Осаждение проводящих аэрозолей увеличивает проводимость фильтра и снижает общий заряд и эффективность фильтрации.

1. Jeevanandam J., Barhoum A., Chan Y.S., Dufresn A., Danquah M.K. Review on nanoparticles and nanostructured materials: history, sources, toxicity and regulations // Beilstein J. Nanotechnol. 2018. V. 9. P. 1050–1074.

2. Slezakova K., Morai, S., Carmo Pereira M. Atmospheric nanoparticles and their impacts on public health. Current topics in public health. IntechOpen, 2013. Ch. 23.

3. Sokan-Adeaga A. A. et al. Secondary inorganic aerosols: impacts on the global climate system and human health // Biodiversity Int J. 2019. V. 3. №. 6. P. 249-59.

4. Иванов В.В., Ефимов А.А., Мильников Д.А., Лизунова А.А. Синтез наночастиц в импульсно-периодическом газовом разряде и их потенциальные применения // Журнал физической химии. 2018 Т. 92. №3. С.494-500.

5. Yu Y. et al. Effect of Oily Aerosol Charge Characteristics on the Filtration Efficiency of an Electrostatically Enhanced Fibrous Filter System // Separations. 2022. V. 9. №. 10. P. 320.

МЕЖРЕГИОНАЛЬНЫЙ ПЕРЕНОС ДЫМОВОГО АЭРОЗОЛЯ И ЕГО ВЛИЯНИЕ НА КАЧЕСТВО ВОЗДУХА АТМОСФЕРЫ ОЗ. БАЙКАЛ

Дементьева А.Л., Заяханов А.С., Жамсуева Г.С., Стариков А.В., Цыдыпов В.В., Бальжанов Т.С.

Институт физического материаловедения СО РАН, Улан-Удэ, Россия

e-mail: ayunadem@gmail.com, azayakhanov@gmail.com, galinazham@gmail.com, lmza@mail.ru, tsydyпов@inbox.ru, tbalzanov@gmail.com

В данной работе приведены результаты непрерывных измерений аэрозольной оптической толщи (АОТ) в летний период с 2019 по 2023 гг. в атмосфере юго-восточного побережья оз. Байкал (ст. «Боярский») с помощью наземных и спутниковых наблюдений и их анализ. Максимальная замутненность атмосферы наблюдалась с 2019 по 2021 гг., АОТ на длине волны 0,5 мкм варьировал от 0,23 до 0,27 в период крупномасштабных лесных пожаров в бореальных лесах Сибири и Якутии. Несмотря на то, что в 2022-2023 гг. количество и площадь лесных пожаров уменьшились, в отдельные дни отмечено увеличение АОТ из-за переноса дымового аэрозоля, что подтверждается данными MODIS (MAIAC) и траекторным анализом движения воздушных масс HYSPLIT. По результатам отбора проб проведен химический анализ состава аэрозолей, доминирующими ионами аэрозолей являются Cl^- , K^+ , SO_4^{2-} , Ca^{2+} , Na^+ . Данные ионы имеют хорошую взаимосвязь с K^+ ($r=0.8$), который является ключевым показателем выбросов сжигания биомассы.

В последние годы наблюдается увеличение продолжительности пожароопасного сезона и частоты возникновения пожаров. Дымовые шлейфы от лесных и торфяных пожаров распространяются на дальние расстояния, охватывая огромные территории и значительно ухудшая качество воздуха даже в тех регионах, где пожаров нет [1-3]. На рисунке 1 представлена динамика площади лесных пожаров за период с 2013 по 2023 гг. на территории РФ и в Байкальском регионе (Республика Бурятия и Иркутская обл.). Максимально выгоревшая площадь лесов в РФ наблюдалась с 2019 - 2021 гг. по 10 млн. га. В 2021 г. основной вклад в динамику площади лесных пожаров внесла Республика Саха (Якутия), площадь горимости лесов составила 8 млн. 418 тыс. га, в 2020 г. половину 4 млн. 812 тыс. га (<https://aviales.ru>).

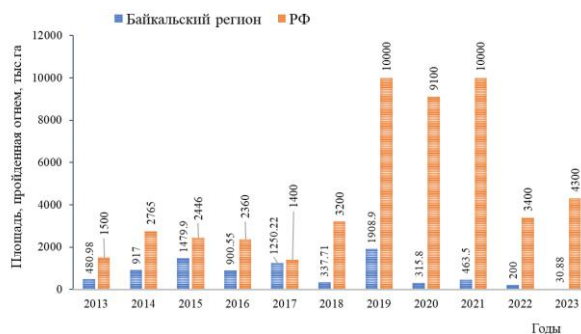


Рисунок 1 – Площадь пожаров на территории РФ и Байкальского региона (Иркутская обл. и РБ)

Во время крупномасштабных лесных пожаров в летние месяцы 2019 – 2020 гг. на территории Якутии наблюдался мощный антициклон, который способствовал ухудшению

На рисунке 4 представлены средние спектральные характеристики АОТ атмосферы с июля по сентябрь 2023 г. В период измерений наблюдалась чистая атмосфера в среднем АОТ на длине волны 0,5 мкм $\tau_{0,5} = 0,12$, в первой декаде августа наблюдались осадки.

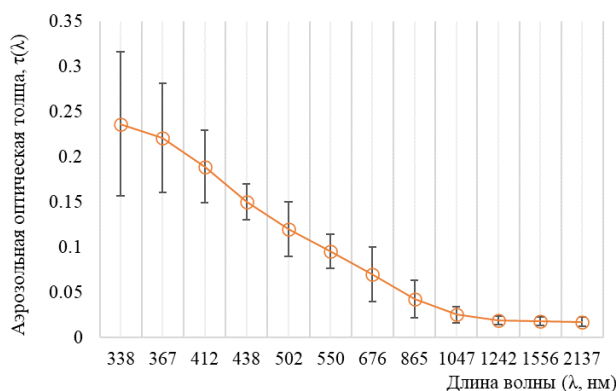


Рисунок 4 – Средние спектральные зависимости аэрозольной оптической толщины на ст. Боярский (июль-сентябрь 2023 г.)

В отдельные дни наблюдалось резкое увеличение АОТ из-за переноса дымового аэрозоля с севера Иркутской области, что подтверждается повышением АОТ до 0,37 по данным спутниковых наблюдений MODIS (MAIAC) (рис. 5а) и траекторным анализом движения воздушных масс по модели HYSPLIT (рис. 5б).

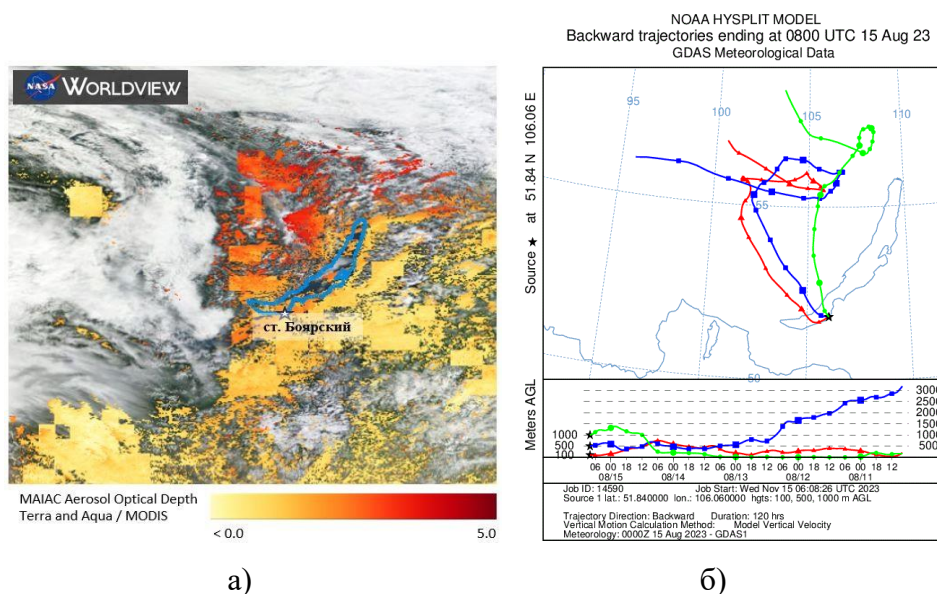


Рисунок 5 – Снимок MODIS AOD с высоким значением АОТ, 15.08.23 г. (а); обратные траектории движения воздушных масс HYSPLIT (б)

В этот же период на стационаре «Боярский» осуществлялся отбор проб атмосферных аэрозолей. Содержание водорастворимых ионов аэрозоля TSP было низким и составляло 0,67-3,63 мкг/м³, в среднем 1,61 мкг/м³. В составе преобладали хлорид-ионы (0,36-1,81 мкг/м³, в среднем 0,73 мкг/м³ и 21,2-55,5 %, в среднем 45,1 % по массе от суммы ионов) и ионы калия

(0,01-0,77 мкг/м³, в среднем 0,25 мкг/м³ и 0,2-21,3 %, в среднем 15,6 % по массе) (рис. 6). Также были высокие доли сульфат-ионов (в среднем 13,8 %), ионов кальция (в среднем 8,5 %), натрия (в среднем 8,6 %). Химический состав аэрозоля в 2023 г. фактически сравним с аэрозолем 2021 – 2022 гг. [4]. Корреляционный анализ показал высокую корреляцию хлорид-ионов с калием, магнием и кальцием ($r=0,81-0,87$). Натрий имеет хорошую корреляцию с хлорид-ионами ($r=0,52$) и с фосфат-ионами ($r=0,87$). Коэффициенты корреляции (r) и концентрация компонентов с преобладанием хлорид-ионов, ионов калия, указывают на лесные пожары как основной источник ионов в атмосфере ст. «Боярский».

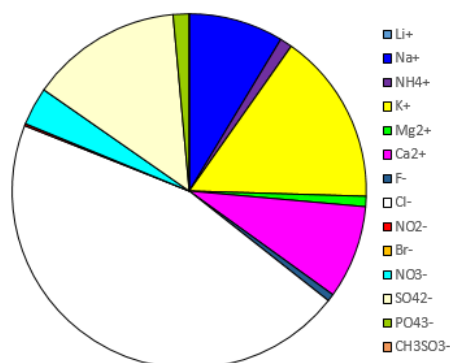


Рисунок 6 – Среднее содержание водорастворимых ионов атмосферных аэрозолей TSP в Боярске, июль-август 2023 г.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования РФ (средства бюджета ИФМ СО РАН в рамках Госзадания № 1023032300005-3-1.5.9) и частично при финансовой поддержке Российского научного фонда (РНФ) в рамках научного проекта № 19-77-20058-П в части экспедиционных исследований.

1. Zhu A., Xu H., Deng J., Ma J., Hua S. Instant and delayed effects of march biomass burning aerosols over the Indochina peninsula // *Atmos. Chem. Phys.* 2022. V. 22. P. 15425-15447.

2. Shrestha S., Zhou S., Mehra M., Guagenti M.C., Yoon S., Alvarez S.L., Guo F., Chao C.-Y., Flynn III J.H., Wang Y., Griffin R.J., Usenko S., Sheesley R.J. Evaluation of Aerosol- and Gas-Phase Tracers for Identification of Transported Biomass Burning Emissions in an Industrially Influenced Location in EGU sphere [preprint] / Texas. USA, 2023.

3. Kaskaoutis D.G., Petrinoli K., Grivas G., Kalkavouras P., Tsagkaraki M., Tavernaraki K., Papoutsidaki K., Stavroulas I., Paraskevopoulou D., Bougiatioti A., Liakakou E., Rashki A., Sotiropoulou R.E.P., Tagaris E., Gerasopoulos E., Mihalopoulos N. Impact of peri-urban forest fires on air quality and aerosol optical and chemical properties: The case of the August 2021 wildfires in Athens, Greece // *Science of The Total Environment.* 2024. V. 907. 168028.

4. Zhamsueva G.S., Zayakhanov A.S., Starikov A.V., Dementeva A.L., Khodzher T.V., Golobokova L.P. Component Composition of Aerosols and their Dynamics in the Atmosphere of the Baikal South-Eastern Coast // *Aerosol Air Qual. Res.* 2024. V. 24. Art. 230161.

ГРОЗЫ ВБЛИЗИ СЕВЕРНОГО ПОЛЮСА

Попыкина А.П., Ильин Н.В., Шаталина М.В.

Институт прикладной физики им. А.В. Гапонова-Грехова РАН, г. Нижний Новгород, Россия

e-mail: ocealen@ipfran.ru, ilyin@ipfran.ru, aries@ipfran.ru

В последние годы в Арктике произошло несколько заметных грозовых событий, не характерных для данного региона. Согласно современным работам, это может быть вызвано общим потеплением климата, наиболее сильно влияющим на полярные регионы северного полушария. В данной работе подробно рассмотрены мощные грозы, зарегистрированные севернее 80° с.ш. Проведён анализ данных грозопеленгационных сетей, а также численное моделирование экстремальных событий с помощью Weather Research and Forecasting model.

Грозовая активность, как региональная, так и глобальная, является независимым индикатором климатических изменений на Земле [1]. В последние годы особое внимание исследователей привлекает влияние потепления климата на погоду в северных широтах. Полярные регионы оказываются наиболее чувствительными к изменению глобальной температуры, что подтверждается данными наблюдений. Актуальной является задача мониторинга и предсказания различных атмосферных явлений в полярных регионах, причём особенно важно развитие прогнозных систем. Это обусловлено тем, что вести натурные наблюдения, в частности, радарные, – в Арктике затруднительно в силу климатических особенностей.

В частности, в последние 5 лет было отмечено увеличение общего количества молний в полярных широтах. Анализ данных всемирной грозопеленгационной сети WWLLN показал, что, во-первых, зафиксирован рекордный рост количества молний при сохранении эффективности регистрирующих станций [2], а во-вторых, отмечено, что молниевая активность в высоких широтах обеспечена отдельными сильными грозами, проходящими раз в сезон. На рисунке 1 представлены данные WWLLN с 2015 по 2023 год о количестве молний, зафиксированных выше 66° с.ш. в течение летних месяцев.

По данным грозопеленгации были выявлены пять гроз с рекордным количеством молний в северных широтах: 10.08.2019, 01.07.2020, 29.07.2021, 02.08.2023, 04.08.2023. Данные WWLLN – местоположения молний за выделенные сутки – приведены на рисунке 2. Для детального анализа событий было проведено численное моделирование с помощью Weather Research and Forecasting (WRF) model. Моделирование проводилось на двух вложенных доменах с шагом 27 км на внешней сетке и 9 км на внутренней. Начальные данные GFS 0.25. Численное моделирование проведено в следующие периоды времени: с 09.08.2019 00:00 UTC

по 2019-08-12 00:00 UTC, с 29.06.2020 00:00 UTC по 02.07.2020 00:00 UTC, с 28.07.2021 00:00 UTC по 31.07.2021 00:00 UTC и с 04.08.2023 00:00 UTC по 07.08.2023 00:00 UTC.

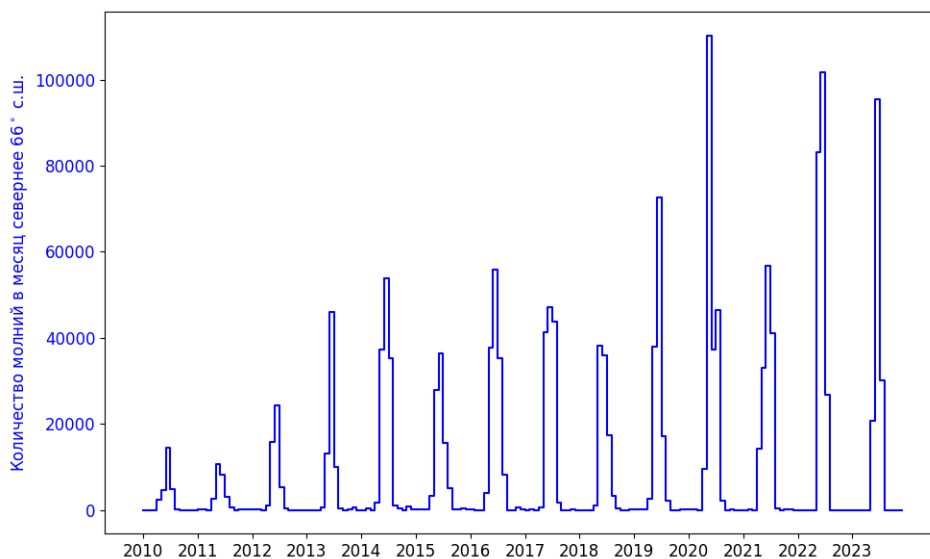


Рисунок 1 – количество молний выше 66° с.ш. в летние месяцы 2010-2023

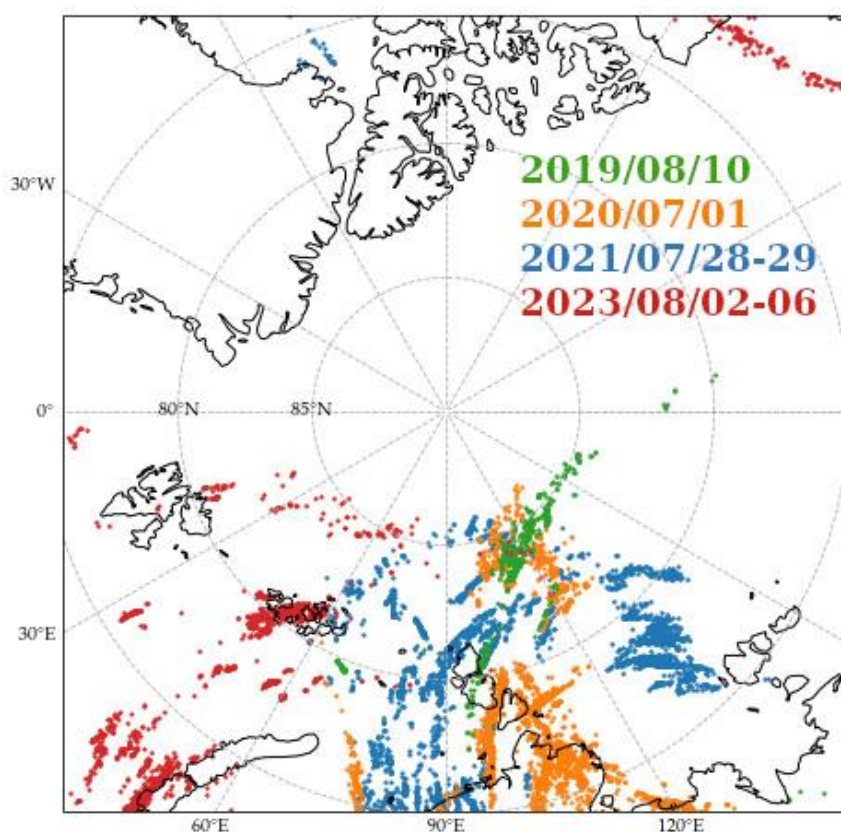


Рисунок 2 – местоположения молний по данным WWLLN во время выделенных гроз

Проведённое моделирование позволило изучить развитие и распространение конвективных систем в каждом из случаев аномальной грозовой активности в высоких северных широтах. Оказалось, что каждая гроза сопровождалась сильным прогревом поверхности на побережье Северного ледовитого океана (до 35°C), что нехарактерно для

данных регионов. Динамика областей высокой радиолокационной отражаемости была такова, что конвективная система зарождалась и развивалась над хорошо прогретой сушей и затем перемещалась к северному полюсу. Это приводило к тому, что над Северным Ледовитым океаном происходила гроза, напоминающая грозы в средних широтах [3], с проходящим фронтом и большим количеством молний [4]. При этом поверхность океана оставалась холодной (ниже 10°C), что исключает возможность развития конвекции над океаном, а также делает невозможными процессы электризации в облаках.

Большой градиент температуры между сушей и океаном обеспечил быстрое перемещение конвективной системы к Северному полюсу с сохранением грозовой активности. На рисунке 3 представлен пример результатов моделирования 01.07.2020 в 06:00 UTC – температура на высоте 2м, направление ветра (левый рисунок), максимальная радиолокационная отражаемость в столбе атмосферы (центральный рисунок), а также данные WWLLN в промежутке 04:00 - 07:00 UTC 01.07.2020.

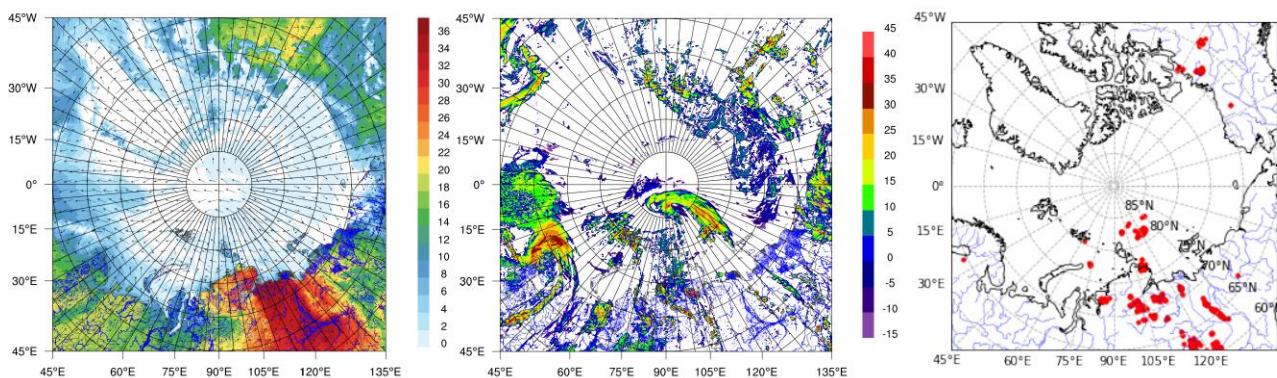


Рисунок 3 – состояние атмосферы 01.07.2020 в 06:00 UTC (левый и центральный рисунок), данные WWLLN в промежутке 04:00 – 07:00 UTC 01.07.2020

В данной работе показано, что абсолютное большинство молниевых вспышек в приполярных регионах происходит в течение сильных грозовых событий, происходящих по одному-два в сезон. Причиной появления таких сильных гроз может быть общее потепление климата на Земле, особенно отражающееся в северных приполярных широтах. На протяжении 40 лет наблюдается значительное повышение средней температуры в летние месяцы (по данным реанализа ERA5). Поскольку тренд на потепление климата сохраняется, ожидается продолжение наблюдения экстремальных грозовых событий в приполярных широтах.

Работа выполнена при поддержке Министерства науки и высшего образования РФ в рамках государственного задания ИПФ РАН (проект FFUF-2022-0008).

1. Price C.G. Lightning Applications in Weather and Climate Research // *Surv Geophys.* 2013. V. 34. P. 755–767.

2. Holzworth R.H., Brundell J.B., McCarthy M.P., Jacobson A.R., Rodger C.J., Anderson T.S. Lightning in the Arctic // *Geophysical Research Letters.* 2021. V. 48. Art. e2020GL091366.

3. *Dementyeva S.O., Shatalina M.V., Popykina A.P., Sarafanov F.G., Kulikov M.V., Mareev E.A.* Trends and Features of Thunderstorms and Lightning Activity in the Upper Volga Region // *Atmosphere*. 2023. V. 14. Art. 674.

4. *Sarafanov F.G., Ilin N.V., Popykina A.P.* Regional features of thunderstorm activity based on observations by the Nizhny Novgorod lightning detection network // *Proc. SPIE*. 2023. V. 12780. Art. 127805Z.

АВТОМАТИЗАЦИЯ ВЫЯВЛЕНИЯ ТЕРМОКОНВЕКТИВНЫХ СТРУКТУР

Малиновская Е.А.¹, Зайцева И.В.², Калинин С.Д.²

¹Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, г. Москва, Россия

²Российский государственный гидрометеорологический университет,
г. Санкт-Петербург, Россия

e-mail: elen_am@inbox.ru, i.zaitseva@rshu.ru, fixinit8@yandex.ru

В статье решается задача, связанная интерпретацией данных после проведения измерения температурных колебаний в приповерхностном слое воздуха на опустыненной территории с использованием высокочастотных проволочных датчиков. Проведен визуальный поиск термоконвективных структур «рэмпов», создана база образов, используемая далее для обучения нейронной сети. Целью работы является создание и тестирование нейронной сети, обрабатывающей исходные данные и способной определять такие участки на графике, которые характеризуют термоконвективную структуру. Данная работа способна облегчить процедуру обнаружения и анализа «рэмп» структур. В дальнейшем это повлияет на скорость и качество обработки материалов.

Конвекция над нагретой поверхностью возникает в результате подъема теплых масс воздуха [1]. Плотность распределения зависит от колебания температуры и плотности пылевого аэрозоля [2]. С высотой увеличиваются пульсации вертикальной компоненты скорости [3], так же замечается возрастание линейной зависимости скорости и температуры потока [4]. В данных измерений скорости и температуры, закономерно видны треугольные выпадения и впадины, которые называются «рэмпы» [5]. Визуально они заметно отделены друг от друга. Распределение и размеры рэмпов говорят нам о том, какие структуры преобладают или, наоборот, являются второстепенными в конвективном тепловом потоке. Постоянно возникающие конвективные вихри обеспечивают перенос тепла и выброс субмикронного аэрозоля в условиях сильного нагрева опустыненных участков поверхности.

Для понимания исследуемых процессов и структур, необходимо представить пламя свечи на ветру. Со стороны ветра у нас четкая граница между пламенем и воздухом, а противоположная сторона имеет более размытую форму и границы. Подобный процесс происходит и с тепловой структурой, которая перемещается ветром. При движении она имеет несимметричную форму, как и пламя. Так проходя через нить датчика, можем наблюдать распределение температуры в структуре. На рисунке 1 показана визуализация процесса прохода структуры через датчик.

Вначале отчетливо виден постепенный рост температуры, а когда достигается граница воздействия ветра, то рост прекращается, и температура резко падает. Понятный для человека процесс необходимо автоматизировать, то есть обучить замечать такие структуры машину.

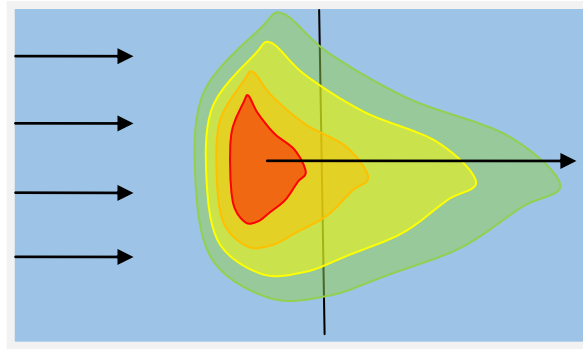


Рисунок 1 – Визуальное представление прохода термоконвективной структуры

Таким образом, решаемая задача связана с интерпретацией измерения температуры воздуха, полученной высокочастотным датчиком. Сигнал, который загружается для анализа, обработан. Это относительное изменение температуры. Далее производится поиск структур под названием «рэмпы».

В начале создается база образов, которая собирается вручную. Из представленных 120000 измерений. Выбираются именно те участки, которые представляют из себя структуру «рэмпа», то есть постепенное повышение температуры и резкий спад или же, наоборот, длительное понижение температуры, после которого идет резкий скачок вверх.

При запуске первого блока происходит загрузка исходных данных в программу. Так же выбирается папка, в которую будут сохраняться данные нашей выборки. При запуске второго блока отображается график для 1100 точек, что соответствует 110 секундам (рисунок2). При такой развертке визуально видны треугольные структуры (длительный всплеск, резкое падение и наоборот) (рисунок3).

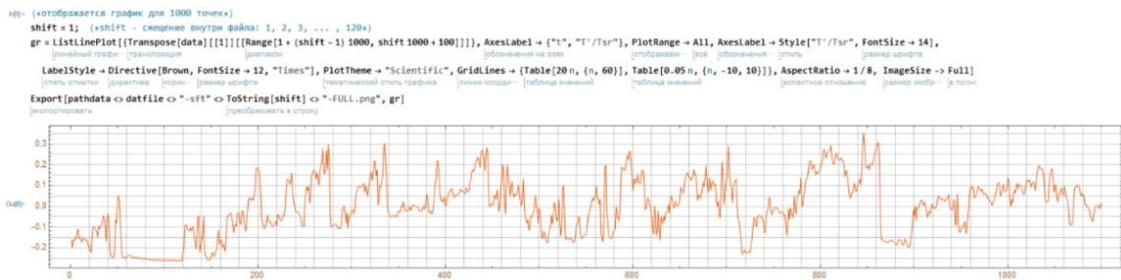


Рисунок 2 – График исходных данных

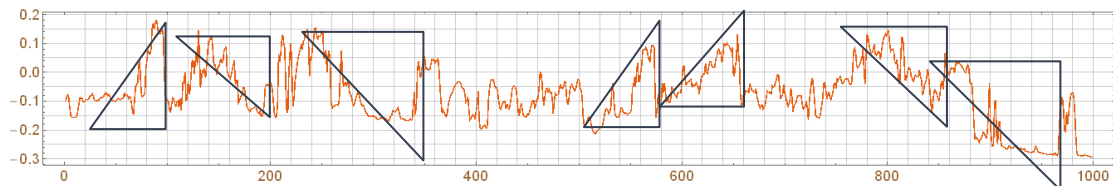


Рисунок 3 – Участок графика исходных данных с выделенными «рэмпами»

Приблизительно определив X по горизонтальной оси в начале структуры, указываем значение pot и меняем значение size для захвата правого падения структуры. После этого блок

программы создает график и диаграмму (рисунок 4), которые отображают ту часть, на которой образована «рэм» структура.

После создания списков всех «рэмпов»-вверх, «рэмпов»-вниз и «нерэмпов» данные были загружены в обучение нейронной сети. Исходные данные нейронная сеть обучалась сопоставлять с финальным результатом, посредством промежуточных функций, сравнивая те или иные элементы. Созданная нейронная сеть является двухслойной, где каждый слой соответствует своим действиям.

После создания списков всех «рэмпов»-вверх, «рэмпов»-вниз и «нерэмпов» данные были загружены в обучение нейронной сети. Исходные данные нейронная сеть обучалась сопоставлять с финальным результатом, посредством промежуточных функций, сравнивая те или иные элементы. Созданная нейронная сеть является двухслойной, где каждый слой соответствует своим действиям.

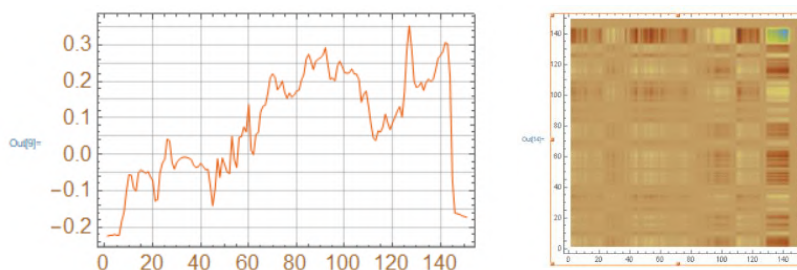


Рисунок 4 – График и диаграмма «рэм» структуры

Во входной слой передаются данные, показывая какой выход соответствует конкретному входу, какой результат должен появиться на втором слое. Далее нейронная сеть, производя некоторые вычисления с входными данными, проводит их через себя до тех пор, пока не получит сходство с результатом [6].

По результатам выполнения всех действий над входными данными, был получен процент ошибки нейронной сети 10%. Чтобы визуально оценить процесс можно сравнить два графика (рисунок 5). На первом показан результат оценки нейронной сети, как она определила конкретный участок и интенсивность «рэмпа» на нем. На втором графике показан сам участок графика исходных данных, который анализировала нейронная сеть.

Итак, разработан алгоритм и компьютерная программа для создания базы образцов для обучения нейронной сети и ее использования для поиска термоконвективных структур «рэмпов». Двухслойная нейронная сеть позволяет определять образы в исходных данных с ошибкой в 10%.

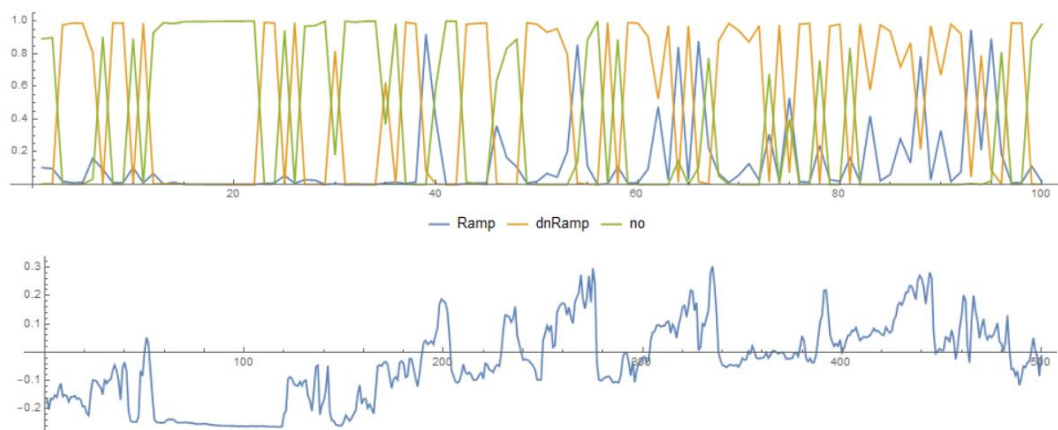


Рисунок 5 – Отрезок исходных данных

Исследования выполнены при поддержке Российского научного фонда – проект №23-27-00480 «Исследование генерации и выноса пылевого аэрозоля над аридными территориями в условиях неоднородностей рельефа и температуры».

1. *Krishnamurti R., Howard L.N.* Large-scale flow generation in turbulent convection // *Proceedings of the National Academy of Sciences*. 1981. V. 78. № 4. P. 1981-1985.

2. *Малиновская Е.А., Чхетиани О.Г., Голицын Г.С., Лебедев В.А.* О вертикальном распределении пылевого аэрозоля в условиях слабых и умеренных ветров // *ДАН. Науки о Земле*. 2023. Т. 509. Вып. 2. С. 250-258.

3. *Frisch A.S., Businger J.A.* A study of convective elements in the atmospheric surface layer // *Boundary-Layer Meteorology*. 1973. V. 3. №3. P. 301–328.

4. *Koprov B.M. et al.* Statistics of air temperature spatial variability in the atmospheric surface layer // *Boundary-layer meteorology*. 1998. V. 88. № 3. P. 399–423.

5. *Chkhetiani O.G., Gledzer E.B., Artamonova M.S., Iordanskii M.A.* Dust Resuspension under Weak Wind Conditions: Direct Observations and Model // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2012. V. 12. № 11. P. 5147–5162.

6. *Ростовцев В.С.* Искусственные нейронные сети // Киров: Изд-во ВятГУ, 2014. С. 40-55.

ВЛИЯНИЕ АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ НА ТАЯНИЕ СЫГЫКТИНСКОГО ЛЕДНИКА

Осипова О.П.^{1,2}, Зорин И.Е.¹, Осипов Э.Ю.¹

¹Лимнологический институт СО РАН, г. Иркутск, Россия

²Институт географии имени В.Б. Сочавы СО РАН, г. Иркутск, Россия

e-mail: olga@irigs.irk.ru, ivanevivanev@gmail.com, eduard@lin.irk.ru

Исследовано влияние синоптических условий на таяние Сыгыктинского ледника (хребет Кодар). Выявлены наиболее характерные типы погоды по классификации Дженкинсона и Коллисона, их продолжительность и временная изменчивость в сезон абляции 2021 года. Установлено, что высоким (>35 мм в.э./сутки) скоростям абляции на леднике соответствуют типы погоды антициклонической группы (А, АNE, АЕ). Для низкой абляции (< 21 мм в.э./сутки) характерны циклонические типы погоды С и адвективный тип W. Для циклонической группы типов погоды характерны низкие значения скорости абляции, температуры воздуха, приходящей коротковолновой радиации. Антициклонической тип погоды внес наибольший вклад в таяние Сыгыктинского ледника (44%), тогда как вклад циклонической группы составил (26%).

Режим ледников во многом определяется крупномасштабной циркуляцией атмосферы. Исследования связей между крупномасштабной атмосферной циркуляцией и балансом массы современных ледников основаны на использовании различных механизмов. Например, применение типизаций атмосферных процессов Г.Я. Вангенгейма и Б.Л. Дзердзеевского [1]. Применение моделирования общей циркуляции атмосферы и пространственной корреляции эмпирических ортогональных функций. Исследования связей между компонентами баланса массы ледников, местным климатом и индексами атмосферной циркуляции [2]. Комплексные исследования взаимосвязей атмосферной циркуляции и ледников на территории России в основном ограничены Кавказом [3, 4]. В Сибирском регионе такие работы единичны [5, 6]. Также было проведено исследование сезонных и межгодовых изменений повторяемости циклонических и антициклонических процессов в нижней тропосфере над ледниковой зоной Кодара за последние 50 лет [7]. В указанной работе авторы использовали объективную классификацию Дженкинсона и Коллисона [8]. Ее преимуществами являются объективность (автоматический алгоритм) и возможность использования данных реанализов.

Исследования проводились на Сыгыктинском леднике (хребет Кодар, 56° 51,02' с. ш., 117 25,09' в. д., 2561 м над ур. моря). В начале июля 2019 г. в ледниковой зоне впервые была установлена система автоматического мониторинга (САМ). На леднике измерялся комплекс метеорологических параметров: температура и относительная влажность воздуха (на высоте 2 м), потоки приходящей/отраженной коротковолновой радиации (2 датчика Davis). В качестве исходных данных были использованы ежедневные данные реанализа NCEP/NCAR с

расстоянием между узлами регулярной сетки $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ [9] за период июль-август 2021г. по высоте изобарической поверхности 700 гПа. Данный уровень был выбран, поскольку ледники Кодара расположены на высотах 1900 – 2800 м над уровнем моря, что близко к уровню 700 гПа. Для оценки влияния синоптических условий на абляцию Сыгыктинского ледника были использованы синоптические карты (приземные, высотные — абсолютной топографии АТ-850, АТ-700, АТ-500, и относительной топографии ОТ 500/1000 гПа), ряды абляции, температуры и влажности воздуха, атмосферного давления, скорости ветра, сумм осадков, радиационных потоков и компонентов теплового баланса (за период июль-август 2021 года). Для классификации атмосферных процессов был использован объективный метод Дженкинсона и Коллисона (JC) [8]. Метод JC базируется на трех основных переменных, которые определяют основные особенности циркуляции атмосферы в исследуемом районе: направление среднего потока (D), сила среднего потока (F) и завихренность (Z) [10]. Суть метода JC заключается в объективном определении 27 типов атмосферной циркуляции: А и С – антициклоны и циклоны; 8 адвективных типов в зависимости от направления потока (N, NE, E, SE, S, SW, W и NW); 16 гибридных типов, которые представляют собой направленные типы с антициклонической либо с циклонической изобарической кривизной (CN, CNE, CE, CSE, CS, CSW, CW, CNW, AN, ANE, AE, ASE, AS, ASW, AW, ANW) и 27-й тип U – неопределенный, с малыми градиентами давления, в котором невозможно определить направление потока и тип кривизны изобар. Все типы объединяются в 3 группы: циклоническую (CYC), антициклоническую (ANT) и адвективную (ADV). Первая CYC), и вторая (ANT) группы включают по 9 типов (тип С или А и 8 гибридных), а ADV состоит из 8 адвективных типов.

За исследуемый период из 27 типов погоды наблюдалось 15, которые были объединены в три группы (ADV, CYC, ANT) (табл. 1). Наиболее часто встречались чистые типы — циклоны (С) (11 дней), антициклоны (А) (9 дней), адвективные типы NE (5 дней), W(5дней) и SW(4 дня). Остальные 10 типов наблюдались 1–2 дня. Наибольшая продолжительность барических образований наблюдалась у циклонов С (7 дней) и антициклонов А (5дней). Всего было выделено четыре градации средней скорости абляции: слабая (<21 мм в.э./сутки), средняя (21–35 мм в.э./сутки), высокая (35–56 мм в.э./сутки) и экстремальная (>56 мм в.э./сутки). На дни со средней и экстремальной абляцией (29 дней или 64% периода наблюдений) приходилось 3/4 суммарной абляции. При этом на 7 дней с экстремальной абляцией приходилось 1/3 суммарной абляции. В целом, слабой абляции соответствуют низкие значения атмосферного давления, температуры, проходящей КВ-радиации и высокие значения относительной влажности и проходящей ДВ-радиации (например, 9–12 июля и 1–3 августа. Сильная абляция наблюдалась в дни с высокими значениями атмосферного давления, температуры, проходящей КВ-радиации и

низкими значениями относительной влажности и приходящей ДВ-радиации. Установлена связь между типом погоды над Сыгыктинским ледником и скоростью его абляции (рис. 1).

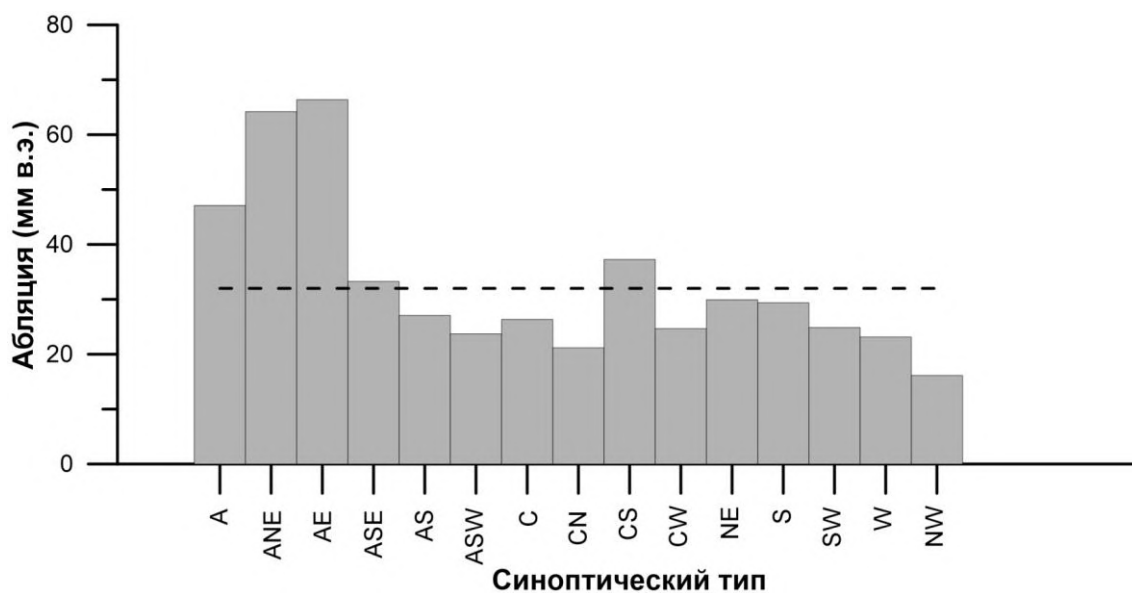


Рисунок 1 – Тип погоды по классификации Дженкинсона и Коллисона и скорость абляции

Комплексный анализ приземных и высотных синоптических карт позволил выделить синоптические условия, которые оказывали влияние на метеорологический режим и абляцию ледника. Наиболее сильное влияние на увеличение абляции ледника высокой (35–56 мм в.э./сутки) и очень высокой (>56 мм в.э./сутки) оказывали антициклоны и антициклонические гребни. Это в основном были мощные субтропические антициклоны и гребни с Тихого океана, что по классификации Дженкинсона и Коллисона соответствует типам погоды А, ANE, AE. Низкая (< 21 мм в.э./сутки) и средняя (21–35 мм в.э./сутки) абляция наблюдалась в циклонической группе типов погоды. На ледник оказывали влияние циклоны с запада и юго-запада, ложбины с севера и частные циклоны. Низкие скорости абляции на леднике (< 21 мм в.э./сутки) связаны с циклонами и адвективными формами циркуляции, что соответствует в основном типам погоды С и W. Наибольший вклад в таяние Сыгыктинского ледника внесла антициклоническая группа типов погоды (44 %), наименьший вклад внесла циклоническая группа типов погоды (26 %). Вклад в таяние ледника адвективной группы типов погоды составил 30 %.

Благодарности. Работа выполнена при финансовой поддержке проекта Российского научного фонда № 24-27-00165 «Гляциоклиматическое моделирование оледенения хребта Кодар».

1. Ерисковская Л.А. Влияние климатических изменений на оледенение в высокогорной зоне Заилийского Алатау на примере ледника Туяксу // Гидрометеорология и экология. 2003. №4 С. 31-34.

2. *Shahgedanova M., Stokes C.R., Gurney S.D., Popovnin V.* Interactions between mass balance, atmospheric circulation, and recent climate change on the Djankuat Glacier, Caucasus Mountains, Russia // *Journ. of Geophysical Research*. 2005. V. 110. Art. D04108.
3. *Торопов П.А., Михаленко В.Н., Кутузов С.С., Морозова П.А., Шестакова А.А.* Температурный и радиационный режим ледников на склонах Эльбруса в период абляции за последние 65 лет // *Лед и снег*. 2016. Т. 56. № 1. С. 5–19.
4. *Торопов П.А., Шестакова А.А., Полюхов А.А., Семенова А.А., Михаленко В.Н.* Особенности летнего метеорологического режима Западного плато Эльбруса // *Лед и снег*. 2020. Т. 60. № 1. С. 58–76.
5. *Osipova O.P., Osipov E.Y.* Relationship between glacier melting and atmospheric circulation in the southeast Siberia // *IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science*. 2018. V. 107. Art. 012039.
6. *Osipova O.P., Osipov E.Y.* Relationship between recent climate change, ablation conditions of glaciers of the East Sayan Range, Southeastern Siberia, and atmospheric circulation patterns // *Environmental Earth Sciences*. 2015. V. 74. № 3. P. 1947-1956.
7. *Осипова О.П., Осипов Э.Ю.* Влияние атмосферных процессов на динамику ледников Кодара // *География и природные ресурсы*. 2023. № 4. С. 99-107.
8. *Jenkinson A.F., Collison F.P.* An Initial Climatology of Gales over the North Sea // *Synoptic Climatology Branch Memorandum*. 1977. V. 62. Art. 18.
9. *Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Leetmaa A., Reynolds R., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K.C., Ropelewski C., Wang J., Jenne R., Joseph D.* The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project // *Bullet. Amer. Meteorol. Soc.* 1996. V. 77. P. 437–471.
10. *Spellman G.* An assessment of the Jenkinson and Collison synoptic classification to a continental mid-latitude location // *Theor. Appl. Climatol.* 2017. V. 128. P. 731–744.

СРАВНЕНИЕ МОДЕЛЕЙ ПОДЪЕМА ПРИМЕСИ ДЛЯ ВЫСОТНЫХ ТОЧЕЧНЫХ ИСТОЧНИКОВ ВЫБРОСОВ

Каратаева Е.А.^{1,2}, Старченко А.В.^{1,2}

¹Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск, Россия

²Томский государственный университет, г. Томск, Россия

e-mail: karat@iao.ru, starch@math.tsu.ru

В работе проведено сравнение некоторых существующих моделей и формул для расчета подъема примеси из высотного точечного источника. На основе полученных результатов сделаны выводы об их пригодности для решаемой задачи. Наиболее подходящая из них планируется к внедрению в лагранжеву дисперсионную стохастическую модель распространения примеси из источника выброса в масштабе города.

Существующие формулы подъема примеси отличаются набором учитываемых параметров и могут давать различные результаты. Их применимость зависит от решаемой задачи и определяется имеющимися в распоряжении условиями и данными об источнике и характеристиками выбрасываемого вещества. Для наилучшего отражения реальных физических процессов необходимо выбрать модель, которая будет давать результаты, близкие к реальным. В этом случае её можно в дальнейшем включить в блок программ, решающих задачу по распространению загрязняющих частиц по методу Лагранжа – ЛДСМ (лагранжева дисперсионная стохастическая модель).

В ЛДСМ вычисляются траектории движения частиц, выходящих из высотного источника, по следующим формулам:

$$\begin{aligned}x(t + \Delta t) &= x(t) + v_x(x(t), y(t), z(t), t)\Delta t, \\y(t + \Delta t) &= y(t) + v_y(x(t), y(t), z(t), t)\Delta t, \\z(t + \Delta t) &= z(t) + v_z(x(t), y(t), z(t), t)\Delta t.\end{aligned}\tag{1}$$

Здесь $x(t)$, $y(t)$, $z(t)$ – координаты частицы в трехмерном пространстве, зависящие от времени t ; Δt – приращение по времени; (v_x, v_y, v_z) – вектор ветра, включающий турбулентные пульсации, реализуемые статистически. Каждая частица несет в себе определенное количество вещества, которое суммируется для ячейки пространства в зависимости от времени пребывания в ней частиц.

Актуальные компоненты скорости ветра (v_x, v_y, v_z) рассчитываются по формулам:

$$\begin{aligned}v_x &= \bar{v}_x + v'_x + v_{xp}, \\v_y &= \bar{v}_y + v'_y + v_{yp},\end{aligned}\tag{2}$$

$$v_z = \bar{v}_z + v'_z + v_{zp},$$

где $\bar{v}_x, \bar{v}_y, \bar{v}_z$ – компоненты скорости ветра, вычисляемые с использованием мезомасштабной модели численного прогноза погоды; v'_x, v'_y, v'_z – турбулентные пульсации компонент скорости ветра; v_{xp}, v_{yp}, v_{zp} – составляющие скорости вследствие подъема примеси из-за ее плавучести и вертикальной скорости выдува примеси из высотного источника.

Турбулентные пульсации компонент скорости оцениваются из решения прогностического уравнения для турбулентной кинетической энергии в атмосферном пограничном слое и алгебраических соотношений для квадратов пульсаций компонент скорости [1, 2], которые реализованы в мезомасштабной метеорологической модели.

В данной работе для расчета подъема частиц примеси предлагается использовать два подхода [1, 3]. В методе [1] для расчетов предлагается использовать 3 обыкновенных дифференциальных уравнения для объема примеси G , ее плавучести F и импульса выброса M .

$$\begin{aligned} \frac{dG}{dt} &= 2R(\alpha w_p^2 + \beta u_a w_p), \\ \frac{dF}{dt} &= -\frac{sM}{u_p} \left(\frac{M}{M_{eff}} u_a + w_p \right), \\ \frac{dM}{dt} &= F. \end{aligned} \quad (3)$$

Они включают такие параметры: радиус облака выброса R , скорость вертикального подъема примеси w_p и модуль горизонтальной скорости окружающего воздуха u_a , температуры примеси T_s и окружающего воздуха T_a , частота плавучести воздуха s , числовые коэффициенты $\alpha = 0.1, \beta = 0.6, \frac{M}{M_{eff}} = \frac{1}{2.25}$. Начальные условия включают также следующие соотношения, где w_s

– скорость выдува: $G_0 = \frac{T_a}{T_s} w_s R_s^2, F_0 = g w_s R_s^2 \left(1 - \frac{T_a}{T_s} \right), M_0 = \frac{T_a}{T_s} w_s^2 R_s^2, R_0 = \sqrt{\frac{w_s}{\sqrt{u_a^2 + w_s^2}}}$.

Также для сравнения рассматривается модель подъема облака нагретой примеси, образовавшегося в результате взрыва [3, 4], использующая систему ОДУ для горизонтального размера облака D , скорости подъема нагретого облака w_g и отношения плотности продуктов в облаке к плотности окружающего воздуха R (≤ 1):

$$\begin{aligned} \frac{dD}{dt} &= 2\delta |w_g - w_a| + \frac{g D w_g}{3(\gamma_a - 1) c_p T}, \\ \frac{dw_g}{dt} &= g \frac{1-R}{R} - 6\alpha\delta \frac{(w_g - w_a) |w_g - w_a|}{DR}, \end{aligned} \quad (4)$$

$$\frac{dR}{dt} = \frac{Rw_g}{T} \left(\frac{\partial T}{\partial z} + \frac{g}{c_p} \right) + \frac{6\delta |w_g - w_a| (1-R)}{D}$$

Они включают числовые параметры $\delta = 0.21, \gamma_a = 1.4, c_p = 1004.5, \alpha = 1.5$, ускорение свободного падения g , скорость примеси w_g и вертикальную скорость воздуха w_a , абсолютную температуру атмосферы T . Начальные условия для $t=t_0$: $D=D_{\text{трубы}}$, $R = \frac{T_a}{T_{\text{примеси}}}$, $w_g = w_{\text{примеси}}$.

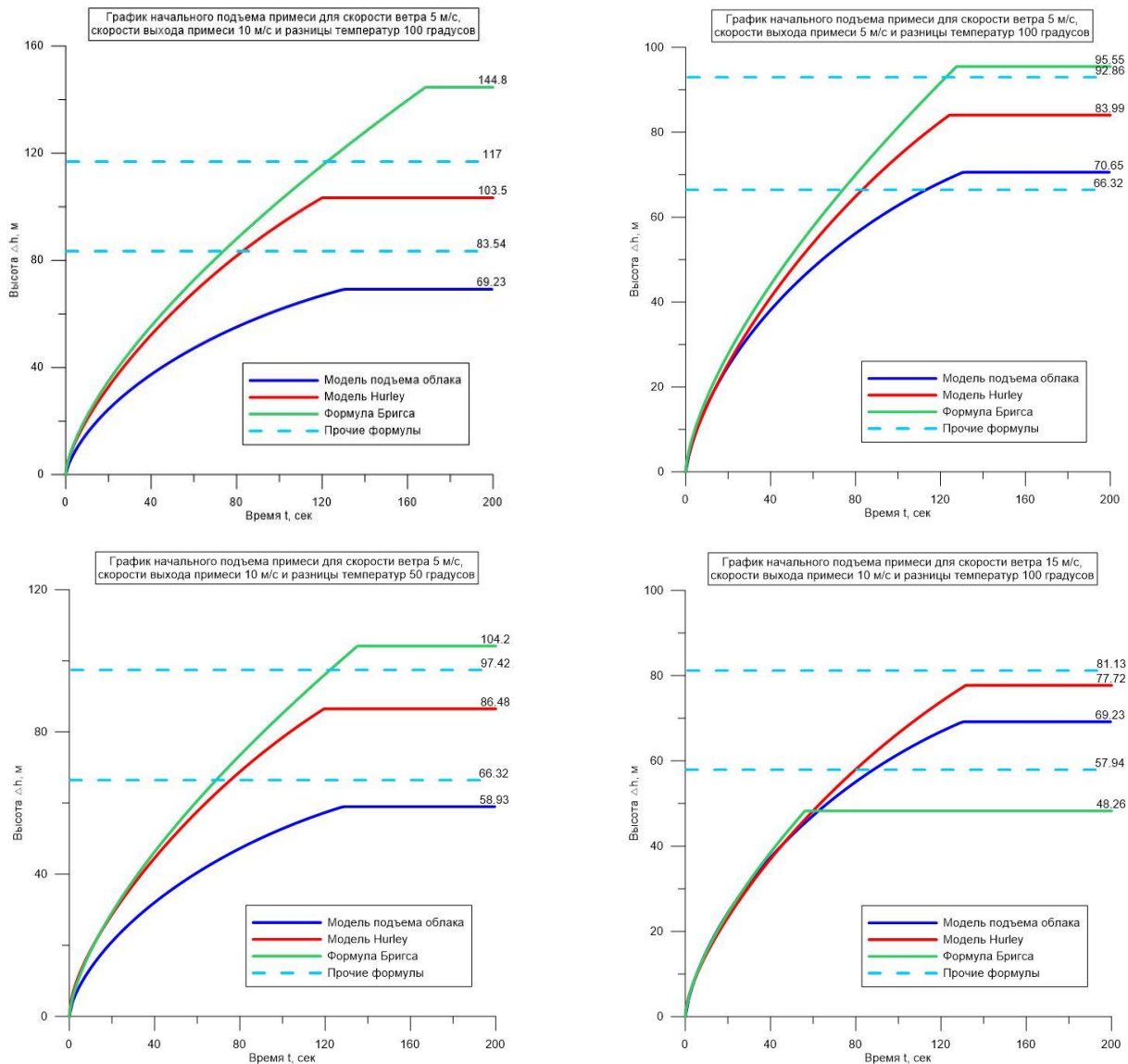


Рисунок 1 – Начальный подъем примеси в зависимости от времени для моделей подъема облака [3], Hurley [1], формулы Бригса [6], прочих формул [5, 7]

Системы ОДУ (3) и (4) решались численно с помощью явного метода Эйлера, величина шага интегрирования выбиралась из обеспечения условия устойчивости численного интегрирования. Вычислительный процесс для модели [1] заканчивался, когда плавучесть выброса становилась равной нулю, то есть примесь прекращала подъем вверх, а для модели [3]

– когда отношение плотности продуктов в облаке к плотности окружающего воздуха становилось равным единице.

На Рисунке 1 представлены графики подъема примеси от высотного точечного источника (труба ТЭЦ высотой 100 метров). Параметры атмосферы и поступающей в атмосферу из источника примеси выбирались следующие: скорость ветра 5 м/с, 15 м/с; скорость выхода примеси 5 м/с, 10 м/с; разница температур воздуха и примеси: 50 и 100 градусов; стратификация атмосферы не является нейтральной: $\frac{dT}{dz} = -0.0024 \frac{K}{m}$. Для сравнения использованы также некоторые другие известные формулы подъема примеси [5, 6, 7].

Полученные результаты позволяют утверждать, что применение обеих моделей оправдано, полученные результаты близки к физическим и удовлетворяют всем необходимым условиям. Наиболее устойчива к изменению параметров модель [1], её включение в ЛДСМ рекомендуется для расчета начального подъема примеси.

Работа выполнена в рамках госзадания ИОА СО РАН.

1. *Hurley P.J.* The air pollution model (TAPM) version 2. Part 1, Technical description // CSIRO Atmospheric Research Technical Paper. 2002. № 55. 49 p.

2. *Karataeva E.A.* Application of the Lagrangian stochastic dispersion model for urban air pollution simulation // Proc. SPIE. 2023. V. 12780. Art. 127806L.

3. *Авраменко М.И. и др.* Модели и программы для расчета подъема облака после взрыва в атмосфере // Отчет РФЯЦ-ВНИИТФ. 1997. ПС.97.6607/4.

4. *Старченко А.В.* Моделирование переноса примеси в однородном атмосферном пограничном слое // Труды международной конференции ENVIROMIS'2000. Изд. ЦНТИ. 2001. С. 77-82.

5. Атмосферная турбулентность и моделирование распространения примесей / под ред. Ф.Т.М Ньюиштадта. Х. Ван Допа. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 350 с.

6. Защита атмосферы от промышленных загрязнений: справочник / под ред. С. Калверта и Г.М. Инглунда. М.: Металлургия, 1978. 710 с.

7. Метеорология и атомная энергия / под ред. Н.Л. Бызовой, К.П. Махонько. Л.: Гидрометеиздат, 1971. 648 с.

ОСОБЕННОСТИ ИЗМЕРЕНИЙ РАДИОТЕПЛОВОГО ИЗЛУЧЕНИЯ РАСТУЩЕГО ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ БПЛА

Гурулев А.А., Козлов А.К., Казанцев В.А.

Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, г. Чита, Россия

e-mail: lgc255@mail.ru, aleksej.kozlov.97@mail.ru, slava11545@gmail.com

В работе приведены результаты измерений радиотеплового излучения растущего пресного ледяного покрова на частоте 34 ГГц в полосе ~ 2 ГГц. Натурные измерения выполнены на горизонтальной поляризации при угле наблюдения 20° . Показано, что излучение трехслойной среды (воздух-лед-вода) с переменной толщиной промежуточного слоя интерферирует при отражениях от плоскости воздух-лед и лед-вода. Экспериментально обнаружено что изменение значения угла на 5° приводит к изменению радиояркостной температуры до 10 К. Данный эффект необходимо учитывать при исследовании криосферных образований, имеющую слоистую структуру с использованием микроволновых радиометров установленных на БПЛА.

В последнее время широкое использование получили беспилотные летательные средства для практических нужд [1, 2]. Для исследования криосферных образований их использование также будет актуальным. Это связано с тем, что на подобные объекты сложно попасть для осуществления их диагностики. Например, некоторые ледники расположены в недосыгаемости для исследователей из-за их непроходимости для транспортных средств. Другим примером может служить тонкий ледяной покров, особенно, когда он покрыт небольшим слоем снега. Выезд на такой лед на транспортных средствах категорически запрещен.

На помощь этому могут прийти дистанционные методы измерений. Видимый и инфракрасный диапазон в этом случае не годятся, так как в данных диапазонах можно только диагностировать поверхность криосферного объекта, которая чаще всего покрыта снежным покровом. В этом случае эффективным является микроволновый диапазон. Ввиду невысоких электромагнитных потерь у пресного льда в данном частотном диапазоне электромагнитная волна проходит сквозь среду с малым затуханием. Наличие в среде некоторых неоднородностей регистрируется по мощности излучения. Опираясь на данное свойство льда, дистанционными методами можно выявлять его внутренние неоднородности, как в активном (радарном), так и в пассивном (радиометрическом) режимах. Примером могут служить работы [3-5], где дистанционными методами выявляются некоторые его физико-химические особенности, например, соленость или вмержшая в ледяной покров высшая водная растительность.

Микроволновые радиометры, установленные на искусственных спутниках Земли, дают пространственное разрешение в несколько единиц или десятков километров в зависимости от длины волны. На помощь могут прийти другие типы носителей аппаратуры, например легкие

летательные аппараты. Беспилотные летательные средства в этом плане являются в ряде случаев более удобными из-за своей низкой стоимости и простоте управления. Однако есть ряд проблем связанных с радиометрическими измерениями. Во-первых, это калибровка радиометра, установленного на БПЛА, во-вторых, при движении аппарата под действием воздушных масс он начинает изменять свое положение, например, в горизонтальной плоскости и при этом изменяется угол наблюдения радиометра. Вторую задачу можно решить путем установки на БПЛА гиropлатформы, но тем самым будет существенно увеличена масса приборов, что резко увеличивает стоимость измерительного комплекса.

Таким образом, измерения мощности теплового излучения в микроволновом диапазоне криосферных образований, с использованием беспилотных летательных средств являются актуальными, но при этом существует ряд задач их использования. В настоящей работе была экспериментально выполнена оценка необходимой стабилизации антенны радиометра при исследовании тонких слоистых ледяных структур при радиометрии в миллиметровом диапазоне.

При установке радиометра на беспилотный летательный аппарат его антенну следует располагать под небольшим углом (не более 20°) от вертикальной оси. Это связано с тем, что при получении данных с относительно небольших высот при направлении антенн в надиp будут вноситься ошибки в результате того, что от исследуемой поверхности будет отражаться тепловое излучение радиометра и БПЛА. Для решения задачи влияния угла зондирования на мощность теплового излучения были выполнены натурные измерения, связанные с определением излучательных характеристик относительно тонкого слоя пресного льда (до 10 см) в миллиметровом диапазоне.

Для этих целей в пресном ледяном покрове озера было изготовлено углубление в 40 см с линейными размерами 110 см×120 см, в которое была залита вода с минерализацией ~100 мг/л. Под действием холодного воздуха происходил рост льда на водной поверхности. На высоте 210 см от водной поверхности был размещен микроволновый радиометр с флуктуационной чувствительностью 0,1 К при постоянной времени 1 с на частоте 34 ГГц с полосой частот ~2 ГГц. Угол наблюдения составлял 20° . Периодически угол изменяли до 15° . Измерения осуществлялись на горизонтальной поляризации. Фотография установки показана на рис. 1. Калибровку радиометра осуществляли по отраженному от металлического листа участку неба, свободного от облаков, и в начальный момент времени – по тепловому излучению пресной воды с известной температурой (около 0 °C).

Запись выходного сигнала через систему сбора данных фирмы Agilent осуществляли на персональный компьютер. Кроме того, осуществлялась регистрация температуры воздуха на

высоте 5 см от ледяной поверхности. Минерализация свежесформованного льда составила ~3 мг/кг.

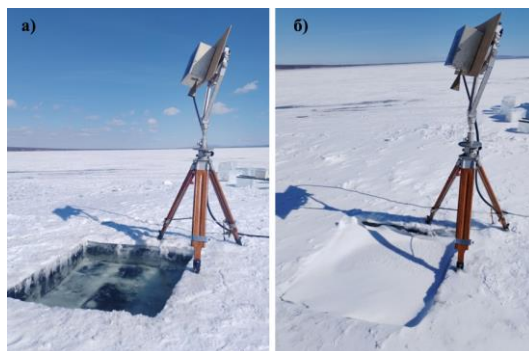


Рисунок 1 – Фотография измерения радиотеплового излучения растущего пресного ледяного покрова на частоте 34 ГГц. а) начало эксперимента; б) на тонком ледяном покрове образовался снежный занос. Дата измерений: 12-14 марта 2024 г.

В результате трех суток измерений были получены данные, которые представлены на рис. 2. Как видно из приведенного графика наблюдаются осцилляции радиояркой температуры (T_{rb}), характеризующие мощность радиотеплового излучения среды. Данный эффект связан с увеличением толщины слоя ледяного покрова. В конце эксперимента его значение составило 85 мм. Данные осцилляции являются результатом интерференции электромагнитного излучения от верхней и нижней границы ледяного покрова. Они рассмотрены в работе [6].

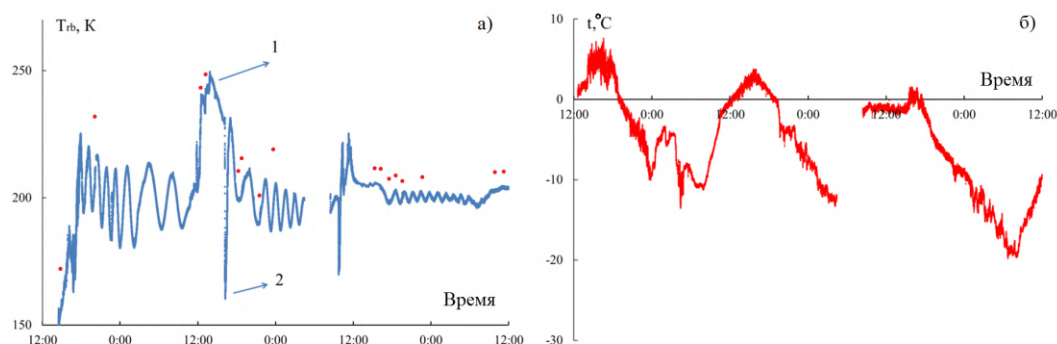


Рисунок 2 – а) Радиояркая температура растущего пресного ледяного покрова на частоте 34 ГГц. б) температура воздуха на высоте 15 см от поверхности ледяного покрова

Цифрой «1» отмечено время, когда на растущий ледяной покров естественным путем выпал влажный снег толщиной до 8 см, фотография которого приведена на рис. 1 б. О высокой концентрации воды говорит тот факт, что температура окружающей среды была выше 0°C . Затем снег был с поверхности льда удален. Остался небольшой слой воды, который и показал резкое понижение значения радиояркой температуры. Данный эффект отмечен цифрой «2» (рис. 2 а). Красными точками на графике выделены участки времени, когда происходило

изменение угла наблюдения до 15°. Как видно, значение $T_{гб}$ существенно отличается от значений, полученных при наблюдении под углом в 20°.

Значение $T_{гб}$ на угле наблюдения в 15° выше, чем для угла 20° и в некоторые моменты времени разность данных значений достигает 10 К, но с увеличением толщины ледяного покрова эта величина уменьшается до значений ~5 К. Для случая увлажненного снежного покрова на тонком ледяном покрове, разность радиояркостных температур не превышает 2 К, что видно на приведенном графике.

По этой причине, при измерениях радиояркостной температуры пресного ледяного покрова с использованием БПЛА следует производить измерения положения антенны радиометра в пространстве.

По выполненной работе можно сделать следующие выводы:

- при измерениях радиояркостной температуры пресного ледяного покрова с использованием БПЛА следует учитывать интерференцию электромагнитного излучения от верхней и нижней границы ледяного покрова;

- на микроволновый радиометр необходимо располагать датчики измерения углов с целью выявления ошибок измерений криосферных объектов, связанных с изменением угла наблюдения радиометра;

- при больших толщинах льда, выше десятков сантиметров, а также наличия снежного покрова ошибка измерений радиояркостной температуры на частоте 34 ГГц связанной с изменением угла наблюдения вблизи надирных углов уменьшается ниже 1 К.

Работа выполнена при финансировании Российского научного фонда. Грант № 24-27-00278.

1. *Meivel S., Maheswari S.* Remote Sensing Analysis of Agricultural Drone // *J Indian Soc Remote Sens.* 2021. V. 49. P. 689–701.

2. *Maghazei O., Netland T.* Drones in manufacturing: exploring opportunities for research and practice // *Journal of Manufacturing Technology Management.* 2020. V. 31. № 6. P. 1237-1259.

3. *Бордонский Г.С., Гурулев А.А., Орлов А.О., Цыренжапов С.В.* Различие картин радарных и радиометрических измерений (на примере ледяного покрова эвтрофированного озера) // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса.* 2014. Т. 11. № 2. С. 228-240.

4. *Tikhonov V.V., Romanov A.N., Khvostov I.V., Alekseeva T.A., Sinitskiy A.I., Tikhonova M.V., Sharkov E.A., Komarova N.Yu.* Analysis of the hydrological regime of the Gulf of Ob in the freezing period using SMOS data // *Russian Arctic.* 2022. V. 2. № 17. P. 44-71.

5. *Бордонский Г.С., Гурулев А.А.* Особенности радиотеплового излучения ледяных покровов водоемов с различной степенью минерализации // *Водные ресурсы.* 2008. Т. 35. №2. С. 210-215.

6. *Гурулев А.А., Орлов А.О., Цыренжапов С.В.* Тепловое излучение трехслойной среды с тонким промежуточным слоем // *Исследование Земли из космоса.* 2011. № 4. С. 5-11.