

КОНФЕРЕНЦИЯ В

**ИССЛЕДОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ
ОПТИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ**

ОКСИД ХЛОРА: ИНДИКАТОР И ПРЕДИКТОР РАЗРУШЕНИЯ ОЗОНА В ЗИМНЕ-ВЕСЕННЕЙ СТРАТОСФЕРЕ АРКТИКИ ПО ДАННЫМ AURA MLS НАБЛЮДЕНИЙ

Баженов О.Е., Харченко О.В.

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

e-mail: boe@iao.ru, olya@iao.ru

В феврале 2022 г. разрушение озона развивалось по сценарию, близкому к озоновой аномалии 2020 г. Отношение смеси озона падало на 61% от многолетней (2006-2019 гг.) нормы 14 марта 2022 г. против 96% 27 марта 2020 г. на высоте 20 км в Эврике, Канада. В то же время, отношение смеси ClO росло до 1.1 млрд^{-1} 18 февраля 2022 г. против 1.2 млрд^{-1} 16 марта 2020 г. на высоте 21 км. Позже, 20 марта 2022 г., произошло мажорное потепление, в результате температура в стратосфере поднялась на 20-25 К во всех исследованных пунктах: Эврика, Канада; Нью-Олесунн, Норвегия; Резольют, Канада; Туле, Гренландия. Высокая корреляция колебаний указанных параметров на приблизительно одинаковых высотах их регистрации, а также между общим содержанием O_3 and ClO, рассчитанным из профилей указанных параметров, указывает на их тесную взаимосвязь.

Степень разрушения озона в зимней стратосфере Арктики определяется продолжительностью сезона полярных стратосферных облаков (ПСО) [1]. На поверхности частиц ПСО из молекул-резервуаров - хлороводорода HCl и нитрата хлора ClONO₂ – образуются молекулы хлора Cl₂ [2]. При возвращении солнечного освещения в Арктические широты, на высотах стратосферы молекула Cl₂ фотодиссоциирует, образуя атомы хлора.

Атомарный хлор участвует в каталитическом разрушении озона при наличии солнечного освещения в основном в ходе димерного цикла ClO [3]. В ходе этого каталитического цикла разрушается до 75% озона в озоновой дыре [4]. Один атом хлора способен разрушить тысячи молекул озона за время его нахождения в стратосфере [5].

Однако, планомерное разрушение озона в арктической стратосфере может быть прервано или остановлено в результате внезапного стратосферного потепления (ВСП). Озоновой аномалии весной 2020 г. предшествовало минорное потепление с конца января по начало февраля 2020 г. На полюсе температура выросла на 20 К [6]; однако, вскоре после потепления температура вновь упала, что возобновило активацию хлора в начале марта на атмосферном уровне 400-550 К и в результате привело к беспрецедентному разрушению озона, продлившемуся вплоть до начала апреля [7].

В середине декабря 2020 г. стратосферный полярный вихрь приобрел вытянутую форму. В конце декабря произошло восстановление вихря, и он вновь занял положение в пределах арктического полярного круга. Однако, в самом начале января 2021 г. стратосферный полярный

вихрь распался на две части вследствие усиления волны 2 из тропосферы. Затем последовало слияние двух центров, но результатом ВСП стало ослабление вихря [8]

Зима 2021–2022 гг. отличалась сильным стратосферным полярным вихрем в ее начале, двумя минорными ВСП в конце февраля и начале марта и мажорным ВСП 20 марта. В соответствии с определением мажорного ВСП, 20 марта изменилось направление среднезонального ветра в средней стратосфере на уровне 10 гПа на 60°с.ш.

Цель работы – выявить зависимость между содержанием озона и оксида хлора при аномальном понижении уровня озона в зимней полярной стратосфере. Для этого используются данные **версии 5**, полученные радиометром MLS на спутнике Aura [9] в виде профилей температуры, а также профилей отношений смеси озона для периода 2005-2022 гг. и оксида хлора для периода 2020-2022 гг.

Для исследования крупномасштабных полей температуры и озона использовались данные Aura MLS для 4-х арктических точек. В результате инспекции файлов спутниковых данных, для указанных точек установлены пороговые широтные и долготные интервалы для включения в анализ профилей СЮ из этих интервалов; они заключены в квадратные скобки вместе с датами окончания полярной ночи с сайта [10]: EUR (80.0°с.ш.; 86.2°з.д.; [75.49-81.64°с.ш. (здесь второе значение–крайняя широта, охватываемая спутниковыми наблюдениями); 79.78-92.71°з.д.; 21 февраля]); NAD (78.9°с.ш.; 11.9°в.д.; [74.23-81.78°с.ш.; 4.24-18.85 в.д.; 15 февраля]); Туле, Гренландия (76.5°с.ш.; 68.7°з.д.; THU; [72.94-81.25°с.ш.; 61.86-76.62°з.д.; 8 февраля]); RES (74.7°с.ш.; 95.0°з.д.; [70.27-78.89°с.ш.; 88.19-102.92°з.д.; 2 февраля]).

На Рисунке 1 показаны профили для пунктов EUR, NAD, THU и RES. Ежедневные измерения температуры и отношения смеси озона усреднялись до получения средних дневных профилей, которые затем использовались для расчета многолетнего (2005-2019 гг.) среднего профиля. Также рассчитаны значения интегрального (по профилю) содержания O₃ и СЮ. На рисунке 1, *а* ясно видны ВСП в январе-феврале 2020 г. и в конце февраля/начале марта и в конце марта 2022 г. К концу января 2020 г. температура падала до -86°С. ВСП в январе 2021 г. ослабило полярный вихрь. Поэтому арктическая стратосфера в феврале и марте 2021 г. может рассматриваться как фоновая. Полярная ночь в рассматриваемых пунктах наблюдения длится до 2-21 февраля. Из рисунка видно, что отношение смеси СЮ в конце января 2020 и 2022 гг. было выше фонового благодаря солнечной засветке (освещения периферии вихря вследствие его деформации) [1, 7]. Отношение смеси СЮ резко превысило фоновый уровень к началу возвращения солнечного освещения в феврале 2020 и 2022 гг. (рис. 1, *б*). Оно достигло максимума в феврале 2022 г., а затем понизилось вследствие формирования ВСП в середине

марта 2022 г. и прекращения образования ClO; в 2020 г. отношение смеси ClO продолжало расти приблизительно до третьей декады марта. Описание наблюдений приводится в Таблице 1. Отношение смеси ClO выросло до 1,5–2,0 млрд⁻¹ на ~20 км [7] (1,2 млрд⁻¹ в начале марта [1]) 2020 г.; из таблицы следует, что отношение смеси ClO составило 1,2 млрд⁻¹ 16 марта 2020 г на высоте 21 км и 1,1 млрд⁻¹ 18 февраля 2022 г. на высоте 21 км для пункта EUR.

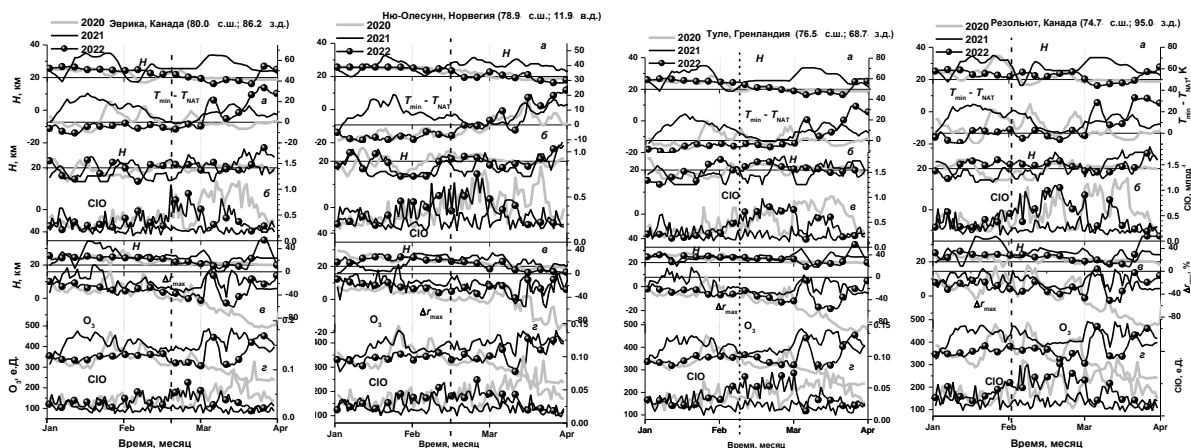


Рисунок 1 – Временной ход в январе–марте 2020/2021/2022 гг. статистических характеристик и высоты их локализации: разности между T_{\min} и T_{NAT} (а); максимальных значений отношения смеси ClO (млрд⁻¹) (б); максимальных относительных отклонений отношения смеси O_3 $\square r_{\max}$ от многолетнего среднего (%) (в); и интегрального (по профилю) содержания O_3 и ClO (е.Д.) (г) для пунктов EUR, NAD, THU и RES. При построении кривых для высоты регистрации параметров применялось сглаживание скользящим средним по 5 точкам. Пунктир указывает дату окончания полярной ночи

Из таблицы следует, что корреляции были самыми сильными в марте 2022 г. Это свидетельствует о том, что вихрь был изолирован до ВСП. Совпадение высот регистрации экстремальных значений и приблизительное повторение зависимостей 2020 г. указывают на то, что в феврале-марте 2022 г. формировалась озоновая аномалия, но ее развитие было прервано ВСП 20 марта.

Из анализа данных Aura MLS можно сделать следующие выводы:

1. ВСП в январе 2021 г. ослабило полярный вихрь и нарушило взаимосвязь между отношениями смеси озона и оксида хлора, а также температурой в стратосфере.
2. Повышенный уровень ClO во всех рассмотренных пунктах в январе 2020 и 2022 гг. относительно 2021 г. обусловлен солнечной засветкой областей вихря с высоким содержанием Cl_2 .

Таблица 1. Коэффициенты корреляции между максимальными относительными отклонениями от многолетних средних значений концентраций озона Δr и максимальными концентрациями ClO (Δr ; ClO), максимальными относительными отклонениями концентрации озона и разности $T_{\min}-T_{\text{NAT}}$ (Δr ; ΔT) и концентрации оксида хлора и разности $T_{\min}-T_{\text{NAT}}$ (ClO; ΔT) для различных пунктов в Арктике для трех временных интервалов: март 2020/2021/2022 гг. Отклонения концентраций озона рассчитывались как разность между значением для марта 2020/2021/2022 гг. и многолетним (2005-2019 гг. за исключением 2011 г.) средним. Плотность вероятности p дается в скобках; если не указано особо, $p < 0.0001$. В последних трех колонках приведены максимальные/минимальные значения Δr , ClO и ΔT , а также конкретный день наблюдений и высота регистрации (в скобках)

Пункт	Коэффициенты корреляции для трех периодов: март 2020/2021/2022 гг.			Значение (день/высота регистрации (км)) в 2020/2021/2022 гг.		
	(Δr ; ClO)(p)	(Δr ; ΔT)(p)	(ClO; ΔT)(p)	Δr , %	ClO, млрд ⁻¹	ΔT , К
ALT	<u>0,22(0,2396)</u>	<u>0,43(0,0145)</u>	<u>-0,55(0,0017)</u>	<u>-97 (22 Mar/20)</u>	<u>1,1 (16 Mar/21)</u>	<u>-5,5 (17 Mar/19)</u>
	<u>0,04(0,847)</u>	<u>0,51(0,004)</u>	<u>-0,12(0,5)</u>	<u>-35 (10 Mar/16)</u>	<u>0,4 (24 Mar/13)</u>	<u>10 (8 Mar/34)</u>
	-0,69	0,68	-0,82	-56 (12 Mar/20)	0,7 (26 Feb/19)	1,2 (12 Mar/19)
EUR	<u>0,64(1,24·10⁻⁴)</u>	<u>0,02(0,89)</u>	<u>-0,51(0,003)</u>	<u>-96 (27 Mar/20)</u>	<u>1,2 (16 Mar/21)</u>	<u>-6,4 (16 Mar/19)</u>
	<u>-0,2(0,292)</u>	<u>0,5(0,004)</u>	<u>-0,35(0,053)</u>	<u>-44 (11 Mar/16)</u>	<u>0,4 (29 Mar/21)</u>	<u>5 (27 Mar/24)</u>
	-0,79	0,78	-0,76	-61 (14 Mar/20)	1,1 (18 Feb/21)	2 (12 Mar/19)
THU	<u>0,35(0,054)</u>	<u>0,73</u>	<u>-0,28(0,127)</u>	<u>-97 (27 Mar/20)</u>	<u>1,0 (17 Mar/21)</u>	<u>-5 (18 Mar/19)</u>
	<u>0,06(0,77)</u>	<u>0,35(0,054)</u>	<u>-0,4(0,026)</u>	<u>-30 (12 Mar/16)</u>	<u>0,4 (15 Mar/13)</u>	<u>8 (9 Mar/34)</u>
	-0,7	0,68	-0,81	-57 (19 Mar/19)	0,9 (21 Feb/24)	3 (13 Mar/19)
RES	<u>0,49(0,005)</u>	<u>0,38(0,037)</u>	<u>-0,37(0,039)</u>	<u>-95 (26 Mar/20)</u>	<u>1,2 (18 Mar/21)</u>	<u>-6 (17 Mar/19)</u>
	<u>-0,05(0,784)</u>	<u>0,42(0,019)</u>	<u>-0,39(0,03)</u>	<u>-31 (24 Mar/24)</u>	<u>0,3(27 Mar/32)</u>	<u>-4,6 (25 Mar/24)</u>
	-0,74	0,8	-0,8	-55 (15 Mar/20)	1,1 (18 Feb/24)	6 (12 Mar/17)
NAD	<u>-0,17(0,365)</u>	<u>0,36(0,48)</u>	<u>-0,22(0,236)</u>	<u>-95 (28 Mar/19)</u>	<u>0,8 (22 Mar/19)</u>	<u>0 (20 Mar/30)</u>
	<u>0,42(0,019)</u>	<u>0,19(0,295)</u>	<u>-0,036(0,847)</u>	<u>-51 (12 Mar/16)</u>	<u>0,4 (7 Mar/13)</u>	<u>0 (4 Mar/26)</u>
	-0,26(0,16)	0,56(0,001)	-0,78	-56 (16 Mar/16)	0,8 (26 Feb/21)	-4 (11 Mar/19)

3. Отношение смеси ClO было максимально в феврале 2022 г., а затем понизилось в середине марта 2022 г. вследствие формирования ВСП и прекращения образования ClO; в 2020 г. ClO продолжало расти приблизительно до третьей декады марта.

4. Прерванный ВСП сезон ПСО в 2022 г. привел к незначительному разрушению озона в стратосфере Арктики.

5. Корреляции были самыми сильными в марте 2022 г. вследствие устойчивой изоляции вихря до возникновения ВСП, о чем также свидетельствуют совпадение высот регистрации экстремальных значений и приблизительное соответствие между зависимостями до ВСП 20 марта.

Таким образом, существует сильная взаимосвязь между содержанием озона и оксида хлора при аномальном понижении уровня озона в зимней полярной стратосфере.

Следовательно, ClO может быть использован в качестве индикатора и предиктора весеннего разрушения озона.

1. *Manney G.L., Livesey N.J., Santee M.L., Froidevaux L., Lambert A., Lawrence Z.D., Millán L.F., Neu J.L., Read W.G., Schwartz M.J., Fuller R.A.* Record low Arctic stratospheric ozone in 2020: MLS observations of chemical processes and comparisons with previous extreme winters // *Geophys. Res. Lett.* 2020. V. 47. P. e2020GL089063.

2. *Bazhenov O.E., Nevzorov A.A., Nevzorov A.V., Dolgii S.I., Makeev A.P.* Disturbance of the stratosphere over Tomsk prior to the 2018 major sudden stratospheric warming: Effect of ClO dimer cycle // *Opt. Mem. Neural Networks.* 2021. V. 30. N. 2. P. 146–156.

3. *Von Clarmann T.* Chlorine in the stratosphere // *Atmosfera.* 2013. V. 26. N 3. P. 415-458.

4. *Solomon S.* Stratospheric Ozone Depletion: A Review of Concepts and History // *Rev. Geophys.* 1999. V. 37. № 3. P. 275-316.

5. *Hemond H.F., Fechner E.J.* Chemical fate and transport in the environment. Academic Press, Fourth edition, 2022.

6. *Roy R., Kuttippurath J.* The dynamical evolution of sudden stratospheric warmings of the Arctic winters in the past decade 2011–2021 // *SN Appl. Sci.* 2022. V. 4. P. 105.

7. *Kuttippurath J., Feng W., Müller R., Kumar P., Raj S., Gopikrishnan G.P., Roy R.* Exceptional loss in ozone in the Arctic winter/spring of 2019/2020 // *Atmos. Chem. Phys.* 2021. V. 21. P. 14019–14037.

8. *Rao J., Garfinkel C.I., Wu T., Lu Y., Lu Q., Liang Z.* The January 2021 sudden stratospheric warming and its prediction in subseasonal to seasonal models // *J. Geophys. Res.: Atmospheres* 2021. V. 126. Art. e2021JD035057.

9. The Aura Validation Data Center (AVDC). U.S. Government Public Information Exchange Resource [Электронный ресурс]. URL: <https://avdc.gsfc.nasa.gov/> (дата обращения 28.03.2024).

10. Геобар – Географический справочник [Электронный ресурс]. URL: <https://geobar.ru/tablicy-по-geografii/prodolzhitelnost-dnja-i-nochi-tablica/> (дата обращения 28.03.2024).

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕДИЦИОННЫХ ИЗМЕРЕНИЙ PM_{10} , ПАУ И РТУТИ НАД ПОВЕРХНОСТЬЮ ОЗ. БАЙКАЛ В АВГУСТЕ 2023 ГОДА

Маринайте И.И., Ходжер Т.В., Шиховцев М.Ю., Луцкин Е.С., Потёмкин В.Л.

Лимнологический институт СО РАН, г. Иркутск, Россия

e-mail: marin@lin.irk.ru, khodzher@lin.irk.ru, max97irk@yandex.ru, lutskin2000@mail.ru,

klimat@lin.irk.ru

В продолжение регулярных исследований, проводимых с целью получения информации о механизмах и источниках загрязнения атмосферы над акваторией оз. Байкал представлены результаты экспедиционных исследований динамики PM_{10} , ПАУ и газообразной элементарной ртути в приземном слое атмосферы озера Байкал в августе 2023 г. Увеличение содержания загрязняющих веществ наблюдалось вблизи локальных источников на побережье Южного Байкала (п. Листвянка, гг. Слюдянка, Байкальск) и в истоке р.Ангары при северо-западном переносе от промышленных городов региона. Концентрации PM_{10} составили в среднем $6,0 \text{ мкг/м}^3$, ПАУ $1,1 \text{ нг/м}^3$, ртути - $0,74 \text{ нг/м}^3$, что было ниже результатов обнаруженных при пожарах 2016-2020 гг. Полученные концентрации исследуемых компонентов атмосферы не превышали стандарты качества воздуха. Значение коэффициентов парной корреляции было высокое между PM_{10} и ПАУ- 0,71, низкое между ПАУ и ртутью - 0,21.

Мониторинг микропримесей, таких как полициклических ароматических углеводородов (ПАУ) и газообразной элементарной ртути в атмосферном воздухе, является обязательным вследствие их канцерогенной и токсической опасности для окружающей среды и здоровья человека. К их антропогенным источникам поступления в атмосферу относятся прежде всего сжигание угля, нефти, древесины [1]. Наблюдения, проведенные в атмосфере над Байкалом во время крупных лесных пожаров в Прибайкалье, Красноярском крае и Якутии в 2016–2020 гг. показали рост содержания в атмосфере аэрозольных частиц, газовых примесей [2], суммарной концентрации ПАУ, газообразной ртути [3].

Для оценки вклада антропогенных источников Прибайкалья, опасных природных явлений (лесные пожары) в загрязнение атмосферы над оз. Байкал с 5 по 15 августа 2023 г. с борта научно-исследовательского судна “НИС Верещагин” проведены непрерывные измерения счетной и массовой концентрации аэрозольных частиц, газообразной элементарной ртути, отобрано и проанализировано 25 образцов аэрозоля на ПАУ. Маршрут экспедиции проходил по всему периметру озера Байкал с остановками в районе крупных локальных источников загрязнения атмосферы на побережье озера, устьевых участках крупных притоков и заливах (рис. 1).

В отличие от корабельных экспедиций в период лесных пожаров 2018-2020 гг., в экспедиции 2023 г. дымовой аэрозоль в атмосфере над озером не наблюдался, хотя в конце лета

фиксируются пожары на территории Якутии. Полная массовая концентрации частиц ТРМ изменялась в пределах от 1 до 12 мкг/м³ с максимумом над Южным Байкалом в 10-12 мкг/м³ (рис. 2).



Рисунок 1 – Карта-схема движения научно-исследовательского судна “ Г.Ю.Верещагин” по акватории Байкала с 5.08 по 15.08.2023 г. и номера проб, отобранных на определение ПАУ в приводной атмосфере озера

В Средней котловине изменения фиксировались в пределах от 3 до 4 мкг/м³, в Северной от 1 до 2 мкг/м³. В целом, по акватории озера полученные концентрации не превышали среднесуточной величины ПДК (60 мкг/м³) для атмосферного воздуха. В динамике счетной концентрации аэрозольных частиц изменения отмечены как в субмикронной фракции аэрозоля с размером до 1,0 μm, так и в грубодисперсной фракции выше 1,0 μm. Во время экспедиционных работ отмечалось несколько эпизодов роста концентрации субмикронных частиц. В фоновом районе вдоль восточного берега (б.Ая - остров Лохматый) количество субмикронной фракции составляло 62%. В Южном котловине с приближением к локальным источникам количество субмикронной фракции аэрозоля резко снижалось до 27%, в Среднем Байкале у п. Усть-Баргузин - до 24%. Полученное содержание аэрозольных частиц над акваторией Байкала имело схожесть с распределением ПАУ (рис.2), что подтверждается тесными корреляционными связями между ними (0,71) и указывает на единый источник их происхождения. Корреляция же газообразной ртути с ПАУ (0,21) и РМ₁₀ практически отсутствовала ввиду ее другой формы нахождения в воздухе.

За исследуемый период суммарные концентрации ПАУ в приводной атмосфере изменялись от 0,008 до 8,4 нг/м³ (среднее значение 1.1нг/м³) с наибольшими значениями в Южной котловине Байкала (6,3-8,4 нг/м³). В Средней котловине изменения были в пределах от 0,050 до 1,5 нг/м³, в Северной от 0,045 до 0,46 нг/м³. Полученные результаты в экспедиционный

период 2023года оказались ниже концентраций при пожарах на побережье озера в 2016 г. (0,22-133 нг/м³, среднее 5.9), на уровне значений над акваторией озера в 2019 г. (0,11 – 4,6 нг/м³, среднее 0,96), но выше концентраций ПАУ в 2020 г. - от 0,07 до 2,5 нг/м³ (среднее значение 0,4 нг/м³).

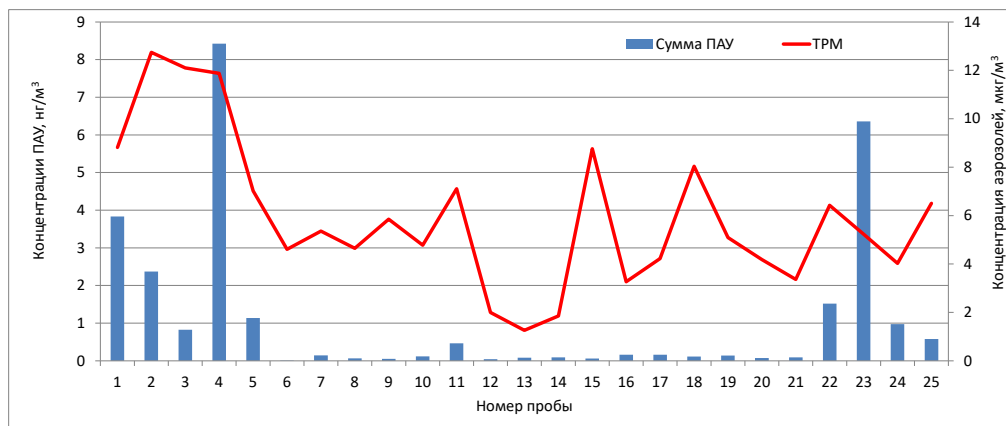


Рисунок 2 – Массовая концентрация частиц ТРМ (мкг/м³), усредненная за периоды отбора 25 проб, и сумма 21 ПАУ (нг/м³) в атмосфере над акваторией оз. Байкал, 5 - 15.08.2023 г.

Во время работ в Южной котловине, повышенное содержание ПАУ наблюдалось на маршруте вдоль западного побережья озера по направлению Кадильный- Листвянка -исток р.Ангара (проба № 1-2 рис.2) и на стоянке у г. Слюдянка (проба № 4), у г. Байкальск (проба № 5) в условиях штилевой погоды и выноса аэрозоля от локальных источников побережья. На маршруте вдоль восточного, а затем вдоль западного берега из Южного Байкала в Средний и далее в Северный (п.Боярск – устье Харауза- остров Ольхон – мыс Елохин - г. Северобайкальск) содержание суммы ПАУ в аэрозоле было низким с постепенным возрастанием при подходе к г. Северобайкальску. Практически за весь этот период в атмосфере наблюдалась низкая облачность, сопровождавшаяся периодически выпадающими осадками, приводящими к очищению атмосферы. Во время работ по Северному Байкалу, повышенное содержание ПАУ наблюдалось на стоянке у г.Северобайкальск (проба №11). Минимальные значения анализируемых веществ определены в чистой атмосфере на переходе судна вдоль восточного берега из фоновых районов Северного Байкала (бухта Ая – Хакусы – Чивыркуйский залив). На переходе от восточного берега на западный по маршруту устье Харауза - Большое Голоустное и далее вдоль западного берега в Южный Байкал (м.Кадильный - Большие Коты – п. Листвянка), содержание ПАУ возросло от 1,5 до 6,4 нг/м³ (пробы № 21-23, рис.2). Их рост так же отмечен в истоке р.Ангара (0,97 нг/м³, пробы № 24-25). Концентрации бенз(а)пирена, нормируемого в России, над всей акваторией оз. Байкал изменялись от 0,001 до 0,84 нг/м³ (среднее 0,09) и не превышали норм ПДК (1 нг/м³). Отмечены различия в составе индивидуальных ПАУ в атмосфере из разных районов Байкала.

Концентрация газообразной элементарной ртути над озером изменялась от 0,18 до 1,29 нг/м³ (рис.3). Наибольшие значения обнаружены в Южном Байкале (0,4-1,29 нг/м³, средняя величина 0,76 нг/м³), предположительно, за счёт переноса от локальных и региональных источников по долине р.Ангары. В Среднем Байкале ее изменения были в пределах от 0,18 до 1,07 нг/м³ (средняя 0,73 нг/м³), Северном от 0,19 до 1,02 нг/м³ (средняя 0,72 нг/м³). Средние значения концентрации ртути (0,74 нг/м³) в корабельной экспедиции 2023 году над озером оказались ниже величин (1,1 нг/м³ [3]) во время лесных пожаров в июле 2018 года и в два раза меньше средних значений (1,60 нг/м³) на береговой станции мониторинга западного побережья Южного Байкала в п. Листвянка в августе 2023 г. [4]. Это, вероятно, связано с ее осаждением из атмосферы в процессе конденсации влаги над водной поверхностью.

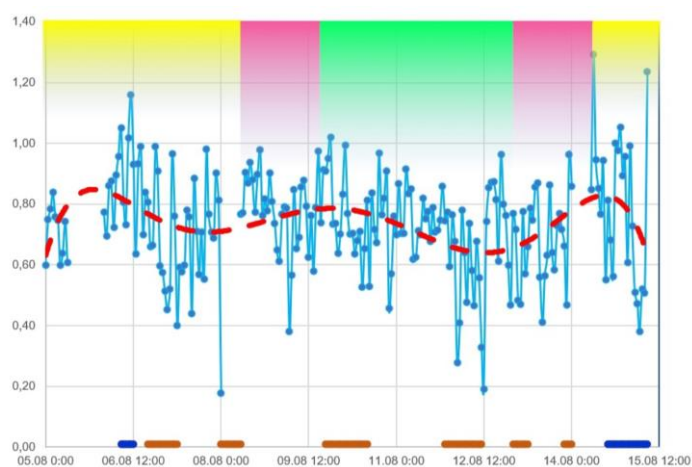


Рисунок 3 – Изменчивость концентрации газообразной элементарной ртути (нг/м³) в атмосфере над поверхностью южной (желтый цвет), средней (розовый цвет) и северной (зеленый цвет) котловиной Байкала. Коричневыми линиями выделены остановки судна у городов и поселков, синими – у истока р.Ангары, 5 - 15.08.2023 г.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (19–77–20058 П).

1. *Tripathee L. et al.* Spatial and temporal distribution of total mercury in atmospheric wet precipitation at four sites from the Nepal-Himalayas, *Science of the Total Environment*. 2019. V. 655. P. 1207-1217.

2. *Ходжер Т.В., Жамсуева Г.С., Заяханов А.С., Дементьева А.Л., Цыдытов В.В., Балин Ю.С., Пеннер И.Э., Коханенко Г.П., Насонов С.В., Клемашева М.Г., Голобокова Л.П., Потемкин В.Л.* Результаты корабельных исследований аэрозольно-газовых примесей над акваторией оз. Байкал летом 2018 г. // *Оптика атмосферы и океана*. 2019. Т. 32, № 4. С. 289–295.

3. *Mashyanov N., Pogarev S., Sholupov S. et al.* Air mercury monitoring at the Baikal area // *Atmosphere*. 2021. V. 12. № 7. Art. 807.

4. *Луцкин Е.С., Шиховцев М.Ю., Моложникова Е.В., Оболкин В.А., Хуриганова О.И.* Ртуть в атмосферном воздухе и осадках в 2022-2023гг. на станции Листвянка (Южное Прибайкалье) // XXX рабочая группа "Аэрозоли Сибири". 28 ноября - 1 декабря 2023. Томск 2023.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ КОНТРАСТА ВОДОЗАПАСА ОБЛАКОВ «СУША-МОРЕ» ПО ИЗМЕРЕНИЯМ СПУТНИКОВОГО ПРИБОРА SEVIRI: ПРОБЛЕМЫ И АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ

Косцов В.С., Ионов Д.В., Андриюкова А.Б., Рябушко Е.П.

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

e-mail: v.kostsov@spbu.ru, d.ionov@spbu.ru, andryukova03@bk.ru, st095856@student.spbu.ru

Представлены результаты определения контраста водозапаса облаков (ВО) «суша-море» из спутниковых измерений ВО прибором SEVIRI (Spinning Enhanced Visible Infra-Red Imager) в период 2011-2017 гг. над сушей и водными объектами на севере Европы. Обнаружены специфические временные и пространственные вариации, которые предположительно являются измерительными или алгоритмическими артефактами. Анализ внутрисезонных вариаций выявил аномальные результаты в Рижском и Финском заливах, которые проявляются в очень низких значениях контраста ВО суша-море в августе по сравнению со значениями в июне и июле. При исследовании суточного хода контраста ВО для некоторых водных объектов были обнаружены два отдельных максимума, которые представляют собой артефакт наблюдений, обусловленный так называемым «эффектом облачной радуги».

Введение. Спутниковые измерения параметров облачности прибором SEVIRI (Spinning Enhanced Visible Infra-Red Imager) позволяют изучать свойства облачности в глобальном масштабе с высоким пространственным и временным разрешением. Прибор представляет собой сканирующий 12-канальный радиометр, который работает в видимой и инфракрасной областях спектра и установлен на геостационарных метеорологических спутниках Meteosat. Основное положение спутника для измерений находится над экватором около нулевой долготы и позволяет вести измерения над Европой, Африкой, Атлантическим океаном, частью Южной Америки и частью Индийского океана. Пространственное разрешение в подспутниковой точке составляет 3 км. Частота сканирования обеспечивает получение данных над какой-либо точкой поверхности один раз в 15 минут. Информационные продукты прибора SEVIRI - это параметры атмосферы и облачности, которые являются результатом применения сложного алгоритма, использующего так называемые «поисковые таблицы» (lookup tables - LUT). Поисковые таблицы формируются с помощью предварительных расчетов для набора состояний атмосферы и параметров подстилающей поверхности.

Постановка задачи. Водозапас облачности (ВО), показывающий полную массу жидкокапельной фракции облака в столбе единичного сечения, является одной из важнейших переменных в наборе параметров, характеризующих облачность. Водозапас входит в перечень информационных продуктов прибора SEVIRI. Исследование различий в значениях водозапаса над сушей и водными объектами является отдельной интересной задачей, решение которой

позволяет получить новую информацию о процессах в системе атмосфера - подстилающая поверхность.

Специализированное исследование, посвященное анализу различий в значениях водозапаса облаков над сушей и морем в Северной Европе, где в качестве исходных данных использовались измерения SEVIRI, было проведено авторами настоящей работы [1]. Ниже, для обозначения этого различия мы будем использовать термин «контраст водозапаса облаков суша-море», который будем определять как разность между значением водозапаса над сушей около какого-либо водного объекта (море, залив, озеро) и значением водозапаса над этим водным объектом:

$$d = W_{\text{land}} - W_{\text{sea}}, \quad (1)$$

где d – контраст водозапаса при единичном измерении, W_{land} и W_{sea} – значения водозапаса, соответствующие одновременным измерениям в спутниковом наземном пикселе над сушей и в пикселе над водной поверхностью соответственно. В силу значительной пространственно-временной изменчивости облачности мы анализируем не отдельные измерения, а результат, полученный после усреднения достаточного количества наблюдений:

$$D = \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N d_k, \quad (2)$$

где D – усредненное значение контраста водозапаса облаков, N – количество наблюдений. Ниже для удобства мы будем использовать краткий термин «контраст водозапаса» или «контраст ВО». При анализе статистических распределений контраста водозапаса и его внутрисезонных вариаций авторами работы [1] был обнаружен ряд эффектов, которые были классифицированы как проявление погрешностей алгоритма, используемого для обработки исходных данных прибора SEVIRI (измерений отраженного солнечного излучения). Среди этих эффектов – резкое и одновременное уменьшение контраста ВО в начале августа каждого года в различных точках измерений в Финском и Рижском заливах, а также полное отсутствие отрицательных значений контраста в статистических распределениях для ряда точек измерений. Настоящий доклад представляет собой обобщение исследований, начатых в работе [1], которое дополнено анализом суточного хода контраста водозапаса облаков суша-море и анализом проявления эффекта облачной радуги в суточном ходе.

В качестве исходных данных были использованы информационные продукты прибора SEVIRI, полученные в период времени 2011-2017, версия обработки – номер два. Размер исследуемого географического региона составлял около 700 км × 700 км, центр региона – город Санкт-Петербург, Российская Федерация. Горизонтальный размер наземного пиксела в

измерениях SEVIRI составляет для этой области земной поверхности около 7 км. В набор исходных данных входили результаты определения водозапаса только для жидкокапельных облаков, данные для ледяных и смешанных облаков были отфильтрованы на начальном этапе. Важно отметить, что в набор данных были включены как случаи наличия облачности, так и случаи ясного неба, поскольку в фокусе нашего исследования находится не сами значения водозапаса, а их разность (контраст). Совершенно очевидно, что контраст наиболее выражен, когда в одной из точек облачность присутствует, а в другой точке небо ясное.

Обсуждение результатов и основные выводы. Подробное исследование статистики ошибочных измерений при регистрации отраженного солнечного излучения с космических платформ и причин этих ошибочных измерений было выполнено в работе [2] для спутникового прибора MODIS. Существенно подчеркнуть, что приборы MODIS и SEVIRI используют одинаковый принцип измерений и схожие алгоритмы обработки результатов, основанные на предварительно рассчитанных таблицах поиска. Причины ошибочных измерений многочисленны, перечислим только некоторые из них: неоднородность облачности на субпиксельных масштабах, оптические эффекты (солнечный блик, глория, облачная радуга), перекрывание облачных слоев, неверная идентификация фазы облачных частиц, дождящие облака, морозящие облака, неверная оценка степени разорванности облачного покрова при наблюдении на больших углах (этот эффект значителен для точек измерений на краю общей области измерений – так называемого «диска»), 3-D эффекты при больших углах наблюдения, когда присутствуют мощные облака вертикального развития. Подробное исследование одного из вышеупомянутых оптических эффектов, а именно эффекта облачной радуги в измерениях, было проведено в работе [3].

В настоящей работе при исследовании суточного хода контраста ВО для некоторых водных объектов были обнаружены два отдельных максимума, наблюдающиеся почти симметрично относительно полудня по шкале времени UTC. Как показали расчеты угла рассеяния солнечного излучения при измерениях в этих точках, локальные максимумы совпадали с периодами, когда возможно появление эффекта облачной радуги, то есть при значениях угла рассеяния 135° - 140° . Таким образом, данные максимумы с большой степенью вероятности являются артефактом наблюдений, обусловленным этим эффектом.

Анализ условий измерений прибором SEVIRI показал, что из-за существенной пространственно-временной изменчивости облачности идентифицировать и отбраковать отдельные единичные измерения, где присутствует мешающая компонента за счет эффекта облачной радуги, не представляется возможным. После аппроксимации усредненного суточного хода контраста ВО полиномом 7-й степени были обнаружены следующие

особенности для Финского и Рижского заливов Балтийского моря в июне и июле: подъем значений с 6 до 7 часов, стабилизация значений в течение 1 часа, дальнейшее увеличение до 11 часов, затем спад до 14-15 часов, потом относительное постоянство значений до 16-17 часов и снова уменьшение.

Важным выводом работы является тот факт, что влияние эффекта облачной радуги было выявлено в июне и в июле лишь для точек измерений в заливах Балтийского моря (Рижском и Финском) и не было выявлено в точках измерений у больших и малых озер (Ладожское, Онежское, Чудское, Псковское, Ильмень, Сайма). Поскольку в предыдущей работе [1] были обнаружены артефакты измерений прибором SEVIRI именно в заливах Балтийского моря, с большой степенью вероятности можно заключить, что и в рассматриваемом случае с эффектом облачной радуги мы имеем дело с неким артефактом. Этот артефакт, предположительно, обусловлен спецификой применения алгоритма обработки исходных измерений отраженного солнечного излучения в районе Балтийского моря. Список так называемых «алгоритмических причин» появления ошибочных измерений можно найти в работе [2]: ошибки программирования, методологические ошибки выбора параметров и выбора пороговых значений различных критериев, использование неадекватной дополнительной информации. Изучение этих причин выходит за рамки настоящей работы.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 24-27-00016, <https://rscf.ru/project/24-27-00016/>.

1. *Kostsov V.S., Ionov D.V.* Specific features of the land-sea contrast of cloud liquid water path in Northern Europe as obtained from the observations by the SEVIRI instrument: artefacts or reality? // *Meteorology*. 2023. V. 2. № 4. P. 464-488.

2. *Cho H.-M., Zhang Z., Meyer K., Lebsock M., Platnick S., Ackerman A.S., Girolamo L.Di, Labonnote L.C., Cornet C., Riedi J., Holz R.E.* Frequency and causes of failed MODIS cloud property retrievals for liquid phase clouds over global oceans // *J. Geophys. Res. Atmos.* 2015. V. 120. P. 4132-4154.

3. *Benas N., Meirink J.F., Stengel M., Stammes P.* Sensitivity of liquid cloud optical thickness and effective radius retrievals to cloud bow and glory conditions using two SEVIRI imagers // *Atmos. Meas. Tech.* 2019. V. 12. P. 2863-2879.

ОЦЕНКА ВОЗМОЖНОСТЕЙ ОПРЕДЕЛЕНИЯ МИКРОФИЗИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК АЭРОЗОЛЕЙ В ЛИДАРНОМ И ШАРЗОНДОВОМ ЭКСПЕРИМЕНТЕ ЗОНДИРОВАНИЯ СТРАТОСФЕРЫ

Суханов А.Я.

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

e-mail: say@iao.ru

Рассматриваются возможности восстановления микрофизических характеристик стратосферных аэрозолей из коэффициентов оптического взаимодействия. Данное исследование проводится с целью совершенствования методик измерений на Малой Станции Высотного Зондирования Института оптики атмосферы СО РАН им. В.Е. Зуева.

На малой лидарной станции высотного зондирования атмосферы ИОА СО РАН измеряются вертикальные профили стратификации аэрозоля, температуры и плотности воздуха в стратосфере и мезосфере, наряду с этим в настоящее время проводится шарзондовый эксперимент восстановления в стратосфере микрофизических характеристик аэрозолей [1]. В нашей работе [2] были проведены первые оценки возможностей определения параметров одномодального логнормального распределения по реальным лидарным сигналам на двух длинах волн с учетом ограничения аэрозольной модели до 20 вариантов параметров, а также оценки того, насколько подходят те или иные длины волн. Данный подход предполагал наличие базы значений модельных коэффициентов обратного рассеяния и их подгонки под экспериментальные данные отношения рассеяния. К сожалению, данный алгоритм ограничивает модель и возможные реальные распределения, присутствующие в атмосфере, что дает возможность оценить только диапазон изменения средних радиусов и полуширин распределения частиц. В данной работе предлагается использовать подходы машинного обучения как для оценки возможностей восстановления параметров распределения так и восстановления их самих, с учетом зондирования лидаром на двух длинах волн, и использовании шар зондов проводящих измерения на нескольких длинах волн.

В качестве модели распределения выбирается одномодальное и двухмодальное логнормальное распределение с транзитивной и более крупной аккумулятивной фракцией, либо только с аккумулятивной [3]. Выбрано десять вариантов коэффициентов преломления, в которых учитывается разное присутствие сульфатных аэрозолей, от 10% до 90%, остальное поделено между вулканической пылью, солевыми аэрозолями и аридной пылью. Далее на рисунке 1 приведен пример восстановления среднего радиуса и дисперсии распределения частиц по размерам для случая, когда учитывается одно значение коэффициента преломления

при содержании сульфатов 10% (рисунок 1а,б,в) и когда используется девять коэффициентов преломления с содержанием от 10% до 90% (рисунок 1г). В качестве длин волн рассматривается набор 0.355, 0.47, 0.528, 0.532, 0.63, 0.85, 0.94 мкм. Максимальная рассматриваемая концентрация частиц до 10 см^{-3} , минимальная 0.001 см^{-3} .

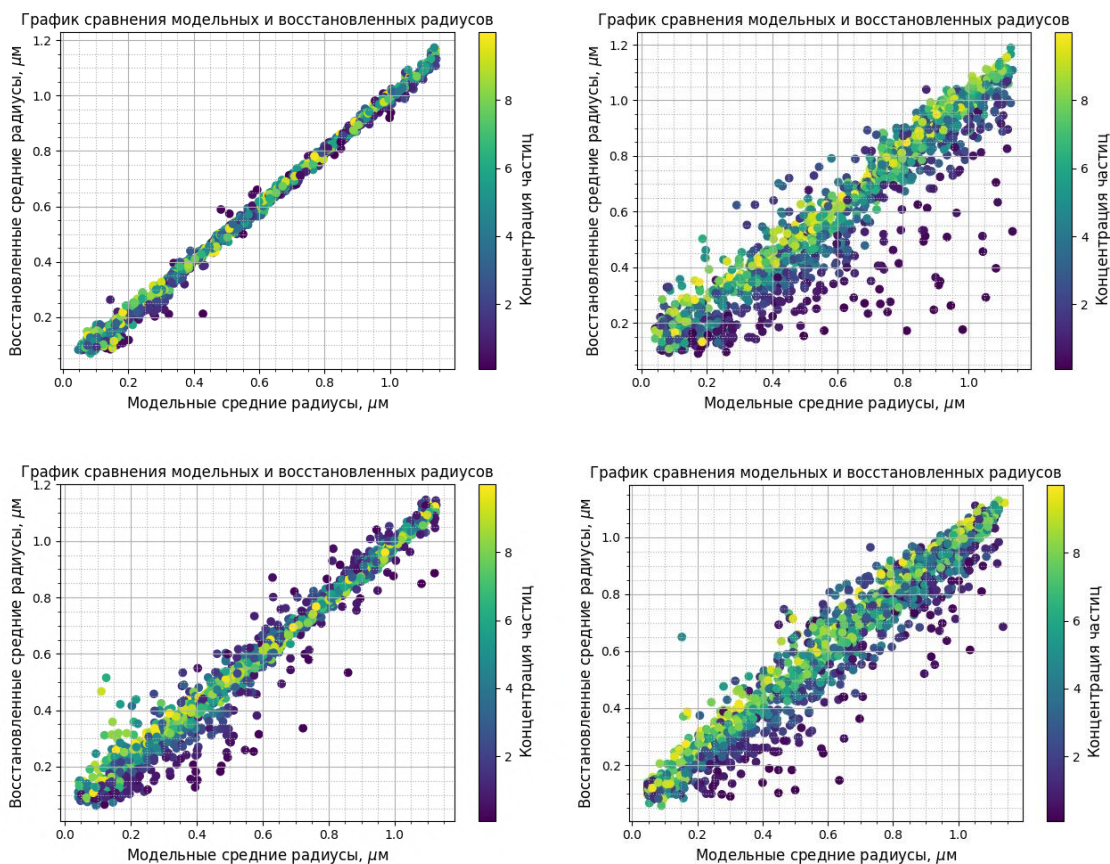


Рисунок 1 – Разброс значений модельных и восстановленных радиусов в зависимости от радиуса и концентрации частиц при отсутствии шума (а) и при шуме 50% (б), при шуме 10% (в), при шуме 10% и учете девяти различных коэффициентов преломления (г)

Абсолютные ошибки восстановления радиуса, среднеквадратического отклонения и концентрации соответственно равны 0.014, 0.01, 0.4 (рисунок 1а). При нормальном шуме на уровне 0.5 от средних значений коэффициентов обратного рассеяния шибки будут 0.07, 0.045, 1.17 (рисунок 1б), для относительного шума 0.1 значения ошибок 0.035, 0.02, 0.8 (рисунок 1в). Анализируя приведенные графики, становится очевидным, что наибольшие ошибки получены при значениях коэффициентов обратного рассеяния, обусловленных малой концентрацией частиц. Кроме того, для распределений с малыми средними радиусами частиц эта ошибка выше, чем для распределений с большими средними радиусами. При шуме 0.1 при девяти разных коэффициентах преломления, соответствующие ошибки равны 0.06, 0.025, 1.15, таким образом, при рассмотрении всех возможных коэффициентов преломления ошибка уже возросла

почти как при шуме 0.5. Для восстановления здесь использована обученная на примерах сверточная сеть с residual слоями (Рисунок 2). Нейронная сеть восстанавливает средний радиус, дисперсию и концентрацию одновременно.

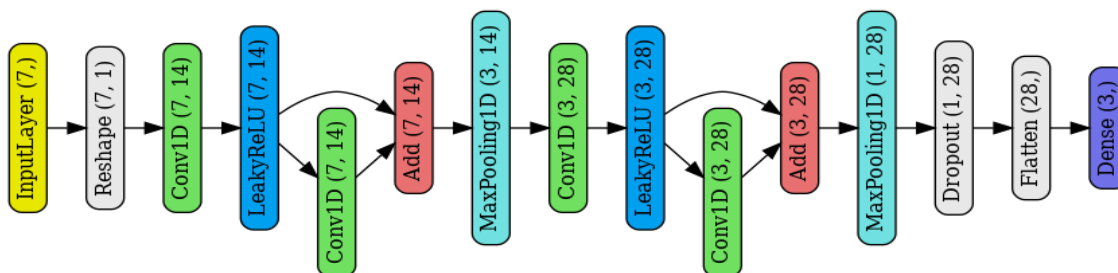


Рисунок 2 – Структура сети для восстановления на семи длинах волн

Дальнейшие эксперименты связаны с восстановлением на двух длинах волн, при этом используется сеть с добавлением плоского полносвязного слоя на входе сети, такая сеть имеет всего два входа. Результаты восстановления соответствующие проводимому лидарному и шарзондовому эксперименту приведены на рисунке 3.

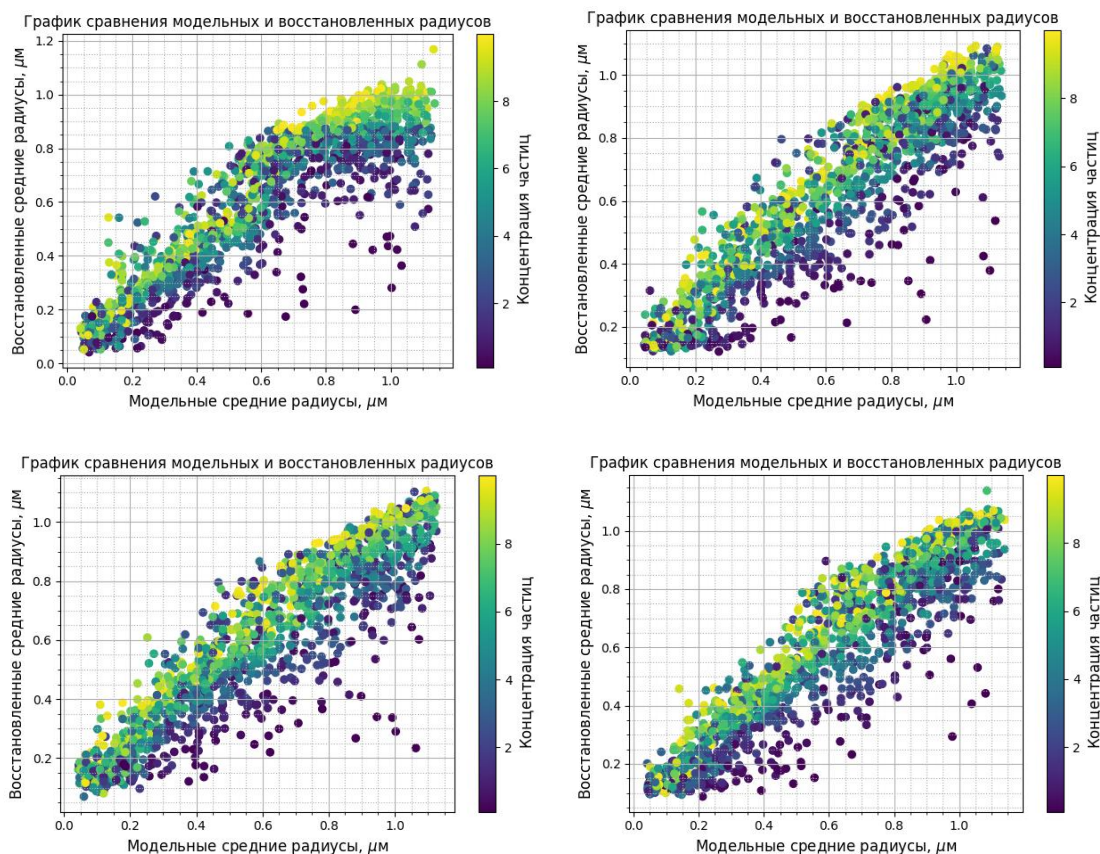


Рисунок 3 – Возможности восстановления радиусов на длинах волн лидара 355, 532 нм, и на двух длинах волн используемых на шарзонде 528, 940 нм, 528, 850 нм, и 470, 940 нм

Результаты ошибок восстановления для четырех пар длин волн соответственно для средних радиусов, дисперсии и концентрации представлены в таблице 1.

Таблица 1. Ошибки восстановления для четырех пар длин волн

Пары длин волн, нм	Ошибка для радиуса	Ошибка дисперсии	Ошибка концентрации
355, 532	0.1	0.075	1.45
528, 940	0.09	0.06	1.66
528, 850	0.09	0.06	1.65
470, 940	0.085	0.06	1.55
355, 470, 528, 532, 630, 850, 940	0.06	0.025	1.15

Таким образом, значительного различия в возможностях восстановления нет, несколько выбивается использования длин волн 470, 940 нм. В сравнении с использованием всех длин волн в два раза падает точность определения дисперсии распределения частиц, ошибка восстановления среднего радиуса увеличивается в 1.5 раза.

Следующим экспериментом была попытка восстановления класса коэффициентов преломления, всего девять классов с содержанием сульфатов от 10 до 90%, при использовании двух длин волн оказалось возможно правильно угадать только 20%, при использовании семи длин волн 60%, при этом желательно не использовать слои батч нормализации, для избегания проблемы переобучения и более адекватных результатах на тестовой выборке. Максимальный разброс определения процента содержания в ту или иную сторону 20% при нулевом шуме, средний разброс 7%. При шуме 0.1, средний разброс 14%. Очевидно, что для лучшего восстановления нужно проводить многократные измерения коэффициентов рассеяния назад и применять устойчивые методы восстановления, например, коллективные.

Исследование выполнено за счет за счет проекта государственного задания №НИОКТР121031500341-3.

1. *Маричев В.Н., Матвиенко Г.Г., Юшков В.А., Балугин Н.В., Бочковский Д.А.* Лидарно-баллонный эксперимент по исследованию стратосферного аэрозоля для климатических наблюдений и диагностических задач // Метеорология и гидрология. 2022. № 11. С. 41-47.

2. *Sukhanov A.Ya.* Studies of the stratospheric aerosol at two wavelengths 355, 532 nm: extraction results of distribution functions parameters from experimental data // Proceedings of SPIE. 2021. V. 11916. CID: [11916-101].

3. *Зуев В.Е., Креков Г.М.* Оптические модели атмосферы Современные проблемы атмосферной оптики. Том 2. Гидрометеиздат, Ленинград, 1986. 256 с.

ВОССТАНОВЛЕНИЕ МИКРОФИЗИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК СТРАТОСФЕРНЫХ АЭРОЗОЛЕЙ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ЛИДАРНОГО И ШАРЗОНДОВОГО ЭКСПЕРИМЕНТА

Суханов А.Я.¹, Маричев В.Н.¹, Бочковский Д.А.¹, Юшков В.А.², Балугин Н.В.²

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

²Центральная аэрологическая обсерватория Росгидромета, г. Долгопрудный, Россия

e-mail: say@iao.ru

Проведена обработка экспериментальных данных полученных по результатам лидарного и шарзондового экспериментов в марте 2023 года над Томском на предмет восстановления микрофизических характеристик стратосферных аэрозолей. Данное исследование проводится с целью совершенствования методик измерений на Малой Станции Высотного Зондирования Института оптики и атмосферы СО РАН им. В.Е. Зуева.

В нашей работе посвященной возможностям восстановления микрофизических характеристик по коэффициентам оптического взаимодействия были получены результаты, показывающие принципиальную возможность восстановления информации о среднем радиусе распределения с погрешностью 10-20%. При этом разброс концентрации аэрозолей составлял от 0.001 до 10 см⁻³. Для восстановления использовалась обученная нейронная сеть, на вход которой подавались значения обратного рассеяния, на выходе восстанавливались параметры распределения и концентрация частиц.

На малой станции высотного зондирования по результатам лидарного и шарзондового эксперимента были получены отношения аэрозольного рассеяния в серии различных экспериментов, включавшие зондирование лидаром на двух длинах волн и зондирование с шарзонда на четырех длинах волн. В связи с этим в данной работе предлагается модифицировать обучение нейронной сети, добавив вместо коэффициентов обратного рассеяния данные об отношениях рассеяния, информацию о температуре, давлении и высоте. Для создания примеров обучения в данном случае используется так же расчет молекулярного рассеяния, зависящего от давления и температуры. Диапазон изменения концентрации частиц на различных высотах различается в соответствии с моделью из работы [1]. Анализ полученных отношений рассеяния показывает, что максимальная концентрации на высоте 11 км не превосходит 1 см⁻³, потому при создании примеров обучения нейронной сети ограничимся этим значением. Кроме того, по данным отношениям рассеяния можно сделать вывод, что падает концентрация больших частиц и это действительно соответствует моделям изложенным в работе [1].

Рассмотрим возможности восстановления на примере зондирования на всех длинах волн, на лидарных длинах волн, на длинах волн с учетом шарзонда. На рисунке 1 представлен разброс значений средних радиусов для различных ситуаций.

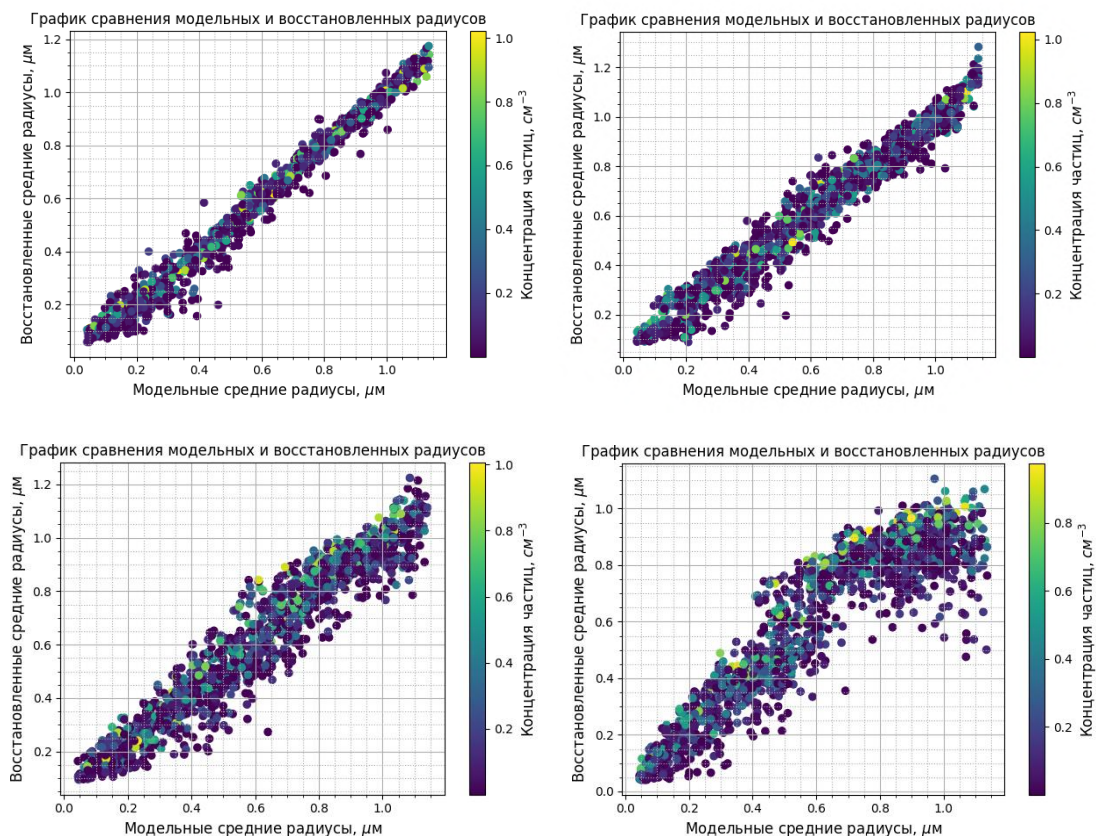


Рисунок 1 – Разброс восстановленных радиусов при восстановлении из отношения рассеяния на семи длинах волн с учетом одного коэффициента преломления (а), с учетом 9 коэффициентов преломления (б), с учетом четырех длин волн (355, 532, 470, 940 нм) (в), с учетом двух лидарных длин волн (355, 532 нм) (г)

Таким образом, анализируя данные графики можно сделать вывод, что разброс значений среднего радиуса может быть достаточно велик в силу некорректности обратной задачи. Для стабилизации решения во все слои нейронной сети были добавлены регуляризаторы L1, L2. Также модель ограничивается учетом отношений рассеяния не превосходящим 2. В данном случае примеры обучения создавались случайным образом, но учитывались только те, которые имеют не превосходящее отношение рассеяния равно 2. Кроме того, применялась процедура так называемого бэггинга, когда обучалось несколько нейронных сетей (до 36, 49, 81) отдельно друг от друга, затем брался средний результат их работы. Обучение требовало значительных вычислительных ресурсов, и на видеокarte серии 3080 занимало порядка нескольких часов. Далее на рисунках 2,3 приводятся значения отношения рассеяния на четырех длинах волн, для двух экспериментов 15, и 16 марта 2023 года в 18:00, с использованием лидарных длин волн и двух длин волн шарзонда 470 и 940 нм, а также восстановленные параметры среднего радиуса, среднеквадратического отклонения распределения и концентрации частиц.

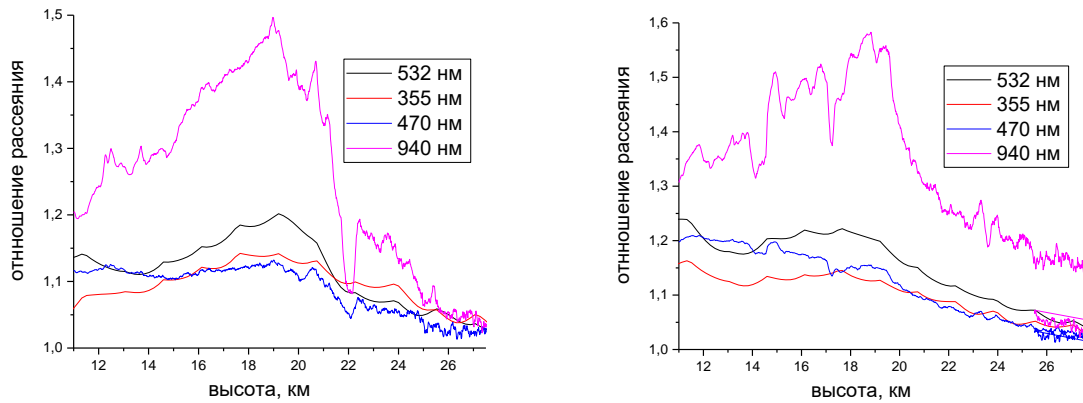


Рисунок 2 – Отношения рассеяния на разных длинах волн за 15.03.2023 и за 16.03.2023 в 18:00 UTC

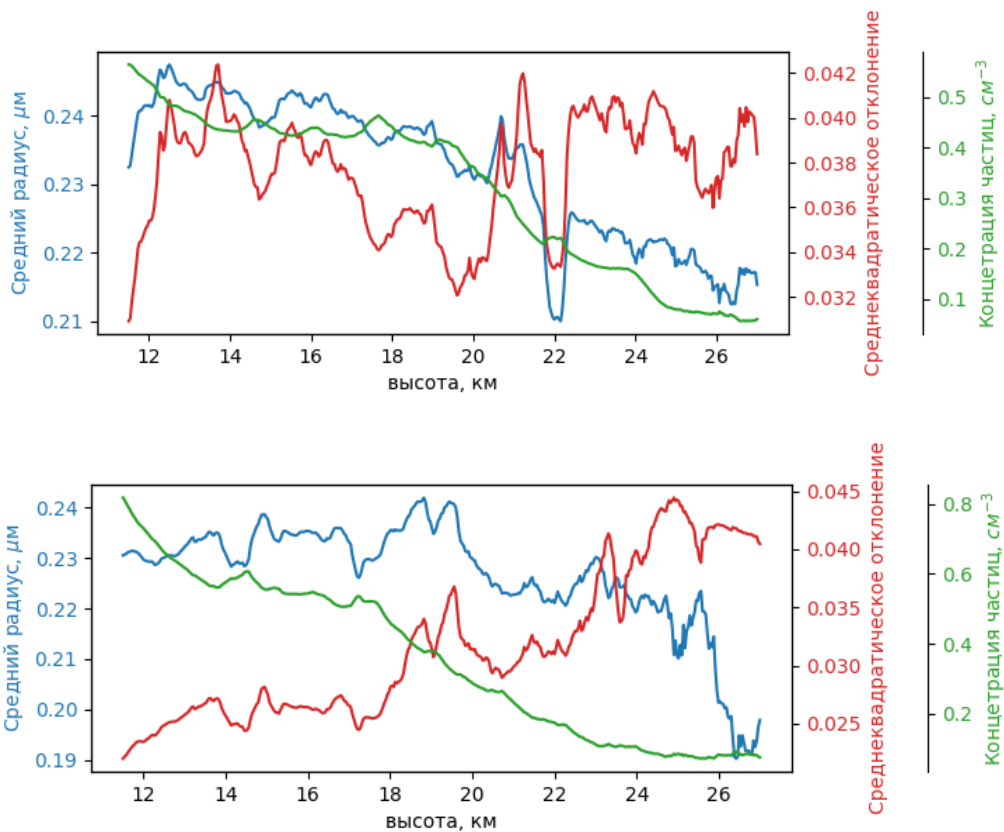


Рисунок 3 – Восстановленные микрофизические параметры распределения частиц за 15 и 16 марта 2023 18:00 UTC

На рисунках 4-5 представлены результаты восстановления для сигналов, полученных в те же даты, но в 14:00.

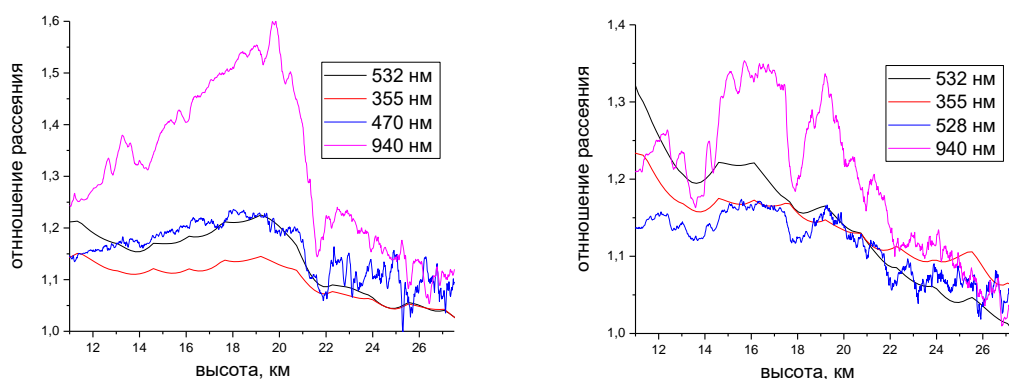


Рисунок 4 – Отношения рассеяния на разных длинах волн за 15.03.2023 и за 16.03.2023 14:00 UTC

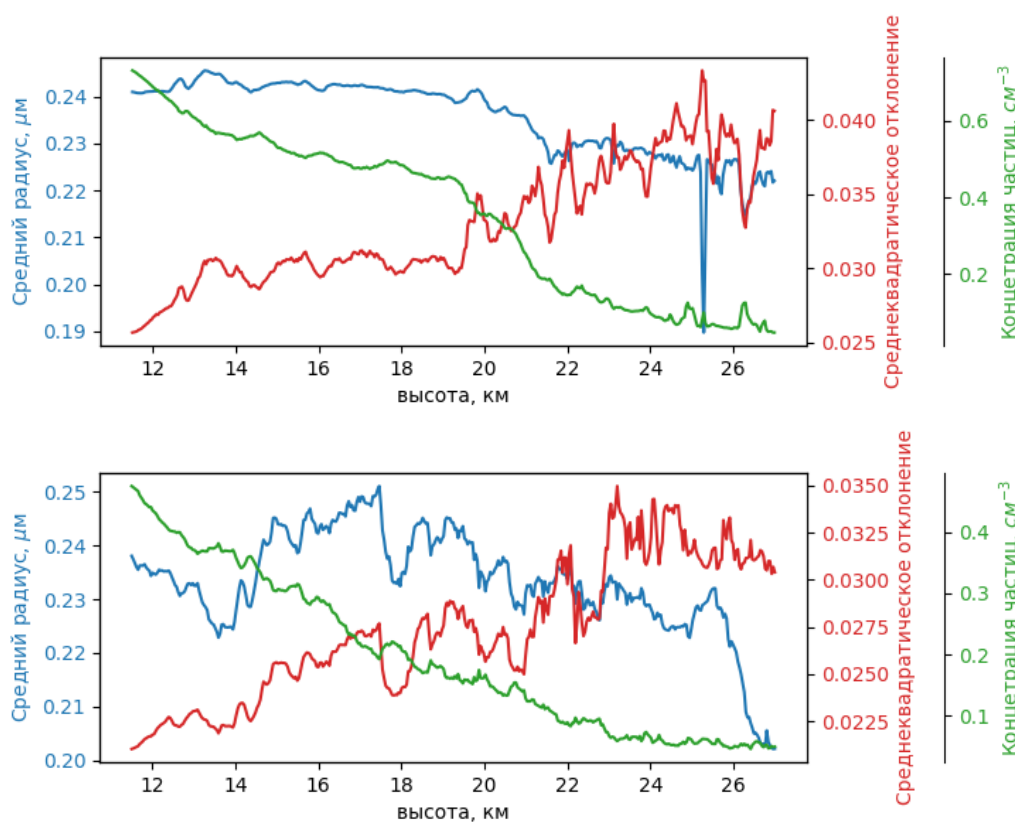


Рисунок 5 – Восстановленные микрофизические параметры распределения частиц за 15 и 16 марта 2023 14:00 UTC

Дальнейшие исследования будут связаны с возможностями восстановления двухмодальных распределений и их параметров. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-27-00057, <https://rscf.ru/project/23-27-00057/> на лидарном комплексе, для которого была проведена модернизация при поддержке государственного задания ИОА СО РАН.

1. Зуев В.Е., Креков Г.М. Оптические модели атмосферы Современные проблемы атмосферной оптики. Том 2. Гидрометеиздат, Ленинград, 1986. 256 с.

ЛИДАР ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ АЗИАТСКОЙ ПЫЛИ В БЛИЖНЕМ ИК ДИАПАЗОНЕ ЛАЗЕРНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ

Волков С.Н.¹, Зайцев Н.Г.¹, Пак С.Х.², Ким Д.Х.³, Нох Е.М.⁴

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

²Национальный университет Конджу, г. Конджу, Республика Корея

³Ханбат национальный университет, г. Тэджон, Республика Корея

⁴Пукенг национальный университет, г. Пусан, Республика Корея

e-mail: snvolk@iao.ru, ZaicevNG@iao.ru, deniro023@naver.com, dhkim7575@hanmail.net,
nym@pknu.ac.kr

Азиатская пыль распространяется на большие расстояния и оказывает значительное влияние на экологию. Кроме природных источников, в возникновении и распространении Азиатской пыли участвует техногенная деятельность. Актуальной задачей является контроль над источниками возникновения экологических загрязнений. Для этого необходимо развитие сети компактных наземных лидарных установок. Предложено для этой цели использовать в лидаре волоконный лазер. Эти лазеры выпускаются рядом фирм, применяются в производстве и обладают повышенной надежностью и стабильностью в эксплуатации. Однако у лазеров серии Q-switch импульс большой длительности и высокая частота повторения. Предложено решение этой проблемы и экспериментально показана возможность применения волоконных лазеров для целей лидарного зондирования.

Азиатская пыль оказывает существенное влияние на экологическую обстановку азиатского региона. Поднимаясь от источников в верхние слои атмосферы, Азиатская пыль переносится на большие расстояния. Кроме природных источников техногенная активность также является одним из источников загрязнений атмосферы. Актуальной задачей является контроль над источниками загрязнений. Лидарный дистанционный мониторинг источников загрязнений является оптимальным решением в задаче экологического контроля. Однако, даже в функционально простых мини-лидарах на лазер приходится значительная доля из бюджета на создание лидара в целом. В настоящее время эта проблема может быть решена использованием в лидарном зондировании волоконных лазеров на длине волны генерации 1064 нм. Лазеры этого типа получили массовое распространение в промышленности, например для маркировки продукции. Волоконные лазеры выпускаются рядом фирм, конструктивно просты и обладают повышенной стабильностью и надежностью в эксплуатации. Наиболее привлекательными в плане ценообразования являются волоконные лазеры серии Q-switch. Расходимость излучения этих лазеров близка к расходимости гауссова пучка (параметр качества излучения $M^2=1-1.3$). Однако у этих лазеров сложная форма импульса с большой длительностью и высокая частота повторения в диапазоне 30-60 кГц. Волоконные лазеры серии МОРА лишены этих недостатков,

но обходятся в два раза дороже. Предложено решение этой проблемы и экспериментально показана возможность применения волоконных лазеров серии Q-switch для целей лидарного зондирования.

На рисунке 1 показана форма лазерного импульса волоконного лазера серии Q-switch.

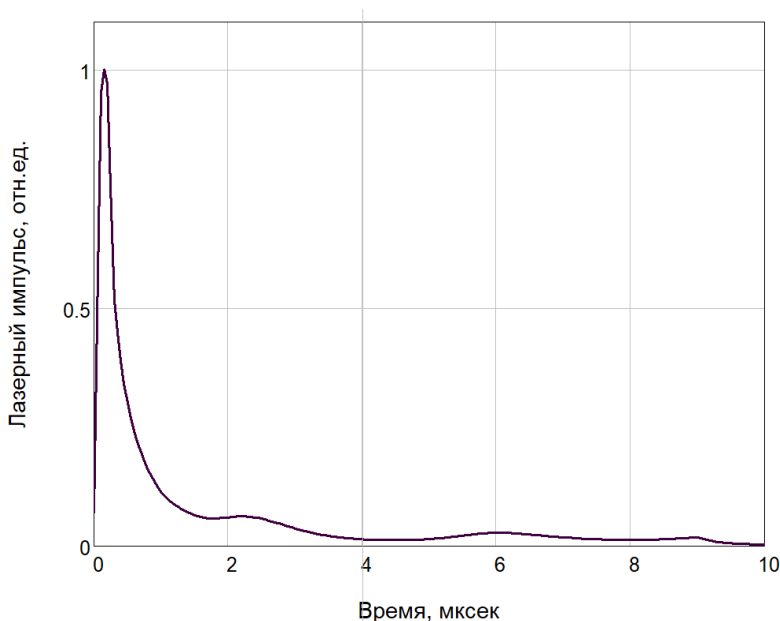


Рисунок 1 – Форма лазерного импульса волоконного лазера Q-switch

Формой лазерного импульса можно пренебречь и считать его прямоугольным если его длительность сравнима или меньше, чем разрешение системы регистрации. В этом случае, в первом приближении теории многократного рассеяния, лидарное уравнение имеет вид

$$P(R) = hG(R)R^{-2}\beta(R)T^2(R). \quad (1)$$

Здесь $P(R)$ это принимаемая мощность рассеянного в атмосфере излучения с дистанции R , h величина пропорциональна энергии лазерного импульса, $G(R)$ это геометрическая функция лидара, $\beta(R)$ это объемный коэффициент обратного рассеяния на дистанции R , $T^2(R)$ это атмосферное пропускание

$$T^2(R) = \exp\left\{-2\int_0^R \alpha(r)dr\right\}, \quad (2)$$

где $\alpha(r)$ это объемный коэффициент ослабления.

Если длительностью лазерного импульса превышает временной интервал разрешения системы регистрации Δt , тогда, вследствие принципа аддитивности, можно представить лазерный импульс в виде суммы импульсов, каждый длительностью Δt . В этом приближении в

атмосферу посылается серия коротких импульсов и регистрируется рассеянное излучение вдоль дистанции зондирования. Обозначим последовательность временных интервалов Δt как 1, 2, 3, Тогда принимаемый сигнал $f(n)$ представляет из себя свертку сигнала $P(n)$ в уравнении (1) с импульсной переходной функцией лазера $h(n)$

$$f(n) = \sum_{m=1}^n h(m)P(n-m), \quad \left(\begin{array}{l} n = 1, 2, 3, \dots, N \\ m = 1, 2, 3, \dots, M \end{array} \right). \quad (3)$$

Прямое решение уравнения свертки известно как операция деконволюции

$$P(n) = \frac{f(n) - \sum_{m=1}^{n-1} h(m)P(n-m)}{h(1)}. \quad (4)$$

Отметим, что свертка в уравнении (3) эквивалентна составлению и решению системы линейных уравнений методом Гаусса. Эта система уравнений в матричной форме имеет следующий вид

$$Ap = f + \varepsilon. \quad (5)$$

Здесь $N \times N$ матрица $A = \{a_{ij}\}$ составлена из элементов импульсной переходной характеристики лазера $h(n)$ по следующему правилу

$$a_{ij} = h(i-j), \quad \left(\begin{array}{l} i, j = 1, 2, 3, \dots, N \\ a_{ij} = 0 \text{ если } 0 > (i-j) > M \end{array} \right). \quad (6)$$

Здесь $p = \{P_n \equiv P(n)\}$ и $f = \{f_n \equiv f(n)\}$, $\varepsilon = \{\varepsilon_n\}$ это вектор ошибок измерений.

Здесь система линейных уравнений уже приведена к нижней треугольной форме. Главная диагональ матрицы A составлена из элемента $h(1)$, и ниже это диагонали из элементов $h(2), h(3), h(4), \dots$. Известно, что одним из условий всех прямых методов решения систем линейных уравнений это преобладание по величине элементов находящихся на главной диагонали над всеми остальными. Следуя теореме единственности приведения матриц к треугольной форме, можно сделать вывод что условием устойчивого решения является только спадающая форма лазерного импульса. Кроме того, на результат влияют ошибки измерений и ошибки округлений в вычислениях.

Наиболее подходящим методом на пути преодоления этих трудностей оказался итерационный метод решения систем линейных уравнений Качмажа [1,2] относящийся к группе проекционных методов. Этот метод также известен в томографии как *Algebraic*

Reconstruction Technique (ART). Алгоритм обобщенного метода основан на представлении матрицы A в виде строк $A = \{A_n\}$. В классическом последовательном методе, на каждом шаге итерации k для вектора p , в цикле по всем строкам $\{A_n\}$ матрицы A , вычисляется и прибавляется вектор невязки по следующей формуле

$$p^k = p^{k-1} + \omega \frac{A_i^T (f_i - A_i p^{k-1})}{\|A_i\|_2^2}, \begin{pmatrix} k = 1, 2, 3, \dots \\ i = 1, 2, 3, \dots, N \end{pmatrix}. \quad (7)$$

Здесь $\{p^n\}$ это итерационная последовательность вектора p , ω это параметр релаксации, $\|A_n\|_2$ это евклидова норма строки n матрицы A . Отметим, что каждое прибавление вектора невязки увеличивает номер итерации. Выбор вектора начального приближения $p^0 = p^1$ не ограничен.

Для проверки предлагаемого метода обращения использовались результаты лидарного зондирования от 2023/11/06. Эксперимент проводился в г. Тэджон, Республика Корея на макете мини-лидара. Передатчик макета состоял из Q-switch волоконного лазера MFP 20W, излучающего на частоте 30 кГц импульсы с энергией 0,3 мДж на длине волны 1064 нм. Расходимость излучения лазера 1 мрад. Приемник рассеянного излучения состоял из линзы диаметром 60 мм и фокусным расстоянием 300 мм. Излучение регистрировалось в счете фотонов фотоприемником SPCM AQRH13FC с помощью счетчика фотонов. Шаг дискретизации составил 50 нс. Измерения проводились на дальности до 4,5 км. Файлы данных состоят из 600 отсчетов. Таким образом для обращения лидарного профиля сигнала методом Качмажа составлялась матрица A размером 600x600. Заданный уровень сходимости достигался за 100 циклов итерации. Контроль точности вычислений осуществлялся сравнением норм невязки измеренного лидарного сигнала f с профилем \hat{f} полученным применением операции свертки по формуле (3) к полученным оценкам \hat{p} . Результаты исследования показывают перспективность выбранного направления развития лидарного зондирования.

Работа выполнена при поддержке государственного задания ИОА СО РАН (121031500341-3) и программы исследований и разработок Корейского метеорологического управления (грант RS-2023-00260897).

1. *Kaczmarz S.* Angenäherte Auflösung von Systemen linearer Gleichungen // Bull. Int. Acad. Polon. Sci. A, 1937. N. 35. P. 355–357; *Kaczmarz S.* Approximate solution of systems of linear equations // Int. J. Control. 1993. V. 57. N. 6. P. 1269–1271.

2. *Strohmer T., Vershynin R.* A Randomized Kaczmarz Algorithm with Exponential Convergence // J. Fourier Anal. Appl. 2009. V. 15. P. 262–278, arXiv: math/0702226 [math.NA].

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ОЦЕНКИ ЭМИССИИ NO_x ГОРОДСКИМИ ТЭЦ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ МОБИЛЬНЫХ СПЕКТРОСКОПИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ

Ионов Д.В., Макарова М.В., Фока С.Ч., Макаров Б.К.

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

e-mail: d.ionov@spbu.ru, m.makarova@spbu.ru, s.foka@spbu.ru, makarona@inbox.ru

Пространственная изменчивость атмосферного содержания NO₂ в окрестностях крупных ТЭЦ, наблюдаемая в данных измерений, демонстрирует повышенные значения с подветренной стороны от дымовых труб. Результаты мобильных DOAS-измерений на кольцевых маршрутах, огибающих крупные источники воздушного загрязнения, могут быть использованы для оценки интенсивности эмиссий. В настоящей работе рассмотрены эксперименты по оценке эмиссии NO_x двумя городскими ТЭЦ Санкт-Петербурга. Численные расчёты поля содержания NO₂, выполненные с использованием модели HYSPLIT с учётом априорной информации об объёмах городской эмиссии NO_x, воспроизводят пространственные распределения, наблюдаемые в данных мобильных измерений. Основываясь на расчетах суммарного потока молекул NO₂ через замкнутый контур маршрутов DOAS-измерений, получены приближенные оценки эмиссий NO_x обследуемыми ТЭЦ.

Содержание двуокиси азота (NO₂) в городской воздушной среде является одним из важных индикаторов качества воздуха. Вместе с окисью азота (NO), эти радиационно и химически активные газовые составляющие в высоких концентрациях представляют прямую угрозу здоровью человека. Присутствие окислов азота (NO_x = NO + NO₂) в тропосфере определяет условия генерации озона (O₃) и создает условия формирования вторичного атмосферного аэрозоля. Антропогенная эмиссия NO_x связана с работой автотранспорта, функционированием различных промышленных установок, а также с производством энергии и тепла. В этой связи крупные города и промышленные центры представляют собой наиболее мощные источники NO_x, а необходимые меры по снижению антропогенной нагрузки на окружающую среду опираются, в частности, на достоверные данные об интенсивности соответствующих эмиссий.

Оценки эмиссии NO_x с территории мегаполиса могут быть получены как в результате формальной инвентаризации (кадастра) источников, так и на основе анализа экспериментальных данных о содержании NO_x в атмосфере и его пространственно-временных вариациях. В частности, атмосферное содержание NO₂ можно определить из дистанционных спектроскопических измерений методом DOAS (Differential Optical Absorption Spectroscopy), используя полосы молекулярного поглощения NO₂ в видимой области спектра рассеянного солнечного излучения. Суммарная концентрация NO_x рассчитывается при этом исходя из заданного (или независимо измеренного) соотношения NO₂ и NO в загрязненном воздухе.

DOAS-измерения, реализуемые с мобильных платформ, движущихся по кольцевым маршрутам, огибающим исследуемые источники, использовались для экспериментальных оценок антропогенной эмиссии NO_x в различных густонаселенных и индустриальных регионах мира. Мобильные кольцевые DOAS-измерения атмосферного содержания NO_2 неоднократно выполнялись и вокруг Санкт-Петербурга, что позволило оценить интегральную эмиссию NO_x с территории второго по численности населения мегаполиса России [1-5].

Опыт множества мобильных экспериментов, выполнявшихся нами ранее в окрестностях Санкт-Петербурга, выявил ряд случаев идентификации локальных максимумов атмосферного содержания NO_2 на маршруте, выделяемых на фоне интегрального шлейфа основных городских загрязнений. Такие максимумы были отнесены к эмиссиям городских теплоэлектростанций (ТЭЦ), расположенных с наветренной стороны от соответствующих участков маршрута [Iонов et al., 2022]. Воздушное загрязнение, связанное с выбросами ТЭЦ, регистрировалось также и в данных мобильных FTIR (Fourier Transform InfraRed) измерений содержания CO_2 , CH_4 и CO , выполнявшихся в Санкт-Петербурге в рамках международной измерительной кампании ЕММЕ в 2019 году (Emission Monitoring Mobile Experiment, [6]). Повышенные концентрации NO_2 и CO , наблюдаемые, в частности, в данных прямых высотных измерений (~250 м) на Останкинской телевизионной башне в Москве [7], были отнесены авторами к выбросам городских ТЭЦ в отопительный сезон. Целью настоящей работы является интерпретация результатов специализированных мобильных DOAS-измерений атмосферного содержания NO_2 на кольцевых маршрутах, огибающих отдельные городские ТЭЦ, с оценкой эмитируемых ими объемов NO_x .

Данные, являющиеся основой рассматриваемых в работе мобильных экспериментов, получены по результатам дистанционных измерений спектральной аппаратуры, аналогичной используемой нами ранее при реализации DOAS-измерений тропосферного содержания NO_2 в окрестностях Санкт-Петербурга [1, 8]. В ходе проведенных экспериментов осуществлялась непрерывная автоматизированная регистрация спектров рассеянного из зенита видимого солнечного излучения, выполняемая с борта движущегося по маршруту автомобиля. В измерениях использовался спектральный комплекс на базе компактного коммерческого USB-спектрометра OceanOptics HR4000. Его рабочая область спектра ~400-610 нм; среднее спектральное разрешение в области спектроскопических измерений содержания NO_2 (428-515 нм) ~0.6 нм. Всего было выполнено 3 специализированных мобильных эксперимента с круговым объездом двух городских ТЭЦ: 28 марта 2016 года и 16 марта 2017 года выполнялся объезд Северной ТЭЦ, а 19 апреля 2023 года был выполнен объезд Южной ТЭЦ. Выбор ТЭЦ обусловлен их расположением на периферии города, с возможностью кругового объезда точек

выброса (дымовых труб) по относительно короткому и простому маршруту с низкой транспортной загруженностью, что позволяет рассчитывать на успешное детектирование эмиссий отдельных ТЭЦ на фоне интегрального городского шлейфа воздушных загрязнений. С учётом сложной и изменчивой дорожной обстановки, а также ввиду приоритета безоблачных условий наблюдений, задача оптимального выбора времени и района измерений существенно ограничивает количество потенциальных объектов и экспериментов. Схемы выполненных объездов и результаты самих измерений тропосферного содержания NO_2 в точках маршрутов мобильных экспериментов (цветовая палитра) можно видеть на рис. 1. Качественная идентификация вклада эмиссий отдельных ТЭЦ в вариации тропосферного содержания NO_2 , наблюдаемые в данных мобильных DOAS-измерений (см. рис. 1), возможна благодаря моделированию процессов распространения воздушного антропогенного загрязнения с использованием модели HYSPLIT в оффлайн версии. С помощью дисперсионного блока модели, сконфигурированной для территории Санкт-Петербурга и его окрестностей по аналогии работой [4], выполнялись расчеты 3-мерного поля концентрации NO_2 в приземном слое атмосферы (0-1500 м).

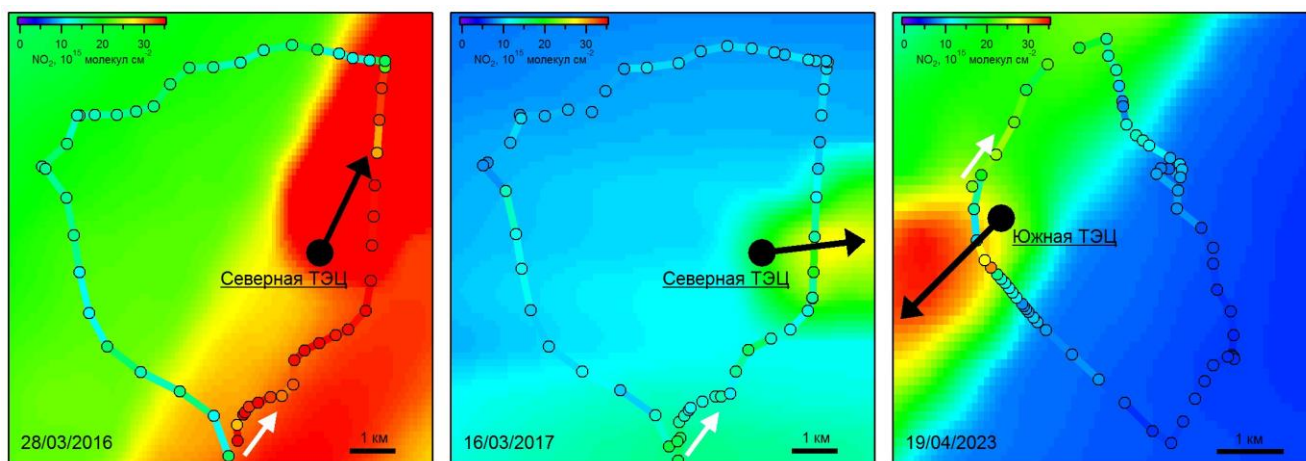


Рисунок 1 – Содержание NO_2 (10^{15} молекул см^{-2}) в приземном слое атмосферы по результатам моделирования HYSPLIT (13:00) высокого пространственного разрешения (см. текст), совмещенное с данными мобильных DOAS-измерений вокруг Северной и Южной ТЭЦ Санкт-Петербурга, проведенных 28 марта 2016 г., 16 марта 2017 г. и 19 апреля 2023 г. Черными стрелками изображено направление среднего ветра на высоте 150 м. Белыми стрелками показано направление движения автомобиля в начальной точке кольцевого маршрута

Интенсивность эмиссий рассматриваемых нами ТЭЦ можно оценить с помощью интегрирования по контуру данных кольцевых DOAS-измерений содержания NO_2 , рассматривая суммарный поток молекул NO_2 через замкнутый контур маршрута, содержащий внутри себя анализируемые источники – так называемый Метод Интегрирования по Контур,

МИК (Closed Integral Method, CIM, см. например, работу [9]). Как можно видеть из карт, представленных на рис. 1, полученные в настоящей работе данные содержат необходимый полезный сигнал – повышенное содержание NO_2 в результатах мобильных измерений с подветренной от ТЭЦ стороны. Полученные приближенные оценки эмиссий рассмотренных в работе ТЭЦ составляют $\sim 2\div 3$ тыс. тонн NO_x в год.

Исследования проведены с использованием оборудования ресурсного центра Научного парка СПбГУ "Геомодель" за счёт гранта Российского научного фонда (проект № 23-27-00019, <https://rscf.ru/project/23-27-00019/>).

1. *Ionov D., Poberovskii A.* Quantification of NO_x emission from St.Petersburg (Russia) using mobile DOAS measurements around entire city // *Int. J. Remote Sensing*. 2015. V. 36. № 9. P. 2486-2502.

2. *Ионов Д.В., Поберовский А.В.* Интегральная эмиссия окислов азота с территории Санкт-Петербурга по данным мобильных измерений и результатам численного моделирования // *Известия РАН, Физика атмосферы и океана*. 2017. Т. 53. № 2. С. 232-241

3. *Ionov D.V., Poberovskii A.V.* Observations of urban NO_x plume dispersion using the mobile and satellite DOAS measurements around the megacity of St. Petersburg (Russia) // *Int. J. Remote Sensing*. 2019. V. 40. № 2. P. 719-733.

4. *Ionov D.V., Makarova M.V., Kostsov V.S., Foka S.C.* Assessment of the NO_x integral emission from the St.Petersburg megacity by means of mobile DOAS measurements combined with dispersion modelling // *Atmospheric Pollution Research*. 2022. V. 13. № 12. Art. 101958.

5. *Ионов Д.В., Макарова М.В., Косцов В.С.* Экспериментальные оценки антропогенной эмиссии окислов азота с территории Санкт-Петербурга по данным многолетних мобильных измерений // *Известия РАН, Физика атмосферы и океана*. 2024. в печати

6. *Makarova M.V., Alberti C., Ionov D.V., Hase F., Foka S.C., Blumenstock T., Warneke T., Virolainen Y., Kostsov V., Frey M., Poberovskii A.V., Timofeyev Y.M., Paramonova N., Volkova K.A., Zaitsev N.A., Biryukov E.Y., Osipov S.I., Makarov B.K., Polyakov A.V., Ivakhov V.M., Imhasin H.Kh., Mikhailov E.F.* 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.

7. *Elansky N.* Air quality and CO emissions in the Moscow megacity // *Urban Climate*. 2014. V. 8. P. 42-56.

8. *Ионов Д.В., Поберовский А.В.* Двуокись азота в воздушном бассейне Санкт-Петербурга: дистанционные измерения и численное моделирование // *Известия РАН, Физика атмосферы и океана*. 2012. Т. 48. № 4. С. 422-433.

9. *Ibrahim O., Shaiganfar R., Sinreich R., Stein T., Platt U., Wagner T.* Car MAX-DOAS measurements around entire cities: quantification of NO_x emissions from the cities of Mannheim and Ludwigshafen (Germany) // *Atmos. Meas. Tech*. 2010. V. 3. P. 709-721.

СТАЦИОНАРНЫЙ И МОБИЛЬНЫЙ МОНИТОРИНГ СОДЕРЖАНИЯ И ЭМИССИЙ КЛИМАТИЧЕСКИ ВАЖНЫХ ГАЗОВ НА ТЕРРИТОРИИ САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКОЙ АГЛОМЕРАЦИИ

Макарова М.В., Ионов Д.В., Фока С.Ч., Поберовский А.В., Поляков А.В., Имхасин Х.Х.,
Косцов В.С.

Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, Россия
email: m.makarova@spbu.ru, d.ionov@spbu.ru, s.foka@spbu.ru, a.poberovsky@spbu.ru,
a.v.polyakov@spbu.ru, kh.imkhasin@spbu.ru, v.kostsov@spbu.ru

Глобальные изменения климата являются одной из важнейших научных, социальных и экономических проблем современности. Чтобы оценить значимость этих изменений и понять связанные с ними физические и химические процессы, необходим мониторинг атмосферного содержания климатически важных газов и их потоков в атмосфере. В презентации обобщены результаты более чем тридцатилетних (1991-2023 гг.) спектроскопических измерений газового состава атмосферы в СПбГУ. Основное внимание уделяется результатам стационарных и мобильных FTIR-измерений, проводившихся в СПбГУ в течение последних 15 лет и направленных, как на изучение временных изменений газового состава атмосферы, так и на оценку выбросов климатически важных газов с территории Санкт-Петербургской агломерации.

1. Введение. Стационарные спектроскопические измерения газового состава атмосферы начаты на станции атмосферного мониторинга СПбГУ (35 км к юго-западу от центра Санкт-Петербурга, 59,88° с.ш., 29,83° в.д., 20 м над уровнем моря) в 1991 году. До 2010 года наблюдения интегрального содержания CH₄, CO и H₂O проводились с использованием дифракционного спектрометра СИКС (Солнечный ИК Спектрометр) [1,2], созданного на кафедре физики атмосферы СПбГУ (см. фото на рис. 1а). С 2009 года мониторинг газового состава атмосферы продолжен с использованием FTIR-спектрометра (Fourier Transform InfraRed) Bruker IFS 125HR (см. фото на рис. 1б) [3]. Эти наблюдения осуществляются в содружестве с международной измерительной сетью Network for the Detection of Atmospheric Composition Change (NDACC).

В 2019-2020 годах были организованы мобильные измерительные кампании ЕММЕ [4,5], при проведении которых использовались портативные FTIR-спектрометры Bruker EM27/SUN (см. фото на рис.2). Полученные результаты стационарного и мобильного FTIR-мониторинга используются:

- для исследования временных изменений (долговременного тренда, годового хода, аномалий) долгоживущих (CH₄, N₂O, CO₂, SF₆ и OCS) и короткоживущих (CO, HCN, C₂H₆, H₂CO, CH₃OH, HCOOH, C₂H₂, NH₃ и NO₂) климатически активных газов атмосферы;

- для оценки выбросов углеродсодержащих газов (CO_2 , CH_4 , CO) с территории Санкт-Петербургской агломерации.

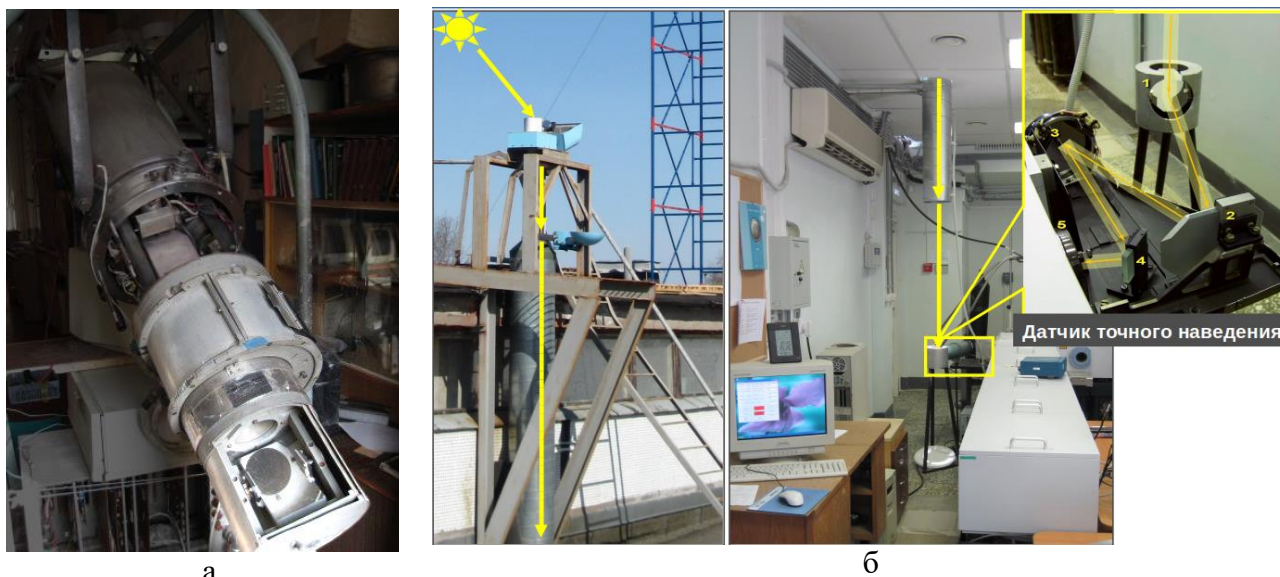


Рисунок 1 – Дифракционный спектрометр СИКС (1а) и FTIR-спектрометр Bruker IFS 125HR (1б) – аппаратура для стационарных измерений газового состава атмосферы



Рисунок 2 – Проведение измерений с использованием портативного FTIR-спектрометра Bruker EM27/SUN в течение мобильной измерительной кампании ЕММЕ-2019

2. Стационарный FTIR-мониторинг газового состава атмосферы. Стационарный FTIR-спектрометр Bruker IFS 125HR, имеющий высокое спектральное разрешение ($\Delta\nu \leq 0.002 \text{ см}^{-1}$) регистрирует спектры прямого солнечного излучения в среднем ИК диапазоне. Измерения проводятся в условиях безоблачного неба или достаточных для регистрации спектра разрывах облачности.

Для получения интегрального содержания газов во всей толще атмосферы (ТС) FTIR-спектры обрабатываются специализированным программным обеспечением SFIT4 [6], которое реализует алгоритмы статистической регуляризации и регуляризации Тихонова-Филлипса. Отметим, что для некоторых газов информативность FTIR-измерений позволяет определять не только интегральное содержание, но также и элементы профиля объемного отношения смеси. Априорная информация о вертикальных профилях атмосферных газов и метеопараметров, используемая при решении обратной задачи, формировалась по результатам расчетов химико-климатической модели WACCM [7] и данных NCEP (NOAA/NWS/National Centers for Environmental Prediction), соответственно. При обработке FTIR-спектров прямого солнечного излучения используется спектроскопическая информация баз данных HITRAN [8] и ATM [9] различных версий. В докладе представлена информация о методиках определения интегрального содержания ряда парниковых и химически активных газов (CH_4 , N_2O , CO_2 , SF_6 , OCS , CO , HCN , C_2H_6 , H_2CO , CH_3OH , C_2H_2 и NH_3) в атмосфере: спектральные интервалы, используемые для определения исследуемых газов; тип регуляризации и др. Приводятся основные результаты FTIR-мониторинга CH_4 , N_2O , CO_2 , SF_6 , OCS , CO , HCN , C_2H_6 , H_2CO , CH_3OH , C_2H_2 и NH_3 на станции СПбГУ за пятнадцатилетний период (2009-2023 гг.). Основной акцент сделан на анализе долговременных тенденций (трендов) парниковых газов (CO_2 , CH_4 и N_2O) и оценке достоверности значений этих трендов.

3. Мобильные FTIR-измерения эмиссий климатически активных газов с территории Санкт-Петербурга. Мобильные измерительные кампании EMMЕ (Emission Monitoring Mobile Experiment) проводились СПбГУ совместно с коллективами Karlsruhe Institute of Technology и Bremen University в 2019-2020гг. [4,5]. Основная цель этих кампаний – на основе мобильных FTIR-измерений с использованием Фурье-спектрометров Bruker EM27/SUN осуществить оценку эмиссий CO_2 , CH_4 и CO для Санкт-Петербурга – мегаполиса с населением ~5.6 млн. человек. 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 EMMЕ-2020 представлял дополнительный интерес.

Основной аппаратурой, использовавшейся при проведении измерительной кампании EMMЕ, были два портативных спектрометра Bruker EM27/SUN, с помощью которых с подветренной и наветренной сторон города осуществлялись измерения. На следующем этапе, при обработке зарегистрированных FTIR-спектров прямого солнечного излучения, извлекалась информация об общем содержании CO_2 , CH_4 и CO , как в шлейфе городских загрязнений, так и вне шлейфа. В местах проведения FTIR-измерений у поверхности земли, а также с

использованием воздушного змея большой площади на высоте ~100 метров (при благоприятном ландшафте и благоприятных ветровых условиях), осуществлялся отбор проб воздуха для последующего лабораторного анализа. Планирование кампании на каждый день полевых измерений включало определение оптимального местоположения спектрометров Bruker EM27/SUN на основе прогнозов погоды в сочетании с численным моделированием переноса загрязнений в районе города. В зависимости от фактической эволюции шлейфа NO₂, регистрируемого посредством мобильных DOAS-измерений вдоль кольцевой автодороги вокруг Санкт-Петербурга (для этого на автомобиле был установлен спектрометр OceanOptics HR4000), в режиме реального времени принималось решение о необходимости корректировки мест расположения Фурье-спектрометров.

Оригинальность концепции измерительной кампании ЕММЕ состоит в комплексности применяемого подхода, который заключается не только в одновременном использовании нескольких измерительных систем, но и в предварительном планировании эксперимента на основе прогноза погоды, численного моделирования распространения шлейфа городских загрязнений, а также оперативной корректировке плана эксперимента на основе мобильного мониторинга движения шлейфа в процессе проведения полевых измерений (Makarova et al., 2021).

Определение среднего значения потока CO₂, CH₄ и CO в атмосферу с территории Санкт-Петербурга проводилось методом баланса масс (боксовая модель) с использованием экспериментальных значений разницы между интегральным содержанием газа с подветренной и наветренной сторон города – антропогенных добавок за счет выбросов города [4]. В докладе представлено обобщение результатов мобильных экспериментов ЕММЕ 2019-2020 годов, включая анализ:

- значений антропогенных добавок в среднюю концентрацию парниковых газов (ΔX_{CH_4} и ΔX_{CO_2}) за счет выбросов города;
- оценок удельных потоков CO₂, CH₄ и CO с территории Санкт-Петербурга;
- эмиссионных соотношений CH₄/CO₂ и CO/CO₂, характеризующих структуру городских выбросов.
- влияния карантинных ограничений (во время пандемии COVID-19) на структуру выбросов Санкт-Петербурга;
- полученных результатов в сравнении 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. Макарова М.В., Поберовский А.В., Тимофеев Ю.М. временная изменчивость общего содержания окиси углерода в атмосфере в районе Санкт-Петербурга // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2004. Т. 40. № 3. С. 355-365.
2. Макарова М.В. и др. Временная изменчивость общего содержания метана в атмосфере вблизи Санкт-Петербурга // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2009. Т. 45. № 6. С. 774-781.
3. Макарова М.В. и др. Годовой ход и долговременный тренд содержания атмосферного метана в районе Санкт-Петербурга // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2015. Т. 51. № 4. С. 493.
4. 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.
5. 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.
6. Hase F. et al. Intercomparison of retrieval codes used for the analysis of high-resolution, ground-based FTIR measurements // J. Quant. Spectros. Radiat. Transfer. 2004. V. 87. P. 25-52.
7. Garcia R.R. et al. Simulation of secular trends in the middle atmosphere, 1950-2003 // J. Geophys. Res. 2007. V. 112. P. D09301.
8. Gordon I.E. et al. The HITRAN2016 molecular spectroscopic database // J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer. 2017. V. 203. P. 3–69.
9. Toon G.C. et al. HITRAN spectroscopy evaluation using solar occultation FTIR spectra // J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer. 2016. V. 182. P. 324-336.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ПЕРСПЕКТИВНОСТИ МОНИТОРИНГА СОСТОЯНИЯ ДРЕВЕСНОЙ РАСТИТЕЛЬНОСТИ В БЛИЖНЕМ ИК ДИАПАЗОНЕ

Иванов С.Е., Федотов Ю.В., Белов М.Л., Городничев В.А.

Московский государственный технический университет им. Н.Э. Баумана, г. Москва, Россия

e-mail: ivanov_sergey2@bmstu.ru, fed@bmstu.ru, belov@bmstu.ru, gorod@bmstu.ru

Приведены результаты измерений спектров отражения образцов листьев и хвои на созданной лабораторной установке в диапазоне 0,4-2,4 мкм для летне-осеннего периода. Показано, что возможны случаи, когда летние (для зеленых листьев) и осенние (для зелено-желтых листьев) спектры отражения образца листьев или хвои слабо отличаются в видимом (0,4-0,75 мкм) диапазоне, а в ближнем инфракрасном (1,4-2,4 мкм) спектральном диапазоне сильнее. Отмечается, что значение информационного индекса R (равного отношению отражательной способности растительности в узких спектральных диапазонах около длин волн 1,65 и 2,03 мкм) для зеленых образцов растительности (в летний период) заметно больше, чем для желтых и начавших желтеть образцов растительности (в осенний период).

Леса планеты выполняют множество экологических, климатообразующих, водоохраных и т.д. функций. Поэтому актуальной является работа по разработке дистанционных методов получения объективных данных о состоянии лесов [1,2].

Наиболее перспективным направлением мониторинга состояния лесов представляются оптические аэрокосмические методы. Эти методы позволяют получить спектры отражения древесной растительности в широком спектральном диапазоне 0,4 – 2,4 мкм [3-5].

На сегодняшний день для оценки состояния древесной растительности, как правило, используются индексы вегетации [6]. При этом, большинство индексов вегетации основаны на значениях отражательной способности растительности в видимом (0,4 - 0,75 мкм) и ближнем инфракрасном (0,75 - 1,3 мкм) спектральных диапазонах.

В докладе приведены результаты экспериментальных исследований спектральной отражательной способности образцов древесной растительности в разные периоды вегетации (лето, осень) и проведен анализ возможностей мониторинга состояния растительности по данным ближнего ИК диапазона 1,4-2,4 мкм.

Измерения спектров отражения образцов древесной растительности проводились на созданной лабораторной установке [7]. В состав лабораторной установки входят спектрометр OPTOSKY ATP2000P видимого диапазона, спектрометр OPTOSKY ATP8000 ближнего инфракрасного диапазона и источник света Zholix Instruments GLORIA-T150A. При измерениях использовался калиброванный отражательный эталон фирмы Labsphere.

На лабораторной установке измерялся коэффициент спектральной яркости: отношение яркости, регистрируемой приемной системой в данном направлении (в нашей установке близком к вертикальному), к яркости, регистрируемой приемной системой от калиброванного эталонного ламбертовского отражателя [8].

Экспериментальные исследования проводились в Дмитровском районе Московской области в летне-осенний период. Интервал времени между срезанием образца листьев или хвои и проведением лабораторных измерений спектров отражения обычно не превышал 30 мин. Для одной породы древесной растительности использовались образцы с разных веток одного дерева или с разных деревьев.

На рисунке 1 показаны примеры измеренных спектров отражения хвои и листьев древесной растительности в разные периоды вегетации (лето, осень).

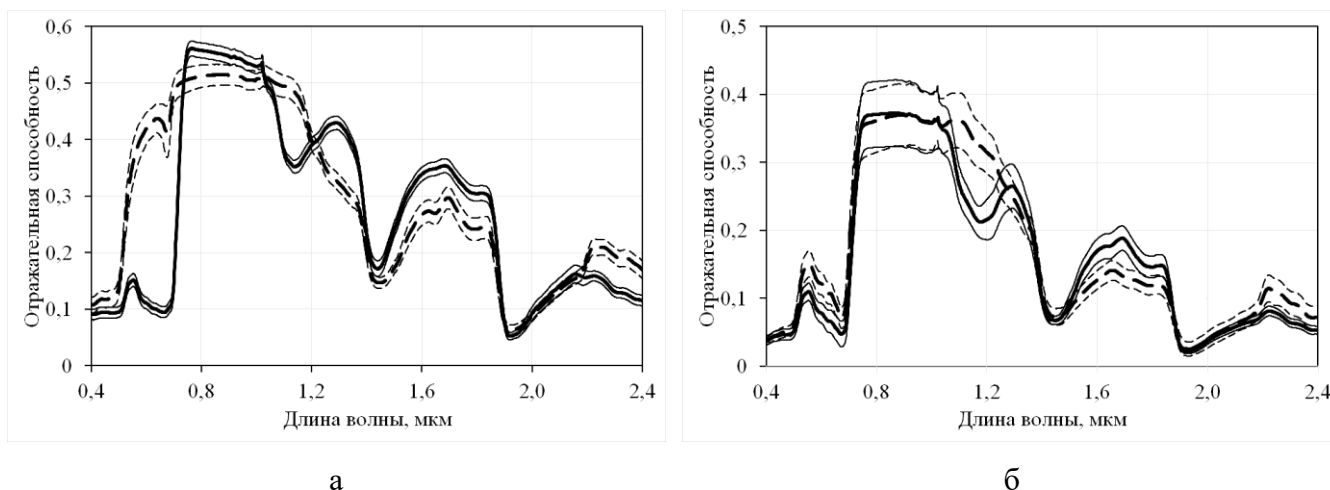


Рисунок 1 – Примеры спектров отражения: а) – березы, б) – лиственницы

На рисунке 1а приведены спектры отражения зеленых листьев березы летом (8 августа) и желтых листьев осенью (18 октября). На рисунке сплошная толстая линия – усредненный по 15 образцам листьев спектр отражения 8 августа, две сплошные тонкие линии – усредненный спектр +/- среднеквадратическое отклонение. Толстая пунктирная линия – усредненный по 15 образцам листьев спектр отражения 18 октября, две тонкие пунктирные линии – усредненный спектр +/- среднеквадратическое отклонение.

Из рисунка 1а хорошо видно, что спектры отражения 8 августа и 18 октября отличаются как в видимом диапазоне, так и в ближнем инфракрасном спектральном диапазоне.

На рисунке 1б приведены спектры отражения (усредненные по 15 образцам) зеленой хвои лиственницы летом (8 августа) и зеленой хвои, которая начала желтеть, осенью (11 октября). Здесь (также как и на рисунке 1а) толстые сплошные линии относятся к летним измерениям 8 августа, а толстые пунктирные – к осенним 11 октября. Тонкие линии на рисунке – усредненные спектры +/- среднеквадратические отклонения.

Рисунок 16 показывает, что (в отличие от рисунка 1) спектры отражения 8 августа и 11 октября близки друг к другу в спектральном диапазоне 0,4-1 мкм (кроме интервала 0,55-0,7 мкм, где некоторое отличие есть). Более сильное отличие спектров наблюдается в ближнем инфракрасном (1,1-2,4 мкм) спектральном диапазоне.

Отметим, что на возможность мониторинга состояния растительности в ближнем инфракрасном диапазоне на двух длинах волн 1,65 и 2,03 мкм (или в узких спектральных диапазонах около этих длин волн) указывалось в работе [9].

На рисунках 2а и 2б приведены результаты расчета информационного индекса R, рассчитанного как отношение отражательной способности древесной растительности в узких спектральных диапазонах около длин волн 1,65 и 2,03 мкм.

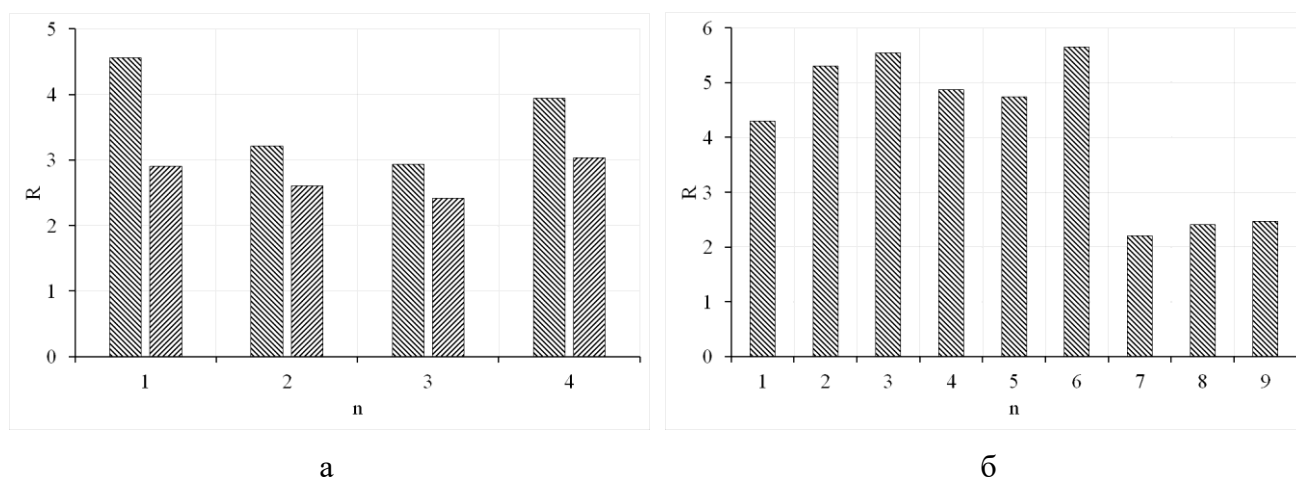


Рисунок 2 – Значения информационного индекса R

На рисунке 2а приведены результаты расчета, основанные на наших измерениях. Здесь 1 – американский клен (измерения 8 августа, когда листья были зеленые, и 13 сентября, когда зеленые листья были в желтых точках), 2 – береза (измерения 8 августа, когда листья были зеленые, и 18 октября, когда листья были желтые), 3 – дуб (измерения 7 августа, когда листья были зеленые, и 21 сентября, когда зеленые листья на краях начали желтеть), 4 – лиственница (измерения 8 августа, когда хвоя была зеленая, и 11 октября, когда зеленая хвоя начала желтеть). Левые столбцы соответствуют значению информационного индекса R летом, правые – осенью. Для расчета информационного индекса R использовались спектры отражения, усредненные по 15 образцам (срезанных с разных веток одного дерева или с разных деревьев) листьев или хвои.

На рисунке 2б приведены результаты расчета информационного индекса R (для длин волн 1,65 и 2,03 мкм), основанные на спектрах отражения листьев молочая (*Euphorbia esula* L.) в летний и осенний периоды из спектральной базы данных [10]. Здесь n – номер измерения.

Номера 1-6 соответствуют летним измерениям (июль), номера 7-9 – осенним измерениям (октябрь).

Рисунки 2а и 2б показывают, что значение информационного индекса R для зеленых образцов растительности (в летний период) заметно больше, чем значение информационного индекса R для желтых и начавших желтеть образцов растительности (в осенний период). Это говорит о том, что по информационному индексу R, рассчитанному для длин волн в ИК диапазоне, можно судить о состоянии древесной растительности.

1. Holzwarth S., Thonfeld F., Abdullahi S., Asam A., Da Ponte Canova E., Gessner U., Huth J., Kraus T., Leutner B., Kuenzer C. Earth Observation Based Monitoring of Forests in Germany: A Review // Remote Sensing. 2020. V. 12. P. 1-43.

2. Stoyanov A., Borisova D. Monitoring on forest ecosystems by using space-temporal analysis of different types aerospace data // Ecological Engineering and Environment Protection. 2017. № 10. P. 31-37.

3. Dmitriev E.V., Kozoderov V.V., Kondranin T.V., Sokolov A.A. Regional monitoring of forest vegetation using airborne hyperspectral remote sensing data // Proc. of SPIE. 2014. V. 9263. P. 926330-1-926330-10.

4. Hycza T., Stereńczak K., Balazy R. Potential use of hyperspectral data to classify forest tree species // New Zealand Journal of Forestry Science. 2018. V. 48. № 18. P. 1-13.

5. Ferreira M.P., Zortea M., Zanotta D.C., Shimabukuro Y.E., de Souza Filho C.R. Mapping tree species in tropical seasonal semi-deciduous forests with hyperspectral and multispectral data // Remote Sensing of Environment. 2016. V. 179. P. 66–78.

6. Vina A., Gitelson A.A., Nguy-Robertson A.L., Peng Y. Comparison of different vegetation indices for the remote assessment of green leaf area index of crops // Remote Sensing of Environment. 2011. V. 115. P. 3468-3478.

7. Fedotov Y., Ivanov S., Belov M., Gorodnichev V. Experimental study of variations in the reflection spectra of leaves and needles depending on the conditions for obtaining samples // E3S Web of Conferences. 2024. V. 486. Art. 07016.

8. Спектральная отражательная способность природных образований / Е.Л. Кринов. Москва; Ленинград: Изд-ва Акад. наук СССР, 1947. 272 с.

9. Belov M.L., Belov A.M., Gorodnichev V.A., Alkov S.V. Capability analysis of optical sensors for vegetation monitoring in different spectral bands // Proc. of SPIE. 2020. V. 11560. P. 1156037-1-1156037-6.

10. USGS Digital Spectral Library 06 [Электронный ресурс] URL: <http://speclab.cr.usgs.gov/spectral.lib06> (дата обращения 12.12.2022).

ИССЛЕДОВАНИЕ ВОЗМОЖНОСТЕЙ МНОГОВОЛНОВОГО ЛИДАРА ДЛЯ МОНИТОРИНГА НИЖНЕГО ЯРУСА ЛЕСНОЙ РАСТИТЕЛЬНОСТИ

Белов М.Л., Белов А.М., Городничев В.А., Альков С.В., Шкарупило А.А.

Московский государственный технический университет им. Н.Э. Баумана, Россия

e-mail: belov@bmstu.ru, ekomonit@bmstu.ru, gorod@bmstu.ru, alkov@bmstu.ru, shss2000@mail.ru

Проведено исследование возможностей многоволнового импульсного лидара для мониторинга нижнего яруса лесной растительности. Приведены результаты математического моделирования классификации групп лесной растительности нижнего яруса на нейронной сети, использующей экспериментально измеренные коэффициенты отражения растительности. Показано, что созданная нейронная сеть и данные трехволнового лидара позволяют проводить классификацию пяти групп лесной растительности нижнего яруса (подлеска из лиственных деревьев; подлеска из хвойных деревьев; участков болот, мхов и кустарничковых растений; почв с разным процентом покрытия растительностью; участков сухого леса, почв без растительности, лишайников, гарей) с вероятностью правильной классификации близкой к единице и вероятностью неправильной классификации менее 0,06 (для относительного среднеквадратического значения шума измерения 5 %).

Важной особенностью лесной растительности является ее ярусность. В верхнем ярусе располагаются деревья разной высоты. Под ними растет подлесок (состоящий из низких деревьев и кустарников). Ниже – кустарничковые растения, мхи, травы, лишайники, лесные болота и др.

Леса играют огромную роль в регулировании климата благодаря их способности поглощать парниковые газы. Для оценки объема депонирования углерода лесами необходимо учитывать не только площади лесных массивов, их породный и возрастной состав, но и состав растительности нижнего яруса леса. Например, в отличие от лесов, которые связывают углерод на несколько десятков лет, болота связывают органическое вещество на тысячелетия.

Информация о нижнем ярусе леса может быть получена по результатам лазерного многоволнового зондирования лесных массивов.

На сегодняшний день для мониторинга леса используются в основном одноволновые лидары (для определения геометрических характеристик деревьев), а также лидары на двух или трех длинах волн (для задач классификации природных объектов на местности) (см., например [1,2]).

В докладе приведены результаты исследования возможностей трехволнового лидара для мониторинга состава лесной растительности нижнего яруса леса. Был выбран наиболее перспективный вариант длин волн зондирования трехволнового лидара: 532, 1064 и 1570 нм.

Лидарный мониторинг нижнего яруса лесных массивов основан на возможности регистрации лазерных сигналов от разных ярусов лесной растительности и различии отражательных характеристик различных видов растительности, занимающих разные ярусы в лесном растительном сообществе.

Различные виды лесной растительности нижних ярусов были объединены в несколько групп: лиственный подлесок; хвойный подлесок; болота, мхи и кустарничковые растения (голубика, черника, брусника, клюква); почва (с разным процентом покрытия растительностью); сухой лес (сухие листья; сухие иголки хвойных деревьев; опавшие листья; сухой лишайник; сухая кора деревьев), почва без растительности (песок, глина, суглинок), лишайники, гари.

Спектральные коэффициенты отражения приведены для кустарничковой растительности и болот на рисунке 1 [3-7] и для почв без растительности и сухого леса на рисунке 2 [3,4].

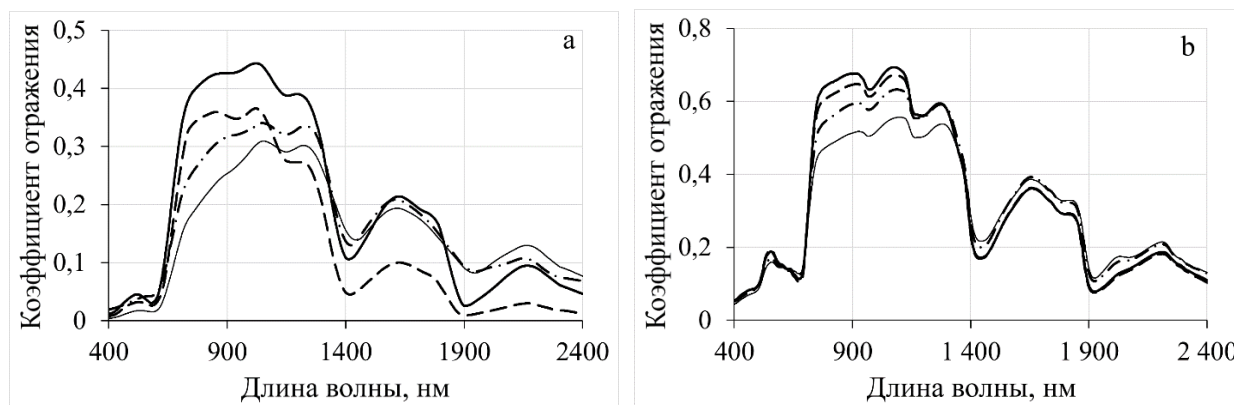


Рисунок 1 – Спектральные коэффициенты отражения кустарничковых растений (а) и болот (б)

На рисунке 1а: толстая сплошная линия - голубика, пунктирная линия - брусника, штрихпунктирная линия - клюква, тонкая сплошная линия - черника. На рисунке 1б разные кривые - болота с разным покрытием растительностью от 50% до 95 %.

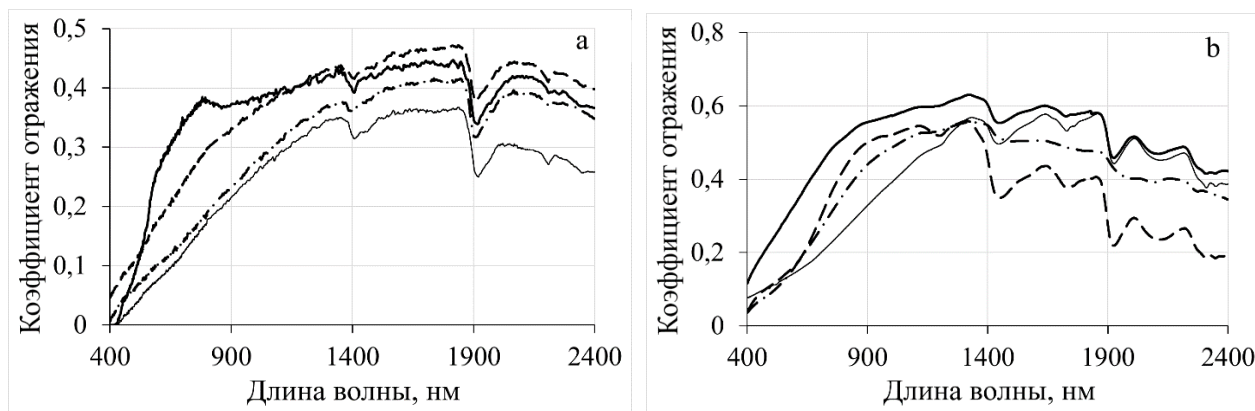


Рисунок 2 – Спектральные коэффициенты отражения почв (а) и сухого леса (б)

На рисунке 2а: толстая сплошная линия - светло-желтовато-коричневый суглинок, пунктирная линия - коричневый глинистый мелкий песок, штрихпунктирная линия - серая илистая глина, тонкая сплошная линия - серый коричневый каменистый грубый песок. На рисунке 2б: толстая сплошная линия - сухие иголки пихты, пунктирная линия - сухой коричневый лишайник, штрихпунктирная линия – сухие листья ивы, тонкая сплошная линия – кора пихты.

Для классификации состава лесной растительности нижнего яруса леса была создана нейронная сеть. Использовалась архитектура нейронной сети с входными нейронами, одним или двумя скрытыми слоями (с промежуточными нейронами, количество которых изменялось от 5 до 10) и выходными нейронами. Использовалась сеть с четырьмя входными нейронами (три нейрона – для спектральных данных, один – для данных о высоте элемента лесной растительности).

Код программы написан на языке Python. Для обучения нейронной сети использовался метод обратного распространения ошибки и оптимизатор нейронной сети Adamax.

При статистическом моделировании полагалось, что шум приемной аппаратуры распределен по нормальному закону с нулевым средним значением и относительным среднеквадратическим отклонением $\delta=1-10\%$. Моделирование проводилось по 1000 реализаций шума. Из данных спектральной отражательной способности различных видов растительности формировались данные трехволновых «измерений» путем аддитивного добавления шума приемной аппаратуры лидара.

Результатом работы нейронной сети были оценки вероятностей правильной классификации P_d (правильного определения группы лесной растительности нижнего яруса по ее высоте и спектральным коэффициентам отражения для выбранных длин волн зондирования) и неправильной классификации P_a (неправильного определения группы лесной растительности нижнего яруса).

Вероятности правильной P_d и неправильной P_a классификации вычислялись для каждого спектра из базы данных и потом усреднялись (для каждого вида растительности) по всей базе данных.

В таблице 1 приведены результаты моделирования вероятностей P_d и P_a групп лесной растительности нижнего яруса для трехволнового лидара.

В таблице приведены результаты математического моделирования для относительного среднеквадратического значения шума измерения 1 и 5 %. Использовалась нейронная сеть с

одним скрытым слоем, содержащим 5 промежуточных нейронов. Проводилось 1000 эпох обучения со скоростью обучения 0.025.

Таблица 1. Результаты моделирования для трехволнового лидера

Группа лесной растительности нижнего яруса	д=1 %		д=5 %	
	P_d	P_a	P_d	P_a
подлесок из лиственных деревьев	>0,999	0,003	0,929	0,018
подлесок из хвойных деревьев	0,989	<0,001	0,920	0,015
болота, мхи и кустарничковые растения	0,978	0,016	0,977	0,016
почва с разным процентом покрытия растительностью	0,832	0,011	0,773	0,012
сухой лес, почва без растительности, лишайники, гари.	0,915	0,042	0,911	0,062

Результаты, приведенные в таблице 1 для трехволнового лидера, показывают возможность классификации пяти групп растительности нижних ярусов (подлеска из лиственных деревьев; подлеска из хвойных деревьев; участков болот, мхов и кустарничковых растений; почв с разным процентом покрытия растительностью; участков сухого леса, почв без растительности, лишайников, гарей) с вероятностью правильной классификации близкой к единице и вероятностью неправильной классификации менее 0,06 (для относительного среднеквадратического значения шума 5 %).

1. Lister A.J., Andersen H., Frescino T., Gatzliolis D., Healey S., Heath L.S., Liknes G.C., McRoberts R., Moisen G.G., Nelson M., Riemann R., Schleeweis K., Schroeder T.A., Westfall J., Wilson B.T. Use of Remote Sensing Data to Improve the Efficiency of National Forest Inventories: A Case Study from the United States National Forest Inventory // *Forests*. 2020. V. 11. P. 1-41.

2. Holzwarth S., Thonfeld F., Abdullahi S., Asam A., Da Ponte Canova E., Gessner U., Huth J., Kraus T., Leutner B., Kuenzer C. Earth Observation Based Monitoring of Forests in Germany: A Review // *Remote Sensing*. 2020. V. 12 № 21. Art. 3570. P. 1-43.

3. Johns Hopkins University Spectral Library [Электронный ресурс] URL: https://speclib.jpl.nasa.gov/documents/jhu_desc (дата обращения 12.02.2024).

4. USGS Digital Spectral Library 06 [Электронный ресурс] URL: <http://speclab.cr.usgs.gov/spectral.lib06> (дата обращения 12.02.2024).

5. Forsström P., Peltoniemi J., Rautiainen M. Seasonal dynamics of lingonberry and blueberry spectra // *Silva Fennica*. 2019. V. 53. № 2. Art. 10150. P. 1-19.

6. Kuusk A., Lang M., Nilson T. Simulation of the reflectance of ground vegetation in sub-boreal forests // *Agricultural and Forest Meteorology*. 2004. V. 126. P. 33-46.

7. Schaepman-Strub G., Limpens J., Menken M., Bartholomeus H.M., Schaepman M.E. Towards spatial assessment of carbon sequestration in peatlands: spectroscopy based estimation of fractional cover of three plant functional types // *Biogeosciences*. 2009. V. 6. P. 275–284.

ИДЕНТИФИКАЦИЯ ИСТОЧНИКОВ НЕОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА СНЕЖНОГО ПОКРОВА ЗАГРЯЗНЕННЫХ И ФОНОВЫХ ТЕРРИТОРИЙ

Семенов М.Ю., Онищук Н.А., Нецветаева О.Г., Ходжер Т.В.

Лимнологический институт СО РАН, г. Иркутск, Россия

e-mail: smu@mail.ru

Исследование посвящено выявлению источников загрязнения и оценке вкладов источников в загрязнение снегового покрова урбанизированных и фоновых территорий Иркутской области. Для этих целей использовался метод факторного анализа, основанного на неотрицательном разложении матрицы исходных данных (PMF). Установлено, что в загрязнении территорий обоих типов участвуют, главным образом, одни и те же источники: горение органического топлива, природные алюмосиликаты, природные и антропогенные силикаты и карбонаты. При этом, более 50% от массы твердой фазы снега на фоновых территориях представлено природными силикатами и алюмосиликатами, в то время как на урбанизированных территориях вклад литогенной составляющей в загрязнение воздуха и снега составляет менее 30%.

Введение. Осаждение антропогенных частиц на подстилающую поверхность зимой приводит к их попаданию в водотоки в период снеготаяния [1]. Для уменьшения нагрузки на наземные и водные экосистемы необходимо выявить источники загрязнения. Основной проблемой идентификации источников загрязнителей является отсутствие данных о составе выбросов, называемых профилями источников [2] - без них идентификация источников носит умозрительный характер. В отсутствие данных о профилях источников обычно используются методы, использующие преобразование матрицы исходных данных в комплексные переменные, называемые факторами, представляющие собой профили источников [3]. Целью исследования было выявление источников частиц, содержащихся в снеговом покрове, с использованием модели PMF.

Материалы и методы. Исследовался состав твердой фракции снега (Табл. 1). Снег плавил, снеговую воду фильтровали через фильтры с размером пор 0,45 мкм. Фильтры, содержащие нерастворимые частицы, высушивали и помещали в сосуды из тефлона.

Таблица 1. Состав твердого вещества в снеговой воде из городов, мкг/л

Al	Si	K	Ca	Ti	Cr	Mn	Fe	Ni	Cu	Zn	Sr	Pb
4516	11341	607	1858	187	6,45	42,26	2515	10,4	13,0	21,5	35,2	3,91

В каждый сосуд добавляли смесь азотной и плавиковой кислот. Сосуды закрывали и нагревали в микроволновой печи. В полученном растворе методом масс-спектрометрии определяли концентрации Si, Al, Fe, Ca, K, Mn, Cr, Ti, Ni, Cu, Zn, Sr и Pb. Данные о химическом составе твердой фазы снега оценивались методом факторного анализа, основанного на неотрицательном разложении матрицы исходных данных с использованием модели PMF [3].

Результаты и обсуждение. В качестве потенциальных трассеров источников были выбраны тринадцать элементов: Al, Si, K, Ca, Ti, Cr, Mn, Fe, Ni, Cu, Zn, Sr, Pb. Наивысшие концентрации всех элементов наблюдались на урбанизированных территориях (Табл. 1). Среди элементов наивысшими концентрациями характеризовались Si, Ti, Cr, Mn, Fe, Ni и Zn. Наименьшие концентрации элементов характерны для снегового покрова фоновых территорий (Табл. 2). Наивысшими концентрациями характеризовались Al, Si и Fe.

Таблица 2. Состав твердого вещества в снеговой воде фоновых территорий, мкг/л

Al	Si	Ba	V	Ti	Cr	Mn	Fe	Ni	Cu	Zn	Sr	Pb
18,0	88,2	4,13	1,60	1,55	1,74	8,21	11,6	1,27	2,30	4,69	10,4	1,47

Для идентификации профилей источников, полученных с помощью PMF, были выбраны элементы-индикаторы. Сделано предположение, что частицы, характеризующиеся высокими концентрациями Ca, являются результатом разрушения бетона. Источником частиц с высокими концентрациями Fe, являются разрушение дорожного покрытия и выбросы автотранспорта, не связанные с горением топлива. Источником частиц с высокими концентрациями Si являются природные силикаты и алюмосиликаты, а источником частиц с высокими концентрациями Al является сжигание ископаемого топлива. Высокой концентрацией калия характеризуются продукты сгорания биомассы, высокая концентрация Mn характерна для выбросов предприятий металлообработки.

В результате факторного анализа было выделено три источника, общих для урбанизированных и фоновых территорий: горение органического топлива (Рис. 1а и Рис. 1г), алюмосиликаты (Рис. 1б и Рис. 1д) и силикаты (Рис. 1в и Рис. 1е). Сделано предположение, что в случае городов источником силикатов выступает разрушение бетонных конструкций (Рис. 1в), так как в бетоне много кальция. Величины вкладов горения топлива, как и величины вкладов алюмосиликатов в загрязнение на урбанизированных и фоновых территориях были приблизительно равны. Вклад разрушения бетона в загрязнение воздуха в городах был в два раза выше вклада силикатов в загрязнение воздуха за пределами городов.

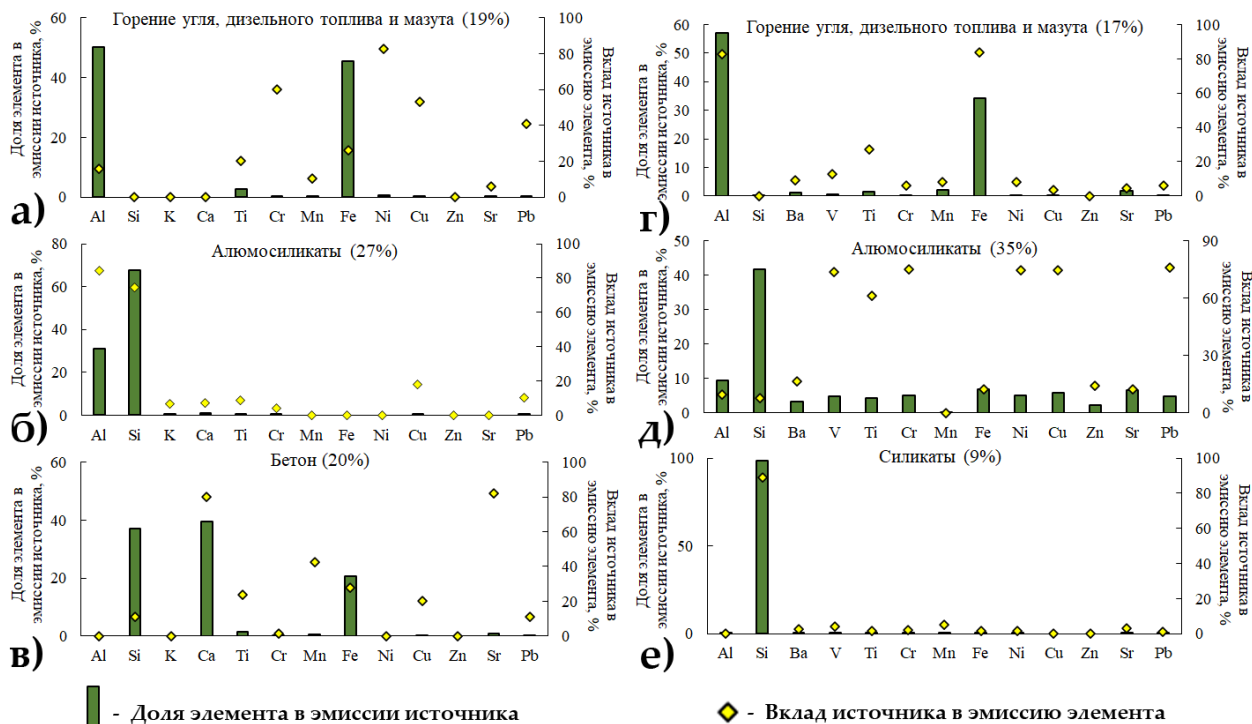


Рисунок 1 – Составы выбросов и вклады источников в загрязнение снега загрязненных и фоновых территорий

В результате анализа также были выявлены источники, разные для загрязненных и фоновых территорий. В городах загрязнения воздуха неорганическими веществами на 34% обусловлено движением автотранспорта по дорогам (Рис. 2а) и горением биомассы (Рис. 2б). Горение биомассы, по-видимому, представляло собой сжигание дров в домашних печах в частном секторе.

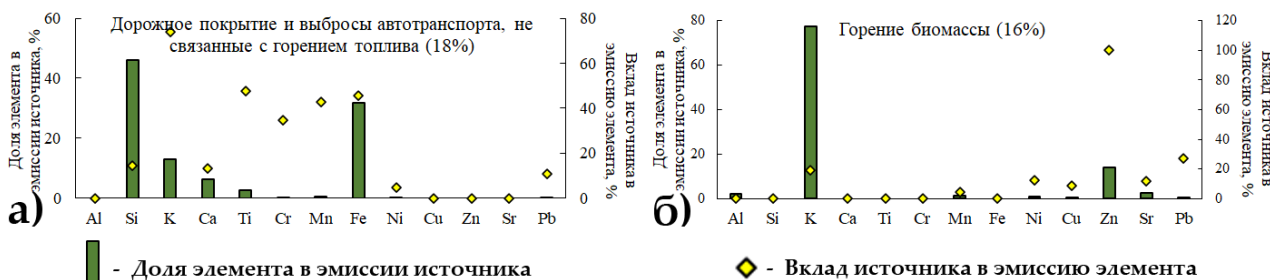


Рисунок 2 – Составы выбросов и вклады источников в загрязнение снега городов

На Байкале 40% неорганической взвеси в воздухе было результатом работы предприятий металлообработки, движения автотранспорта и разрушения карбонат-содержащих материалов. Так как большая часть образцов была отобрана на Южном Байкале, можно предположить, что загрязнители попали туда, главным образом, из Улан-Удэ, хотя участие городов Иркутско-Черемховского промышленного узла в загрязнении снега на Байкале также возможно.

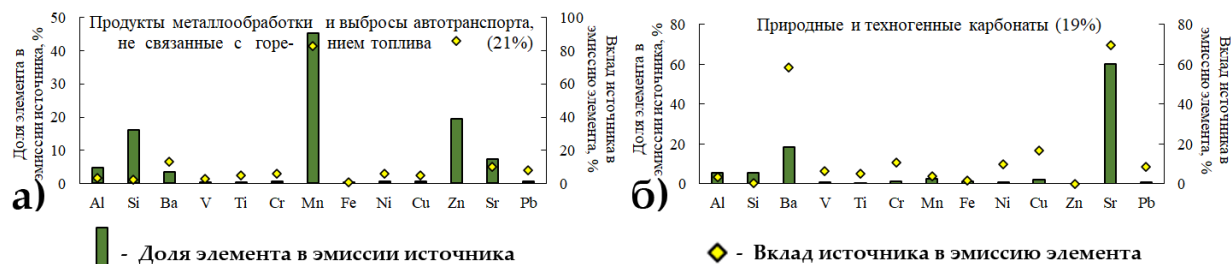


Рисунок 3 – Составы выбросов и вклады источников в загрязнение снега за пределами городов

Заключение. Несмотря на различия в характере землепользования между урбанизированными и природными территориями, в их загрязнении участвуют практически одни и те же источники. Это свидетельствует о достоверности полученных данных. Тем не менее, величины вкладов источников значительно различаются. Более 50% от массы твердой фазы снега на природных территориях представлено природными силикатами, алюмосиликатами и карбонатами, в то время как на урбанизированных территориях вклад литогенной составляющей в загрязнение воздуха и снега составляет менее 30%.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-27-00101, <https://rscf.ru/project/23-27-00101>.

1. *Chen L., Zhi X., Shen Z., Dai Y., Aini G* Comparison between snowmelt-runoff and rainfall-runoff nonpoint source pollution in a typical urban catchment in Beijing, China // *Environ. Sci. Pollut. Res.* 2018. V. 25. P. 2377–2388.

2. *Semenov M.Y., Marinaite I.I.* Multi-source apportionment of polycyclic aromatic hydrocarbons using end-member mixing approach // *Environ. Earth Sci.* 2015. V. 73. P. 1769–1777.

3. *Paatero P., Tapper U.* Positive matrix factorization: A non-negative factor model with optimal utilization of error estimates of data values // *Environ Metrics.* 1994. V. 5. P. 111-126.

СОПОСТАВЛЕНИЕ ДОЛГОВРЕМЕННЫХ ТРЕНДОВ И МЕЖГОДОВЫХ ВАРИАЦИЙ СОДЕРЖАНИЯ NO₂ В ТРОПОСФЕРЕ И СТРАТОСФЕРЕ НА СТАНЦИИ ЗВЕНИГОРОД ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВЫХ (ОМІ) И НАЗЕМНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ

Груздев А.Н., Елохов А.С.

Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, г. Москва, Россия

e-mail: a.n.gruzdev@mail.ru, elokhov@mail.ru

Выполнено сопоставление долгосрочных трендов и межгодовых вариаций содержания NO₂ в тропосфере и стратосфере по результатам спектрометрических измерений на станции Звенигород и измерений с помощью спутникового прибора ОМІ во время пролетов спутника над окрестностью станции в 2004–2020 гг. По тем и другим данным получены и сопоставлены между собой сезонно зависимые оценки линейных трендов и межгодовых изменений NO₂ под влиянием 11-летнего солнечного цикла и крупномасштабных циркуляционных факторов, таких как Арктическое колебание, квазидвухлетняя цикличность в экваториальной стратосфере, вариации температуры поверхности океана в центральной и восточной зоне экваториальной части Тихого океана.

1. Введение Окислы азота NO и NO₂ играют ключевую роль в фотохимическом балансе атмосферного озона, дают существенный вклад в антропогенное загрязнение нижней тропосферы. Их источником в стратосфере служит фотолиз закиси азота N₂O [1], а антропогенным источником – сжигание ископаемого топлива – выбросы автомобилей и тепловых станций [2]. Содержание NO₂ определяется не только фотохимическими процессами, эмиссией в атмосферу, но и атмосферным переносом в составе семейства окислов азота.

Измерения содержания NO₂ выполняются дистанционно спектрометрическими методами с поверхности земли и со спутников. Измерения с помощью прибора ОМІ (Ozone Monitoring Instrument), установленного на спутнике EOS-Aura, позволяют получать данные о содержании NO₂ в столбах стратосферы и тропосферы с высоким горизонтальным разрешением и практически глобальным охватом [3], а продолжительность наблюдений NO₂, начатых в октябре 2004 г., приближается к двум десяткам лет. Таким образом, данные ОМІ вполне можно использовать для анализа многолетней изменчивости NO₂. Однако этому должно предшествовать исследование, в котором результаты такого анализа сопоставляются с результатами аналогичного анализа данных независимых измерений.

Цель настоящей работы состоит в анализе линейных трендов и межгодовых вариаций содержания NO₂ в тропосфере и стратосфере по результатам наземных спектрометрических измерений на станции Звенигород и данным спутниковых измерений с помощью прибора ОМІ и сопоставлении результатов анализа трендов и вариаций, полученных по спутниковым и наземным данным.

2. Данные измерений. В работе использованы результаты измерений с помощью прибора OMI, полученные при пролетах спутника над наземными станциями [4], и данные спектрометрических наблюдений NO₂ по рассеянному из зенита видимому солнечному излучению в утренние и вечерние сумерки на ст. Звенигород, которая входит в Сеть по обнаружению изменений состава атмосферы (Network for the Detection of Atmospheric Composition Change – NDACC) [5]. Станция расположена в сельской местности в 40 км западнее Москвы.

Продуктами измерений с помощью прибора OMI являются содержания NO₂ в вертикальных столбах тропосферы и стратосферы с горизонтальным разрешением 13x24 км² в надире. В наземных измерениях на станциях NDACC, кроме ст. Звенигород, определяется общее содержание NO₂ (т.е. в полном столбе атмосферы). По результатам измерений на ст. Звенигород восстанавливается вертикальное распределение NO₂ и по нему определяются значения содержания NO₂ в столбах тропосферы и стратосферы [6]. Таким образом, данные ст. Звенигород позволяют провести сопоставление по обоим продуктам измерений OMI.

В работе использованы данные OMI из 10-км окрестности ст. Звенигород. Данные утренних и вечерних наземных измерений в день измерений со спутника интерполировались по времени к моментам, соответствующим спутниковым данным. Содержания NO₂ в стратосфере и тропосфере в окрестности ст. Звенигород по данным OMI и соответствующие им по времени данные наземных измерений приведены на рис. 1. В изменениях стратосферного содержания NO₂ доминирует годовой ход с зимним минимумом и летним максимумом, средним значением $2.7 \cdot 10^{15}$ молекул/см² и амплитудой около $1.5 \cdot 10^{15}$ молекул/см². На станции и ее ближней окрестности нет значительных антропогенных источников NO₂, но она подвержена эпизодам загрязнения за счет атмосферного переноса. Тропосферное содержание NO₂ на станции характеризуется большим разбросом значений.

3. Метод анализа. Для анализа долговременных трендов и межгодовых вариаций содержания NO₂ использован метод множественной линейной регрессии. Регрессионная модель включает в качестве независимых переменных константу, линейную функцию (тренд), годовое колебание, индекс Арктического колебания (АК) [7], температуру поверхности океана (ТПО) в зоне Ниньо 3.4 экваториальной области Тихого океана [7], зональную скорость экваториального ветра на уровне 40 гПа [8] в качестве индекса квазидвухлетней цикличности (КДЦ), индекс солнечной активности *F*10.7 [9].

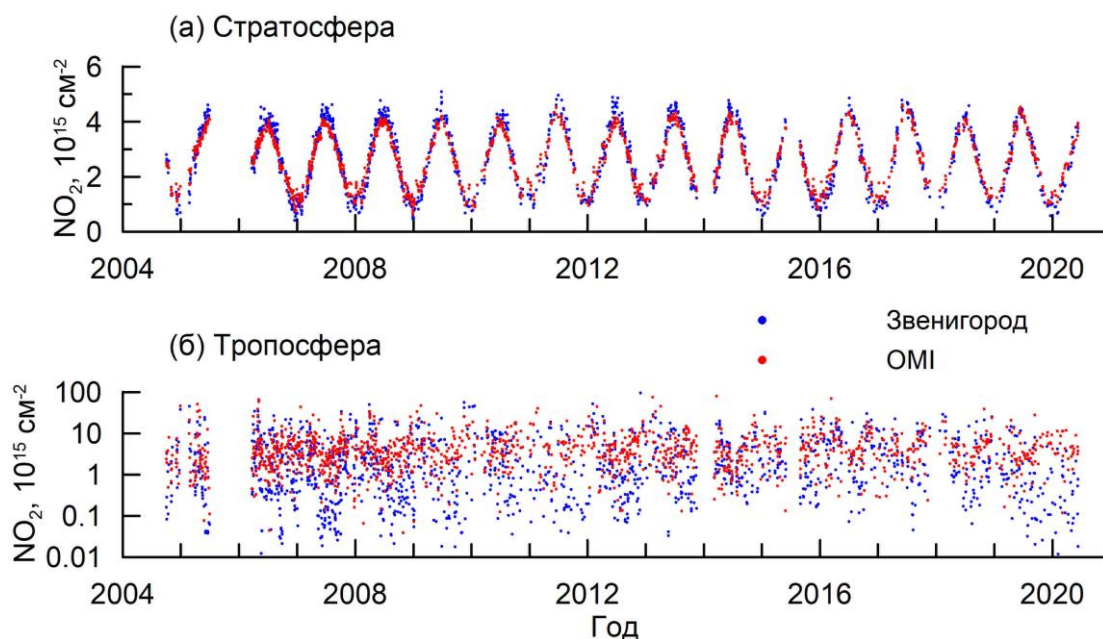


Рисунок 1 – Значения содержания NO₂ в вертикальных столбах стратосферы (а) и тропосферы (б) по результатам наземных измерений на станции Звенигород и по данным OMI

Отклик содержания атмосферных примесей на воздействие циркуляционных факторов и 11-летнего СЦ может запаздывать относительно самого воздействия. Поэтому в регрессионную модель включены не по одному, а по два индекса КДЦ, Ниньо 3.4 и $F10.7$. Один из индексов в каждой паре получен смещением истинного индекса вперед во времени на величину, при которой отсутствует корреляция между смещенным и истинным индексами, то есть они взаимно ортогональны (независимы). Для периода совместных спутниковых и наземных наблюдений NO₂ смещение составило 6 мес. для КДЦ, 16 мес. для индекса Ниньо-3.4 и 35 мес. для индекса солнечной активности. По значениям откликов на прямое и ортогональное ему воздействия рассчитывалась фаза полного отклика.

Все искомые коэффициенты регрессионной модели (коэффициенты перед предикторами) представлены в виде разложений в ряд Фурье по парам синус-косинус, соответствующим гармоникам годового хода с целью учета годового хода NO₂, сезонной зависимости трендов NO₂ и сезонной зависимости воздействия других предикторов на NO₂. В разложении коэффициент при тренде использованы три гармоники: годовая, полугодовая и третьегодовая, а в разложении остальных коэффициентов – годовая и полугодовая гармоники.

Оценки коэффициентов регрессии и их доверительные интервалы получены с учетом автокорреляции данных по методу [10].

4. Результаты анализа. Межгодовые вариации. На рис. 2 приведены годовые и сезонные оценки изменений содержания NO₂ в стратосфере (а) и тропосфере (б), под влиянием Арктического колебания, вариаций ТПО в зоне Ниньо 3.4 КДЦ экваториального

стратосферного ветра и 11-летнего цикла солнечной активности, а также оценки линейного тренда NO_2 по данным ОМІ и наземным измерениям на ст. Звенигород. На рис. 3 приведены годовые и сезонные оценки фазовых задержек откликов NO_2 в стратосфере (рис. 3а) и тропосфере (рис.3б) на ст. ст. Звенигород на КДЦ и солнечный цикл.

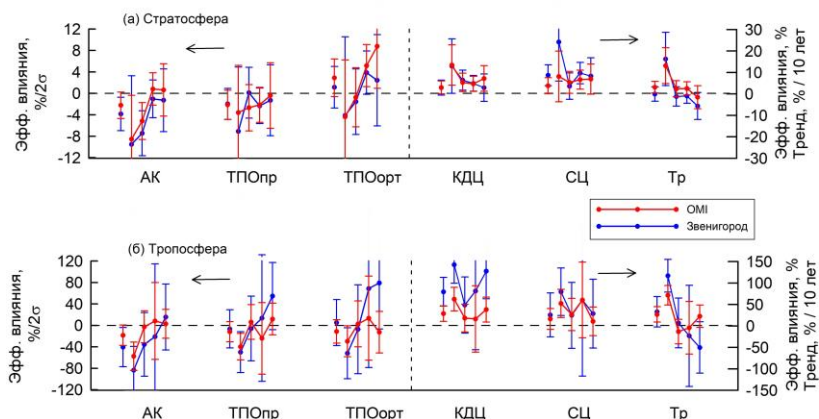


Рисунок 2 – Годовые (отдельные точки) и сезонные (кривые с точками) оценки изменений стратосферного (а) и тропосферного (б) содержания NO_2 по данным ОМІ (красный цвет) и результатам измерений на ст. Звенигород под влиянием АК (обозначение АК на горизонтальной оси) и вариаций ТПО в области Ниньо 3.4 без задержки (ТПОпр) и с задержкой на 16 мес (ТПОорт), КДЦ и СЦ, а также линейного тренда. Вертикальные отрезки – 95% доверительные интервалы. Концы доверительных интервалов, выходящие за пределы графика, обрезаны. Единицы: процентное изменение содержания NO_2 при изменении индекса на одно среднеквадратичное отклонение. Единицы: эффекты АК и ТПО: $\%/2\sigma$, эффекты КДЦ и СЦ: изменения содержания NO_2 (%) в течение полных циклов КЛЦ и полного СЦ, Тренд: $\%/10$ лет

АК оказывает влияние на стратосферное и тропосферное содержания NO_2 (рис. 2) в зимние и весенние (только в стратосфере) сезоны. Изменения содержания NO_2 составляют $-5 \div -8\%$ на двойное среднеквадратичное отклонение (2σ) индекса АК в стратосфере и $-50 \div -80\%/2\sigma$ в тропосфере. Отрицательный знак эффекта АК означает, что сильный стратосферный вихрь (высокие положительные значения индекса АК) способствуют уменьшению, а слабый вихрь – увеличению содержания NO_2 . Годовые оценки эффекта АК в NO_2 составляют $-1 \div -2\%/скво$ в стратосфере и $-10 \div -20\%/скво$ в тропосфере. Эффекты АК, по наземным данным сильнее, чем по данным ОМІ.

Влияние вариаций ТПО в зоне Ниньо 3.4 на стратосферное содержание NO_2 на ст. Звенигород не выявлено (все оценки статистически незначимы). Влияние на тропосферное содержание NO_2 около $-40\%/2\sigma$ отмечено зимой. При этом связь содержания NO_2 с индексом Ниньо 3.4 проявляется как без задержки (ТПОпр на рис. 2), так и с 16-месячной задержкой (ТПОорт на рис. 2) отклика NO_2 относительно вариаций ТПО.

КЛЦ в экваториальной стратосфере оказывает существенное влияние на межгодовую изменчивость NO_2 в стратосфере и тропосфере на ст. Звенигород. Отметим хорошее совпадение стратосферных откликов NO_2 на КДЦ по спутниковым и наземным данным (рис. 2а) и гораздо более сильный отклик NO_2 в тропосфере, полученный по наземным данным, по сравнению с откликом на основе данных ОМІ (рис. 2б).

Согласно данным ОМІ, эффект КДЦ в стратосферном содержании NO_2 проявляется круглогодично (рис. 2а), а согласно данным наземных измерений – с зимы по лето. Магнитуа стратосферных колебаний NO_2 под действием КДЦ составляет 5% весной и летом и 13% зимой. Годовая оценка магнитуды близка к 3%.

Фазовая задержка отклика стратосферного содержания NO_2 на КДЦ скорости экваториального ветра на уровне 40 гПа в основном близка к 3 месяцам в весенне-осенний период (см. обозначение КДЦф на рис. 3). Связанные с КДЦ вариации стратосферного содержания NO_2 зимой находятся примерно в противофазе с КДЦ (фазовая задержка близка к 12 месяцам). Фазовая задержка годовых оценок отклика стратосферного содержания NO_2 составляет около 3 месяцев.

Эффект КДЦ в тропосферном содержании NO_2 выявлен в осенне-зимние периоды (рис. 2б). Размах колебаний NO_2 оценивается примерно в 50% по данным ОМІ и 130% по данным ст. Звенигород. Годовые оценки составляют около 30% и 80%, соответственно. Фазовые задержки зимне-осеннего и годового откликов тропосферного содержания NO_2 согласно спутниковым и наземным данным находятся примерно в противофазе с колебаниями скорости экваториального стратосферного ветра на уровне 40 гПа

Связь стратосферного содержания NO_2 с СЦ по данным ОМІ проявляется в течение большей части года с весны по осень с магнитудой 5–8% и в целом за год (4%; рис. 2а). Стратосферный отклик NO_2 , согласно наземным данным, существен летом-осенью (9–10%) и, особенно, зимой (25%). Годовая оценка отклика по наземным данным составляет 9%. Задержки отклика, согласно спутниковым и наземным данным, как правило, невелики, 1–2 года, и хорошо согласуются друг с другом.

Связь тропосферного содержания NO_2 с СЦ проявляется только в зимние сезоны (рис. 2б). Магнитуа вариаций NO_2 составляет 50–80%, и они следуют за СЦ с небольшой задержкой 1–2 года (рис. 3б).

Линейные тренды. Оценки линейных трендов NO_2 приведены на рис. 2. Статистически значимые тренды NO_2 в стратосфере и тропосфере выявлены зимой по результатам наземных и спутниковых измерений и в целом за год по спутниковым данным. Зимние оценки трендов по тем и другим данным составляют около 15% за 10 лет в стратосфере и порядка 100% за 10 лет в

тропосфере. Годовые оценки трендов по данным ОМІ составляют около 3% за 10 лет в стратосфере и 25% за 10 лет в тропосфере.

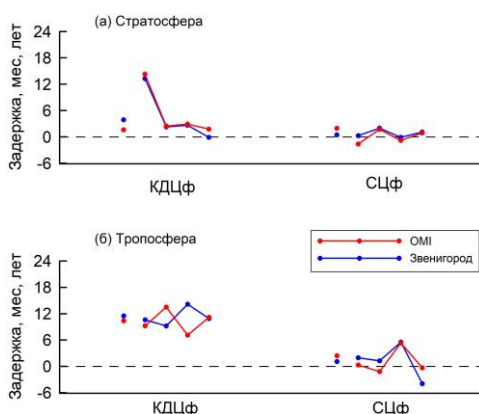


Рисунок 3 – Годовые (отдельные точки) и сезонные (кривые с точками) оценки фазовой задержки стратосферного (а) и тропосферного (б) отклика NO_2 на воздействие КДЦ (обозначение КДЦф на горизонтальной оси) и СЦ (обозначение СЦф) по данным ОМІ (красный цвет) и результатам измерений на ст. Звенигород. Единицы: месяцы (для КДЦ) и годы (для СЦ)

Обратим внимание, что годовая оценка стратосферного тренда NO_2 по наземным данным близка к нулю, а оценка тропосферного тренда, хотя статистически не вполне достоверного, практически такая же как оценка, полученная по данным ОМІ.

Несмотря на согласие сезонных оценок, годовые оценки стратосферного тренда не согласуются между собой. Основная причина расхождения годовых оценок – высокие положительные значения трендов – 10% за 10 лет – в летние месяцы по данным ОМІ, обеспечившие вклад в соответствующую годовую оценку тренда, и нулевые тренды в эти месяцы по данным наземных измерений.

Сезонные зависимости трендов тропосферного содержания NO_2 на ст. Звенигород (рис. 3б) качественно похожи на зависимости стратосферных трендов NO_2 . В целом для ст. Звенигород получено согласие между сезонными оценками трендов NO_2 , рассчитанными на основе данных спутниковых и наземных измерений. Согласие отмечено по отдельности для стратосферных и тропосферных трендов NO_2 . Наряду с этим, годовые оценки стратосферных трендов расходятся. Это говорит о том, что при анализе долговременных трендов NO_2 следует учитывать возможность их сезонной зависимости.

5. Заключение. Анализ данных измерений стратосферного и тропосферного содержания NO_2 на ст. Звенигород и данных одновременных с ними измерений содержания NO_2 с помощью спутникового прибора ОМІ показал, что на межгодовую изменчивость NO_2 оказывают влияние изменения уровня солнечной активности в течение 11-летнего солнечного цикла и крупномасштабные циркуляционные факторы, такие как Арктическое колебание,

квазидвухлетняя цикличность в экваториальной стратосфере, вариации температуры поверхности океана в центральной и восточной зоне экваториальной части Тихого океана.

Выявлены различия и соответствия между оценками вариаций и трендов NO_2 , полученными на основе данных ОМІ и результатов наземных измерений на станции. В целом получено согласие между сезонными оценками трендов. Наряду с этим, годовые оценки стратосферных трендов расходятся. Это говорит о том, что при анализе долговременных трендов NO_2 следует учитывать возможность их сезонной зависимости.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда в рамках проектов 24-17-00239 (подготовка массивов данных спутниковых и наземных измерений содержания NO_2 для анализа трендов и вариаций NO_2) и № 20-17-00200 (анализ долговременных трендов и межгодовых вариаций содержания NO_2).

1. *Brasseur G.P., Solomon S.* Aeronomy of the middle atmosphere. Dordrecht, the Netherlands: Springer. 2005. 644 p.
2. *Seinfeld J.H., Pandis S.N.* Atmospheric chemistry and physics: from air pollution to climate change. Hoboken, New Jersey, USA: John Wiley & Sons. 2006. 1225 p.
3. *Levelt P.F., Joiner J., Tamminen J. et al.* The Ozone Monitoring Instrument: overview of 14 years in space // Atmos. Chem. Phys. 2018. V. 18. P. 5600–5745.
4. *Aura OMI Version 3 Level 2 Overpass Data.* URL: <https://avdc.gsfc.nasa.gov/pub/data/satellite/Aura/OMI/V03/L2OVP/OMNO2/> (дата обращения 22.01.2023).
5. *NDACC Data.* URL: <https://www-air.larc.nasa.gov/missions/ndacc/data.html#> (дата обращения 22.01.2023).
6. *Елохов А.С., Груздев А.Н.* Измерения общего содержания и вертикального распределения NO_2 на Звенигородской научной станции // Известия АН. Физика атмосферы и океана. 2000. Т. 36. № 6. С. 831–846.
7. *Climate Indices.* URL: <https://psl.noaa.gov/data/climateindices/list/> (дата обращения 22.01.2023).
8. *QBO Data.* URL: <http://www.geo.fu-berlin.de/en/met/ag/strat/produkte/qbo/index.html> (дата обращения 22.01.2023).
9. *Solar Radio Flux.* URL: <https://spaceweather.gc.ca/forecast-prevision/solar-solaire/solarflux/sx-5-en.php> (дата обращения 22.01.2023).
10. *Груздев А.Н.* Учет автокорреляции в задаче линейной регрессии на примере анализа общего содержания NO_2 в атмосфере // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2019. Т. 55. № 1. С. 73–82.

ВОССТАНОВЛЕНИЕ ИНТЕНСИВНОСТИ ОСАДКОВ ПО ДАННЫМ РАДИОМЕТРА ATMS

Филей А.А., Андреев А.И.

Дальневосточный центр ФГБУ «Научно-исследовательский центр космической гидрометеорологии «Планета», г. Хабаровск, Россия
e-mail: andreyvm-61@mail.ru, a.andreev@dvrspod.ru

В работе представлена нейросетевая методика определения интенсивности осадков по данным микроволновых измерений радиометра ATMS, установленного на борту космических аппаратов Suomi NPP и NOAA-20/21. Алгоритм построен на двух полносвязных нейронных сетях, одна из которых используется для обнаружения осадкообразующей облачности, а другая – для количественной оценки осадков. При обучении нейронной сети в качестве эталонного источника информации выступал массив смоделированных с помощью быстрой радиационной модели RTTOV в каналах прибора ATMS измерений и соответствующих им интенсивностей осадков из реанализа ECMWF ERA5. Валидация полученных оценок интенсивностей осадков проводилась по данным результатов работы алгоритма MIRS для спутникового радиометра ATMS. Результаты проведенной валидации показали уровень точности, соответствующий большинству работ в этой области.

Атмосферные осадки на сегодняшний день являются одним из наиболее важных параметров в системе подстилающая поверхность – атмосфера. Информация о количественной оценке атмосферных осадков позволяет решать фундаментальные задачи в таких научных областях как метеорология, климатология, сельское хозяйство и др. Большая разреженность сети наземных наблюдений, неравномерность их территориального распределения резко сужают возможности постановки и эффективного решения подобных задач. Таким образом спутниковые измерения являются основным источником информации об атмосферных осадках в различных пространственно-временных масштабах.

В настоящее время одними из основных спутниковых приборов, используемых для дистанционного зондирования осадков, являются микроволновые (МВ) радиометры, которые установлены на большинстве современных полярно-орбитальных космических аппаратов (КА). МВ радиометры принимают микроволны из атмосферы и могут регистрировать сигналы осадков как в виде дождя, так и замерзших частиц воды (Aonashi and Ferraro, 2020).

В представленной работе рассмотрен оригинальный алгоритм оценки интенсивности осадков с помощью нейронных сетей по данным МВ радиометра ATMS, установленного на борту КА Suomi NPP и NOAA-20/21. Алгоритм (далее APNA, Advanced Precipitation Neural Algorithm) основан на использовании комбинации из двух полносвязных нейронных сетей. Первая нейронная сеть используется для классификации потенциальной осадкообразующей облачности, вторая – для оценки интенсивности осадков.

Радиометр ATMS является целевой аппаратурой, установленной на метеорологических КА Suomi NPP и NOAA-20/21. Прибор оснащен 22 каналами в диапазоне частот от 23 до 183 ГГц, имеет ширину обзора 2600 км, что позволяет проводить восстановление вертикальных профилей температуры и влажности, параметров облачности, осадков и характеристик подстилающей поверхности.

В таблице 1 представлен полученный в ходе экспериментов оптимальный набор каналов и дополнительных предикторов в качестве входных переменных для обучения нейросети, использованный в данной работе.

Таблица 1. Список входных переменных для обучения нейросети

	Суша	Вода
Каналы	№ 3-6, 16-22	№ 0-6, 16-22
Разности	$D_{15,16}$; $D_{17,18}$; $D_{17,21}$; $D_{18,21}$; $D_{20,22}$	
Вспомогательные параметры	Широта Зенитный угол спутника	
D – разность яркостных температур		

Результат работы нейронных сетей по восстановлению интенсивности осадков напрямую зависит от модели сети и от обучающей выборки (ОВ), которая представляет собой обширный ансамбль состояния атмосферы. Во время обучения сети устанавливаются связи между измерениями в каналах спутникового прибора и искомой величиной через весовые коэффициенты, от точности которых будет зависеть вариативности ОВ. В связи с чем, для построения ОВ было принято решение использовать информацию об интенсивности осадков из реанализа ECMWF ERA5 (Hersbach, H. et al. 2020). Данный выбор обусловлен тем, что информация с ERA5 находится в свободном доступе, покрывает всю территорию земного шара и обладает требуемым пространственным разрешением в 0.25 градуса, что сопоставимо с разрешающей способностью каналов ATMS. Стоит отметить, что в ОВ использовались не реальные измерения каналов, а смоделированные с помощью быстрой радиационной модели RTTOV. Процедуре моделирования измерений в каналах прибора ATMS с помощью RTTOV предшествовало формирование массивов данных ERA5 в период с 1 января по 31 декабря 2022 г. Зона покрытия – весь земной шар. Такой большой объем информации подразумевает, что набранная статистика будет отражать максимальную вариативность осадков в атмосфере.

Разработанный нейросетевой алгоритм состоит из одной модели классификатора и четырех регрессионных моделей. Результатом работы классификатора является метка класса, соответствующая отсутствию осадков, либо их наличие в грациях малой, средней, высокой и

очень высокой интенсивности. Далее, в зависимости от уровня интенсивности, применяется соответствующая регрессионная модель, обученная на одной из вышеописанных ОВ. Выходным результатом алгоритма является значение мгновенной интенсивности, выраженное в мм/ч. В качестве архитектуры для построения классификационной и регрессионных моделей используется полносвязная нейронная сеть прямого распространения на основе многослойного перцептрона (Svozil et al., 1997). Данная архитектура нашла свое применение во многих прикладных областях исследований, в том числе при решении задач ДЗЗ, благодаря своей универсальности, позволяя аппроксимировать сложные нелинейные функции на основе данных (Mas and Flores, 2008).

Валидация полученных оценок интенсивности осадков разработанного алгоритма APNA проводилась по данным алгоритма MIRS для радиометра ATMS. При валидации рассматривались участки земной поверхности, свободные от снега и льда. Область валидации была ограничена по широте от -70 до 70 градусов.

Метод валидации полей осадков основан на прямом сопоставлении пикселей изображений по данным MIRS и по данным представленного алгоритма APNA. В таблице 2 представлены значения рассчитанных валидационных метрик для измерений с апреля по ноябрь 2023 г.

Таблица 2. Оценка точности в сравнении с MIRS

Подстилающая поверхность	Кол-во точек	POD	FAR	CSI	RMSE, мм/ч	Bias, мм/ч	R
Вода	191466	0.928	0.072	0.866	0.78	0.08	0.91
Суша	67290	0.874	0.126	0.776	0.84	-0.46	0.93

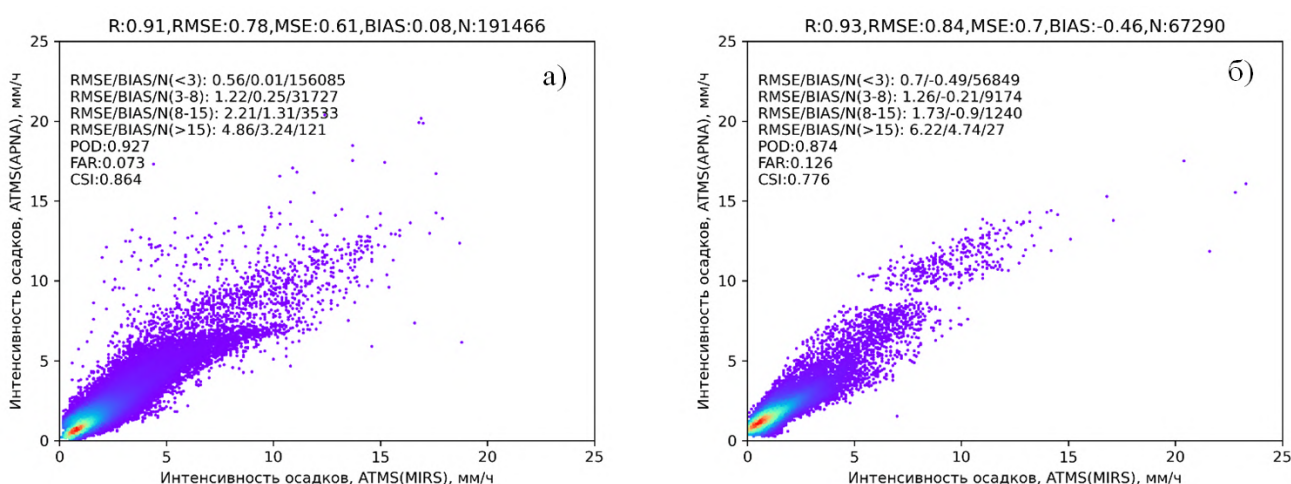


Рисунок 1 – Диаграммы рассеяния для значений интенсивности осадков по данным MIRS и APNA для воды (а) и для суши (б)

На рис. 1 представлены диаграммы рассеяния значений интенсивности осадков MIRS и APNA отдельно для воды и для суши. Также на данном рисунке приведены ошибки RMSE и BIAS для осадков разной интенсивности: от слабых до очень сильных. На рис.2 представлены результаты визуального дешифрирования карт осадков по состоянию на 04.08.2023.

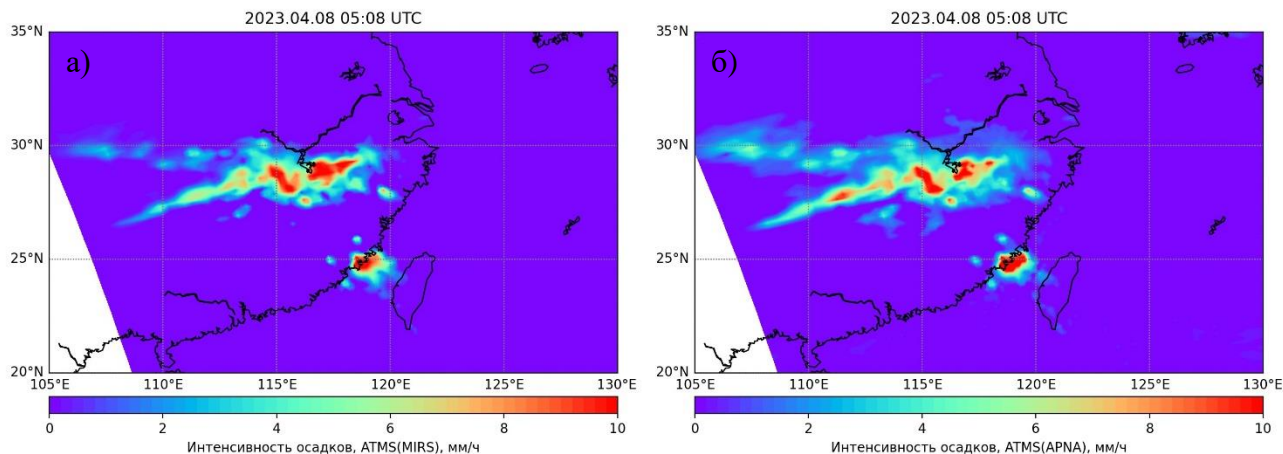


Рисунок 2 – Интенсивность осадков по данным MIRS (а) и APNA (б)

Анализ рассчитанных валидационных метрик результатов представленного алгоритма APNA с результатами MIRS показал достаточно высокую точность обнаружения осадков ($POD > 0.7$, $FAR < 0.3$) со средним показателем RMSE: для воды – 0.78 мм/ч (0.56 мм/ч для слабых осадков, 4.86 мм/ч для очень сильных), для суши – 0.84 мм/ч (0.7 мм/ч для слабых осадков, 6.22 мм/ч для очень сильных). Численный и визуальный анализ результатов APNA и MIRS показал высокую степень соответствия оценок интенсивности осадков двух алгоритмов. Результаты проведенной валидации подтверждают работоспособность представленной нейросетевой методики восстановления интенсивностей осадков. Получаемые карты могут служить в качестве источника информации об осадках при ограниченности непосредственных наземных измерений.

1. Aonashi K., Ferraro R.R. Microwave sensors, imagers and sounders // Satellite Precipitation Measurement / Eds. Levizzani V., Kidd C., Kirschbaum D.B., Kummerow C.D., Nakamura K., Turk F.J. Springer: Cham. 2020. V. 1. P. 63–81.

2. Hersbach H. et al. The ERA5 Global Reanalysis // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 2020. V. 146. P. 1999–2049.

3. Mas J.F., Flores J.J. The application of artificial neural networks to the analysis of remotely sensed data // International Journal of Remote Sensing. 2008. V. 29. № 3. P. 617–663.

4. Svozil D., Kvasnicka V., Pospichal J. Introduction to multi-layer feed-forward neural networks // Chemometrics and intelligent laboratory systems. 1997. V. 39. № 1. P. 43–62.

ВЛИЯНИЕ ФОРМЫ И РАЗМЕРА ЛЕДЯНЫХ ЧАСТИЦ ПЕРИСТЫХ ОБЛАКОВ НА ДОЛЮ МНОГОКРАТНО РАССЕЯННОГО ИЗЛУЧЕНИЯ В ЭХОСИГНАЛЕ КОСМИЧЕСКОГО ЛИДАРА

Русскова Т.В., Тимофеев Д.Н.

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

e-mail: btv@iao.ru, tdn@iao.ru

Рассматриваются результаты статистического моделирования распространения лазерного излучения в сплошной перистой облачности. Представлены оценки доли многократно рассеянного излучения в эхосигнале космического лидара, полученные при разных значениях оптико-микроструктурных характеристик облаков (оптическая толщина, форма и размер ледяных частиц) и параметров лидара (удаленность от объекта зондирования, расходимость излучения, угол поля зрения приемника). В расчетах использованы хаотически ориентированные частицы произвольной формы, сплошные и полые столбики, пластинки, розетки полые, дроксталлы, а также смесь частиц различных форм с сильно шероховатой поверхностью, построенная с учетом экспериментальных данных о распределении частиц по размерам, ледности облаков и диаметре средней массы.

Перистые облака в настоящее время являются наименее изученными, но, в то же время, одной из наиболее часто встречающихся форм облачности. Горизонтальная протяженность облаков такого типа может достигать нескольких тысяч километров. Несмотря на обилие инструментов, созданных для наземного и спутникового мониторинга облаков, задача интерпретации получаемых данных окончательно не решена. Наибольшую сложность в решении представляют именно перистые облака, поскольку в отличие от капель ледяные частицы характеризуются большим разнообразием размеров и форм, что затрудняет применение традиционных вычислительных методов. Для решения обратных задач оптики и микрофизики облаков применяемые схемы в большинстве своем опираются на решение уравнения лазерной локации в приближении однократного рассеяния. Однако такие факторы как сильная вытянутость индикатрисы ледяных частиц в направлении 'вперед', повышенная оптическая плотность исследуемого объекта, а также зондирование на значительном удалении (в сотнях километров в случае спутникового мониторинга) может привести к неверной интерпретации измерений (в частности, к недооценке коэффициента ослабления до 200%) при пренебрежении многократно рассеянным излучением [1]. Пределы применимости приближенных методов учета высоких кратностей рассеяния при этом не всегда ясны.

Эффекты многократного рассеяния на лидарные измерения исследуются на протяжении нескольких десятилетий [2, 3]. Вместе с тем данные о влиянии форм и размеров ледяных кристаллов на фон многократного рассеяния лазерного излучения освещены в литературе достаточно скудно. Цель настоящей работы состояла в получении оценок вклада лазерного

излучения с разной кратностью рассеяния в суммарный эхосигнал космического лидара и их анализа в зависимости от форм и размера кристаллических частиц и оптико-геометрических условий численного эксперимента.

Рассматривается плоскопараллельная модель атмосферы, в которой расположен слой сплошной перистой облачности толщиной 2 км. Нижняя граница слоя находится на высоте 9 км над поверхностью Земли. Оптические свойства рассеивающей среды описываются коэффициентами ослабления и рассеяния, а также индикатрисой рассеяния излучения $g(\theta)$, где θ – угол рассеяния. Предполагается, что ориентация ледяных частиц в пространстве является хаотической. В расчетах использованы оптические характеристики, полученные методами как геометрической, так и физической оптики для монодисперсных и полидисперсных смесей частиц. Рассмотрены различные формы непоглощающих частиц с эффективным диаметром $D_e = 10$ и 60 мкм (рис. 1, а): частица произвольной формы (ARB) [4], сплошные и полые столбики (SCOL и HCOL), пластинки (PLT), розетки полые (HROS), дроксталлы (DRX) [5], а также смесь частиц различных форм (пластинки, дроксталлы, столбики и др.) с сильно шероховатой поверхностью (степень шероховатости $\rho = 5$), построенная с учетом экспериментальных данных о распределении частиц по размерам, ледности облаков и диаметре средней массы (GHM) [6]. На рис. 1, б, представлены индикатрисы рассеяния, построенные для всех вариантов форм кристаллов с эффективным диаметром $D_e = 10$ мкм.

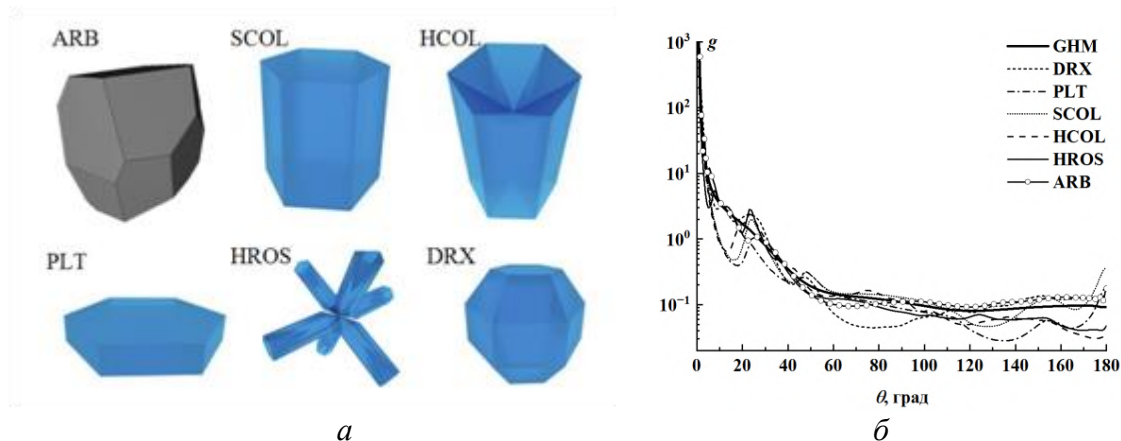


Рисунок 1 – Формы ледяных кристаллов, используемые в работе (а); индикатрисы рассеяния для ледяных частиц разных форм (б)

Проиллюстрированные угловые зависимости интенсивности рассеянного света позволяют заключить, что объединение ледяных частиц в ансамбли, учет шероховатости их поверхности и распределения по размерам приводят к получению более сглаженных индикатрис без явных особенностей рассеяния. Для частицы произвольной формы индикатриса рассеяния также представляет собой сравнительно гладкую угловую функцию. В иных случаях наблюдаются

характерные угловые особенности, в частности, для дроксталлов, пластинок и полых столбиков при равных эффективных размерах. К наиболее вытянутым в направлении ‘вперед’ индикатрисам из рассмотренного спектра относятся индикатрисы для пластинок и полых розеток. Наименее вытянуты индикатрисы дроксталлов и частиц произвольной формы.

Пусть моностатическая система оптического излучения, установленная на спутниковом носителе и направленная в нади́р, посылает из точки $r_0(x_0, y_0, z_0 = H)$ в момент времени t_0 импульс длительностью Δt в телесном угле 2ψ . В момент времени $t > t_0$ в приемную систему с радиусом апертуры телескопа R_ϕ и углом поля зрения (УПЗ) 2ϕ поступает сигнал от объёма рассеивающей среды. Исследуем чувствительность мощности лидарного сигнала с разделением по кратностям взаимодействия излучения к изменяющимся условиям численных экспериментов. В качестве анализируемого параметра будем рассматривать характеристику $q_i(z_1, z_2)$ представляющую собой вклад излучения i -ой кратности рассеяния в суммарный эхосигнал в пределах высот от z_1 до z_2 (выбираются в окрестности нижней и верхней границ облачного слоя соответственно) и вычисляемую с помощью процентного соотношения:

$$q_i(z_1, z_2) = 100\% \cdot \int_{z_1}^{z_2} I_i(z) dz / \int_{z_1}^{z_2} I(z) dz,$$

где $I_i(z)$ и $I(z)$ – рассчитанные методом Монте-Карло гистограммы интенсивности части эхосигнала с порядком рассеяния i , $i \geq 1$, и полного эхосигнала (далее с целью упрощения записи параметры z_1 и z_2 будут опущены) соответственно.

В табл. 1 и 2 представлены оценки вкладов многократного рассеяния в суммарный эхосигнал ($q_{>1}$, %) в зависимости от микроструктуры ледяных частиц, оптической толщины облачности τ (0,5 и 1) и УПЗ приемника (0,05, 0,1, 0,5 и 1 мрад); $2\psi = 0,1$ мрад. Рассмотрены случаи как низкоорбитальной (400 км), так и высокоорбитальной (700 км) лидарной системы. Расчеты проведены для длины волны $\lambda = 0,532$ мкм.

Таблица 1. Вклад многократного рассеяния в суммарный эхосигнал ($q_{>1}$, %) в зависимости от микроструктуры ледяных частиц и УПЗ приемника; $\tau = 0,5$

H, км	2φ, мрад	$D_e = 10$ мкм							$D_e = 60$ мкм						
		GHM	DRX	PLT	SCOL	HCOL	HROS	ARB	GHM	DRX	PLT	SCOL	HCOL	HROS	ARB
400	0,05	16,6	15,4	15,4	18,6	18,7	18,2	12,3	13,6	19,9	19,7	22,1	15,2	12,5	13,2
	0,1	15,4	13,3	13,3	16,3	18,1	18,6	10,7	15,4	21,4	22,9	23,3	19,4	15,8	13,8
	0,5	23,4	22,8	26,0	22,1	26,2	24,3	18,8	19,9	23,3	23,6	23,8	22,3	18,9	18,0
	1	26,5	25,6	26,3	22,8	29,8	27,6	21,3	23,3	25,2	23,7	24,0	24,5	21,0	20,1
700	0,05	18,9	18,3	25,3	20,6	21,3	19,8	15,0	14,9	22,7	20,1	21,4	17,6	13,6	13,5
	0,1	18,8	16,3	22,8	18,5	20,7	20,3	13,2	16,5	20,8	23,2	22,5	21,5	17,4	14,9
	0,5	25,9	25,1	26,3	22,7	29,7	27,0	20,8	22,4	24,8	23,7	23,8	25,4	21,5	19,5
	1	29,4	28,4	26,8	23,5	33,7	30,9	23,5	26,1	27,6	23,8	24,2	28,2	24,3	21,8

Таблица 2. Вклад многократного рассеяния в суммарный эхосигнал ($q_{>1}$, %) в зависимости от микроструктуры ледяных частиц и УПЗ приемника; $\tau = 1$

H, км	2φ, мрад	$D_e = 10$ мкм							$D_e = 60$ мкм						
		GHM	DRX	PLT	SCOL	HCOL	HROS	ARB	GHM	DRX	PLT	SCOL	HCOL	HROS	ARB
400	0,05	27,9	25,6	36,6	30,0	30,5	30,6	20,9	23,8	31,4	32,2	32,2	29,2	21,4	22,4
	0,1	26,1	22,9	34,2	27,0	28,8	29,1	18,7	32,6	32,3	48,6	34,8	32,2	59,9	21,9
	0,5	38,6	37,2	41,7	35,4	41,0	38,4	31,3	38,9	37,7	49,3	36,7	36,8	61,6	29,2
	1	43,2	41,7	42,3	36,5	46,6	43,0	35,3	42,8	40,8	49,4	37,2	40,2	62,8	32,7
700	0,05	32,3	29,9	39,1	33,0	33,5	32,7	25,2	25,7	33,0	32,6	33,0	28,8	22,3	23,4
	0,1	29,9	27,3	37,2	30,2	32,6	31,7	22,5	33,9	33,8	48,9	35,6	33,4	60,1	24,0
	0,5	39,3	40,8	42,2	36,3	45,4	42,0	34,5	42,0	40,0	49,4	37,1	39,4	62,6	32,1
	1	47,3	45,7	43,0	37,7	51,9	47,8	38,8	46,3	43,9	49,5	37,7	44,9	63,9	35,7

Очевидно, что влияние формы на вклад $q_{>1}$ для разных случаев расположения лидара идентично и отличается лишь величиной этого вклада. Также можно видеть, что для одних форм частиц наблюдается более высокий фон многократного рассеяния, а для других – более низкий. Наименьшие значения $q_{>1}$ достигаются для частиц произвольной формы, а также крупных полых розеток. Наиболее слабая зависимость вклада многократного рассеяния от угла поля зрения приемника наблюдается при использовании сплошных столбиков и крупных пластинок, при этом локальный минимум $q_{>1}$ наблюдается при равных значениях ϕ и ψ для всех видов мелких частиц. Сравнительно низкий вклад в многократное рассеяние вносят мелкие дроксталлы, пластинки, а также GHM-смесь при $2\phi < 0,1$ мрад. При углах поля зрения 0,5 и 1 мрад практически все формы мелких частиц обеспечивают величину вклада многократного рассеяния более 20%. Лишь для сплошных столбиков наблюдается более высокая доля многократного рассеяния на крупных частицах, чем на мелких при всех значениях УПЗ.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИОА СО РАН (г. Томск).

1. Wang X., Boselli A., D'Avino L., et al. An algorithm to determine cirrus properties from analysis of multiple scattering influence on lidar signal // Appl. Phys. B. 2005. V. 80. P. 609–615.

2. Кориунов В.А. Многократное рассеяние в перистых облаках и его учет при интерпретации лидарных измерений в стратосфере // Оптика атмосф. и океана. 2021. Т. 34. № 12. С. 969–975.

3. Bissonnette L.R., Hutt D.L. Multiply scattered aerosol lidar returns: inversion method and comparison with in situ measurements // Appl. Opt. 1995. V. 34. № 30. P. 6959–6975.

4. Shishko V., Konoshonkin A., Kustova N., Borovoi A., Timofeev D. Light scattering by particles with arbitrary shape in the vicinity of the backward scattering direction within geometrical optics approximation // EPJ Web Conferences, 2020. V. 237. P. 08012.

5. Yang P., Wei H., Huang H.-L., Baum B.A., Hu Y.X., Kattawar G.W., Mishchenko M.I., Fu Q. Scattering and absorption property database for nonspherical ice particles in the near- through far-infrared spectral region // Appl. Opt. 2005. V. 44. N 26. P. 5512–5523.

6. Baum B.A., Yang P., Heymsfield A.J., Bansemer A., Merrelli A., Schmitt C., Wang C. Ice cloud single-scattering property models with the full phase matrix at wavelengths from 0.2 to 100 μm // J. Quant. Spectrosc. Radiant. Transfer. 2014. V. 146. P. 123–139.

МОБИЛЬНЫЙ ЛИДАР ДЛЯ ЗОНДИРОВАНИЯ ТРОПОСФЕРНОГО ОЗОНА НА НАКЛОННЫХ И ВЕРТИКАЛЬНЫХ ТРАССАХ: ТЕХНИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

Невзоров А.А., Невзоров А.В., Харченко О.В., Романовский О.А.

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

e-mail: naa@iao.ru, nevzorov@iao.ru, olya@iao.ru, roa@iao.ru

Представлен мобильный лидар для измерения в ультрафиолетовой (УФ) области спектра пространственного распределения озона (O_3) в тропосфере на вертикальных или горизонтальных (наклонных) трассах зондирования с помощью четырехканальной системы регистрации эхо-сигналов. Лидар работает по методу дифференциального поглощения и рассеяния на паре длин волн 299 и 341 нм. Приведено техническое описание разработанного лидара.

Озон - парниковый газ и сильнейший окислитель. Озон регенерирует из молекулярного кислорода посредством присоединения к его молекуле атомарного кислорода под воздействием ультрафиолетового (УФ) излучения Солнца. Озоносфера, поглощая это излучение, оказывает влияние на распределение температуры в верхней атмосфере. В то же время повышение температуры у поверхности Земли, как правило, сопровождается понижением температур в тропосфере, в стратосфере и мезосфере [1, 2]. Истощение озонового слоя приводит к увеличению приходящей коротковолновой УФ солнечной радиации. Для решения прикладных задач экологического мониторинга, в частности, для оценки влияния промышленных выбросов на озоносферу в условиях сложного рельефа местности, как правило, выполняются мероприятия по проведению натурных экспериментов с привлечением средств дистанционного контроля атмосферы. Разработкой методов и средств дистанционного контроля атмосферы занимаются в институте оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН (ИОА СО РАН) [3]. С высокой оперативностью и в значительных пространственных масштабах на горизонтальных (наклонных) и вертикальных трассах информацию о распределении озона в атмосфере можно получать только с использованием средств мобильного дистанционного лазерного зондирования.

Для исследования озона существует ряд методов, среди которых особое место занимает лидарный метод дистанционного обнаружения и идентификации (метод дифференциального поглощения или МДП). Лидарный МДП или метод DIAL, сравнивает полученные из атмосферы сигналы, т.е. сигналы лидара, на двух длинах волн – в линии поглощения озона (299 нм) и на опорной длине волны вне линии поглощения (341 нм). Анализ соотношения двух лидарных сигналов на длинах волн зондирования позволяет оценить концентрацию озона в атмосфере и его пространственное распределение. Этот метод активно используется на всех

лидарных станциях мира, где измеряется пространственная стратификация озона. Метод основан на использовании выражения, полученного из работ [4, 5]:

$$n(H) = \frac{1}{2[k_{on}(H,T) - k_{off}(H,T)]} \times \frac{d}{dH} \ln \left[\frac{N_{off}(H)}{N_{on}(H)} \right] - C - D$$

где $n(H)$ — концентрация озона на высоте H , $N_{on}(H)$ и $N_{off}(H)$ — отраженные сигналы, зарегистрированные на длинах волн λ_{on} (на пике линии поглощения) и λ_{off} (вне пика линии поглощения); $k_{on}(H,T)$ и $k_{off}(H,T)$ — сечения поглощения озона с температурной зависимостью; C и D – аэрозольная поправка.

В ИОА СО РАН ведется разработка методов и средств дистанционного зондирования газового состава атмосферы. Специально для лазерного зондирования озона на вертикальных и горизонтальных (наклонных) трассах разработан мобильный лидар. Подробно рассмотрим его техническое устройство. Излучение Nd:YAG лазера (SOLAR QX 500) на длине волны 266 нм (4-ая гармоника), проходя и отражаясь от зеркал, попадает на ячейку вынужденного комбинационного рассеяния (ВКР-ячейку) с водородом. Необходимая для получения эффекта вынужденного комбинационного рассеяния плотность мощности накачки обеспечивается линзой с фокусным расстоянием 0.52 м. После линзы лазерное излучение попадает в трубу из нержавеющей стали с внутренним диаметром 3 см и длиной 1.04 м, в качестве входных и выходных окон оборудованную линзами из материала КУ-1. Энергия импульса накачки на длине волны 266 нм достигает 15-25 мДж. После ВКР-ячейки лазерное излучение проходит через коллимирующую линзу с фокусным расстоянием 0.52 м. Далее лазерное излучение на длинах волн 299 и 341 нм, отражаясь от поворотного зеркала, попадает в зеркальный коллиматор, который расширяет луч в 5 раз, тем самым уменьшает расходимость до ~0.2 мрад. После зеркального коллиматора с помощью поворотных зеркал излучение направляется на поворотное зеркало с регулируемым углом наклона от 45° до 90° и отражается в атмосферу. Поворотное зеркало установлено соосно в центре приемного телескопа. Собранная коаксиальная схема вывода лазерного излучения в атмосферу позволяет получить нулевую базу лидара и обеспечить полный прием лидарных сигналов. Оптический сигнал обратного рассеяния из атмосферы при вертикальном зондировании озона (при отсутствии поворотного зеркала) или с наклонной трассы зондирования (при установке поворотного зеркала с регулируемым углом наклона) собирается приемным телескопом, разработанным по схеме Кассегрена с главным приемным зеркалом диаметром 0.35 м и фокусным расстоянием 0.7 м. Принятое телескопом из атмосферы обратно рассеянное излучение лазера направляется в кювету спектральной селекции. В фокусе главного приемного зеркала располагается полевая диафрагма. После полевой диафрагмы диаметром 1 мм оптический сигнал поступает в кювету

спектральной селекции, где, проходя линзу, коллимируется. Параллельное излучение попадает на дихроичное зеркало, где происходит селекция по длинам волн. Излучение на длине волны 299 нм отражается, а 341 нм пропускается. После дихроичного зеркала излучение проходит через светоделительные зеркала, которые пропускают 90% светового потока и отражают 10%. Данные зеркала необходимы для работы модулей фотоэлектронных умножителей (ФЭУ) в линейном режиме и для расширения высотного диапазона измерений. После светоделительных зеркал оптическое излучение проходит через узкополосные интерференционные фильтры для 299 и 341 нм и затем фокусируется линзами на фотокатод модулей фотоэлектронных умножителей (ФЭУ) H12386-210 фирмы HAMAMATSU на соответствующей длине волны. Модули ФЭУ служат для преобразования оптического сигнала в электрический сигнал уровней транзисторно-транзисторной логики (ТТЛ). Электрические сигналы с модулей ФЭУ через коаксиальные кабели поступают на автономный четырехканальный счетчик фотонов PHCOUNT_4E в регистрирующем тракте лидара, где происходит суммирование оцифрованных сигналов по 16384 временным интервалам с разрешением 10 нс (1,5 м). Автономный счетчик фотонов PHCOUNT_4E работает как веб-сервер, доступ к которому можно получить с любого подключенного к Интернету компьютера, введя IP-адрес в веб-браузере. PHCOUNT_4E можно подключить к сети либо с помощью сетевого кабеля, либо через Wi-Fi. Для синхронизации работы счетчика фотонов с импульсным Nd:YAG лазером используется оптический световод, который установлен после ячейки ВКР-преобразования. Лидарное зондирование производится в безоблачные дни в ночное время суток. Время, затраченное на запись лидарных сигналов, соответствует ~5 минут. Описание последовательного взаимодействия составных частей мобильного лидара приведено в блок-схеме (Рисунок 1).

Подробно описанное выше устройство лидара получило защиту патента [6]. Основные технические характеристики лидара представлены в таблице 1.

Таблица 1. Технические характеристики разработанного в ИОА озонового лидара

Передатчик	SOLAR QX 500;
Длина волны лазерного излучения, λ нм	266
Энергия импульса, мДж	до 25
Система охлаждения	Воздушная
Длина волны зондирования, λ нм	299/341
Частота повторения импульсов	20
Давление в водородонаполненной ячейке ВКР, атм	2
Длительность импульса, нс	10
Зеркальный коллиматор	Пятикратный (×5)
Расходимость, мрад	0.2
Приемник	телескоп Кассегрена
Диаметр зеркала, м	0.35
Фокусное расстояние, м	0.7
Счетчик фотонов	PHCOUNT 4E
Высотный диапазон, км	~0.1–2.5 (10%); ~2.5–18 (90%)
ФЭУ	Hamamatsu H12386-210, 4 шт.

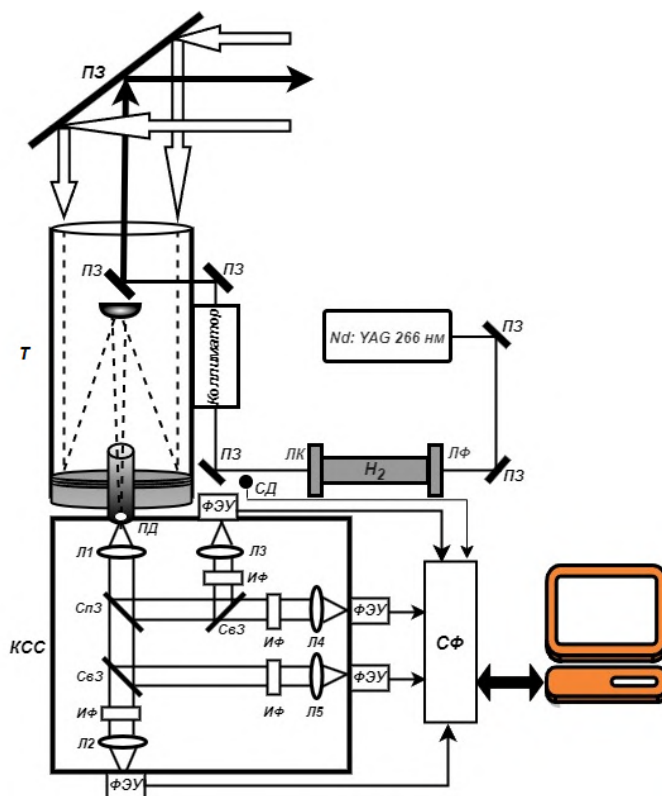


Рисунок 1 – Блок - схема мобильного озонowego лидара: Nd:YAG – твердотельный лазер ; H₂ – ячейка вынужденного комбинационного рассеяния с водородом, оборудованная линзами; ПЗ – поворотные зеркала; ЗК – зеркальный коллиматор; ЛФ – линза фокусирующая; ЛК – линза колимирующая; Т – приемный телескоп, собранный по схеме Кассегрена с главным зеркалом диаметром 0,35 м; КСС – кювета спектральной селекции, оборудованная линзами; ПД – полевая диафрагма; Л – линзы; СпД – спектроразделительное зеркало; СвЗ – светоделительное зеркало; ИФ – интерференционные фильтры; ФЭУ – модули фотоэлектронных умножителей H12386-210 НАМАМАТСУ; СФ – счетчик фотонов PHCOUNT_4E; Световод – световод для запуска счетчика фотонов; Компьютер – Персональный компьютер для сбора и хранения получаемой информации

Модельный вид лидара демонстрирует компоновку основных элементов лидара на единой каркасной платформе (Рисунок 2). Мобильный озонный лидар был спроектирован и введен в эксплуатацию для решения задач экспедиционных измерений озона. Лидар зондирует на длинах волн 299 и 341 нм и охватывает высоты от ~0.1 до 18 км с пространственным разрешением эхо-сигналов от 1.5 до 150 м. По техническим параметрам и возможностям лидар конкурирует с современными зарубежными лидарными системами.

Разработанный в ИОА СО РАН мобильный озонный лидар – единственный в России с такими параметрами и возможностями.

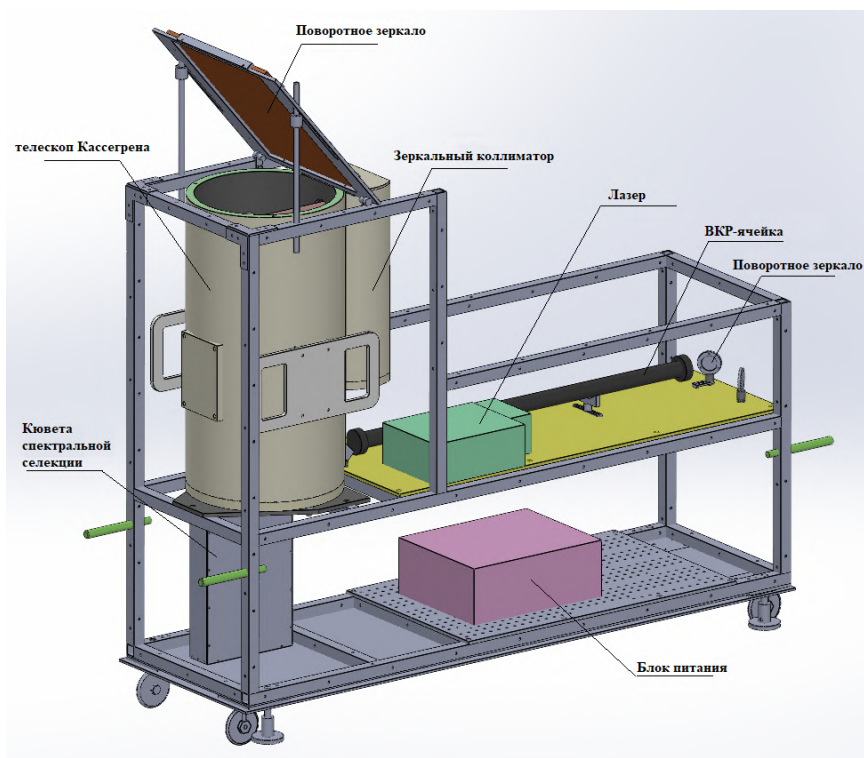


Рисунок 2 – Модель мобильного озонного лидара

1. *Perevedentsev Y.P., Shantalinskii K.M., Sherstyukov B.G., Guryanov V.V.* Current Climatic Changes in the Troposphere, Stratosphere, and Mesosphere, and Inter-Layer Interactions // IOP Conf. Ser. Earth Environ. Sci. 2019. V. 386. Art. 012003.
2. *Goessling H.F., Bathiany S.* Why CO₂ cools the middle atmosphere – a consolidating model perspective // Earth Syst. Dynam. 2016. V. 7. № 3. P. 697–715.
3. *Matvienko G.G., Babushkin P.A., Bobrovnikov S.M., et. al.* Laser and Optical Sounding of the Atmosphere // Atmospheric and Oceanic Optics. 2020. V. 33. P. 51–68.
4. *Dolgii S.I., Nevzorov A.A., Nevzorov A.V., Gridnev Y.V., Kharchenko O.V., Romanovskii O.A.* Influence of Absorption Cross-Sections on Retrieving the Ozone Vertical Distribution at the Siberian Lidar Station // Atmosphere. 2022. V. 13. P. 293.
5. *Measures R.M.* Laser Remote Sensing: Fundamentals and Applications // Reprint 1984 de Krieger Publishing Company; Malabar, FL, USA: Krieger Publishing Company, 1992. P. 237–280.
6. *Невзоров А.А., Невзоров А.В., Харченко О.В.* Мобильный лидар для зондирования атмосферного озона на наклонных и горизонтальных трассах // Патент на изобретение № 2803518 от 24.05.2023. Правообладатель: ИОА СО РАН (RU).

ИССЛЕДОВАНИЕ ПОЛЯ СКОРОСТИ В ОКРЕСТНОСТИ ВЫХОДНОЙ ЧАСТИ ГЕНЕРАТОРА ГОРЯЩИХ И ТЛЕЮЩИХ ЧАСТИЦ МЕТОДОМ ЛДИС

Касымов Д.П., Агафонцев М.В., Рейно В.В., Лобода Е.Л.

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

e-mail: denkasymov@gmail.com, amv@mail.tsu.ru, reyno@iao.ru, loboda@mail.tsu.ru

На базе большой аэрозольной камеры Института оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН и установки «Генератор горящих и тлеющих частиц» было проведено исследование по оценке средней скорости в окрестности выходной части установки. В качестве измерительного оборудования использовалась (2d) лазерная доплеровская измерительная система для диагностики газожидкостных потоков ЛАД-05. Используя оригинальные методы и алгоритмы обработки данных, проанализирована характерная скорость воздушного потока в зоне генерации частиц, а также проведено качественное сравнение с данными по скорости частиц, полученными методом ИК-термографии.

Введение. При распространении лесных низовых и верховых пожаров выделяется большое количество тепла, которое может стать причиной воспламенения деревянных строений в населенных пунктах, расположенных близко к границе леса. Одним из поражающих факторов, наблюдаемых при крупномасштабных пожарах, являются горящие и тлеющие частицы, образующиеся во фронте пожара и способные преодолеть расстояние в несколько километров и инициировать новый очаг горения.

В настоящее время имеется потребность в экспериментально проверенной информации о том, как тлеющие частицы, которые образуются во фронте пожара, инициируют новые очаги возгорания и воспламеняют постройки на природно-урбанизированной территории, являясь также источниками городских пожаров. Отсутствие таких данных делает невозможным развитие методов прогноза пожарной опасности, а также совершенствование мер и рекомендаций для проведения более оперативной и эффективной работы по предотвращению возгораний, локализации и тушению низовых лесных пожаров в условиях близости к жилым застройкам.

Для этого применяются специальные измерительные комплексы (генераторы), позволяющие моделировать перенос тлеющих частиц и регистрацию их воздействия на напочвенный покров и деревянные постройки в естественных условиях. Существующие установки позволяют осуществлять генерацию частиц, совпадающих по характеристикам с частицами из реальных пожаров [1-3].

В 2015 г. в Томском государственном университете была сконструирована и изготовлена установка для генерации горящих и тлеющих частиц различного вида, размера, скорости и формы

[4]. Проведенный обзор показал, что имеющиеся генераторы частиц позволяют генерировать частицы, близкие по характеристикам к реальным пожарам. Однако следует отметить, что характерным недостатком всех представленных устройств является отсутствие сведений о генерируемых ими частицах и их теплофизических и аэродинамических характеристик для дальнейшего сопоставления с характеристиками реальных частиц, которые образуются в результате пожара.

В настоящей работе представлены результаты оценки поля скорости воздушного потока, возникающего в зоне вылета и последующего переноса горящих и тлеющих частиц бесконтактным оптическим методом. Разработан алгоритм, позволяющий визуализировать полученное поле скорости.

Экспериментальная часть. Эксперименты проводились в Большой аэрозольной камере (БАК) Института оптики атмосферы Сибирского отделения РАН. Для исследования поля скорости в окрестности выходной части генератора использовалась двухкомпонентная (2d) лазерная доплеровская измерительная система для диагностики газожидкостных потоков ЛАД-05 [5]. Оптическая система устанавливалась на оси с выходным отверстием генератора, после чего производилась разметка контрольных точек, в которых проводились измерения. Фотография оборудования, а также схема точек измерения представлена на рисунке 1. Ввиду того, что основной вклад в значение модуля скорости, в текущей точке, дает «иксовая» компонента скорости, то дальнейшие измерения были проведены только для одной компоненты скорости. Позиционирование измерительной области ЛДИСа осуществлялась при помощи координатного устройства.

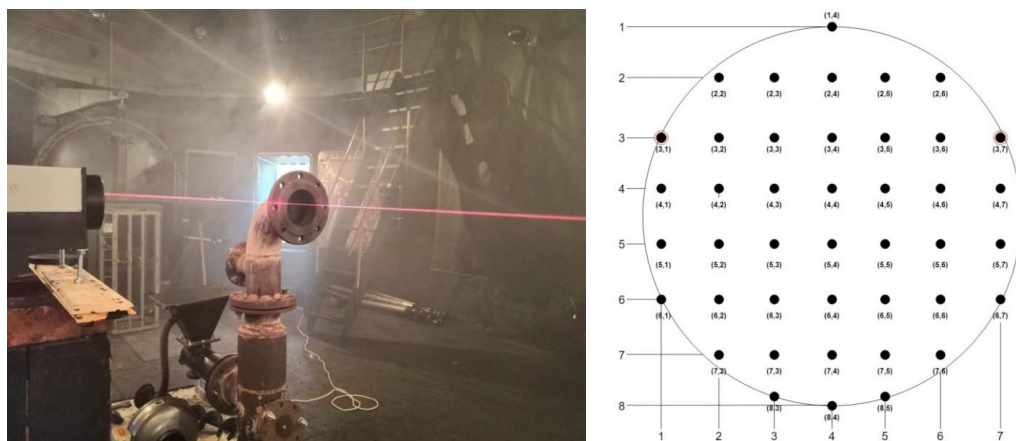


Рисунок 1 – Лабораторное оборудование (слева) и схема расположения точек измерения скорости воздушного потока (справа)

В связи с тем, что принцип работы лазерного доплеровского измерителя скорости основан на переотражении лазерного излучения от частиц, находящихся в потоке, для корректного

измерения скорости потока на выходе генератора горящих и тлеющих частиц возникла необходимость в засева потока частицами. Для засева потока частицами использовался дымогенератор. В качестве дымообразующей жидкости использовался водно-глицериновый состав быстрого рассеивания. Дымогенератор располагался напротив входного вентилятора генератора горящих и тлеющих частиц. Перед каждым измерением скорости воздушного потока производился нагрев корпуса генератора горящих и тлеющих частиц до 350 °С. В качестве контрольной точки измерения использовалась температура задней внешней стенки выходного колена установки. При достижении заданной температуры, подача газа в рабочую зону прекращалась. После этого, используя контроллер оборотов, задавался режим, при котором скорость вращения входного вентилятора была максимальной. Активируя дымогенератор, производился засев потока, с одновременным процессом измерения скорости в контрольной точке сетки, согласно используемого шаблона (Рис. 2). Измерение скорости в каждой точке производилось 10 секунд (или при накоплении 1000 значений измерений). Далее, полученные значения усреднялись.

Результаты экспериментов. В результате были получены усредненные значения скорости на выходе из генератора частиц в различных точках. Для визуализации полученных данных был разработан программный код в среде Matlab. Результат работы программы представлен на рисунке 3.

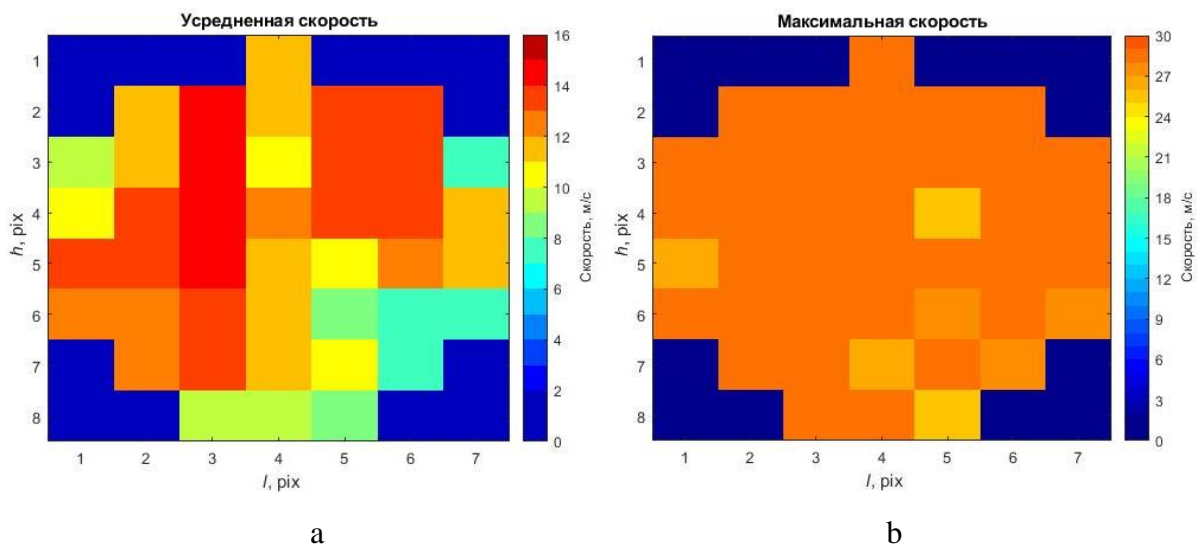


Рисунок 2 – Визуализация усредненной (a) и максимальной (b) скорости в контрольной точке

Полученные результаты сравнивались со скоростью движения частицы, определенной методом инфракрасной термографии. Методика измерения и лабораторное оборудование представлены в [6].

Заключение. В результате проведенных исследований была оценена скорость воздушного потока в окрестности выходной части генератора горящих и тлеющих частиц двухкомпонентной (2d) лазерной доплеровской измерительной системой для диагностики газожидкостных потоков ЛАД-05. Предварительные результаты позволяют судить о предельно допустимых расстояниях, на которые способны улететь частицы природного происхождения с характерными размерами, типичными для лесных пожаров различной интенсивности.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИОА СО РАН.

1. *Manzello S., Suzuki S.* Towards Understanding Ignition Vulnerabilities to Firebrand Showers using Reduced-scale Experiments // *Fire and Materials*. 2021. V. 47. № 6. doi:10.1002/fam.3125.

2. *Manzello S., Suzuki S., Gollner M.J., Fernandez-Pello A.C.* Role of firebrand combustion in large outdoor fire spread // *Progress in Energy and Combustion Science*. 2020. V. 76. Art. 100801.

3. *Fernandez-Pello.* Wildland fire spot ignition by sparks and firebrands // *Fire Safety Journal*. 2017. V. 91. P. 2–10.

4. Патент РФ на полезную модель № 183063. Генератор горящих и тлеющих частиц / Касымов Д.П., Перминов В.В., Фильков А.И., Агафонцев М.В., Рейно В.В., Гордеев Е.В. Дата регистрации 07.09.2018.

5. *Каминский Ю.Д., Проскурнев С.Ю., Серых В.Я.* Лазерный доплеровский измеритель скорости течения водных потоков // *Приборы*. 2012. № 5(143). С. 3-5.

6. *Проханов С.А., Агафонцев М.В., Касымов Д.П., Фильков А.И., Рейно В.В., Орлов К.Е.* Использование нейронных сетей для детектирования и определения характеристик горящих частиц // В сборнике: Математическое моделирование и суперкомпьютерные технологии. Труды XX Международной конференции. под ред. проф. В.П. Гергеля. Нижний Новгород, 2020. 315-318 с.

ЗАВИСИМОСТЬ СУТОЧНОГО ХОДА КОЭФФИЦИЕНТА ОСЛАБЛЕНИЯ ОПТИЧЕСКОГО ИЗЛУЧЕНИЯ ГНУСОМ ОТ ОБЛАЧНОСТИ ДЛЯ ЛЕТНИХ УСЛОВИЙ 2018 ГОДА В ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Щелканов Н.Н.

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

e-mail: snn@iao.ru

Исследована зависимость суточного хода коэффициента ослабления оптического излучения гнусом от облачности для летних условий 2018 года в Западной Сибири. Показано, что полуденный минимум, наблюдаемый в суточном ходе коэффициента ослабления оптического излучения гнусом от 11 до 15 часов, реализуется в безоблачную или слабо облачную погоду, когда солнце не закрыто облаками. Суточный ход коэффициентов ослабления излучения гнусом без полуденного минимума наблюдается в основном при пасмурной погоде, когда солнце в это время полностью закрыто облаками.

Введение. В [1] показано, что в июне и июле и августе в основном наблюдается два типа суточного хода. Первый тип характеризуется большими и примерно одинаковыми значениями утреннего и дневного максимумов. А для второго типа характерны более высокие значения коэффициентов для дневного максимума по сравнению с утренним максимумом. Однако в некоторые дни дневной минимум не наблюдается.

Целью работы является исследование суточного хода коэффициента ослабления оптического излучения гнусом от облачности на основе экспериментальных данных полученных в фоновых летних условиях Западной Сибири.

Условия эксперимента и методика выделения коэффициента ослабления за счет гнуса. Исследование коэффициента ослабления оптического излучения гнусом проводилось с 16 июня по 21 августа 2018 года на обсерватории «Фоновая» ИОА СО РАН, находящейся западнее г. Томска на расстоянии 60 км. Коэффициенты ослабления оптического излучения измерялись в участках спектра с центрами на длинах волн 548, 632, 692, 693, 868 и 1056 нм с помощью измерителя спектральной прозрачности атмосферы [2] на трассе с отражением общей длиной 1.2 км. Измерительная трасса проходила над травяным полем на высотах 2-4 м над подстилающей поверхностью и на расстоянии 50-80 м от правого берега реки Обь. Коэффициенты ослабления усреднялись за 30 минутный интервал с начала каждого часа. Для исключения влияния значительного аэрозольного ослабления на результаты исследования, из рассмотрения исключались данные, полученные при дальности видимости менее 10 км и в дождевых условиях. Всего получено 950 спектров коэффициентов ослабления, в том числе в

июне – 103, июле – 402 и августе – 445. Величина случайной среднеквадратической погрешности расчета коэффициента ослабления рассчитывалась по методике [3] и составила 0.007 км^{-1} .

Спектральный ход коэффициента ослабления описывался формулой [4]

$$\beta(\lambda) = \beta_{\text{midges}} + \beta_{\text{cd}} + \beta_{\text{sm}}(1) \cdot \lambda^{-n}, \quad (1)$$

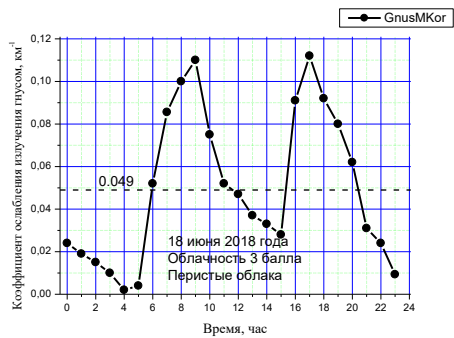
где β_{midges} - коэффициент ослабления излучения гнусом, β_{cd} - коэффициент ослабления грубодисперсной фракции аэрозольных частиц, третий член описывает спектральный ход коэффициента ослабления субмикронной фракции частиц по формуле Ангстрема (λ - длина волны, $\beta_{\text{sm}}(1)$ - коэффициент ослабления субмикронной фракцией аэрозольных частиц на длине волны 1 мкм, n - показатель Ангстрема). Следует заметить, что коэффициент ослабления β_{midges} будет иметь нейтральный спектральный ход в видимой и инфракрасной области спектра [5], так как размер этих насекомых много больше длин волн излучения, для которых проводится исследование.

Коэффициент ослабления излучения гнусом определялся на длине волны 868 нм, так как здесь наблюдались максимальные значения оптических сигналов. Для вычисления значения β_{midges} из общего коэффициента ослабления вычитались субмикронная и грубодисперсная компоненты аэрозольного ослабления. Для исключения вклада субмикронной компоненты аэрозольного ослабления использовалась разность между коэффициентами ослабления на длинах волн 548 и 868 нм, которая пропорциональна концентрации субмикронного аэрозоля [6]. Грубодисперсная компонента аэрозольного ослабления исключалась по однопараметрической модели [7-8], где в качестве входного параметра использовался коэффициент аэрозольного ослабления на длине волны 548 нм. Таким образом, формула для расчета коэффициента ослабления излучения за счет гнуса имеет вид

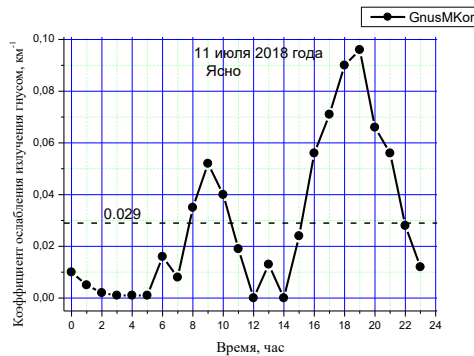
$$\beta_{\text{midges}} = \beta(868) - 0.78 * (\beta(548) - \beta(868) - \beta_{\text{cd}}), \quad (2)$$

где $\beta(548)$, $\beta(868)$ - коэффициенты ослабления на длинах волн 548 и 868 нм. Величина случайной среднеквадратической погрешности единичного коэффициента ослабления излучения за счет гнуса составила $\sim 0.02 \text{ км}^{-1}$. Данные по облачности взяты из архива погоды с.Кожевниково, находящегося в 19 км от обсерватории Фоновая.

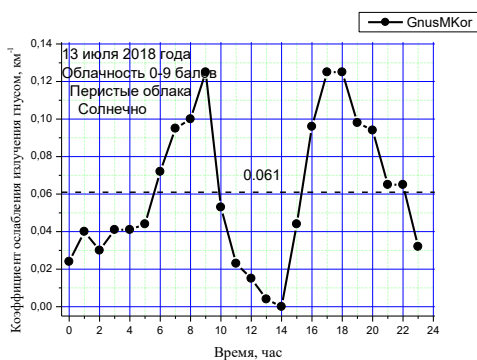
Зависимость суточного хода коэффициента ослабления излучения гнусом от облачности. На рисунке 1 приведен суточный ход коэффициента ослабления излучения гнусом на длине волны 868 нм для некоторых дней июня (а), июля (b, c) и августа (d) 2018 года для безоблачной или малооблачной погоды.



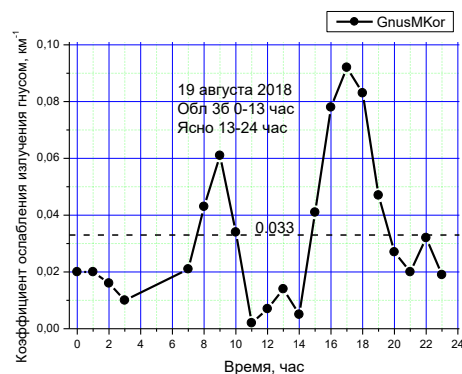
a)



b)



c)

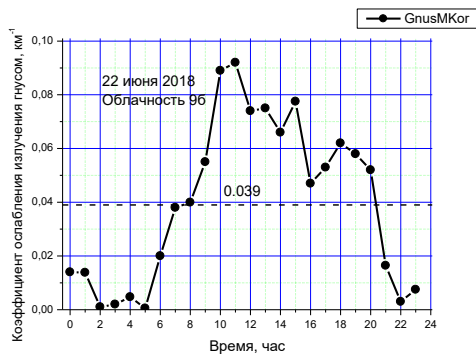


d)

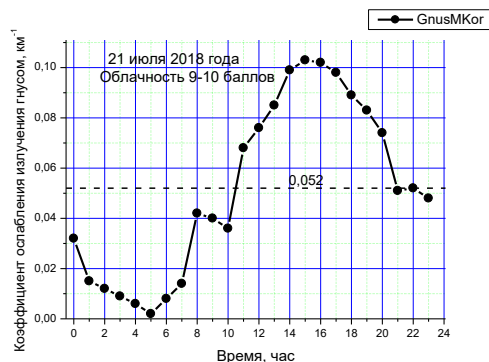
Рисунок 1 – Суточный ход коэффициента ослабления излучения гнусом на длине волны 868 нм 18 июня (a), 11 июля (b), 13 июля (c) и 19 августа (d) 2018 года

Проведенный анализ данных показал, что суточный ход коэффициентов ослабления излучения гнусом с утренним максимумом, полуденным минимумом и дневным максимумом наблюдается в основном для безоблачной или малооблачной погоды, когда солнце полностью не закрыто облаками.

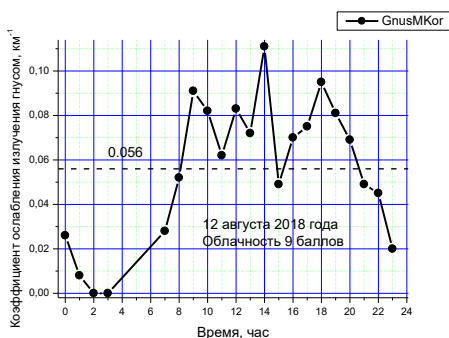
На рисунке 2 приведен суточный ход коэффициента ослабления излучения гнусом на длине волны 868 нм для некоторых дней июня (a), июля (b,) и августа (c, d) 2018 года для условий большого балла облачности. Суточный ход коэффициентов ослабления излучения гнусом без полуденного минимума наблюдается в основном для облачной погоды, когда солнце в это время полностью закрыто облаками.



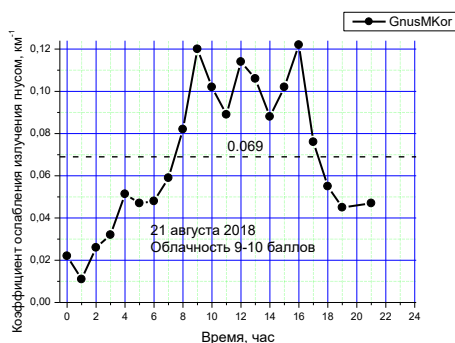
a)



b)



c)



d)

Рисунок 2 – Суточный ход коэффициента ослабления излучения гнусом на длине волны 868 нм 22 июня (а), 21 июля (b), 12 августа (с) и 21 августа (d) 2018 года

Заключение. В итоге проведенных исследований получены следующие результаты:

1. Суточный ход коэффициентов ослабления излучения гнусом с утренним максимумом, полуденным минимумом и дневным максимумом наблюдается в основном в безоблачную или малооблачную погоду, когда солнце не закрыто облаками.

2. Суточный ход коэффициентов ослабления излучения гнусом без полуденного минимума наблюдается в основном при пасмурной погоде, когда солнце в это время полностью закрыто облаками.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта № 121031500342-0.

1. Щелканов Н.Н. Сезонные и суточные вариации коэффициента ослабления оптического излучения гнусом для летне-осенних условий 2018 г. приземной атмосферы Западной Сибири // Оптика атмосферы и океана. 2023. Т. 36. № 05. С. 398–403. *Shchelkanov N.N. Seasonal and Daily Variations in the Coefficient of Optical Radiation Extinction Due to Midges in the Surface Air in Western Siberia in Summer–Autumn 2018 // Atmospheric and Oceanic Optics. 2023. V. 36. № 5. P. 550–555.*

2. Пхалагов Ю.А., Ужегов В.Н., Щелканов Н.Н. Автоматизированный многоволновой измеритель спектральной прозрачности приземной атмосферы // Оптика атмосферы и океана. 1992. Т. 5. № 6. С. 667–671.

3. Щелканов Н.Н. Методы вычисления случайных погрешностей параметров окружающей среды из экспериментальных данных // Оптика атмосферы и океана. 2012. Т. 25. № 09. С. 815–821.

4. Филиппов В.Л., Макаров А.С., Иванов В.П. Построение региональных полуэмпирических моделей оптических характеристик атмосферы // Доклады АН СССР. 1982. Т. 265. № 6. С. 1353-1356.

5. Зуев В.Е., Кабанов М.В. Современные проблемы атмосферной оптики. Том 4. Оптика атмосферного аэрозоля. Ленинград. Гидрометеиздат. 1987. 255 с.

6. Щелканов Н.Н. Двухпараметрическая модель аэрозольного ослабления в области спектра 0.4-12 мкм для горизонтальных и наклонных трасс // Оптика атмосферы и океана. 2002. Т.15. №12. С.1114-1117.

7. Shchelkanov N.N. Model of spectral course of aerosol attenuation coefficient for meteorological range of visibility more 15 km // Proceedings of SPIE. 2021. V. 11916. CID: 119162Y.

8. Щелканов Н.Н. Модель спектрального хода коэффициента аэрозольного ослабления для приземного слоя атмосферы при метеорологической дальности видимости более 10 км // В книге: XIV Сибирское совещание и школа молодых ученых по климато-экологическому мониторингу. Тезисы докладов российской конференции с международным участием. Под редакцией Е.А. Головацкой. Томск, 2021. С. 216-219.

КОРРЕКТНОСТЬ ОЦЕНИВАНИЯ АЭРОЗОЛЬНЫХ ПАРАМЕТРОВ ПРИ НАЛИЧИИ ЭКСТРЕМАЛЬНОГО СЛОЯ В НИЖНЕЙ ТРОПОСФЕРЕ

Самойлова С.В., Балин Ю.С., Пеннер И.Э., Коханенко Г.П.

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

e-mail: ssv@seversk.tomsknet.ru, balin@iao.ru, penner@iao.ru, kokh@iao.ru

В работе рассмотрены особенности оценивания коэффициентов ослабления, обратного рассеяния, лидарного отношения по данным одновременного зондирования на длинах волн: 532 нм (упругое рассеяние, УР); 607 нм (колебательно-вращательное комбинационное рассеяние, КР); 530 нм (чисто вращательное КР). Основное внимание уделяется погрешностям восстановления параметров двухкомпонентной (молекулы + аэрозоль) и трехкомпонентной (молекулы + аэрозоль + облако) среды по данным зондирования на юго-западном побережье оз. Байкал в августе 2023 года.

В 90х годах решение руководителей СО РАН о регулярном финансировании экспедиций сформировало разносторонние исследования климатического и экологического состояния оз. Байкал [1–3]. Комплексные наблюдения с использованием средств дистанционного зондирования тропосферы проводились с 1999 года [4–6].

После 2020 года на борту научно-исследовательского судна «Академик В.А. Коптюг» [7–9] использовалась модифицированная версия системы «ЛОЗА-А2» [10, 11]. В светлое время суток система регистрирует УР сигналы на длинах волн $\lambda_i = 532$ (поляризационные измерения) и 1064 нм. В ночное время, дополнительно, принимаются сигналы на смещенных длинах волн, $\lambda_{R1} = 607$ нм (колебательно-вращательное КР) и $\lambda_{R2} = 530$ нм (чисто-вращательное КР). В августе 2023 года непрерывные измерения «ЛОЗА-А2» проводились на берегу Байкала, п. Боярский (52°N, 106°E).

Средние за 20 мин наблюдений сигналы позволяют исследовать структуру атмосферного поля в нижней (PBL, 532+607+530), средней (MT, 532+607+530) и верхней (UT, 532+530 нм) тропосфере. Определение коэффициентов ослабления $\sigma_{\text{aer+cloud}}$, обратного рассеяния $\beta_{\text{aer+cloud}}$, лидарного отношения $Lr_{\text{aer+cloud}} = \sigma_{\text{aer+cloud}} / \beta_{\text{aer+cloud}}$ основано на корректном объединении результатов для различных длин волн. В рамках настоящей работы исследуется «экстремальный» PBL слой – за 80 мин наблюдений оптическая толщина слоя $\tau^{\Delta h}$ варьируется от 0.05 до 1.07 в высотном диапазоне $\Delta h = [h_1, h_2] \sim 120$ м – и его влияние на точность оценки параметров при $h < h_1$ или $h > h_2$. Наличие подобных слоев является индивидуальной особенностью байкальских измерений; see, for example, [9].

Рис. 1 показывает высотно-временную структуру нижней половины тропосферы по данным 07.08.2023, $t = 20:06 - 23:06$ местного времени; полный ночной сеанс проводился от

20:06:07 до 03:08:07. Рис. 2 иллюстрирует вариацию коэффициента обратного рассеяния, среднего за 20 мин наблюдений по УР сигналу. Оценка параметра основывается на [12, 13], калибровочная точка находится в тропопаузе.

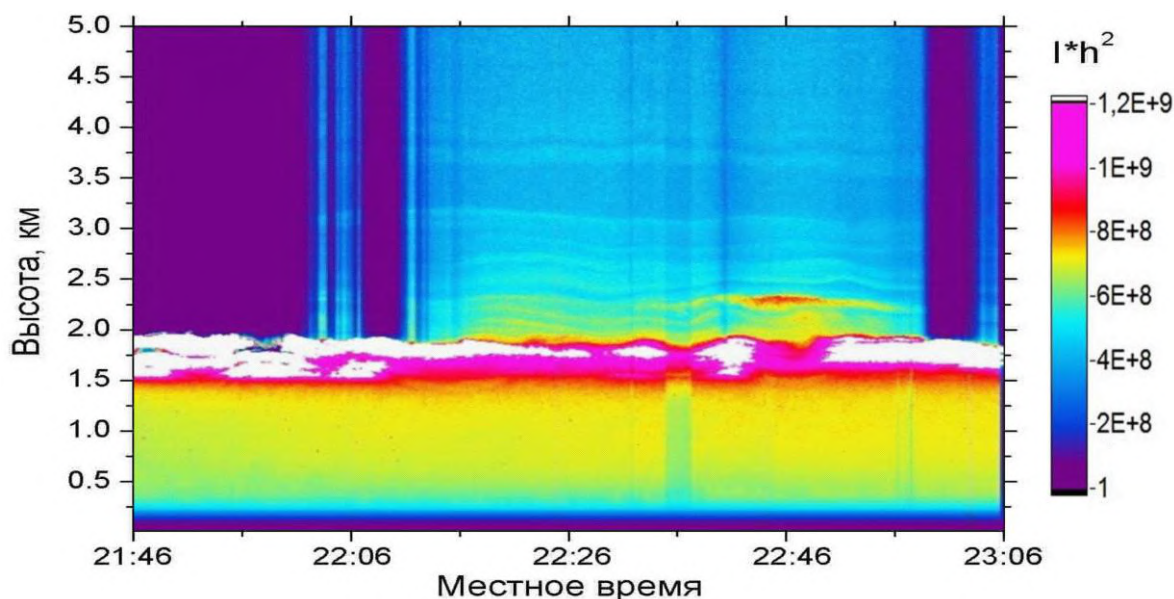


Рисунок 1 – Высотно-временная структура атмосферного поля в PBL и нижней MT, 07.08.2023

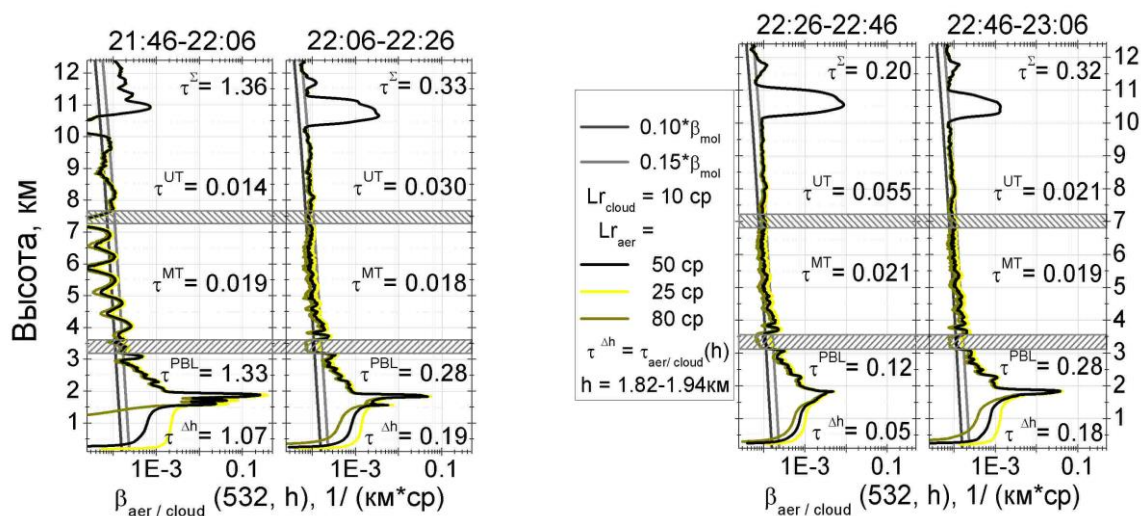


Рисунок 2 – Вариация $\beta_{\text{aer}/\text{cloud}}(532, h)$, среднего за 20 мин зондирования 07.08.

В течение 80 мин зондирования оптическая толща $\tau^{\Sigma} = \tau^{\text{PBL}+\text{MT}+\text{UT}}$ изменяется от 0.20 до 1.36, что связано с флуктуацией локального слоя в PBL. С ростом темноты максимум отношения обратного рассеяния $\beta_{\text{mol}+\text{aer}/\text{cloud}}(532, \Delta h) / \beta_{\text{mol}}(532, \Delta h)$ характеризуется значениями 297 (sic!)/ 44/ 5/ 34. Выше PBL $\tau^{\text{MT}} = \tau_{\text{aer}}(532, h = [3.5, 7 \text{ км}]) \approx 0.02$ для всех 20 мин наблюдений, максимальное значение $\tau^{\text{UT}} = \tau_{\text{cloud}}(532, h = [7.5, 12 \text{ км}])$ составляет 0.055, $t = 22:26-22:46$.

Ночной сеанс 07.08 допускает совместную интерпретацию КР каналов в PBL, и рис. 3 показывает искомые параметры в нижней и средней тропосфере после этапа численного дифференцирования [14–16]. Разработанная методика [16] качественно и количественно срабатывает при оценке параметров для $t \geq 22:06$. В верхней зоне, $h > h_2$, возрастание осцилляций $\sigma_{\text{aer+cloud}}$ и $Lr_{\text{aer+cloud}}$ связано с увеличением $\tau_{\text{aer+cloud}}$ ($\lambda_{\text{Ri}}, \Delta h = [1.82, 1.94 \text{ км}]$). Изменение интервала дифференцирования частично устраняет искажение: светло-синие кривые $\sigma_{\text{aer+cloud}}$ (607, h) соответствуют $h = [\sim 0.75, 6 \text{ км}]$; оранжевые кривые – $h = [2, \sim 7 \text{ км}]$; качественная разница профилей проявляется от 2 до 2.5 км. Но результат при $t = 21:46 - 22:06$ (не представлен) характеризуется физически не обоснованным искажением всех параметров. В нижней зоне, $h < h_1$, некорректность существует даже при построении области допустимых значений по УР сигналу – обратите внимание на изменчивость желтых кривых в левой части рис. 2, $h < 1.5 \text{ км}$, что, безусловно, противоречит рис. 1. Финальные соотношения и результат коррекции профилей будут подробно представлены в докладе.

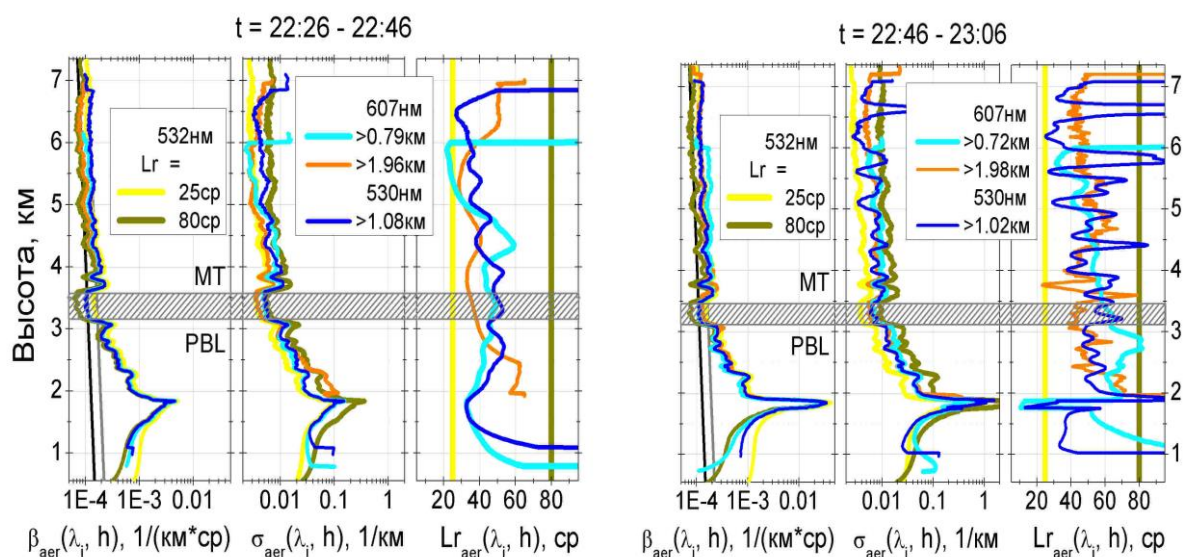


Рисунок 3 – Сопоставление аэрозольных параметров, средних за 20 мин зондирования 07.08 и оцениваемых на различных длинах волн в PBL и MT

Исследование выполнено в рамках государственного задания ИОА СО РАН.

1. Зуев В.Е., Антонович В.В., Белан Б.Д., Жбанов Э.Ф., Микушев М.К., Панченко М.В., et al. Феномен круговой циркуляции воздуха в котловине озера Байкал // Докл. РАН. 1992. Т. 325. № 6. С. 1146–1150.
2. Панченко М.В., Белан Б.Д., Шаманаев В.С. Роль самолета-лаборатории ИОА СО РАН в изучении окружающей среды оз. Байкал // Оптика атмосф. и океана. 1997. Т. 10. № 4–5. С. 463–472.
3. Панченко М.В., Кабанов М.В., Пхалагов Ю.А., Белан Б.Д., Козлов В.С., Сакерин С.М., et al. Комплексные исследования тропосферного аэрозоля в ИОА СО РАН (этапы развития) // Оптика атмосф. и океана. 2019. Т. 32. № 9. С. 703–716.

4. *Балин Ю.С., Еришов А.Д.* Лидарные исследования вертикальной структуры аэрозольных полей в атмосфере оз. Байкал // *Оптика атмосф. и океана.* 2000. Т. 13. № 6–7. С. 633–638.
5. *Балин Ю.С., Еришов А.Д., Пеннер И.Э.* Лидарные корабельные исследования атмосферных полей в атмосфере оз. Байкал. Часть 1. Продольные разрезы // *Оптика атмосф. и океана.* 2003. Т. 16. № 5–6. С. 438–446.
6. *Балин Ю.С., Еришов А.Д., Пеннер И.Э., Макухин В.Л., Маринайте И.И., Потемкин В.Л., et al.* Экспериментальные и модельные исследования пространственного распределения атмосферного аэрозоля над акваторией оз. Байкал // *Оптика атмосф. и океана.* 2007. Т. 20. № 2. С. 114–121.
7. *Ходжер Т.В., Жамсуева Г.С., Заяханов А.С., Дементьева А.Л., Цыдыпов В.В., Балин Ю.С., et al.* Результаты корабельных исследований аэрозольно-газовых примесей над акваторией оз. Байкал // *Оптика атмосф. и океана.* 2019. Т. 32. № 4. С. 289–296.
8. *Nasonov S., Balin Y., Klemasheva M., Kokhanenko G., Novoselov M., Penner I., et al.* Mobile aerosol Raman polarizing lidar “LOSA-A2” for atmospheric sounding // *Atmosphere.* 2020. V. 11. № 10. P. 1032–1044.
9. *Жамсуева Г.С., Ходжер Т.В., Балин Ю.С., Заяханов А.С., Цыдыпов В.В., Пеннер И.Э., et al.* Экспедиционные исследования аэрозольных и газовых примесей в приводном слое атмосферы оз. Байкал (корабельная экспедиция, сентябрь 2021) // *Оптика атмосф. и океана.* 2022. Т. 35. № 9. С. 687–694.
10. *Veselovskii I., Whiteman D.N., Korenskiy M., Suvorina A., Pérez-Ramírez D.* Use of rotational Raman measurements in multiwavelength aerosol lidar for evaluation of particle backscattering and extinction // *Atmos. Meas. Tech.* 2015. V. 8. P. 4111–4122.
11. *Балин Ю.С., Клемашева М.Г., Коханенко Г.П., Насонов С.В., Новоселов М.М., Пеннер И.Э., et al.* Модернизация лидара «ЛЮЗА-А2» для одновременного измерения колебательно-вращательного и чисто вращательного спектров комбинационного рассеяния // *Оптика атмосф. и океана.* 2023. Т. 36. № 8. С. 687–694.
12. *Fernald F.G.* Analysis of atmospheric lidar observations: some comments // *Appl. Opt.* 1984. V. 23. P. 1609–1613.
13. *Böckmann C., Wandinger U., Ansmann A., Bösenberg J., Amiridis V., Boselli A., et al.* Aerosol lidar intercomparison in the framework of the EARLINET project. 2. Aerosol backscatter algorithms // *Appl. Opt.* 2004. V. 43. № 4. P. 977–989.
14. *Pappalardo G., Amodeo A., Pandolfi M., Wandinger U., Ansmann A., Bösenberg J., et al.* Aerosol lidar intercomparison in the framework of the EARLINET project. 3. Raman lidar algorithm for aerosol extinction, backscatter, and lidar ratio // *Appl. Opt.* 2004. V. 43. № 28. P. 5370–5385.
15. *Shcherbakov V.* Regularized algorithm for Raman lidar data processing // *Appl. Opt.* 2007. V. 46. № 22. P. 4879–4889.
16. *Samoilova S.V., Balin Yu.S.* Reconstruction of the aerosol optical parameters from the data of sensing with a multifrequency Raman lidar // *Appl. Opt.* 2008. V. 47. № 36. P. 6816–6831.

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ВОССТАНОВЛЕНИЯ АЛЬБЕДО ОДНОКРАТНОГО РАССЕЙЯНИЯ ПО ЛИДАРНЫМ ИЗМЕРЕНИЯМ

Самойлова С.В., Балин Ю.С.

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

e-mail: ssv@seversk.tomsknet.ru, balin@iao.ru

Исследуется методика раздельного по фракциям определения микрофизических характеристик, комплексного показателя преломления $m = m_{real} + i*m_{image}$ и бимодальной функции распределения сферических частиц по размерам $U(r)$, по данным лазерного зондирования на длинах волн 355-1064 нм. Основное внимание уделяется оценке альбеда однократного рассеяния $\omega(\lambda_i)$ для слабо поглощающих частиц при справедливости $m^{fine} \neq m^{coarse}$. Тестирование алгоритмов проводится для фиксированного значения $m^{fine} = 1.50 + i*0.01$ и варьирующегося m^{coarse} . Результат основывается на 462 эмпирических моделях $U^{true}(r)$ с произвольным вкладом фракций в суммарную объемную концентрацию частиц, сайт aeronet.gsfc.nasa.gov.

Потенциал многоволновой лидарной системы с высоким вертикальным и временным разрешением коэффициентов ослабления $\sigma(\lambda_i)$ и обратного рассеяния $\beta(\lambda_i)$ привел к созданию региональных сетей [1–3], а также самолетной системы [4]. Набор оптических параметров – коэффициенты $\beta(\lambda_i = 355, 532, 1064 \text{ нм})$ и $\sigma(\lambda_i = 355, 532 \text{ нм})$, линейное деполяризационное отношение $d^{POL}(\lambda_i = 355 \text{ и/или } 532 \text{ и/или } 1064 \text{ нм})$ – основывается на результатах исследований, а также применяется в регулярных и специальных наблюдениях за состоянием атмосферы [5, 6]. С марта 2006 года в Томске (56°N, 85°E) проводятся измерения на системе ($3\beta + 2\sigma + 1d^{POL}(532 \text{ нм})$) в рамках проекта CIS-LiNet [3].

Аэрозоль оказывает прямое воздействие на климат Земли за счет поглощения и отражения входящего коротковолнового излучения [7]. Аэрозольные частицы также косвенно изменяют климат из-за их влияния на свойства облаков [8, 9]. Как прямые, так и косвенные климатические воздействия все еще не до конца изучены и могут быть самым большим источником ошибок при попытке сделать будущие прогнозы изменения климата [10]. Для количественной оценки прямого эффекта важна пространственно-временная информация об оптических свойствах аэрозоля, оптической толще и альбеде однократного рассеяния $\omega(\lambda_i)$ [11, 12]. При количественной оценке косвенного эффекта учитываются аэрозольные микрофизические характеристики, показатель преломления $m = m_{real} + i*m_{image}$ и распределение частиц по размерам $U(r) = dV(r)/d \ln r = U^{fine}(r) + U^{coarse}(r)$ [13, 14].

Оптические коэффициенты связаны с микрофизическими характеристиками системой линейных интегральных уравнений:

$$\int_{r_{\min}}^{r_{\max}} K_j(m, r, h) U(r, h) dr + \varepsilon_j^{meas}(h) = g_j^{meas}(h), \quad (1)$$

где $g_j^{meas}(h)$ задают набор измеряемых коэффициентов, $\varepsilon_j^{meas}(z)$ – погрешности измерений, $K_j(m, r, h)$ – ядра уравнений. Совместное определение единого в различных модах m^{mean} и $U(r, m^{mean})$ сводится к прямой минимизации функционала невязки на всей плоскости физически обоснованных значений (m_{real}, m_{image}) [5, 6, 15–17]:

$$\Phi_1(m) = \left\| g_j^{meas} - g_j^{calc}(m) \right\| \approx \frac{1}{5} \sum_{j=1}^5 \frac{|g_j^{meas} - g_j^{calc}(m)|}{g_j^{meas}} * 100\% . \quad (2)$$

Когда $m^{fine} \neq m^{coarse}$, методика дает предварительную информацию, о параметрах $m^{mean} + U(r, m^{mean})$ и модальном различии m_{real} . Последующее восстановление m^{est} и $U(r, m^{est})$ основывается на преобразовании факторов эффективности рассеяния в (1). Половина ядер не меняется, поскольку предполагается справедливость $m^{fine} \approx m^{mean}$. Оставшаяся половина варьируется согласно ядрам, соответствующим набору $m^{est} = m_{real}^{est} + i * m_{image}^{est}$ в каждой точке на плоскости (m_{real}, m_{image}) , что обеспечивает методическое деление ядер (1) по фракциям. Финальная реконструкция $m + U(r)$ преобразуется в минимизацию функционала [17]

$$\Phi_2(m) = \left\| (V^{meas} - V^{fine}(m^{mean}, U^{est})) - V^{coarse}(m^{est}, U^{est}) \right\| \quad (3)$$

на плоскости (m_{real}, m_{image}) и учитывает вариацию объемной концентрации мелких/ крупных частиц $V^{fine/coarse} = \int U^{fine/coarse}(r) dr / r$.

Несоответствие восстанавливаемых величин – их среднее (дисперсия) для 462 моделей $U^{true}(r)$ – показано в таблице 1. Основное количество $U^{true}(r)$, 350 из 462, соответствует среднему значению $0.30 \leq V^{fine} / V^{\Sigma} \leq 0.73$; 50 моделей – превалированию крупных частиц, $V^{fine} / V^{\Sigma} < 0.30$; 62 модели – преобладанию мелких, $V^{fine} / V^{\Sigma} > 0.75$. Точность оценивания альbedo однократного рассеяния зависит от корректности m и $U(r)$, величины $\omega^{true}(\lambda_i)$, $\omega^{mean}(\lambda_i)$, $\omega^{est}(\lambda_i)$ определяются согласно (1) (прямая задача) по искомым и восстановленным значениям микрофизических характеристик. Максимальные ошибки $\omega(\lambda_i)$ наблюдаются при одновременном выполнении условий:

1) $\Phi_1(m)$ ($m_{real}^{fine} < m_{real}^{coarse}$) и $V^{fine} / V^{\Sigma} > 0.60$ (крупные частицы), $\Delta\omega(532) = -4.8\%$ (2.0);

2) $\Phi_2(m)$ (произвольные m_{real}) и $V^{fine} / V^{\Sigma} < 0.30$ (мелкие частицы), $\Delta\omega(532) \approx 2.8\%$ (0.8).

Влияние крупных частиц на оптические параметры максимально для низких значений показателя поглощения, $m_{image}^{coarse} = 0.0001$, что и приводит к обозначенным ошибкам альbedo. Например, при $V^{fine} / V^{\Sigma} < 0.30$ профиль $U(r, m^{est})$ превращается в почти мономодальную функцию распределения крупных частиц со значительными осцилляциями в области мелких, r

< 0.6 μm. Возрастание показателя поглощения убирает данную проблему и уменьшает погрешности 1го пункта. Соответствующие результаты и их обоснование будут даны в докладе.

Таблица 1. Погрешности аэрозольных параметров при восстановлении раздельного для фракций показателя преломления $m_{real}^{fine} > m_{real}^{coarse}$, параметры мелких частиц определяют значения оптических коэффициентов

	m^{true}	m^{mean}	m^{est}
m_{real}^{fine}	1.50	1.524 (0.019)	1.524 (0.019)
m_{image}^{fine}	0.01	0.0067 (0.0020)	0.0067 (0.0020)
m_{real}^{coarse}	1.40	1.524 (0.019)	1.376 (0.021)
m_{image}^{coarse}	0.0001	0.0067 (0.0020)	0.0013 (0.0020)
	V^{true}	$\Delta V(m^{mean}), \%$	$\Delta V(m^{est}), \%$
$V^{fine}, \text{MM}^3 \text{M}^{-3}$	0.031 (0.023)	7.87 (3.87)	-0.24 (2.16)
$V^{coarse}, \text{MM}^3 \text{M}^{-3}$	0.023 (0.020)	-18.93 (12.08)	6.73 (4.77)
	$g^{calc}(m^{true} + U^{true}(r))$	$g^{calc}(m^{mean} + U(r, m^{mean}))$	$g^{calc}(m^{est} + U(r, m^{est}))$
ω (355 нм)	0.951 (0.003)	0.951 (0.010)	0.963 (0.012)
$\Delta\omega$ (355), %		-0.0 (1.0)	1.2 (1.0)
ω (532 нм)	0.950 (0.004)	0.946 (0.010)	0.962 (0.011)
$\Delta\omega$ (532), %		-0.5 (1.2)	1.2 (1.1)
ω (1064 нм)	0.940 (0.0144)	0.924 (0.015)	0.953 (0.017)
$\Delta\omega$ (1064), %		-1.8 (1.4)	1.3 (1.15)

$m_{real}^{fine} < m_{real}^{coarse}$, вклад крупных частиц в оптические коэффициенты возрастает

	m^{true}	m^{mean}	m^{est}
m_{real}^{fine}	1.50	1.56 (0.045)	1.56 (0.045)
m_{image}^{fine}	0.01	0.0101 (0.0056)	0.0101 (0.0056)
m_{real}^{coarse}	1.60	1.56 (0.045)	1.59 (0.017)
m_{image}^{coarse}	0.0001	0.0101 (0.0056)	0.0026 (0.0017)
	V^{true}	$\Delta V(m^{mean}), \%$	$\Delta V(m^{est}), \%$
$V^{fine}, \text{MM}^3 \text{M}^{-3}$	0.031 (0.023)	-18.6 (3.7)	-19.5 (3.1)
$V^{coarse}, \text{MM}^3 \text{M}^{-3}$	0.023 (0.020)	29.7 (23.6)	0.11 (3.6)
	$g^{calc}(m^{true} + U^{true}(r))$	$g^{calc}(m^{mean} + U(r, m^{mean}))$	$g^{calc}(m^{est} + U(r, m^{est}))$
ω (355 нм)	0.951 (0.003)	0.932 (0.028)	0.951 (0.003)
$\Delta\omega$ (355), %		-2.0 (2.7)	0.9 (0.8)
ω (532 нм)	0.950 (0.004)	0.923 (0.026)	0.951 (0.003)
$\Delta\omega$ (532), %		-2.8 (2.7)	0.5 (1.0)
ω (1064 нм)	0.940 (0.0146)	0.897 (0.036)	0.951 (0.003)
$\Delta\omega$ (1064), %		-4.6 (2.9)	-0.6 (1.6)

Исследование выполнено в рамках государственного задания ИОА СО РАН.

1. Bösenberg J., Ansmann A., Baldasano J.M., Balis D., Böckmann C., Calpini B., et al. EARLINET: a European aerosol research lidar network // Advances in Laser Remote Sensing, A. Dabas, C. Loth, and J. Pelon, eds. (Editions de L'Ecole Polytechnique, 2000). P. 155–158.

2. Murayama T., Sugimoto N., Uno I., Kinoshita K., Aoki K., Hagiwara N., et al. Ground-based network observation of Asian dust events of April 1998 in east Asia // J. Geophys. Res. 2001. V. 106. P. 18345–18359.

3. *Chaikovsky A.P., Ivanov A.P., Balin Yu.S., Elnikov A.V., Tulinov G.F., Plusnin I.I., et al.* CIS-LiNet – Lidar Network for Monitoring Aerosol and Ozone in CIS Regions // Reviewed and Revised Papers Presented at the 23d ILRC, C. Nagasava and N. Sugimoto, eds. (Nara, Japan, 2006). P. 671–672.
4. *Rogers R.R., Hair J.W., Hostetler C.A., Ferrare R.A., Obland M.D., Cook A.L., et al.* NASA LaRC airborne high spectral resolution lidar aerosol measurements during MILAGRO: observations and validation // *Atmos. Chem. Phys.* 2009. V. 9. P. 4811–4826.
5. *Pérez-Ramírez D., Whiteman D.N., Veselovskii I., Colarco P., Korenski M., da Silva A.* Retrievals of aerosol single-scattering albedo by multiwavelength lidar measurements: Evaluations with NASA Langley HSRL-2 during discover-AQ field campaigns // *Remote Sens. Environ.* 2019. V. 222. P. 144–164.
6. *Di Gioramo P., De Rosa B., Summa D., Franco N., Veselovskii I.* Measurements of aerosol size and microphysical properties: a comparison between Raman lidar and airborne sensors // *J. Geophys. Res.-Atmos.* 2022. V. 127. P. 1-18.
7. *Hansen J.E. and Travis L.D.* Light scattering in planetary atmospheres // *Space Sci. Rev.* 1974. V. 16. P. 527–610.
8. *Hansen J.E., Sato M., Lacis A., Ruedy R., Tegen I., Matthews E.* Climate forcings in the Industrial era // *P. Nat. Acad. Sci. USA.* 1998. V. 95. P. 12753–12758.
9. *Seinfeld J., Pandis S.* *Chemistry and Physics: from Air Pollution to Climate Change.* New York: John Wiley & Sons Inc, 2016.
10. *Andreae M.O., Jones C.D., Cox P. M.* Strong present-day aerosol cooling implies a hot future // *Nature.* 2005. V. 435. P. 1187–1190.
11. *Panchenko M.V., Zhuravleva T.B.* Vertical profile of optical and microphysical characteristics of tropospheric aerosol from aircraft measurements // *Light Scattering Rev.* 2015. P. 199–234.
12. *Lacagnina C., Hasekamp O.P., Bian H., Curci G., Myhre G., van Noije T., et al.* Aerosol single-scattering albedo over the global oceans: Comparing PARASOL retrievals with AERONET, OMI, and Aero-Com models estimate // *J. Geophys. Res.-Atmos.* 2015. V. 120. P. 9814–9836.
13. *Mishchenko M.I., Travis L.D.* Satellite retrieval of aerosol properties over the ocean using polarization as well as intensity of reflected sunlight // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. P. 16989–17013.
14. *Quaas J., Arola A., Cairns B., Christensen M., Deneke H., Ekman A.M.L., et al.* Constraining the Twomey effect from satellite observations: issues and perspectives // *Atmos. Chem. Phys.* 2020. V. 20. P. 15079–15099.
15. *Samoilova S.V., Penner I.E., Kokhanenko G.P., Balin Yu.S.* Simultaneous reconstruction of two microphysical aerosol characteristics from the lidar data // *J. Quant. Spectrosc. Ra.* 2019. V. 222–223. P. 35–44.
16. *Pérez-Ramírez D., Whiteman D.N., Veselovskii I., Korenskiy M., Colarco P., da Silva A.* Optimized profile retrievals of aerosol microphysical properties from simulated spaceborne multiwavelength lidar // *J. Quant. Spectrosc. Ra.* 2020. V. 246. P. 106932.
17. *Samoilova S.V., Penner I.E., Balin Yu.S.* Separate retrieval of microphysical characteristics in aerosol fractions from laser sensing data // *J. Quant. Spectrosc. Ra.* 2022. V. 285. P. 108168.

АПРОБАЦИЯ МЕТОДИКИ И АППАРАТУРЫ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ПАРАМЕТРОВ КОНДЕНСАЦИОННОЙ АКТИВНОСТИ И ЛЕТУЧЕСТИ ВЕЩЕСТВА В АЭРОЗОЛЕ

Полькин В.В., Шмаргунов В.П., Панченко М.В.

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

e-mail: victor@iao.ru, vpsh@iao.ru, pmv@iao.ru

В большой аэрозольной камере (БАК) ИОА СО РАН на наиболее контрастных по свойствам средах (распыление раствора морской соли и дым горения,) была проведена апробация новой аппаратуры по измерению параметров конденсационной активности и летучести вещества в аэрозоле. Методика представляла собой искусственное ступенчатое нагревание анализируемой среды от 25 до 250°C (25, 100, 150, 200, 250°C) и регистрации счетной концентрации частиц на каждой температурной ступени при искусственно созданной относительной влажности 40 и 80%. Счетная концентрация регистрировалась с помощью малогабаритных счетчиков частиц ОРС-N3 в 14-ти диапазонах размеров от 0.3 до 10 мкм.

Совершенствование эмпирических моделей атмосферного аэрозоля зависит от знания изменчивости его микрофизических и оптических характеристик под воздействием относительной влажности воздуха RH , то есть конденсационной активности частиц, а также о параметрах летучести вещества, которые зависят от химического состава частиц [1-7]. Лабораторные методы химического анализа состава частиц аэрозоля и его гигроскопических свойств требуют значительного времени для получения результатов. В то же время атмосферный аэрозоль подвержен постоянной трансформации под воздействием быстропротекающих процессов в атмосфере [6]. Необходимы методики позволяющие относительно оперативно оценивать гигроскопические и летучие свойства аэрозольного материала. К настоящему времени достигнут значительный прогресс в оперативности получения данных с применением методов искусственного увлажнения и термического воздействия на аэрозольные частицы [8-14]. В настоящей публикации приводятся результаты апробации новой методики и аппаратуры по исследованию параметров конденсационной активности и летучести вещества аэрозольных частиц полученных искусственным способом в большой аэрозольной камере (БАК) Института оптики атмосферы СО РАН.

Аппаратура и методический подход. Исследования конденсационной активности и летучести вещества аэрозольных частиц проводились с помощью автоматизированного комплекса аппаратуры при искусственно создаваемыми и контролируемыми относительной влажности воздуха RH и температуры T .

Подробное описание аппаратуры по отдельным блокам, в которых использовались искусственное контролируемое создание влажности и температуры, ранее представлялось в [15,

16]. Настоящий комплекс состоял из: а) воздухозаборника, через который осуществляется непрерывный отбор атмосферного воздуха в течение измерительного цикла; б) камеры увлажнения с датчиком уровня воды и нагревателем; в) смесителя; г) камеры регулируемого нагрева (термоденудер); д) системы коммутации, управления и регистрации данных. В качестве датчиков регистрирующих концентрацию частиц при входе в комплекс, после увлажнения и после нагревания, использовались три малогабаритных фотоэлектрических счетчика частиц фирмы Alphasense OPC-N3 (Optical Particle Counter). Значения средних диаметров частиц в узких диапазонах пересчитанные из заводских значений на значения для сухого атмосферного аэрозоля с коэффициентом преломления частиц 1,5 составляли: 0.41, 0.56, 0.83, 1.15, 1.5, 2. 2.65, 3.5, 4.6, 5.85, 7.25, 9, 11мкм. Коммутационная аппаратура позволяла направлять исследуемый входной воздушный поток сначала без нагревания в камеру увлажнения, где проводилась оценка роста частиц при искусственном увлажнении воздуха со стабилизацией RH при 40 и 80%. Следующим шагом входной поток частиц сначала нагревался и стабилизировалась температура на полках 50, 100, 150, 250°C, потом на каждой из этих полок также проводилась процедура увлажнения и измерения концентраций при 40 и 80%.

Расчет параметров конденсационной активности частиц разных узких фракций η подробно описан нами ранее в [17]. Оценка относительного вклада веществ разной летучести в составе сухой фракции аэрозоля разных размеров с помощью процедуры нагревания подробно описан нами в [15], где параметры F и Q оценивают объемные доли компонентов, испаряющихся в соответствующем диапазоне температур (F до 100°C, Q от 100 до 200 или 250°C), а параметр S характеризует несгораемый остаток.

Апробация аппаратуры по исследованию конденсационной активности и летучести вещества аэрозольных частиц проводилась на искусственно созданных средах в большой аэрозольной камере (БАК) вместимостью 1800 м³. Были выбраны среды контрастно отличающиеся по своим свойствам: аэрозоль полученный распылением раствора морской соли и дым горения. Дым горение – высокотемпературное сжигание при температуре 900°C с пламенем при свободном доступе кислорода. Материалом для сжигания была древесина сосны. Сжигание проводилось в муфельной электропечи с контролируемой температурой. Практически все дымы горения относятся к сильно поглощающим, слабо гигроскопичным относительно дымов пиролиза и атмосферного аэрозоля [18]. Распыление раствора морской соли концентрацией близкой к природной (18 г/л) проводилось с помощью промышленного увлажнителя воздуха PFR-TUMAN (модель ГТ-35-3-100). Аэрозоль, образованный из морской соли, обладает сильными гигроскопическими свойствами. Время полного цикла с

фиксированными значениями температуры и влажностями составляло около 1,5-2 часа. Циклы повторялись раз в 3 часа.

Анализ результатов. На рисунке 1 представлены характеристики аэрозоля полученного распылением раствора морской соли в БАКе. Усреднение расчетных характеристик проведены в первые 12 часов, в следующие 21 час и на 34 -й час измерений. Параметр конденсационной активности η (рис.1а) в субмикронной области размеров частиц превышает значения для типичных атмосферных (нижняя часть рис.1а) от 2,5 до 3 раз и практически не значим для частиц более 1 мкм. Наиболее консервативными по η на 34-й час измерений оказались частицы $R \sim 0,4-0,5$ мкм. Объемные распределения частиц по размерам dV/dR (рис.1б) демонстрируют значительный рост объемов частиц в субмикронном диапазоне при увлажнении от 40 до 80%. На 34-м часе измерений наблюдалось падение объемов частиц по всему диапазону размеров с уменьшением максимума распределения от 0,96 мкм в первые 12 часов до 0,32 мкм вероятнее всего за счет седиментации и высыхания частиц.

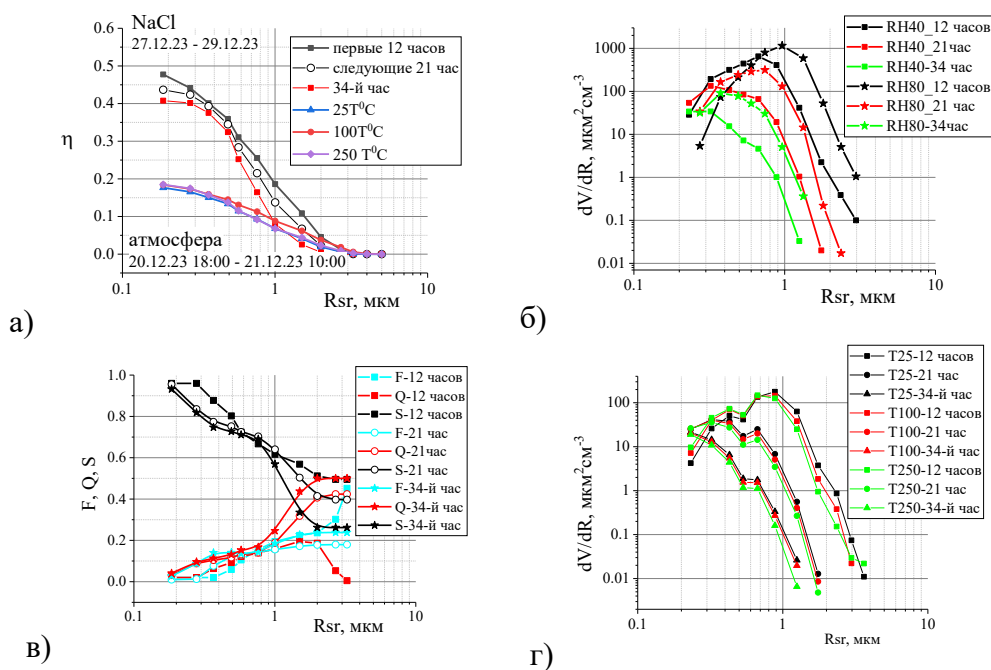


Рисунок 1 – Временная изменчивость характеристик аэрозоля, полученного распылением раствора морской соли: а) параметра конденсационной подвижности η ; б) функции распределения частиц по размерам dV/dR при относительной влажности RH равной 40 и 80%; в) параметры F, Q, S ; г) функции распределения частиц по размерам dV/dR при нагреве 25, 100 и 250 °C

Поведение F, Q, S за 34 часов относительно стабильное (рис.1в). Наибольшие изменения параметров наблюдаются в диапазоне размеров более 1 мкм: рост F и Q до 0,5, падение S до

0,25 у $R \sim 3,5 \mu\text{м}$. У частиц $R \sim 0,2-0,4 \mu\text{м}$ S повышенное в первые 12 часов. Слабую изменчивость $\Delta V/\Delta R$ от температуры демонстрирует рис. 1г на всех временных участках.

На рисунке 2 представлены такие же характеристики, что и на рисунке 1, только для дыма горения. Усреднение характеристик проводилось для 3-х временных интервалов: 1-первые 72 часа; 2-последующие 42 часа; 3- последние 30 часов. Значения параметра конденсационной активности η (рис.2а) у дыма горения, ещё ниже, чем у аэрозоля из морской соли и атмосферного аэрозоля по всему спектру размеров. Это отразилось на слабой изменчивости $\Delta V/\Delta R$ от относительной влажности RH на всех временных участках(рис.2б). Высокие значения параметра S (несгораемый остаток) на начальной стадии дыма отмечены на рис.2в. Со временем в субмикронной части ($R \sim 0,2-0,5 \mu\text{м}$) доля несгораемого остатка падает с 0,6-0,75 до 0,4-0,65. Слабая изменчивость $\Delta V/\Delta R$ от температуры показана рис. 2г на всех временных участках. После 72-часового отстаивания дыма наблюдается практически полная седиментация крупных частиц более 1 $\mu\text{м}$.

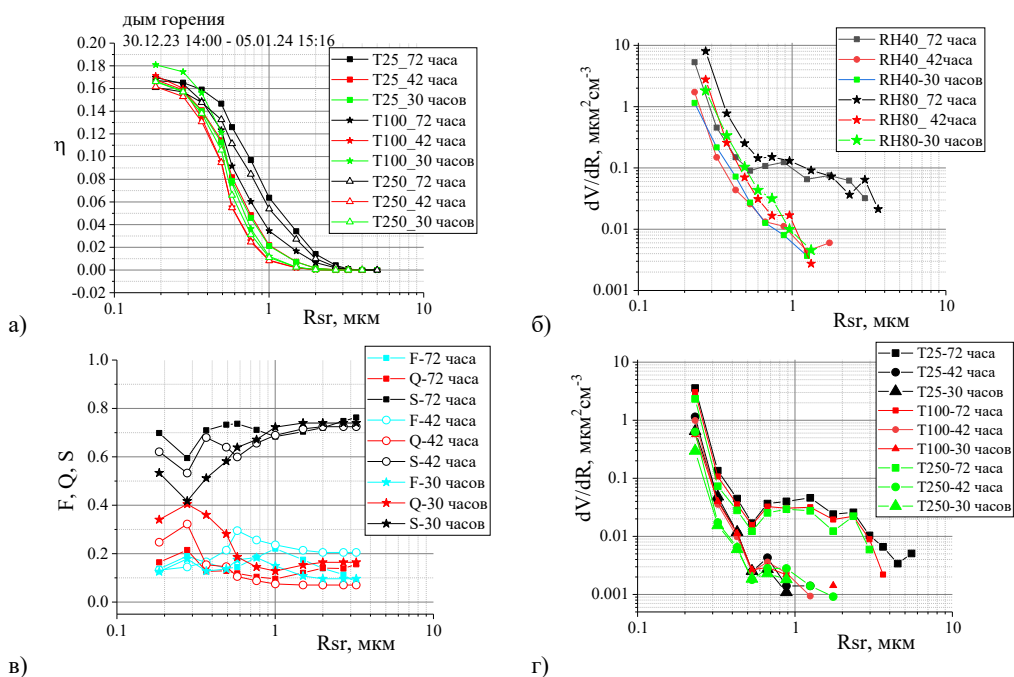


Рисунок 2 – Временная изменчивость характеристик дыма горения: а) параметра

конденсационной подвижности η ; б) функции распределения частиц по размерам dV/dR при относительной влажности RH равной 40 и 80%; в) параметры F, Q, S ; г) функции распределения частиц по размерам dV/dR при нагреве 25, 100 и 250 °C

Заключение. Апробация аппаратуры и методических аспектов в большой аэрозольной камере (БАК) ИОА СО РАН в аэрозолях, полученных распылением раствора морской соли и в дыме горения, показала приемлемую чувствительность и оперативность получения данных о параметрах конденсационной активности и летучести вещества в аэрозоле на наиболее

контрастных по свойствам средах. Новую аппаратуру, на наш взгляд, возможно использовать в мониторинговых измерениях по атмосферному аэрозолю получая данные о суточном и сезонном ходе анализируемых характеристик в субмикронном и микронном диапазоне размеров частиц с применением малогабаритных счетчиков частиц ОРС-НЗ.

Работа выполнялась в рамках госзадания ИОА СО РАН.

1. Зуев В.Е., Креков Г.М. Оптические модели атмосферы / Л.: Гидрометеиздат, 1986. 256 с.
2. Penner J., Andreae M., Annegarn H., Barrie L., Feichter J., Hegg D., Jayaraman A., Leaitch R., Murphy D., Nganga J., Pitari G. Aerosols, their direct and indirect effects, in Climate Change 2001: Working group I: The Scientific Basis / Edited by J. Houghton, Y. Ding, D. Griggs, M. Noguer, P. Linden, X. Dai, K. Maskell, C. Johnson. United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press, 2001. Chap. 5. P. 289–348.
3. Панченко М.В., Козлов В.С., Полькин В.В., Терпугова С.А., Тумаков А.Г., Шмаргунов В.П. Восстановление оптических характеристик тропосферного аэрозоля Западной Сибири на основе обобщенной эмпирической модели, учитывающей поглощающие и гигроскопические свойства частиц // Оптика атмосферы и океана. 2012. Т. 25. № 01. С. 46-54.
4. Gorchakov G.I., Emilenko A.S., Isakov A.A., Metreveli D.M., Sviridenkov M.A., Sidorov V.N. The properties of near-ground aerosol. Atmospheric optics and aerosol. Moscow: Nauka, 1986. P. 42-64.
5. Gorchakov G.I., Emilenko A.S., Isakov A.A., Sviridenkov M.A., Sidorov V.N. Temporal behavior of optical and microphysical characteristics of the submicron fraction of near-ground aerosol as assessed from the data of AFAEX-79. Comprehensive Soviet-American experiment on the study of background aerosol. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1986. P. 80-91.
6. Ивлев Л.С. Химический состав и структура атмосферных аэрозолей. Л.: Изд-во ЛГУ. 1982. 368 с.
7. Кондратьев К.Я. Аэрозоль как климатообразующий компонент атмосферы. 1. Физические свойства и химический состав // Оптика атмосферы и океана. 2002. Т. 15. № 2. С. 123-146.
8. An W.J., Pathak R.K., Lee B.H., Pandis S.N. Aerosol Volatility Measurement Using an Improved Thermodenuder: Application to Secondary Organic Aerosol // J. Aerosol Sci. 2007. V. 38. P. 305–314.
9. Faulhaber A.E., Thomas B.M., Jimenez J.L., Jayne J.T., Worsnop D.R., Ziemann P.J. Characterization of a thermodenuder-particle beam mass spectrometer system for the study of organic aerosol volatility and composition // Atmos. Meas. Tech. 2009. V. 2. P. 15–31.
10. Cappa C.D., Wilson K.R. Evolution of organic aerosol mass spectra upon heating: implications for OA phase and partitioning behavior // Atmos. Chem. Phys. 2011. V. 11. P. 1895–1911.
11. Saleh R., Shihadeh A., Khlystov A. On transport phenomena and equilibration time scales in thermodenuders // Atmos. Meas. Tech. 2011. V. 4. P. 571–581.
12. Backman J., Virkkula A., Petaja T., Aurela M., Frey A., Hillamo R. Impacts of volatilisation on light scattering and filter-based absorption measurements: a case study // Atmos. Meas. Tech. 2010. V. 3. P. 1205–1216.
13. Hakkinen S.A.K., Aijala M., Lehtipalo K., Junninen H., Backman J., Virkkula A., Nieminen T., Vestenius M., Hakola H., Ehn M., Worsnop D.R., Kulmala M., Petaja T., Riipinen I. Long-term volatility measurements of submicron atmospheric aerosol in Hyytiälä, Finland // Atmos. Chem. Phys. 2012. V. 12. P. 10771–10786.

14. *Huffman J.A., Docherty K.S., Aiken A.C., Cubison M.J., Ulbrich I.M., DeCarlo P.F., Sueper D., Jayne J.T., Worsnop D.R., Ziemann P.J., Jimenez J.L.* Chemically-resolved aerosol volatility measurements from two megacity field studies // *Atmos. Chem. Phys.* 2009. V. 9. P. 7161–7182.
15. *Pol'kin V.V., Panchenko M.V.* Aspects of a technique for investigation of the volatility parameters of species in the composition of atmospheric aerosol in the size range 0.3–5 μm // *Proc. SPIE.* 2023. V. 12780. Art. 127801Y.
16. *Pol'kin V.V., Panchenko M.V., Terpugova S.A.* Condensation Activity of Different-Size Particles of Atmospheric Aerosol Using Photoelectric Counter Measurements // *Atmospheric and Oceanic Optics.* 2022. V. 35. № 2. P. 133–141.
17. *Pol'kin Vik.V., Shmargunov V.P., Panchenko M.V.* Application of small particle counters for estimation of parameters of condensations activity of atmospheric aerosol // *Proceedings of SPIE.* 2022. V. 12341. CID: 12341 21. [12341-32].
18. *Козлов В.С., Панченко М.В., Тумаков А.Г.* О влиянии режима сжигания углеводородных топлив на оптические свойства дымовых аэрозолей // *Оптика атмосферы и океана.* 1993. Т. 6. № 10. С. 1278-1288.

СТАТИСТИЧЕСКОЕ ОБОБЩЕНИЕ ИОННОГО И ЭЛЕМЕНТНОГО СОСТАВА АЭРОЗОЛЯ В ЕВРАЗИЙСКОМ СЕКТОРЕ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА

Полькин В.В.¹, Голобокова Л.П.², Онищук Н.А.² Сакерин С.М.¹, Шевченко В.П.³,
Шиховцев М.Ю.^{1,2}

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

²Лимнологический институт СО РАН, г. Иркутск, Россия

³Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, Россия

e-mail: victor@iao.ru, lg@lin.irk.ru, onischuk@lin.irk.ru, sms@iao.ru, vshevch@ocean.ru,
max97irk@yandex.ru

На основе данных 14-и экспедиций, обобщаются результаты измерений ионного и элементного состава аэрозоля в приводном слое атмосферы Евразийского сектора Северного Ледовитого океана (от Гренландского моря до Чукотского моря). Приводятся статистические характеристики концентраций ионов, микроэлементов, а также коэффициентов их обогащения для отдельных арктических морей. Полученные характеристики сравниваются с данными многолетних измерений в субарктическом Белом море.

Всё большее внимание в последнее время уделяется исследованиям химического состава атмосферного аэрозоля в высокоширотных районах, наиболее чувствительных к изменениям климата и антропогенным воздействиям. Основную часть Арктики занимает Северный Ледовитый океан (СЛО), ледовый покров которого препятствует поступлению морского аэрозоля в атмосферу. Поэтому, существенное влияние на состав арктической атмосферы оказывают дальние переносы субмикронного аэрозоля из континентальных районов.

Исследования химического состава аэрозоля в арктической атмосфере выполняются на небольшом числе полярных станций и в эпизодических экспедициях в отдельных районах СЛО. В настоящей работе представлено обобщение ионного и элементного состава проб аэрозоля, отобранных в 14 экспедициях (2007-2022) в Евразийском секторе СЛО (рис. 1). Концентрации водорастворимых ионов (Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , NH_4^+ , Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-}) определялись методом ионной хроматографии, а микроэлементов (Li, Be, Al, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, As, Se, Sr, Mo, Cd, Sn, Sb, Ba, W, Pb, Th, U, Ag, Tl) – методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой [1, 2]. Кроме концентраций ионов, анализируются относительные характеристики: долевого фактора FM_{sea} вклада в ионный состав «морских» источников и коэффициенты обогащения KO_i , которые характеризуют отличие соотношений концентраций i -х ионов относительно иона Na^+ в составе аэрозоля и морской воде (подробнее см. [1, 2]).

В таблице 1 приведены статистические характеристики концентраций ионов: Na^+ , Cl^- , Mg^{2+} , K^+ имеют, преимущественно, морское происхождение, остальные – континентальное. Суммарная концентрация ионов над СЛО ($5,2 \text{ мкг/м}^3$) в 2,7 раза меньше, чем над, практически, внутреннем Белым морем [2]. Долготное распределение концентраций большинства ионов характеризуется максимумом над Норвежским и Баренцевым морем и тенденцией спада (в 2,3-3,7 раза) в восточном направлении и к Гренландскому морю (рис. 2). Такая же закономерность отмечалась в распределении микрофизических характеристик аэрозоля [3]. Отличительной особенностью Карского моря является очень высокие средние концентрации и изменчивость ионов K^+ , что проявилось и в максимальных коэффициентах обогащения. По коэффициентам обогащения континентальных ионов SO_4^{2-} и Ca^{2+} тоже лидирует Карское море.

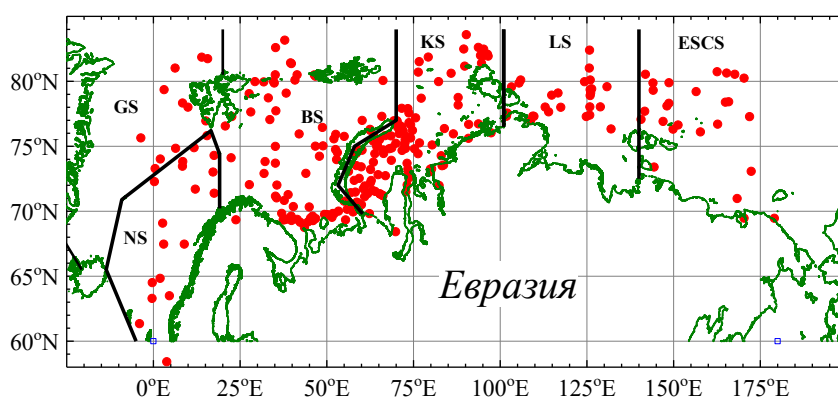


Рисунок 1 – Карта мест отбора проб аэрозоля в разных морях: GS – Гренландское, NS – Норвежское, BS – Баренцево, LS – Лаптевых, ESCS – Восточно-Сибирское вместе с Чукотским

Таблица 1. Средние (\pm СКО) значения концентраций ионов (мкг/м^3) в разных частях СЛО (Σ – суммарная концентрация ионов; FM_c – долевой вклад континентальных источников; KO_i – коэффициенты обогащения ионов в составе аэрозоля; N – количество проб)

	GS	NS	BS	KS	LS	ESCS	СЛО	WS [2]
Na^+	0.63 ± 0.24	1.68 ± 1.30	1.29 ± 1.31	1.06 ± 1.25	0.90 ± 0.94	0.57 ± 0.83	1.06 ± 1.19	3.07 ± 3.26
Cl^-	2.65 ± 0.96	4.06 ± 2.77	3.39 ± 2.73	2.77 ± 2.85	1.77 ± 1.78	1.09 ± 1.33	2.68 ± 2.62	6.17 ± 6.62
K^+	0.12 ± 0.10	0.12 ± 0.06	0.14 ± 0.11	0.27 ± 1.14	0.10 ± 0.13	0.07 ± 0.08	0.18 ± 0.72	0.19 ± 0.18
Mg^{2+}	0.08 ± 0.08	0.20 ± 0.21	0.16 ± 0.17	0.11 ± 0.16	0.09 ± 0.09	0.06 ± 0.08	0.12 ± 0.16	0.26 ± 0.46
SO_4^{2-}	0.38 ± 0.21	0.80 ± 0.57	0.66 ± 0.51	0.56 ± 0.69	0.31 ± 0.28	0.23 ± 0.27	0.53 ± 0.57	2.87 ± 2.5
Ca^{2+}	0.08 ± 0.04	0.41 ± 0.49	0.28 ± 0.31	0.21 ± 0.32	0.17 ± 0.25	0.14 ± 0.26	0.22 ± 0.32	0.53 ± 0.78
NO_3^-	0.14 ± 0.08	0.46 ± 0.50	0.26 ± 0.34	0.04 ± 0.06	0.04 ± 0.05	0.02 ± 0.03	0.12 ± 0.26	0.46 ± 0.39
NH_4^+	0.76 ± 0.16	0.30 ± 0.23	0.30 ± 0.30	0.31 ± 0.52	0.15 ± 0.16	0.13 ± 0.18	0.28 ± 0.39	0.69 ± 0.77
Σ	4.84 ± 1.48	8.03 ± 5.55	6.48 ± 4.72	5.34 ± 5.28	3.52 ± 3.41	2.32 ± 2.75	5.20 ± 4.83	14.2 ± 12.9
FM_{sea}	0.51 ± 0.11	0.68 ± 0.18	0.61 ± 0.21	0.62 ± 0.24	0.73 ± 0.22	0.72 ± 0.19	0.64 ± 0.22	0.64 ± 0.21
N	10	19	69	110	32	35	275	64
$KO_i \text{ no } \text{Na}^+ (\text{Na}^+ \text{ по } \text{Cl}^-)$								
Na^+	0.44 ± 0.13	0.71 ± 0.24	4.24 ± 29.9	0.68 ± 0.30	0.87 ± 0.28	0.88 ± 0.31	1.62 ± 15.0	0.83 ± 0.37
Cl^-	2.45 ± 0.63	1.58 ± 0.60	1.82 ± 0.83	2.36 ± 4.80	1.31 ± 0.61	1.41 ± 0.93	1.92 ± 3.11	1.63 ± 1.72
Mg^{2+}	1.00 ± 0.86	0.90 ± 0.60	1.25 ± 1.11	1.10 ± 2.45	0.91 ± 0.54	0.81 ± 0.32	1.06 ± 1.68	0.80 ± 1.23
K^+	6.00 ± 5.20	3.62 ± 4.00	4.80 ± 4.81	28.2 ± 163	5.14 ± 6.16	6.76 ± 6.96	14.4 ± 103	3.85 ± 6.47
SO_4^{2-}	2.36 ± 0.73	2.85 ± 2.50	3.52 ± 3.68	3.94 ± 4.90	2.06 ± 1.73	2.32 ± 1.96	3.21 ± 3.76	10.6 ± 28.3
Ca^{2+}	3.53 ± 1.22	6.54 ± 7.34	8.50 ± 9.27	10.5 ± 29.0	7.47 ± 9.12	7.45 ± 7.60	8.71 ± 19.5	9.5 ± 19.3

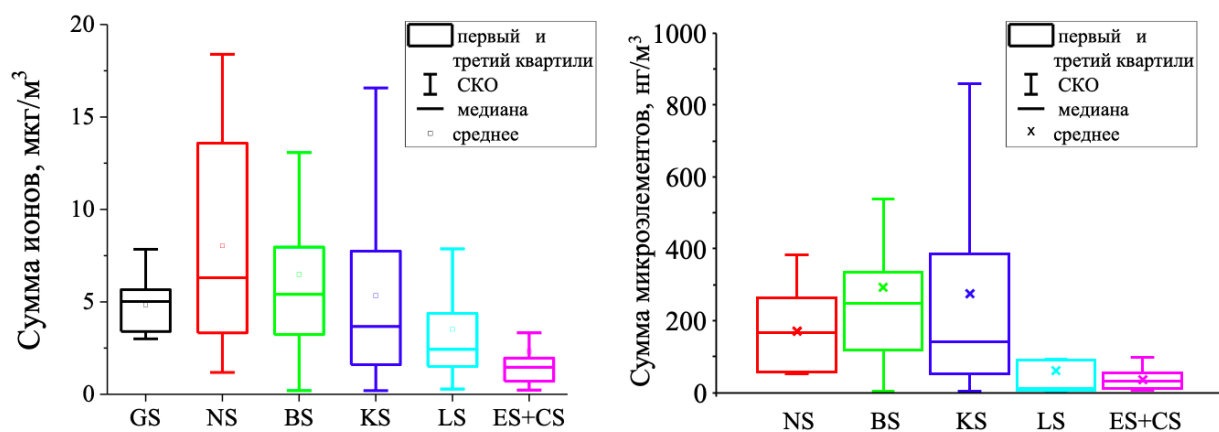


Рисунок 2 – Статистические характеристики суммарной концентрации ионов (а) и элементов (б) над разными арктическими морями

Долевой фактор морских источников (FM_{sea}) над большинством морей варьирует в диапазоне 0,61 – 0,73, за исключением Гренландского моря, где FM_{sea} снижается до 0,51. Отличительной особенностью Гренландского моря является также очень высокое содержание ионов NH_4^+ . Указанные отличия, скорее всего, обусловлены малым количеством данных.

В таблице 2 приведены средние многолетние концентрации микроэлементов в составе аэрозоля над арктическими морями от Норвежского до Восточно-Сибирского и Чукотского. Основной вклад в суммарную концентрацию (более 55%) вносят терригенные элементы Fe и Al. В долготном распределении микроэлементов проявились следующие особенности. Самые низкие концентрации большинства элементов наблюдаются над морями восточного сектора (ESCS или LS). Исключением является Li – его минимальное содержание над Баренцевым морем. Первенство по максимальным концентрациям разделилось поровну между Баренцевым и Карским морем: над Баренцевым морем максимум концентраций Ti, Cr, Co, Ni, Zn, As, Se, Mo, Ag, Sn, Sb, W; над Карским морем – Li, B, Al, Mn, Fe, Co, Cb, Sr, Cd, Ba, Pb. Обращает на себя внимание самые большие концентрации V и Se над Норвежским морем, но достоверность этого максимума ниже из-за малого числа проб.

Если рассматривать только Российский сектор СЛО, то в долготном распределении концентраций большинства элементов и их суммы (см. рис. 2б) проявляется общая тенденция спада от Карского моря в восточном направлении. Предпосылками более высокого содержания микроэлементов над Баренцевым и Карским морем являются выносы загрязнений от относительно близких предприятий промышленности, добычи и переработки минеральных ресурсов, расположенных на Кольском полуострове, в Ненецком, Ямало-Ненецком и Таймырском АО (включая Норильск).

Таблица 2. Средние (\pm СКО) концентрации ($\text{нг}/\text{м}^3$) элементов в составе аэрозоля в разных частях СЛО (N – количество проб)

	NS	BS	KS	LS	ESCS	Все моря
Li	0.20 \pm 0.04	0.17 \pm 0.10	0.31 \pm 0.70	0.18 \pm 0.13	0.26 \pm 0.22	0.23 \pm 0.22
B	0.11 \pm 0.13	0.30 \pm 1.02	1.00 \pm 1.00	0.59 \pm 0.97	0.47 \pm 0.48	0.41 \pm 0.72
Al	25.9 \pm 19.5	43.8 \pm 35.7	53.5 \pm 84.3	9.43 \pm 11.0	11.8 \pm 10.6	40.1 \pm 39.9
Ti	1.73 \pm 1.25	2.96 \pm 2.40	2.34 \pm 2.16	0.91 \pm 1.19	0.43 \pm 0.36	3.31 \pm 3.82
V	0.20 \pm 0.17	0.16 \pm 0.16	0.13 \pm 0.12	0.05 \pm 0.04	0.04 \pm 0.01	0.13 \pm 0.12
Cr	30.7 \pm 36.0	35.5 \pm 45.3	5.51 \pm 5.98	1.89 \pm 3.19	0.45 \pm 0.50	14.1 \pm 16.6
Mn	1.36 \pm 1.30	2.46 \pm 2.71	2.52 \pm 4.94	0.40 \pm 0.27	0.50 \pm 0.53	1.92 \pm 2.28
Fe	79.2 \pm 53.1	154 \pm 261	163 \pm 216	33.7 \pm 64.4	8.34 \pm 9.19	117 \pm 156
Co	0.11 \pm 0.07	0.14 \pm 0.13	0.14 \pm 0.24	0.04 \pm 0.06	0.02 \pm 0.02	0.11 \pm 0.12
Ni	4.33 \pm 4.70	4.98 \pm 4.01	2.55 \pm 2.49	0.75 \pm 1.19	0.34 \pm 0.29	2.79 \pm 2.47
Cu	5.83 \pm 10.4	12.2 \pm 12.7	18.9 \pm 46.0	2.68 \pm 2.92	1.87 \pm 0.84	14.7 \pm 28.5
Zn	12.8 \pm 4.34	14.5 \pm 14.2	12.1 \pm 12.2	5.93 \pm 4.18	7.97 \pm 7.94	13.9 \pm 11.7
As	0.06 \pm 0.03	0.11 \pm 0.13	0.08 \pm 0.08	0.02 \pm 0.03	0.05 \pm 0.09	0.07 \pm 0.07
Se	0.42 \pm 0.25	0.33 \pm 0.38	0.21 \pm 0.16	0.12 \pm 0.13	0.12 \pm 0.12	0.20 \pm 0.23
Sr	1.56 \pm 1.45	1.98 \pm 1.47	2.89 \pm 6.96	0.81 \pm 1.00	0.64 \pm 0.88	1.87 \pm 2.74
Mo	0.18 \pm 0.13	3.73 \pm 19.39	1.22 \pm 4.54	0.14 \pm 0.17	0.24 \pm 0.41	1.25 \pm 4.36
Ag	0.12 \pm 0.21	0.20 \pm 0.36	0.13 \pm 0.23	0.88 \pm 3.08	0.04 \pm 0.07	0.29 \pm 0.75
Cd	0.10 \pm 0.05	0.08 \pm 0.09	0.41 \pm 2.20	0.05 \pm 0.05	0.05 \pm 0.05	0.15 \pm 0.44
Sn	3.93 \pm 10.9	10.5 \pm 18.2	3.77 \pm 6.30	0.34 \pm 0.83	0.09 \pm 0.06	8.98 \pm 8.28
Sb	0.32 \pm 0.31	0.49 \pm 0.52	0.23 \pm 0.19	0.37 \pm 0.86	0.24 \pm 0.24	0.44 \pm 0.43
Ba	1.21 \pm 0.98	1.85 \pm 1.40	3.16 \pm 4.69	0.82 \pm 1.42	0.33 \pm 0.57	1.83 \pm 2.05
W	0.09 \pm 0.11	0.14 \pm 0.37	0.09 \pm 0.09	0.04 \pm 0.05	0.02 \pm 0.03	0.09 \pm 0.14
Pb	1.36 \pm 1.29	2.57 \pm 4.01	2.66 \pm 4.35	0.37 \pm 0.55	0.10 \pm 0.16	2.15 \pm 2.90
N	10	50	65	14	13	163

Работа выполнялась при финансовой поддержке проекта РНФ № 21-77-20025.

1. Голобокова Л.П., Ходжер Т.В., Изосимова О.Н. и др. Химический состав атмосферного аэрозоля в арктическом районе по маршрутам морских экспедиций 2018-2019 гг. // Оптика атмосферы и океана. 2020. Т. 33. № 6. С. 421–429.

2. Полькин В.В., Голобокова Л.П., Круглинский И.А., Почуфаров А.О., Сакерин С.М., Хуриганова О.И. Статистическое обобщение характеристик атмосферного аэрозоля над Белым морем (экспедиции 2003-2021 гг.) // Оптика атмосферы и океана. 2022. Т. 35. № 10. С. 820-825.

3. Sakerin S.M., Kabanov D.M., Makarov V.I., Polkin V.V., Popova S.A., Chankina O.V., Pochufarov A.O., Radionov V.F., Rize D.D. Spatial distribution of atmospheric aerosol physicochemical characteristics in Russian sector of the Arctic Ocean // Atmosphere. 2020. V. 11. № 11. Art. 1170.

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ХАРАКТЕРИСТИК АЭРОЗОЛЯ В ВЫСОКОШИРОТНОЙ ЭКСПЕДИЦИИ «СЕВЕРНЫЙ ПОЛЮС – 41»

Сакерин С.М.¹, Кабанов Д.М.¹, Круглинский И.А.¹, Ризе Д.Д.², Турчинович Ю.С.^{1,2}

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

²Арктический и антарктический научно исследовательский институт, г. С-Петербург, Россия

e-mail: sms@iao.ru, dkab@iao.ru, iak@iao.ru, rize@aari.ru, tus@iao.ru

Обсуждаются результаты измерений характеристик аэрозоля в экспедиции «Северный полюс-41», которая дрейфовала во льдах в широтной зоне 82-89°с.ш. Средние значения характеристик аэрозоля в период с октября 2022 по декабрь 2023 г. составили: концентрации черного углерода – 18 нг/м³; объемы субмикронных частиц – 0,36 мкм³/см³, объемы грубодисперсных частиц – 0,94 мкм³/см³. Полученные характеристики аэрозоля сравниваются с данными многолетних измерений на полярных станциях и в морских экспедициях.

Аэрозоль представляет интерес с точки зрения его влияния на процессы радиационных взаимодействий в атмосфере (рассеяние, поглощение) и переноса различных веществ (в том числе, загрязняющих) между континентом и океаном. Особое значение имеют исследования аэрозоля в Арктической зоне, наиболее подверженной изменениям климата и антропогенных воздействий. В 2000-х годах начались регулярные измерения характеристик аэрозоля на полярных станциях в широтной зоне 70°-82,5° с.ш., а также в морских экспедициях в различных районах Северного Ледовитого океана (СЛО) в навигационный период (июнь-октябрь). В 2019/2020 гг., в Международной экспедиции MOSAiC на ледоколе Полярштерн впервые проведен годичный цикл измерений характеристик аэрозоля в высокоширотной части СЛО (82°-88,6° с.ш.) [1]. В настоящей работе обсуждаются результаты более продолжительных исследований аэрозоля в аналогичной Российской экспедиции «Северный полюс – 41» (рис. 1): дрейф во льдах с 21 октября 2022 г. (82,8° с.ш., 151,3° в.д.) по 31 декабря 2023 г. (83,2° с.ш., 44,6° в.д.) с самой северной точкой маршрута 88,5° с.ш.

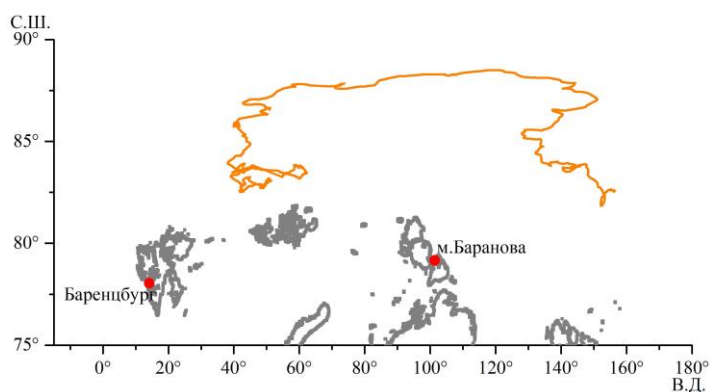


Рисунок 1 – Маршрут дрейфующей экспедиции «Северный полюс – 41»

Измерения характеристик аэрозоля проводились на борту ледостойкой самодвижущейся платформы (ЛСП) «Северный полюс», а также в ледовом лагере на удалении 200-300 м от судна. В измерениях использовались два комплекта приборов в составе аэталометров МДА и АЕ-33, счетчиков частиц АЗ-10 и солнечного фотометра SPM. На основе полученных данных рассчитывались среднечасовые значения следующих характеристик: объемные концентрации субмикронного (радиус 0,15 - 0,5 мкм) и грубодисперсного (радиус 0,5 - 5 мкм) аэрозоля (V_f , V_c), массовая концентрация поглощающего вещества в эквиваленте элементного черного углерода (eBC). На результаты измерений концентраций эпизодически оказывают влияние локальные техногенные источники. Поэтому, с помощью алгоритма [2], проводилась фильтрация данных: корректировка короткопериодных (до 3 час) всплесков и приборных дефектов.

На рис. 2 показано изменение среднемесячных концентраций аэрозоля и черного углерода в период экспедиции. В ноябре, декабре 2022 г. и марте, сентябре 2023 г. наблюдались большие отклонения (максимумы) концентраций, которые обусловлены: 1) дальними переносами загрязнений со стороны континентов, например 2-5 ноября 2022 г.; 2) местными техногенными воздействиями, например в марте 2023 г.; 3) ситуациями «арктической дымки» или смешанным влиянием двух первых типов (декабрь 2022 г. и сентябрь 2023 г.). Несмотря на некоторые различия (величину максимумов), концентрации в двух пунктах наблюдений изменялись согласованно, и более высокие значения наблюдались в холодный период, в сравнении с летом.

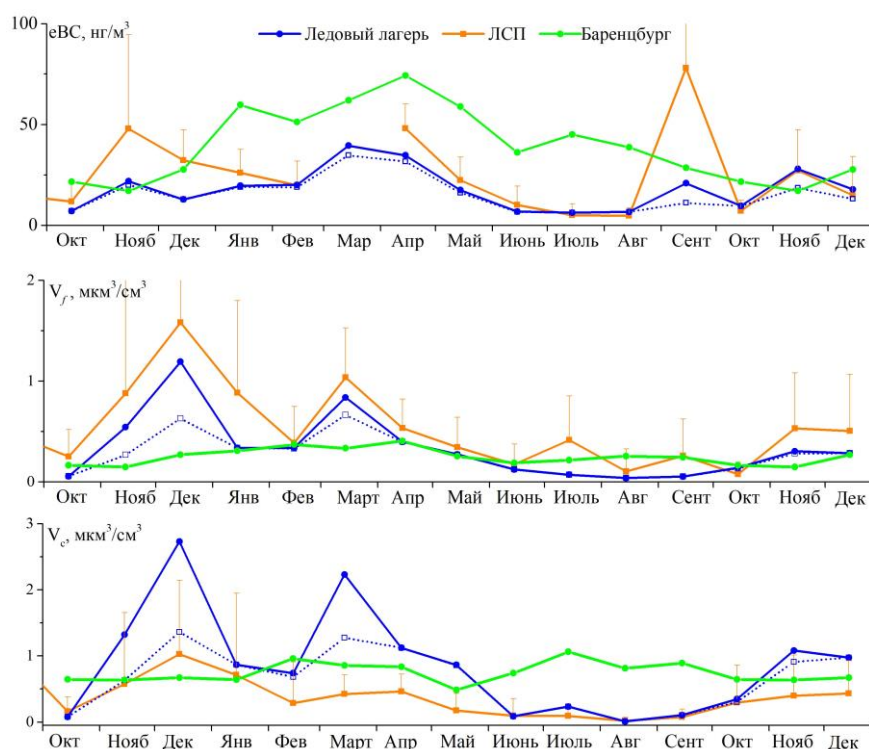


Рисунок 2 – Изменение среднемесячных концентраций eBC, V_f и V_c в экспедиции СП-41 в сравнении со средним годовым ходом на полярной станции Баренцбург [3]

Чаще всего техногенные всплески концентраций наблюдались на ЛСП. Поэтому 1-й этап анализа проведен на основе данных измерений в ледовом лагере. При исключении ситуаций сомнительных всплесков концентраций по критерию 3σ (пунктир на рис. 2) характер изменения среднемесячных значений eBC , V_f и V_c сохраняется, но становится более равномерным. В таблице 1 приведены статистические характеристики для очищенных (от всплесков) данных за 15 месяцев дрейфа во льдах (21.10.22 – 31.12.23) и двух отдельных периодов: 1) условно полярная ночь (21.10.22 – 30.04.23 и 01.11 – 31.12.23); 2) полярный день (01.05 – 31.10.23). Для сравнения в последнем столбце представлены средние характеристики аэрозоля по многолетним данным морских экспедиций в более южных широтах СЛО ($< 84^\circ$ с.ш.) [4, 5]. В данных экспедиции СП-41 хорошо проявились широтные и сезонные различия концентраций: (а) в полярную ночь средние значения больше, чем в полярный день; (б) в высоких широтах (СП-41) – в несколько раз меньше средних многолетних в низких широтах СЛО [4, 5]. Пока не получил объяснения факт четырехкратного превышения концентраций V_c в СП-41 в период полярной ночи.

Таблица 1. Статистические характеристики концентраций аэрозоля и черного углерода в разные периоды экспедиции «Северный полюс – 41» (N – количество часовых значений)

Характеристика	N	Все данные	Полярная ночь	Полярный день	Многолетние в низких широтах СЛО (лето)
eBC , нг/м ³	6 468	18 ± 20	24 ± 18	12 ± 20	44 ± 84 [4]
V_f , мкм ³ /см ³	5 776	$0,36 \pm 0,56$	$0,53 \pm 0,68$	$0,14 \pm 0,19$	$0,36 \pm 0,45$ [5]
V_c , мкм ³ /см ³	5 776	$0,94 \pm 1,78$	$1,37 \pm 2,15$	$0,36 \pm 0,78$	$2,50 \pm 5,68$ [5]

Кроме приземных концентраций, в период Полярного дня измерялась аэрозольная оптическая толща (АОТ) атмосферы $\tau^a(\lambda)$ в диапазоне спектра 0,34-2,14 мкм. Низкая высота Солнца и погодные условия (туманы, облачность) ограничивают применение солнечных фотометров в высоких широтах. С апреля по август 2023 г. проведено 113 серий измерений АОТ за 19 дней наблюдений. По спектральным значениям АОТ рассчитаны грубо- и мелкодисперсные составляющие (τ^c и τ^f на длине волны 0,5 мкм) и показатель Ангстрема α . АОТ в период экспедиции изменялась в диапазоне характерном для арктической атмосферы с более высокими значениями в марте-апреле, в сравнении с летом (рис. 3а). В таблице 2 и на рис. 3б представлены средние характеристики АОТ в СП-41, в сравнении с данными измерений на полярных станциях Баренцбург (Шпицберген) [3], «Мыс Баранова» (Северная Земля) и морских экспедициях в низких широтах СЛО [6]. Приведенные данные, в целом, согласуются между собой. Относительно высокое среднее значение АОТ в СП-41 возникло из-за выноса замутненного воздуха 8-10 апреля. При исключении этого случая, средние спектральные АОТ в СП-41 снижаются до среднего уровня данных на полярных станциях.

Таблица 2. Средние характеристики АОТ в экспедиции «СП – 41» и на станции Баренцбург

Район измерений (2023 г.)	$\tau_{0.5}^a$	τ^f	τ^c	α
«Северный полюс – 41»	$0,107 \pm 0,041$	$0,095 \pm 0,034$	$0,011 \pm 0,008$	$1,66 \pm 0,26$
Баренцбург (Шпицберген)	$0,127 \pm 0,044$	$0,107 \pm 0,039$	$0,019 \pm 0,015$	$1,38 \pm 0,34$

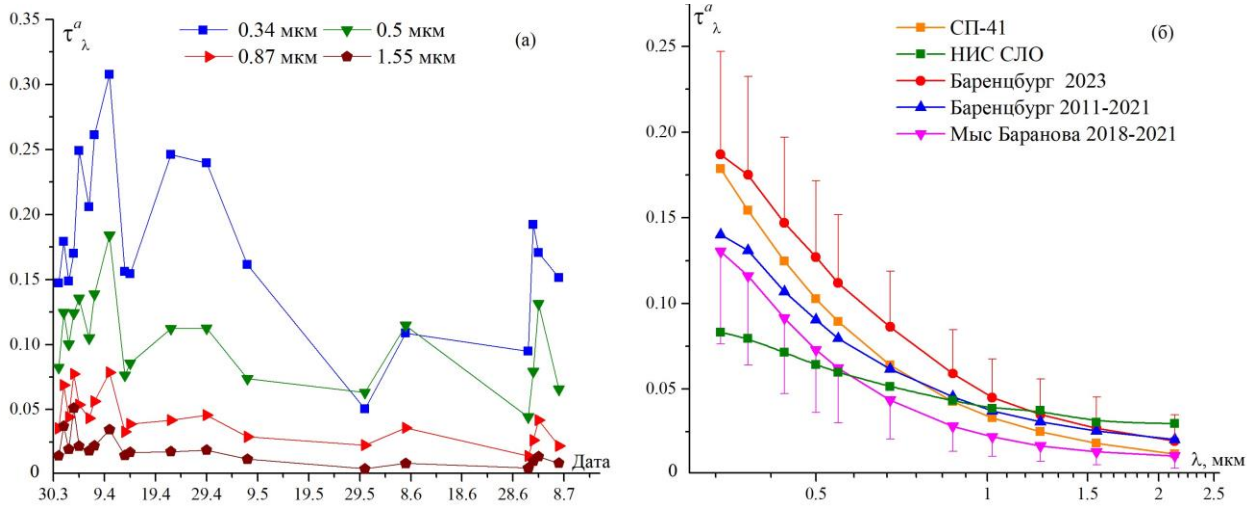


Рисунок 3 – Вариации АОТ в экспедиции СП-41 (а) и средние спектральные зависимости (б)

Анализ данных выполнен при финансовой поддержке РФФ (соглашение № 21-77-20025), а измерения характеристик аэрозоля осуществлялись в рамках Федеральной научно-технической программы в области экологического развития Российской Федерации и климатических изменений на 2021 – 2030 годы.

1. Boyer M., Aliaga D., Pernov J.B., et al. A full year of aerosol size distribution data from the central Arctic under an extreme positive Arctic Oscillation: insights from the Multidisciplinary drifting Observatory for the Study of Arctic Climate (MOSAIC) expedition // Atmos. Chem. Phys. 2023. V. 23. P. 389–415.

2. Turchinovich Yu.S., Pochufarov A.O., Sakerin S.M. Algorithm of controlling the quality and retrieval of data from measurements of aerosol and black carbon concentrations in marine expeditions // Proc. SPIE. 2021. V. 11916. Art. 119161U [11916-20].

3. Кабанов Д.М., Масловский А.С., Радионов В.Ф. и др. Сезонная и межгодовая изменчивость характеристик аэрозоля по данным многолетних (2011-2021 гг.) измерений в Российском научном центре на архипелаге Шпицберген // Оптика атмосферы и океана. 2023. Т. 36. № 6. С. 433-442.

4. Sakerin S.M., Kabanov D.M., Kopeikin V.M., Kruglinsky I.A., Novigatsky A.N., Shevchenko V.P., Turchinovich Yu.S. Spatial distribution of atmospheric black carbon in the Eurasian sector of the Arctic Ocean from 28 marine expeditions (2007-2022) // Atmospheric pollution research. 2023. V. 14. Art. 101885.

5. Сакерин С.М., Кабанов Д.М., Круглинский И.А. Особенности пространственного распределения концентраций аэрозоля в атмосфере Евразийского сектора Северного Ледовитого океана // см. настоящий Сборник.

6. Кабанов Д.М., Круглинский И.А., Сакерин С.М. Пространственное распределение аэрозольной оптической толщи атмосферы над Северным Ледовитым океаном по данным экспедиционных измерений и реанализа MERRA-2 // см. настоящий Сборник.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ИНТЕНСИВНОСТИ ТУРБУЛЕНТНЫХ ФЛУКТУАЦИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ В ПОГРАНИЧНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ

Банах В.А., Смалихо И.Н.

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

e-mail: banakh@iao.ru, smalikho@iao.ru

Предложен метод определения интенсивности турбулентных флуктуаций температуры и представлены результаты восстановления параметров температурной турбулентности в пограничном слое атмосферы из данных одновременных измерений скорости ветра доплеровским когерентным лидаром и температуры микроволновым радиометром.

Согласно теории Колмогорова-Обухова [1-4], в инерционном интервале турбулентности структурная функция температуры $D_T(r) = \langle [T(\mathbf{r} + \mathbf{r}') - T(\mathbf{r})]^2 \rangle$ ($\mathbf{r} = \{x, y, z\}$ - радиус вектор, $r = |\mathbf{r}'|$ - расстояние между точками наблюдения, угловые скобки означают усреднение по ансамблю реализаций) имеет «2/3» степенную зависимость от расстояния r

$$D_T(r) = C_T^2 r^{2/3}, \quad (1)$$

где структурная постоянная C_T^2 характеризует интенсивность турбулентных флуктуаций температуры воздуха. На практике C_T^2 определяют по формуле (1) из временного ряда измерений температуры $T(t)$ и средней скорости ветра U с использованием гипотезы замороженной турбулентности [1].

В монографии [1] приведена формула

$$C_T^2 = a^2 \varepsilon^{-1/3} K_T \left(\frac{\partial T_p}{\partial z} \right)^2, \quad (2)$$

связывающая структурную постоянную C_T^2 со скоростью диссипации кинетической энергии турбулентности ε , характеризующей интенсивность турбулентных флуктуаций скорости ветра (ветровой турбулентности), через коэффициент турбулентной теплопроводности K_T , вертикальный градиент средней потенциальной температуры T_p , и числовую константу a порядка единицы. Однако, непосредственно воспользоваться формулой (2) для определения C_T^2 на практике сложно, так как не существует простых способов измерения K_T .

Формула (2) может быть представлена в виде

$$C_T^2 = a^2 \frac{T_0}{g} \cdot \frac{Ri}{Pr_T} \cdot \frac{\partial T_p}{\partial z} \cdot \varepsilon^{2/3}, \quad (3)$$

где T_0 - абсолютная температура воздуха, g - ускорение свободного падения,

$$Ri = \frac{g}{T_0} \cdot \frac{\partial T_p}{\partial z} \cdot \left(\frac{\partial U}{\partial z} \right)^{-2} - \quad (4)$$

- градиентное число Ричардсона, $\partial U / \partial z$ - вертикальный градиент средней скорости ветра и Pr_T - турбулентное число Прандтля, откуда следует, что с использованием зависимости $Pr_T(Ri)$ [5] структурная постоянная C_T^2 может быть определена из измерений градиентов скорости ветра и температуры и скорости диссипации кинетической энергии турбулентности.

Использование соотношения (3) позволяет дистанционно определять C_T^2 из совместных измерений скорости ветра импульсным когерентным доплеровским лидаром (ИКДЛ) и температуры микроволновым радиометром. Когерентные ветровые лидары широко применяются не только для измерения скорости ветра, но и параметров ветровой турбулентности, в частности, скорости диссипации ε . Из измерений ИКДЛ с использованием, например, предложенной в [6] методики на различных высотах h определяются средняя скорость ветра $U(h)$ и скорость диссипации турбулентной энергии $\varepsilon(h)$. По данным $U(h)$ рассчитывается градиент средней скорости ветра $\partial U / \partial z$. Из измеренных микроволновым радиометром высотных профилей температуры воздуха рассчитывается средняя абсолютная температура и вертикальный градиент средней потенциальной температуры. Затем по формулам (3) и (4) и с использованием соответствующей интерполяции данных по высоте оценивается структурная постоянная температуры C_T^2 на высоте h .

В докладе представлены результаты использования соотношений (3), (4) для восстановления высотных профилей $C_T^2(h)$ в пограничном слое атмосферы из данных одновременных измерений скорости ветра доплеровским когерентным лидаром и температуры микроволновым радиометром. В экспериментах были задействованы когерентный лидар StreamLine и температурный микроволновый радиометр МТР-5. Измерения проводились на Базовом экспериментальном комплексе ИОА СО РАН. В измерениях лидаром StreamLine применялась предложенная в [6] стратегия попеременного зондирования вертикально вверх и конического сканирования под углом места 60 градусов.

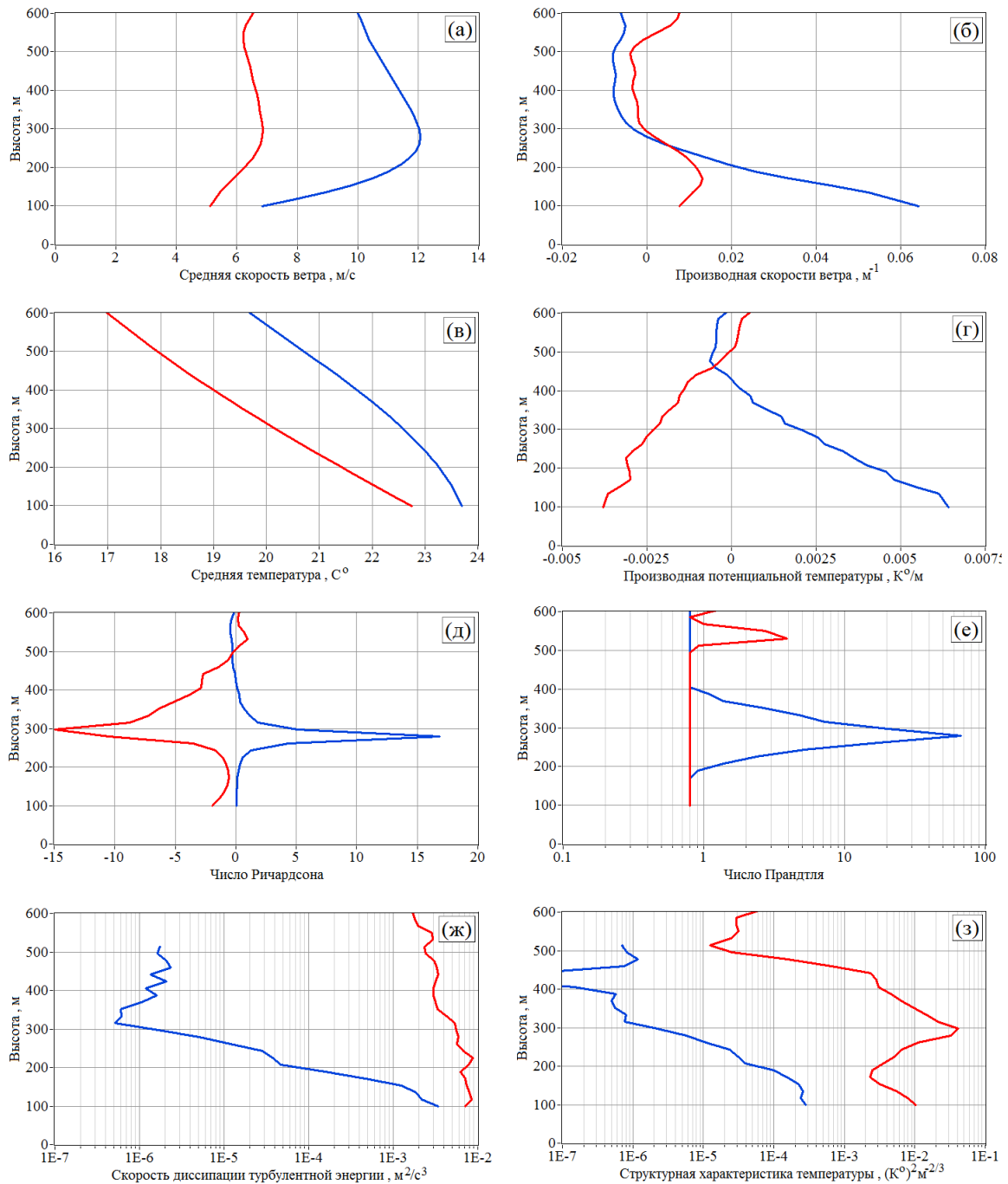


Рисунок 1 – Высотные профили средней скорости ветра $U(h)$ (а), производной средней скорости ветра $\partial U(h)/\partial z$ (б), средней температуры воздуха $T(h)$ (в), производной потенциальной температуры $\partial T_p(h)/\partial z$, градиентного числа Ричардсона $Ri(h)$ (д), турбулентного числа Прандтля $Pr(h)$ (е), скорости диссипации турбулентной энергии $\varepsilon(h)$ (ж) и структурной постоянной турбулентных флуктуаций температуры $C_T^2(h)$ (з), восстановленные из измерений лидаром StreamLine и микроволновым радиометром МТР5 25 мая 2022 года с 12:30 до 13:00 (красные кривые) и с 21:12 до 21:42 (синие кривые)

После обработки исходных экспериментальных данных мы получали распределения по высоте и времени для U , $\partial U / \partial z$ и ε из лидарных измерений и для T_0 и $\partial T_p / \partial z$ из измерений микроволновым радиометром. Затем по формулам (3), (4) и зависимости $Pr_T(Ri)$ [5] рассчитывались пространственно-временные распределения для Ri , Pr_T и C_T^2 .

На рис. 1 в качестве примера представлены высотные профили средней скорости ветра $U(h)$, вертикального градиента средней скорости ветра $\partial U(h) / \partial z$, средней температуры $T(h)$, градиента средней потенциальной температуры $\partial T_p(h) / \partial z$, градиентного числа Ричардсона $Ri(h)$, турбулентного числа Прандтля $Pr_T(h)$, скорости диссипации турбулентной энергии $\varepsilon(h)$ и структурной постоянной температуры $C_T^2(h)$, восстановленные из измерений 25 мая 2022 г. с 12:30 до 13:00 при неустойчивой температурной стратификации и с 21:12 до 21:42 при устойчивой стратификации. Видно (см. рис.1(з)), что за счет интенсивного турбулентного перемешивания воздуха в полуденное время, когда стратификация существенно неустойчивая, структурная постоянная C_T^2 на 2 - 3 порядка превосходит значения C_T^2 в вечернее время при сильно устойчивой стратификации.

1. *Татарский В.И.* Распространение волн в турбулентной атмосфере. М.: Наука, 1967. 548 с.
2. *Колмогоров А.Н.* Локальная структура турбулентности в несжимаемой вязкой жидкости при очень больших числах Рейнольдса // Доклады АН СССР. 1941. Т. 30. № 4. С. 299-303.
3. *Монин А.С., Яглом А.М.* Статистическая гидромеханика. Ч. 2. М.: Наука. 1967. 720 с.
4. *Ламли Дж., Пановский Г.* Структура атмосферной турбулентности. М.: Мир. 1966. 264 с.
5. *Зилитинкевич С.С.* Атмосферная турбулентность и планетарные пограничные слои М.: Физматлит, 2013. 246 с.
6. *Banakh V.A., Smalikhov I.N., Falits A.V., Sherstobitov A.M.* Estimating the parameters of wind turbulence from spectra of radial velocity measured by a pulsed Doppler Lidar // Remote Sensing. 2021. V. 13. № 11. Art. 2071.

ОЦЕНКИ ПЕРИОДИЧНОСТЕЙ МЕЖСУТОЧНЫХ ВАРИАЦИЙ ХАРАКТЕРИСТИК АЭРОЗОЛЯ И ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ АНОМАЛЬНО ВЫСОКИХ КОНЦЕНТРАЦИЙ В АРКТИЧЕСКОЙ АТМОСФЕРЕ

Круглинский И.А., Кабанов Д.М., Сакерин С.М.

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

e-mail: iak@iao.ru, dkab@iao.ru, sms@iao.ru

С 2007 г. мы проводим ежегодные измерения концентраций аэрозоля и черного углерода в приземном слое арктической атмосферы: в морских экспедициях и на полярной станции "Мыс Баранова" (архипелаг Северная Земля). На основе полученных данных представлены оценки характерных периодов межсуточных вариаций характеристик аэрозоля и продолжительности ситуаций аномально высоких концентраций.

Исследования атмосферного аэрозоля над океаном показали, что изменчивость его характеристик, в основном, происходит в синоптическом масштабе колебаний под влиянием смены воздушных масс и погодных условий. Большие изменения характеристик аэрозоля наблюдаются в атмосфере Северного Ледовитого океана (СЛО) при вторжениях загрязненного воздуха из континентальных районов средних широт: относительно среднего уровня концентрации увеличиваются на порядок и более. По данным многолетних измерений в Евразийском секторе СЛО мы оценили влияние континентальных источников на аномально высокое содержание аэрозоля в приземном слое арктической атмосферы [1]. В настоящей работе анализируются характерные периоды межсуточных вариаций характеристик аэрозоля, а также продолжительность и повторяемость аномально высоких концентраций аэрозоля.

В анализе использовались данные ежечасных измерений концентраций субмикронного аэрозоля и поглощающего вещества (черного углерода) в 18-и экспедициях в СЛО (2007-2023 гг.) и на полярной станции «Мыс Баранова» (2018-2022 гг.), расположенной на арх. Северная Земля. Содержание черного углерода (eBC) в составе аэрозоля измерялось аэталометром МДА [2]. Объемные концентрации субмикронного аэрозоля (V_f) рассчитывались по данным измерений счетчика частиц АЗ-10 в диапазоне радиусов 0,15-0,5 мкм. Более подробная информация о методиках измерений характеристик аэрозоля приводилась в работах [3, 4].

Характерные периоды синоптических вариаций. Определение характерных периодов межсуточной изменчивости концентраций eBC и V_f проводилось на основе составных рядов наблюдений в морских экспедициях и на полярной станции «Мыс Баранова» в навигационный период (июнь-октябрь). Сводные массивы данных (продолжительность рядов) составили: «Мыс Баранова» – 12248 часов измерений eBC и 3416 часов измерений V_f ; морские экспедиции (СЛО) – 9693 и 8029 часов, соответственно. Для подавления шумовой составляющей, обусловленной

погрешностями измерений и высокочастотными вариациями внутрисуточного масштаба, сначала проводилось сглаживание рядов наблюдений методом скользящего среднего с временным окном 1 сутки. Затем, рассчитывались спектральные плотности мощности вариаций характеристик аэрозоля в арктической атмосфере и строились соответствующие периодограммы.

На рис. 1 показаны периодограммы (амплитудные функции), которые характеризуют мощность вариаций концентраций аэрозоля и черного углерода в различных временных масштабах. Во всех периодограммах проявились несколько статистически значимых (по уровню 0,05) максимумов амплитуд A (eBC ; V_f) в диапазоне периодов от 3,5 до 18 суток. Полученные значения характерных периодов соответствуют известным масштабам синоптической и внутрисезонной (волны Россби) изменчивости характеристик атмосферы [5].

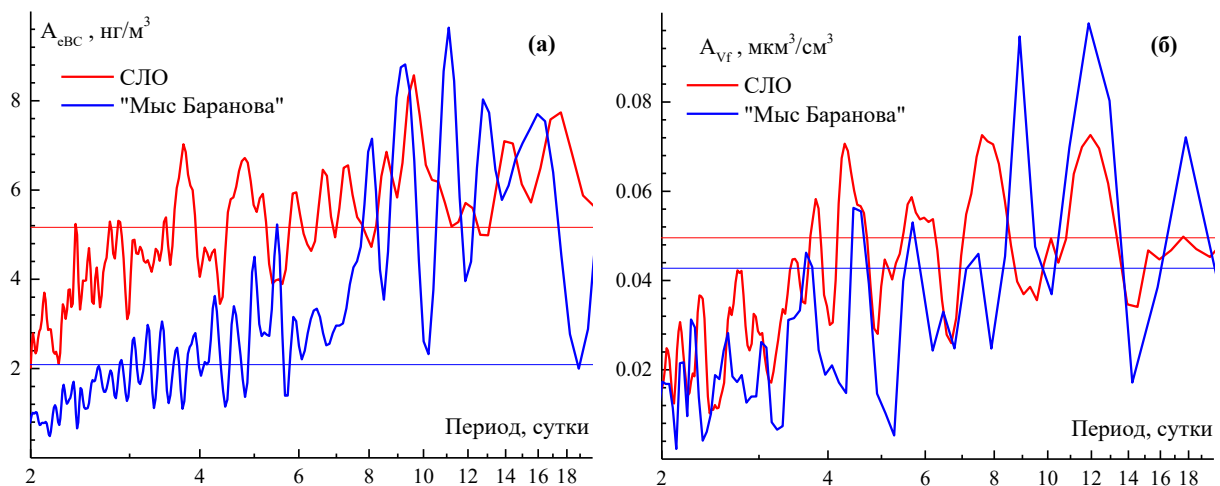


Рисунок 1 – Периодограммы (амплитудные функции) изменчивости концентраций eBC (а) и V_f (б) в морских экспедициях (СЛО) и на «Мысе Баранова» (тонкими горизонтальными линиями на графиках показан уровень статистической значимости 0,05)

Продолжительность и повторяемость anomalно высоких концентраций.

Относительно редкие случаи экстремальных концентраций аэрозоля и черного углерода в арктической атмосфере вносят существенный вклад в результаты статистических расчетов среднего пространственного распределения, сезонной и межгодовой изменчивости [1]. Представляло интерес оценить продолжительность таких «аномалий» и их повторяемость (временные интервалы между «аномалиями»). Для получения количественных оценок, из сводных массивов (см. выше) отобраны данные с самыми большими концентрациями аэрозоля и черного углерода: $eBC > 100 \text{ нг/м}^3$ и $V_f > 1,1 \text{ мкм}^3/\text{см}^3$. (Доля отобранных anomalных значений концентраций составляет 3 - 6% от общего количества данных). Продолжительность

каждой аномальной ситуации (T_A , час) оценивалась по временному интервалу между началом и окончанием быстрого роста и спада концентраций.

На рис. 2 и в таблице 1 приведены результаты расчетов продолжительности аномальных концентраций eBC и V_f по данным измерений на «Мысе Баранова» и в СЛО. Из полученных данных видно, что продолжительность «аномалий», в основном, сосредоточена в диапазоне одних суток, а максимальная достигают 3 суток у V_f и 4,5 суток у eBC . Других существенных различий значений T_A у двух характеристик аэрозоля и в двух районах измерений не выявлено.

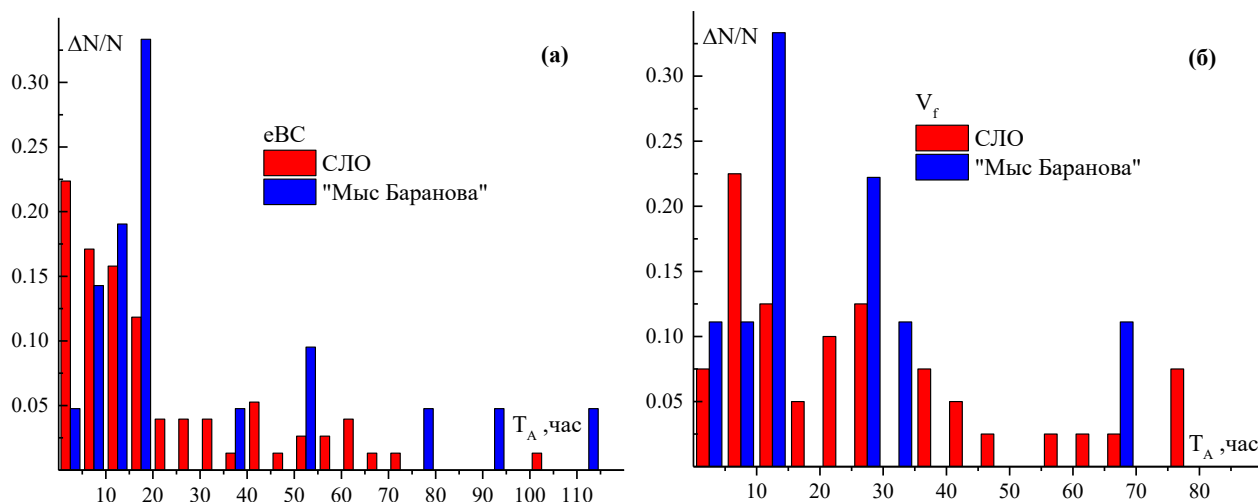


Рисунок 2 – Частотное распределение продолжительности аномальных концентраций eBC (а) и V_f (б) в арктических районах (СЛО и «Мыс Баранова»)

Таблица 1. Продолжительность T_A и повторяемость ΔT ситуаций аномальных концентраций: 1-я строка – среднее \pm СКО; 2-я строка – минимальное, медианное, максимальное значение; N – количество «аномалий»

	СЛО (морские экспедиции)			«Мыс Баранова»		
	N	T_A , час	ΔT , суток	N	T_A , час	ΔT , суток
eBC	76	$20,7 \pm 21,1$ 1 – 12 – 100	$5,7 \pm 4,7$ 1 – 3,5 – 23	21	$29,0 \pm 30,5$ 3 – 15 – 111	$7,3 \pm 5,4$ 1,2 – 6,3 – 17,5
V_f	40	$26,3 \pm 21,8$ 3 – 21,5 – 77	$7,7 \pm 6,5$ 2 – 5 – 28	9	$21,7 \pm 19,7$ 3 – 11 – 67	$10,7 \pm 6,7$ 2,7 – 13,1 – 19

На рис. 3 приведены гистограммы повторяемостей аномальных значений концентраций eBC и V_f . Значения ΔT определялись по промежутку времени между серединой каждой аномальной ситуации. Расчеты показали (см. также таблицу 1), что ΔT , в среднем, составляет 6–11 суток, а максимальные значения достигают 28 суток. То есть, каждый месяц в арктической атмосфере наблюдается не менее одной ситуации с аномально высокими концентрациями аэрозоля и черного углерода.

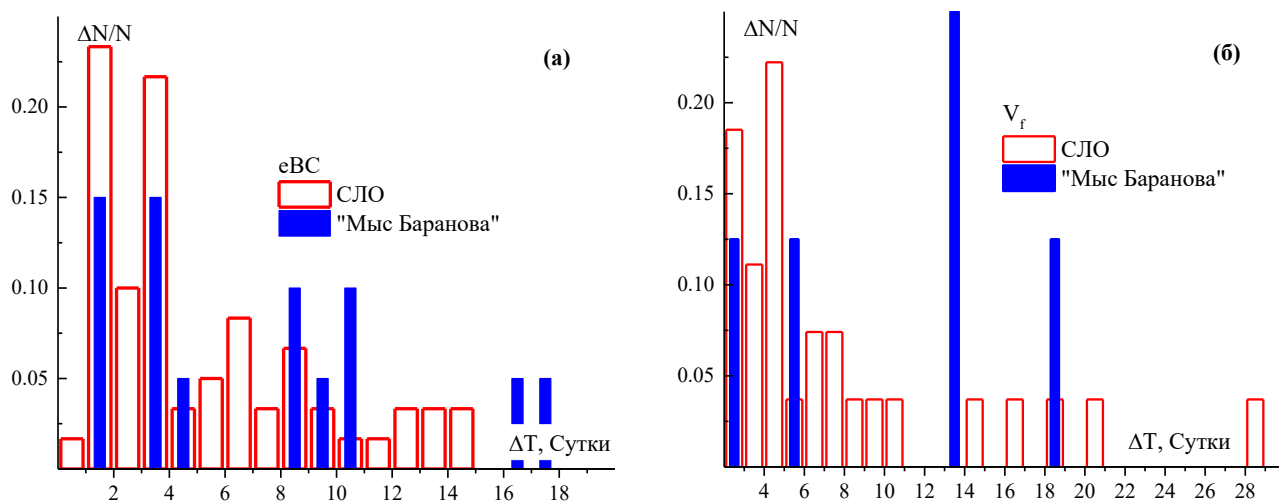


Рисунок 3 – Частотное распределение повторяемости аномальных концентраций eBC (а) и V_f (б) в арктической атмосфере

Работа выполнялась при финансовой поддержке проекта РНФ № 21-77-20025.

1. *Kruglinsky I.A., Kabanov D.M., Pol'kin V.V., Sakerin S.M., Popova S.A.* Estimates of how different types (sources) of continental pollutants influence the Arctic atmosphere // *Proc. SPIE*. 2023. V. 12780. Art. 127802Z.

2. *Kozlov V.S., Shmargunov V.P., Panchenko M.V.* Modified aethalometer for monitoring of black carbon concentration in atmospheric aerosol and technique for correction of the spot loading effect // *Proceedings of SPIE*. 2016. V. 10035. Art. 1003530.

3. *Sakerin S.M., Kabanov D.M., Makarov V.I., Polkin V.V., Popova S.A., Chankina O.V., Pochufarov A.O., Radionov V.F., Rize D.D.* Spatial distribution of atmospheric aerosol physicochemical characteristics in Russian sector of the Arctic Ocean // *Atmosphere*. 2020. V. 11. № 11. Art. 1170.

4. *Сакерин С.М., Кабанов Д.М., Лоскутова М.А., Ризе Д.Д., Чернов Д.Г., Турчинович Ю.С.* Характеристики аэрозоля на научно-исследовательском стационаре «Ледовая база Мыс Баранова» в 2018–2023 гг. // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2023. Т. 69. № 4. С. 421–434.

5. *Хуторова О.Г., Хуторов В.Е.* Параметры волновых процессов по данным сети приемников спутниковых навигационных систем // *Оптика атмосферы и океана*. 2021. Т. 34. № 06. С. 458–462.

ОСОБЕННОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ КОНЦЕНТРАЦИЙ АЭРОЗОЛЯ В АТМОСФЕРЕ ЕВРАЗИЙСКОГО СЕКТОРА СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА

Сакерин С.М., Кабанов Д.М., Круглинский И.А., Польшин В.В.

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

e-mail: sms@iao.ru, dkab@iao.ru, iak@iao.ru, victor@iao.ru

Обсуждаются результаты многолетних (18 экспедиций в 2007-2023 гг.) исследований субмикронного и грубодисперсного аэрозоля в приземном слое атмосферы Северного Ледовитого океана (от Гренландского моря до Чукотского моря). Приводятся статистические характеристики объемов частиц двух фракций аэрозоля над отдельными арктическими морями. Средние значения объемных концентраций субмикронных и грубодисперсных частиц аэрозоля для всего Евразийского сектора океана составили $0,36$ и $2,5$ $\text{мкм}^3/\text{см}^3$, соответственно. Полученные данные сравниваются с массовыми концентрациями аэрозоля $P_{2.5}$, рассчитанными по данным реанализа MERRA-2.

Атмосферный аэрозоль играет важную роль в процессах распространения оптического излучения и переноса различных веществ между отдельными регионами. Большое внимание в последнее время уделяется исследованиям аэрозоля в Арктике, где ослаблено влияние местных источников и значительный вклад вносят дальние переносы природного и антропогенного аэрозоля из континентальных районов. Наблюдения на полярных станциях, расположенных на островах и побережье, позволяют отслеживать динамику характеристик аэрозоля в отдельных районах Арктики. Но количество станций недостаточно для выявления особенностей пространственного распределения аэрозоля на большой территории Северного Ледовитого океана (СЛО). Поэтому важным дополнением являются исследования аэрозоля в морских экспедициях. В настоящей работе обобщены результаты измерений концентраций частиц двух фракций аэрозоля в Евразийском секторе СЛО за 15 лет (18 экспедиций в 2007-2023 гг., рис. 1). Грубодисперсная фракция представлена частицами морского аэрозоля, а субмикронная, в значительной степени, определяется дальними переносами континентального аэрозоля.

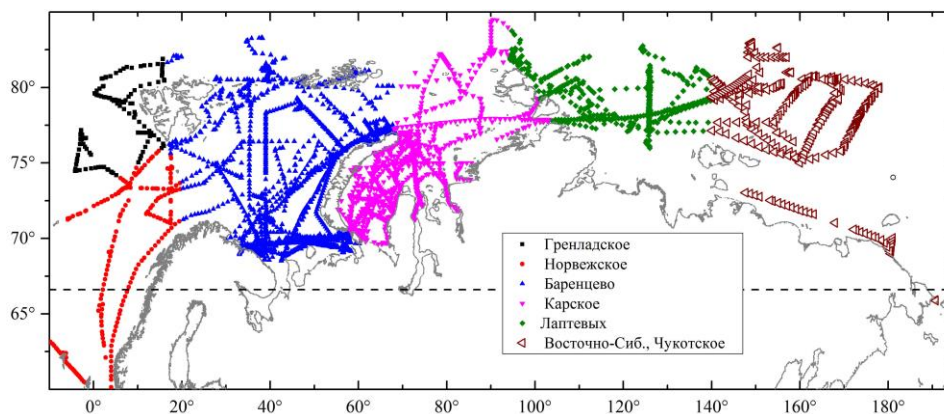


Рисунок 1 – Карта мест измерений концентраций аэрозоля

В измерениях концентраций частиц аэрозоля радиусом 0,15-5 мкм использовался счетчик частиц АЗ-10. На основе полученных данных определялись объёмы частиц субмикронного и грубодисперсного аэрозоля (V_f и V_c) радиусом меньше и больше 0,5 мкм, соответственно: $V_{f(c)} = \Sigma 4/3 \cdot \pi \cdot r_i^3 \cdot N_i$, где r_i и N_i – радиусы и счетные концентрации частиц в i -том диапазоне размеров. В рядах наблюдений встречаются ложные замеры, обусловленные приборными дефектами (пропуски, выбросы значений) и воздействием локальных техногенных источников. Поэтому, с помощью специального алгоритма [1] осуществлялась фильтрация исходных данных: выявление короткопериодных (до 3 час) дефектов и восстановление данных. Общий объем данных составил 8029 часовых значений концентраций аэрозоля за 463 дня измерений.

Статистические расчеты (таблица 1 и рис. 2) показали, что самые большие объемные концентрации субмикронного аэрозоля наблюдаются над Норвежским и Баренцевым морями. Максимум концентраций V_f над Норвежским морем отчасти обусловлен данными измерений в субарктической части. Средние значения V_f в арктической части Норвежского моря (>66,6° с.ш.) немного меньше, чем в Баренцевом море. Минимальным содержанием обеих фракций аэрозоля отличается атмосфера Гренландского моря, наиболее удаленного от континентов. От Баренцева моря до Чукотского прослеживается тенденция уменьшения средних и квартильных значений V_f . Среднее значение V_f во всем Евразийском секторе СЛО составляет 0,36 мкм³/см³.

Таблица 1. Средние (\pm СКО) значения V_f и V_c в разных районах СЛО: в скобках приведены коэффициенты вариаций; N – количество данных

Район	N	V_f , мкм ³ /см ³	V_c , мкм ³ /см ³
1. Гренландское море (GS)	284	0,13 \pm 0,18 (1,38)	0,08 \pm 0,07 (0,88)
2. Норвежское море (NS)	436	0,46 \pm 0,32 (0,70)	1,16 \pm 1,44 (1,24)
Арктическая часть NS (> 66,6° с.ш.)	316	0,40 \pm 0,32 (0,80)	0,95 \pm 1,15 (1,21)
3. Баренцево море (BS)	3329	0,43 \pm 0,54 (1,25)	2,23 \pm 3,50 (1,57)
4. Карское море (KS)	2142	0,29 \pm 0,33 (1,14)	4,18 \pm 8,79 (2,10)
5. Море Лаптевых (LS)	1122	0,36 \pm 0,49 (1,36)	1,35 \pm 2,15 (1,59)
6. Восточно-Сибирское и Чукотское моря (ES)	716	0,27 \pm 0,37 (1,37)	0,89 \pm 1,40 (1,57)
Евразийский сектор СЛО (1-6)	8029	0,36 \pm 0,45 (1,25)	2,50 \pm 5,68 (2,27)

Самое большое содержание грубодисперсного аэрозоля наблюдается над Карским морем. Относительно него концентрации V_c уменьшаются как в восточном, так и в западном направлении. Основной объем данных в Карском море получен в его юго-западной части, окруженной архипелагом Новая Земля, полуостровами Ямал и Гыданский. Поэтому более высокие значения V_c можно объяснить влиянием ближних переносов (до 100-200 км) крупных частиц из континентальных районов. Концентрации грубодисперсного аэрозоля отличаются большим (в сравнении с V_f) диапазоном пространственно-временной изменчивости: средние значения V_c между отдельными морями различаются более, чем в 4 раза, а коэффициенты

вариаций достигают 2,1. Средняя концентрация грубодисперсного аэрозоля в Евразийском секторе СЛО составляет $2,5 \text{ мкм}^3/\text{см}^3$.

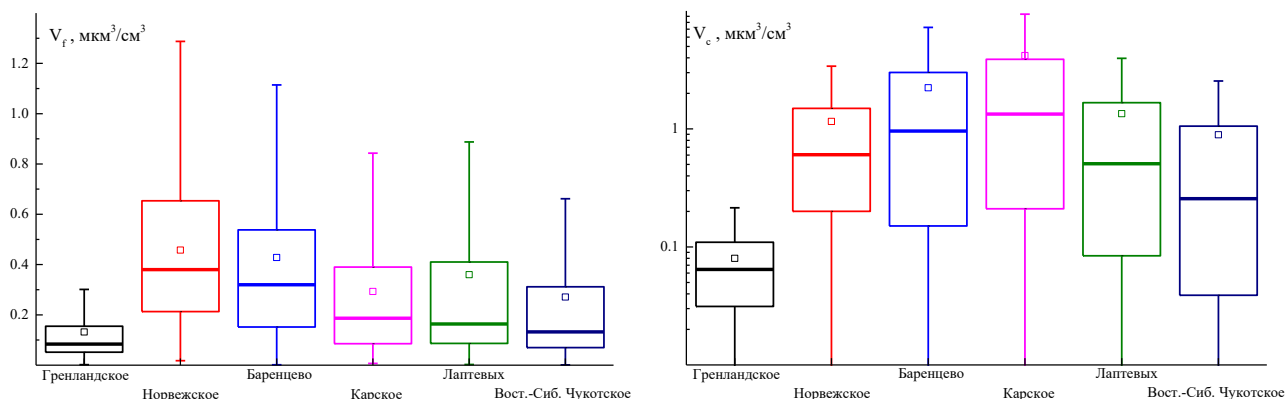


Рисунок 2 – Статистические характеристики V_f , V_c над разными морями: кружки – средние значения; вертикальные отрезки (усы) – СКО; толстые горизонтальные линии – второй квартиль (медиана); тонкие линии – первый и третий квартили (25% и 75% данных)

Более детальное представление о пространственном распределении концентраций аэрозоля дают карты, построенные с использованием сплайн интерполяции данных (V_f и V_c). При построении карт, из общего массива данных исключались выбросы концентраций, превышающие величину 3σ . В пространственном распределении содержания субмикронного аэрозоля проявился максимум в низких широтах Норвежского моря и общая тенденция спада концентраций в северном направлении (рис. 3а). Вызывают сомнения некоторые локальные неоднородности распределения концентраций (например, повышенные значения V_f в высоких широтах – более 82°с.ш.), которые свидетельствуют о недостаточном количестве данных.

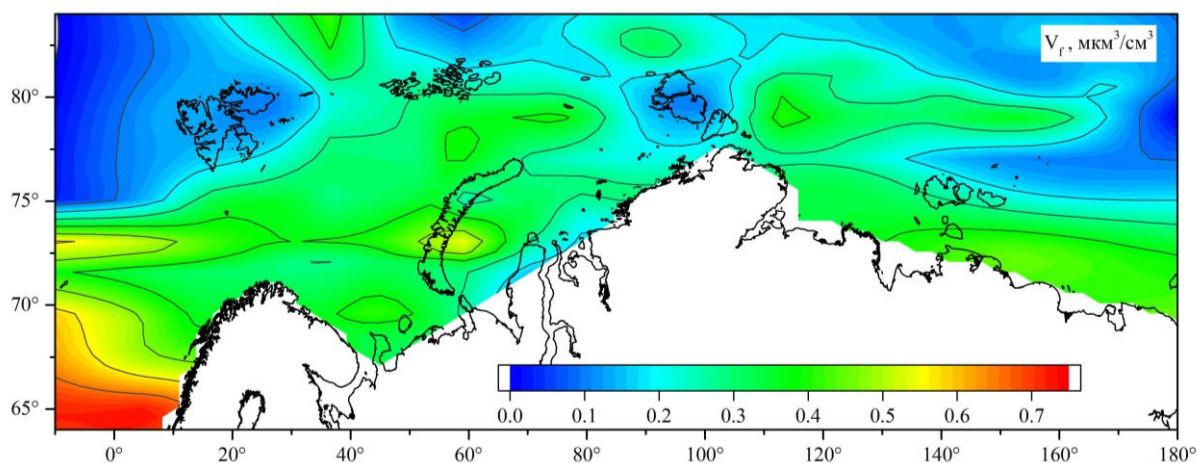


Рисунок 3 – Карта пространственного распределения концентраций аэрозоля V_f

Сомнительные локальные максимумы проявились и в пространственном распределении концентраций грубодисперсного аэрозоля (рис. 4): на севере моря Лаптевых и Баренцева моря. Указанные максимумы невозможно чем-то объяснить, кроме малочисленности данных и

неоднородности проведенных измерений. Более достоверными являются области высоких концентраций V_c в южных частях Баренцева и Карского морей. Кроме близости к континентальным источникам, эти районы характеризуются более интенсивным судоходством.

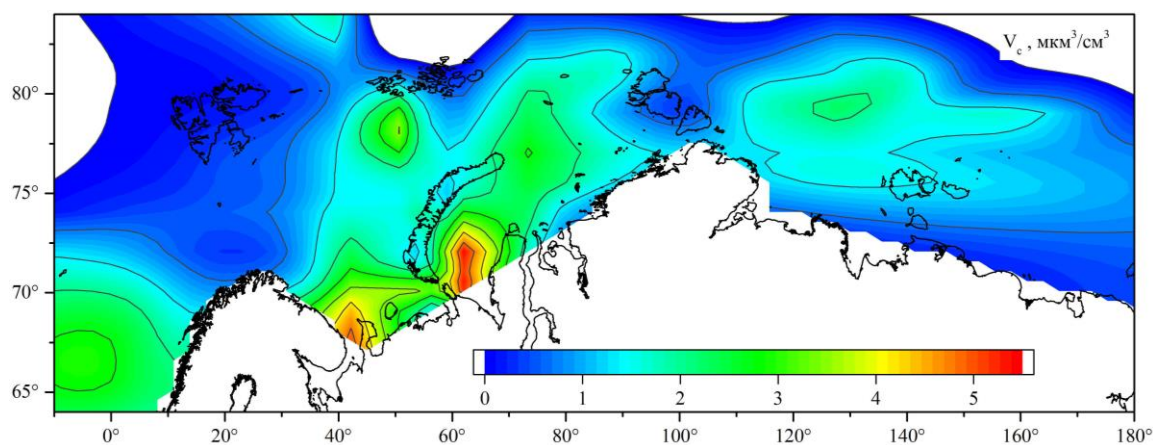


Рисунок 4 – Карта пространственного распределения концентраций аэрозоля V_c

Кроме объемных концентраций аэрозоля (V_f , V_c), рассмотрено пространственное распределение массовых концентраций $P_{2.5}$, рассчитанных по многолетним данным (июль-ноябрь 2007-2022 гг.) реанализа MERRA-2 [2]. Распределение концентраций $P_{2.5}$ над СЛО (рис. 5) качественно согласуется с данными измерений: уменьшение концентраций от Норвежского моря до Чукотского и общая тенденция спада концентраций в северном направлении.

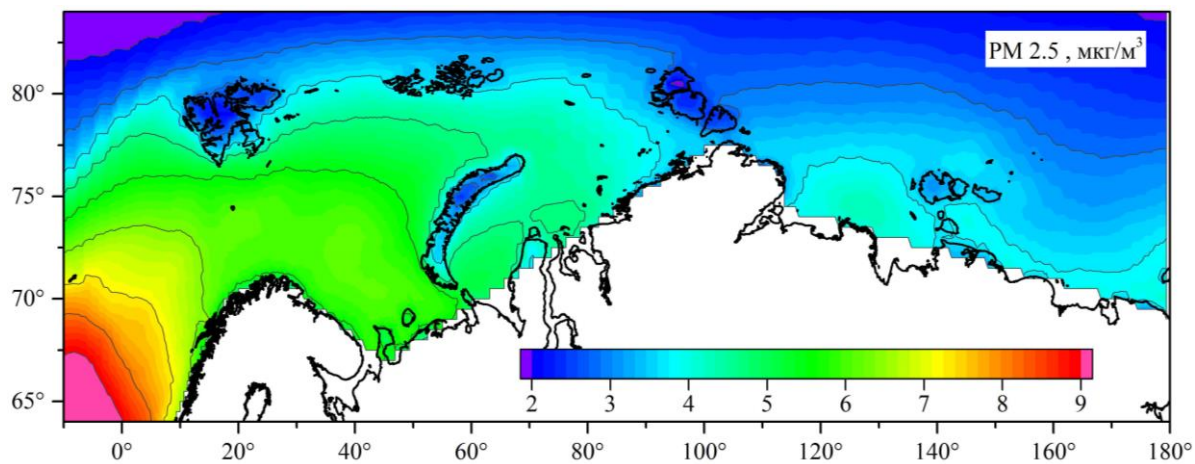


Рисунок 5 – Пространственное распределение концентраций $P_{2.5}$ по данным реанализа MERRA-2

Работа выполнялась при финансовой поддержке проекта РНФ № 21-77-20025.

1. Turchinovich Yu.S., Pochufarov A.O., Sakerin S.M. Algorithm of controlling the quality and retrieval of data from measurements of aerosol and black carbon concentrations in marine expeditions // Proc. SPIE. 2021. V. 11916. Art. 119161U [11916-20].

2. Giovanni: The Bridge Between Data and Science v 4.35. Available online: <https://giovanni.gsfc.nasa.gov/giovanni> (accessed on 02.02.2023).

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ДАННЫХ АВТОМАТИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА И РЕЗУЛЬТАТОВ РАСЧЕТОВ РАССЕЙВАНИЯ ВЫБРОСОВ ОКСИДОВ СЕРЫ ОТ ИСТОЧНИКОВ ИРКУТСКОЙ АГЛОМЕРАЦИИ

Моложникова Е.В., Оболкин В.А., Тюрнев И.Н., Шиховцев М.Ю.

Лимнологический институт Сибирского отделения РАН, г. Иркутск, Россия

e-mail: yelena@lin.irk.ru, obolkin@lin.irk.ru, max97irk@yandex.ru

Для тестирования модели HYSPLIT проведен сравнительный анализ данных непрерывного автоматического мониторинга и результатов численного моделирования регионального переноса оксидов серы. В качестве реперных точек выбраны станции непрерывного автоматического мониторинга ЛИН СО РАН, находящиеся на пути преобладающего переноса антропогенных выбросов промышленного комплекса, расположенного в долине реки Ангары. Предварительные расчеты прямых траекторий воздушных масс позволили выделить два типа метеорологических ситуаций при которых происходит перенос антропогенных примесей в атмосферу Южного Байкала. В результате проведенной верификации получено, что результаты численного моделирования удовлетворительно согласуются с измеренными данными и модель можно использовать для визуализации рассеивания антропогенных веществ в атмосфере Южного Байкала.

Понимание того, как атмосфера переносит и рассеивает антропогенные примеси, выбрасываемые в воздух, важно для прогнозирования загрязнения и контроля качества атмосферного воздуха. Модели рассеивания в атмосфере являются одними из доступных инструментов для определения полей рассеивания и контроля выбросов загрязняющих веществ, также они позволяют визуализировать поля рассеивания антропогенных примесей по площади. Для определения точности модельных расчетов необходимо проводить тестирование модели с использованием реальных данных. Для сравнительного анализа нами была выбрана модель HYSPLIT, она находится в открытом доступе и представляет собой комплексную систему для расчета простых траекторий движения воздушных масс, а также сложного моделирования переноса, рассеивания, химической трансформации и осаждения в реальном времени [1]. С помощью модели возможно отслеживание транспорта загрязняющих веществ от стационарных источников выбросов до точки рецептора, и определение площади распространения антропогенных примесей, переносимых на большие расстояния [2]. Для тестирования HYSPLIT в условиях Восточной Сибири проведено сравнение расчетных данных и результатов непрерывного автоматического мониторинга. Сравнение конфигурации поля выпадения проведено с использованием результатов химического анализа выпадений атмосферных примесей, накопленных в снежном покрове за зимний период. Поскольку основные региональные источники загрязнения это крупные ТЭЦ [3], для верификации модели был выбран диоксид серы. При расчёте учитывались данные трёх городов-источников Иркутской

агломерации, а влиянием переноса от других городов, расположенных в долине реки Ангары (Черемхово, Усолье-Сибирское, Саянск), и промышленных источников, расположенных в Красноярском крае, мы пренебрегли в связи с незначительным влиянием этих источников на южное побережье Байкала [4]. Данные об объеме выбросов от источников были взяты из 2 ТП воздух (<https://rpn.gov.ru/open-service/analytic-data/statistic-reports/air-protect>). В качестве реперных точек рассмотрены две станции, ведущие непрерывный мониторинг на побережье Южного Байкала. Станция Листвянка (51.84 с. ш., 104.99 в. д.) – находится на западном побережье Южного Байкала в 70-120 км от промышленных центров Иркутской агломерации. Станция располагается на высоте 670 м над у. м., что исключает влияние местных источников. Станция расположена на пути преобладающего переноса атмосферных загрязнений от промышленного комплекса региона (Рисунок 1) [5]. Станция Танхой (51.56 с. ш., 105.13 в. д.), расположена на территории охранной зоны Байкальского государственного природного биосферного заповедника (восточное побережье Южного Байкала). Станция так же находится по направлению основного переноса антропогенных примесей от крупных промышленных центров Иркутской области на оз. Байкал. На станции непрерывно ведутся измерения концентрации диоксида серы, что позволяет оценить состояние атмосферы в режиме реального времени (Рисунок 1). Для автоматической регистрации газовых примесей – SO₂, использовались газоанализаторы СВ-320, фирмы ОПТЕК (г. Санкт-Петербург) с разрешением 0,001 мг/м³.

Для определения взаимосвязи между переносом антропогенных веществ от промышленных объектов и повышением концентраций кислотообразующих компонентов в точках рецепторах по архивным метеорологическим данным (GDAS – National Oceanic and Atmospheric Administration, США) для каждого дня исследуемого периода были построены прямые траектории движения воздушных масс. Расчёты проводились с января 2022 года – по январь 2024 года, в качестве начальных точек выброса были выбраны города-источники Иркутск, Шелехов и Ангарск (Таблица 1). Проведенный с помощью модели анализ переноса воздушных масс от крупных стационарных источников загрязнения атмосферы, расположенных на Байкальской природной территории позволил разделить метеорологические ситуации за изучаемый период на пять различных групп. При классификации ориентировались на: расположение основных промышленных центров региона; повторяемость различных траекторий; а также на различия в синоптических ситуациях [4]. Проведенная ранее авторами работа позволила выделить два типа метеорологических ситуаций, при которых антропогенные примеси могут достигать акватории Южного Байкала. К первой группе мы отнесли метеорологические ситуации, которые возникают при развитии крупных антициклональных

образований, формирующихся над территорией Восточной Сибири. Метеоситуации характеризуется стабильной атмосферой с преобладанием слабых потоков северо-западного направления. В этот момент наблюдается основной перенос примесей на озеро со стороны региональных источников загрязнения, расположенных в долине р.Ангары. Влияние дальнего переноса при этом – незначительно. В среднем за год в регионе наблюдается 30-35% случаев возникновения данных условий. Эта группа является ссамой неблагоприятной для рассеивания шлейфов и способствует ухудшению экологической обстановки южного побережья Байкала. Данные метеорологические условия способствуют возникновению максимумов концентраций сульфатов, превышающих ПДК среднесуточную на станциях мониторинга Листвянка и Танхой. Вторая группа включает себя метеорологические ситуации, характерные для весны-лета. В это время над регионом возникают крупномасштабные северо-западные переносы воздушных масс, охватывающие всю Сибирь. В среднем в год 20-30% случаев. При таких метеорологических ситуациях также происходит рост оксидов серы в атмосфере южного Байкала.

Таблица 1. Входные данные для расчёта в HYSPLIT для городов Иркутской агломерации

Город	Иркутск	Ангарск	Шелехов
Широта, ° с.ш.	52,25	52,52	52,19
Долгота, ° в.д.	104,2	103,94	104,08
Высота источника, м	180 - 215	100 - 165	80 - 100
Выброс SO ₂ , мг /час	9,17·10 ⁹	5,87·10 ⁹	0,66·10 ⁹

Для двух выбранных метеорологических ситуаций были проведены серии расчетов переноса, рассеивания и выпадения оксидов серы. В качестве примера выбран случай от 27 января 2024 года, характерный для первой группы метеоситуаций когда на станциях Листвянка и Танхой произошло экстремальное повышения оксидов серы (Рисунок 1). Из рисунка 1 видно, что результаты моделирования (HYSPLIT) правильно показали повышение концентраций оксидов серы на 00 часов м.в. на станции Листвянка и 2:00 м.в 28 января станция Танхой. В результате расчетов рассеивания получено, что модель HYSPLIT визуально достоверно отображает перенос оксидов серы в атмосфере южного Прибайкалья, и можно корректно определять ситуации, когда над озером наблюдаются повышенные концентрации загрязняющих веществ. Данные о концентрациях загрязняющих веществ, полученные с помощью расчёта в модели HYSPLIT, сопоставимы по временному ходу с натурными измерениями, но различаются численно. Можно предположить, что на несовпадение значений могло повлиять то, что для расчета использован суммарный объем выброса всех предприятий городов, как одного точечного источника. Так же на несовпадение результатов может влиять

ограниченная разрешающая способность шкалы концентраций, выдаваемая моделью и сетка метеоданных.

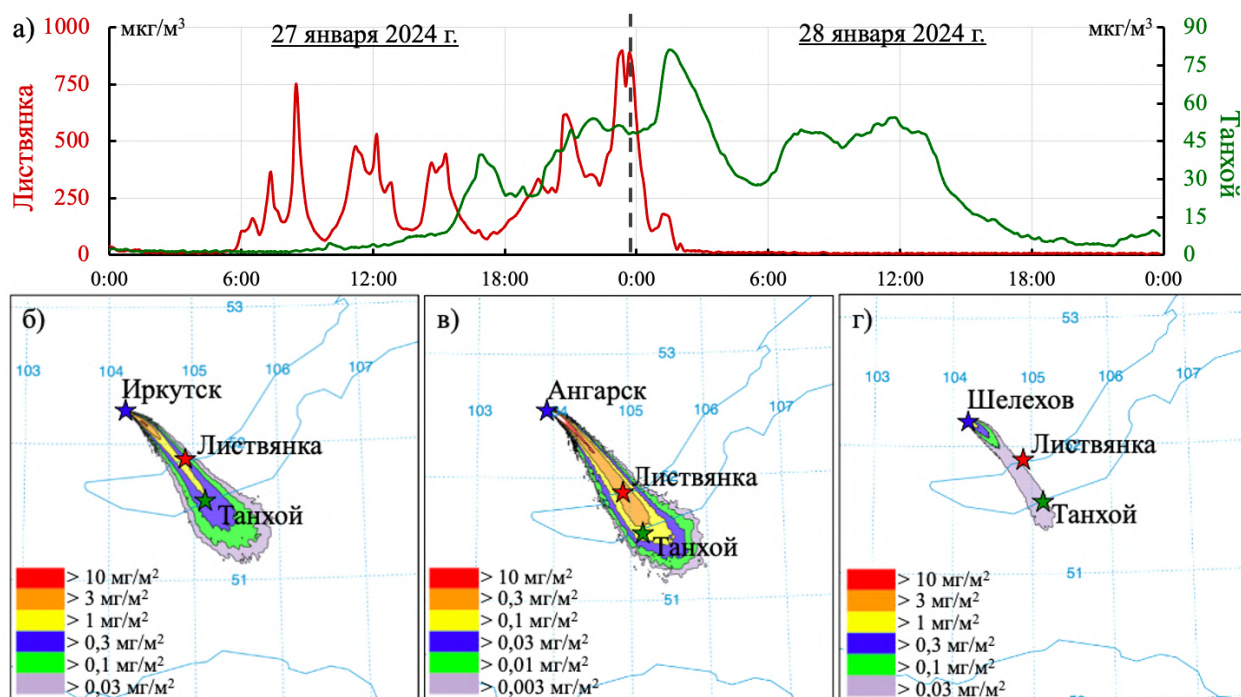


Рисунок 1 – Пример сравнительного анализа данных непрерывного автоматического мониторинга на станциях Листвянка и Танхой и результатов расчетов на модели HYSPLIT 27-28 января 2024 года; Выходные данные файла HYSPLIT начало расчета 14 часов местного времени, продолжительность 12 часов

Работа выполнена по теме государственного задания ЛИН СО РАН № 0279-2021-0014 «Исследование роли атмосферных выпадений на водные и наземные экосистемы бассейна озера Байкал, идентификация источников загрязнения атмосферы»

1. Stein A.F., Draxler R.R., Rolph G.D., Stunder B.J., Cohen M.D., Ngan F. NOAA's HYSPLIT atmospheric transport and dispersion modeling system // Bulletin of the American Meteorological Society. 2015. V. 96 №12. P. 2059-2077.

2. Schade G.W., Gregg M.L. Testing HYSPLIT Plume Dispersion Model Performance Using Regional Hydrocarbon Monitoring Data during a Gas Well Blowout // Atmosphere. 2022. V. 13. №3. P. 486.

3. Майсюк Е.П. Роль энергетики в экологическом состоянии Байкальской природной территории // География и природные ресурсы. 2017. №. 1. С. 100-107.

4. Shikhovtsev M.Yu., Molozhnikova Y.V. Inter-annual dynamics of regional and transboundary transport of air masses of the Baikal region for 2010-2018 // Proceedings of SPIE. 2020. V. 11560. P. 1-8.

5. Obolkin V., Molozhnikova E., Shikhovtsev M., Netsvetaeva O., Khodzher T. Sulfur and Nitrogen Oxides in the Atmosphere of Lake Baikal: Sources, Automatic Monitoring, and Environmental Risks // Atmosphere. 2021. V. 12. № 10. P. 1-10.

СОСТОЯНИЕ СТРАТОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЬНОГО СЛОЯ НАД ТОМСКОМ ПО ДАННЫМ ИЗМЕРЕНИЙ НА СИБИРСКОЙ ЛИДАРНОЙ СТАНЦИИ В 2024 ГОДУ

Невзоров А.В., Долгий С.И., Макеев А.П., Харченко О.В. Сальникова Н.С.

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

e-mail: nevzorov@iao.ru, dolgii@iao.ru, map@iao.ru, olya@iao.ru; salnikova@iao.ru

На основе длинного ряда наблюдений интегрального коэффициента обратного аэрозольного рассеяния, полученного на Сибирской лидарной станции ИОА СО РАН в Томске за 2018-2024 гг. проведен анализ изменений стратосферного аэрозольного слоя. Построены тренды изменений этого параметра атмосферы, они показывают замедление наполнения стратосферного аэрозоля. Средние по сезонам вертикальные профили отношения рассеяния за 2023-2024 гг. показывают уменьшение значений за период зима-весна и выше 20 км летом-осенью по сравнению с профилями 2018-2023 гг. В то время как, средние профили периода лето-осень на высотах от тропопаузы до 20 км показывают рост по сравнению с профилями 2018-2023 гг.

Введение. На Сибирской лидарной станции (СЛС) Института оптики атмосферы СО РАН, расположенной в Томске (56,5° с.ш., 85° в.д.), на основе методов дистанционного оптического зондирования атмосферы с 1986 года продолжается долговременный регулярный мониторинг характеристик стратосферного аэрозольного слоя (САС). Стратосферный аэрозоль (СА) является одним из существенных климатообразующих параметров атмосферы, который в основном состоит из частиц 75% водного раствора серной кислоты субмикронного диапазона размеров. Он рассеивает солнечное излучение, частично отражая его в обратном направлении, и в то же время пропускают тепловое излучение Земли и обеспечивают отрицательный радиационный приток в определенной степени компенсируют эффект глобального потепления. Стратосферный аэрозоль, образующийся в тропической зоне переносится в средние широты в результате циркуляции Брюера-Добсона и сосредоточен в слое Юнга на высотах около 20 км. Статистический, корреляционный анализ рядов данных долговременных регулярных измерений позволяет разрабатывать эмпирические модели параметров атмосферы; определять сезонные, квазидвухлетние и другие периодические циклы изменений; исследовать механизмы, определяющие динамику и взаимосвязи измеряемых параметров; обнаруживать кратковременные возмущения атмосферы и постепенно накапливающиеся изменения под действием природных и антропогенных факторов; в конечном итоге, определять и прогнозировать тренды атмосферных изменений с оценкой степени их влияния на возможные климатические изменения. Подобный подход к исследованиям атмосферных изменений на основе регулярного комплексного дистанционного оптического мониторинга – одно из приоритетных направлений в современной мировой практике исследований атмосферы [1,2].

Результаты и обсуждение. При лидарных измерениях наиболее полно общую картину временной динамики аэрозольного наполнения стратосферы дает интегральный коэффициент обратного аэрозольного рассеяния B_{π}^a в определенном интервале стратосферных высот от h_1 до h_2 :

$$B_{\pi}^a = \int_{h_1}^{h_2} \beta_{\pi}^a(h) dh, \quad (1)$$

который рассчитывается нами для диапазона высот 15-30 км.

На рисунке 1 представлены данные измерений интегрального коэффициента обратного аэрозольного рассеяния над Томском с 2018 по 2024 гг. Здесь каждая точка является усредненным значением за 10 дней измерений (декада). Стрелками указаны взрывные извержения вулканов.

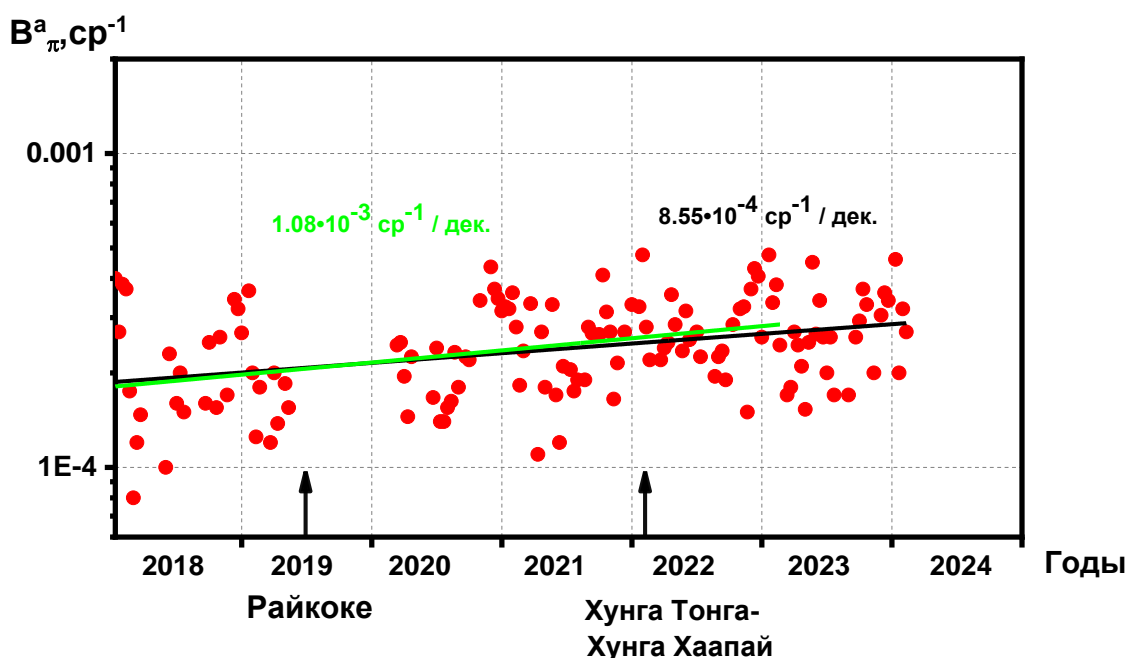


Рисунок 1 – Временной ход интегрального коэффициента обратного аэрозольного рассеяния на длине волны зондирования 532 нм в высотном диапазоне 15-30 км, зарегистрированный над Томском в 2018-2024 гг. Прямыми линиями обозначены тренды изменения (зеленый для 2018-2023 гг., черный – 2018-2024 гг.)

Прямыми линиями на рисунке 1 обозначены тренды изменений интегрального коэффициента обратного аэрозольного рассеяния B_{π}^a на длине волны зондирования 532 нм в высотном диапазоне 15-30 км. Зеленая линия для 2018-2023 гг., черная – 2018-2024 гг.

Как показано ранее, при анализе долговременных измерений стратосферного аэрозольного слоя на СЛС ИОА СО РАН в Томске отмечен рост СА за 2018-2023 гг. со скоростью $1.08 \cdot 10^{-3} \text{ ср}^{-1}$ за декаду (рис. 1 зеленая линия) [3]. Этот рост был обусловлен

глобальным влиянием взрывных извержений вулканов Райкоке в июне 2019 г., и подводного вулкана Хунга Тонга-Хунга Хаапай в январе 2022 г.

При анализе полученных результатов измерений интегрального коэффициента обратного аэрозольного рассеяния над Томском с 2018 по 2024 гг. была построена линейная регрессия, которая аппроксимируется прямой вида $B_{\pi}^a = A + B \cdot t$, где A , B – константы, t – время в декадах. Построенная в 2024 году линейная регрессия (черная кривая на рис. 1) имеет вид $B_{\pi}^a = -3.73 + 8.55 \cdot 10^{-4} \cdot t$, что говорит о скорости роста содержания B_{π}^a - ср^{-1} за декаду. Из рисунка 1 видно, что скорость роста СА в 2024 году начинает замедляться и происходит стабилизация наполнения стратосферным аэрозолем с уменьшением влияния взрывных извержений вулканов.

Наиболее полно вертикальную структуру стратосферного аэрозоля отражают вертикальные профили. На рисунке 2.а представлены усредненные по сезонам профили вертикального распределения оптических характеристик САС с 2018 по февраль 2023 гг. (сплошные красные и синие линии) в сравнении с периодом с марта 2023 по март 2024 гг. (пунктирные красные и синие линии).

Всего было обработано 107 профилей для периода 2018-2023 гг. и 26 для периода 2023-2024 гг. зимне-весеннего (ноябрь - апрель), а также 75 профилей 2018-2023 гг. и 18 профилей 2023-2024 гг. для летне-осеннего (май – октябрь) периодов. При этом каждый профиль получен усреднением 2-3 профилей снятых за одну ночь измерений. Из рисунка 2.а видно, что вертикальные профили зимне-осеннего периода 2023-2024 гг. показывают уменьшение содержания стратосферного аэрозоля по всей трассе измерений по сравнению с профилями 2018-2013 гг. В то же время, профили летне-осеннего периода 2023-2024 гг. уменьшаются с высоты 20 км и увеличиваются ниже этой высоты по сравнению с профилями 2018-2023 гг. Это хорошо видно на рисунке 2б, где показана разница между сезонными профилями периодов 2023-2024 гг. и 2018-2023 гг.

Синей линией обозначен зимне-весенний период, а красной – летне-осенний. Таким образом можно отметить, что происходит очищение стратосферного аэрозоля по всей трассе измерений в зимне-весенний период и летом –осенью на высотах выше 20 км. В то время как на высотах выше тропопаузы до 20 километров летом –осенью наблюдается рост САС, который можно объяснить динамическими процессами переноса СА.

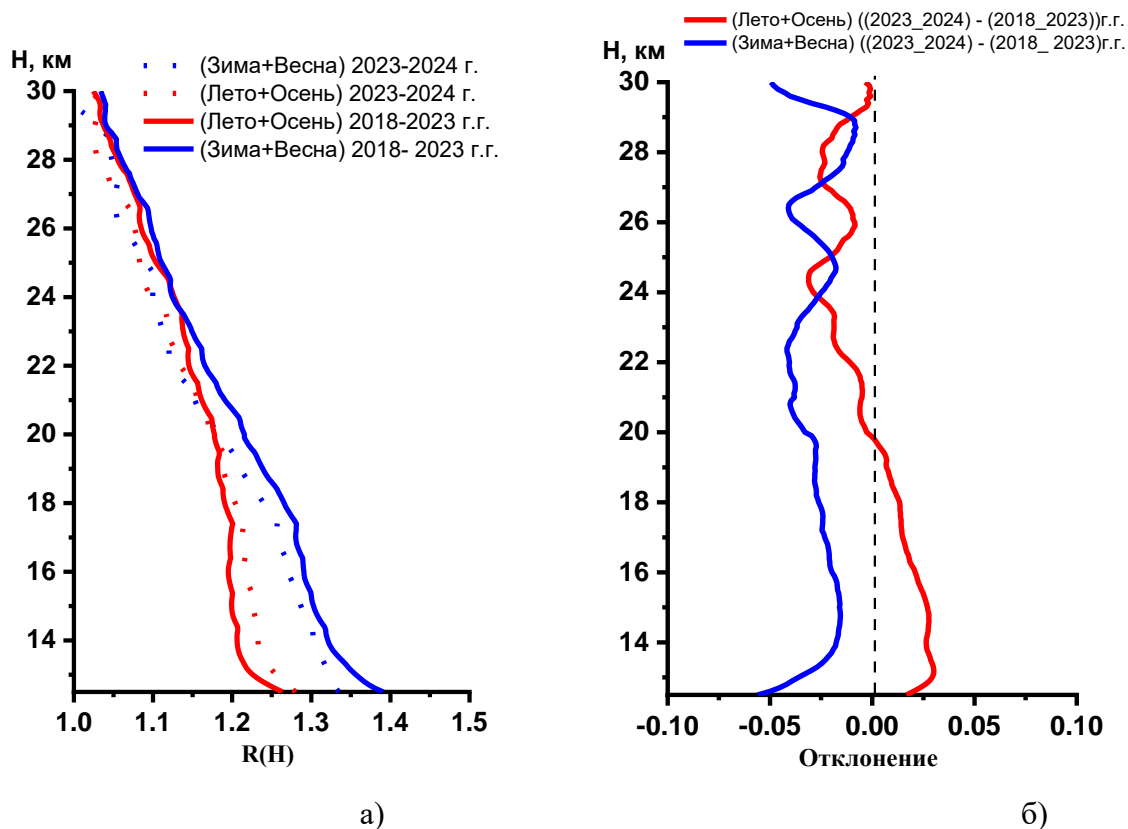


Рисунок 2 – а) Усредненные сезонные профили отношения рассеяния на длине волны 532 нм за 2018-2023 гг. - сплошная линия, в сравнении со средне сезонными профилями 2024 г. - пунктирная линия, полученные на СЛС. б) – Разница между профилями 2023-2024 года и профилями 2018-2023 гг.

Заключение. По данным ряда долговременных измерений интегрального коэффициента обратного аэрозольного рассеяния B_{π}^a для стратосферы в диапазоне 15-30 км за 2018-2024 гг. была построена линейная регрессия вида $B_{\pi}^a = -3.73 + 8.55 \cdot 10^{-4} \cdot t$, что в сравнении с регрессией 2018-2023 года, говорит о уменьшении скорости наполнения стратосферным аэрозолем за счет влияния взрывных извержений вулканов Райкоке в июне 2019 г. и подводного вулкана Хунга Тонга-Хунга Хаапай в январе 2022 г.

Средние по сезонам вертикальные профили отношения рассеяния за 2023-2024 гг. показывают уменьшение значений за период зима-весна и выше 20 км летом-осенью, по сравнению с профилями 2018-2023 гг. В то время как, средние профили периода лето-осень на высотах от тропопаузы до 20 км показывают рост по сравнению с профилями 2018-2023 гг.

1. Маричев В.Н., Бочковский Д.А., Елизаров А.И. Оптические характеристики стратосферного аэрозоля Западной Сибири по результатам лидарного мониторинга в 2010–2021 гг. // Оптика атмосферы и океана. 2022. Т. 35. № 09. С. 717–721.

2. *Langenbach A., Baumgarten G., Fiedler J., Lübken F.-J., von Savigny C., Zalach J.* Year-round stratospheric aerosol backscatter ratios calculated from lidar measurements above northern Norway // *Atmos. Meas. Tech.* 2019. V. 12. P. 4065–4076.

3. *Nevzorov A.V., Dolgii S.I., Makeev A.P., Kharchenko O.V., Salnikova N.S.* Stratospheric aerosol layer for period of 2018-2023 using measurements at Siberian Lidar Station in Tomsk // *Proceedings of SPIE.* 2023. V. 12780. Art. 127801V.

ВСЕПОГОДНЫЙ, АВТОНОМНЫЙ, ПОРТАТИВНЫЙ УЛЬТРАЗВУКОВОЙ АНЕМОМЕТР - ТЕРМОМЕТР

Ростов А.П.

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

e-mail: rostov@iao.ru

Разработан прибор для измерения и регистрации ортогональных компонент скорости ветра и температуры воздуха.

Ультразвуковые анемометры - термометры давно и успешно применяются в атмосферных экспериментах, проводимых в натуральных условиях. [1-3]. Их свойство без инерционности особенно подходит для измерения вертикальной компоненты ветра, крайне необходимой для расчета турбулентного переноса импульса, тепла и водяного пара у земли, а также локальной турбулентности.

В нашем коллективе разрабатываются методы дистанционного зондирования турбулентности на протяженных трассах до 20 км. Потребовалось синхронно знать уровень локальной турбулентности вдоль этих трас. Имеющиеся ультразвуковые анемометры – термометры не подходили для этого эксперимента, так как в большинстве это стационарные либо переносимые приборы. Они так же требуют внешнего питания и наличия ПК для регистрации параметров.

Современное состояние микроэлектроники дало возможность разработать малогабаритный и простой ультразвуковой анемометр - термометр, автономно работающий и регистрирующий данные в реальном времени в большинстве погодных условий. Структурная схема прибора показана на рисунке 1.

Основа прибора хорошо известный и недорогой микроконтроллер ATmega168 компании Atmel, ныне Microchip [3] Приборы ATmega168 являются 8-разрядными микроконтроллерами патентованной AVR структурой. Большинство команд выполняется за один тактовый цикл, что обеспечивает производительность 1 MIPS на каждый мегагерц тактовой частоты и позволяет оптимизировать потребление, зависящее в основном от тактовой частоты.

AVR ядро базируется на усовершенствованной RISC архитектуре, с 32 регистрами общего назначения и быстрым доступом, непосредственно связанными с арифметико-логическим устройством (АЛУ), и мощной системой команд. Такая высокоэффективная архитектура обеспечивает производительность почти в десять раз больше, чем стандартные CISC микроконтроллеры компании Intel

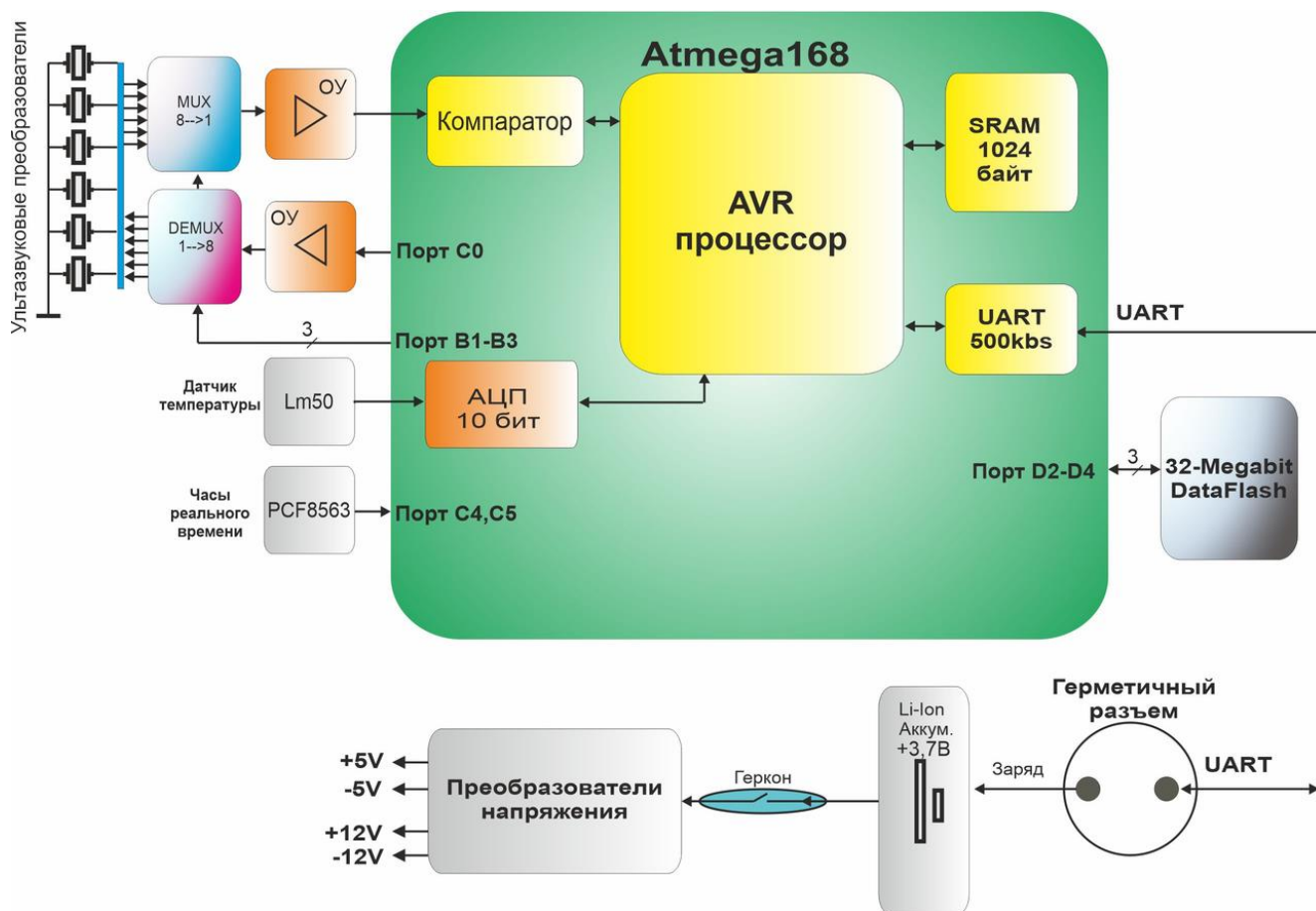


Рисунок 1 – Структурная схема прибора

В состав этого микроконтроллера входят: три счетчика/таймера; аналоговый компаратор; 10 – битный 8 – канальный АЦП; последовательные асинхронный и I2C интерфейсы, а также три параллельных порта ввода/вывода. Такой «сервисный набор» позволил программно организовать синхронную работу всех узлов 3–мерного ультразвукового анемометра – термометра и достигнуть частоты измерения и регистрации параметров до 57 Гц.

Ультразвуковые приемопередатчики были взяты от автомобильной системы парковки. Их резонансная частота равна 40 кГц. Они герметичны и хорошо акустически согласованы с воздухом.

Алгоритм вычисления температуры и скорости ветра традиционный и хорошо описан в литературе. Отличие только в методе измерения скорости звука. Здесь он - фазовый. Измеряется приращение значения фазы на одном из периодов волны ультразвукового пакета. Для того чтобы попасть в нужный период волны необходимо приблизительно знать температуру воздуха с точностью +/- 2 гр. С. Для ее измерения в приборе есть полупроводниковый интегральный датчик температуры.

Для удобства эксплуатации в прибор добавлены часы реального времени, обеспечивающие привязку данных к времени измерения. Измеренные координатные значения

скорости ветра, температуры и времени сохраняются во внутренней энергонезависимой памяти. Её емкость позволяет запомнить регистрируемые данные за 8 часов непрерывной работы прибора при максимальной частоте измерения. Емкости, встроенного в прибор литий - ионного элемента, хватает на 10 часов непрерывной работы. Для повышения герметичности включение прибора осуществляется постоянным магнитом.

Конструктивно прибор состоит из дюралевой трубы длиной 350 мм, диаметром 40 мм и двух колец из нержавеющей стали радиусом 150 мм, на которых ортогонально размещены шесть ультразвуковых приемо-передатчика.

Внешний вид анемометра показан на рисунке 2.



Рисунок 2 – Общий вид прибора

Прибор регистрирует скорость ветра в диапазоне +/- 15 м/сек и температуру от -20 до +35 гр. Цельсия.

Питание анемометра-термометра осуществляется от одного литиевого элемента 18650 емкостью 2500 мА/ч. Потребляемый ток не превышает 200 мА.

Прибор успешно применялся в экспериментальных исследованиях летом – осенью 2023 года. Фрагмент временного ряда показан на рисунке 3. Полученные данные позволяют вычислить ряд турбулентных характеристик атмосферы;

- скорость трения
- масштаб температуры

- масштаб Обухова
- момент протока
- структурную характеристику температурного поля

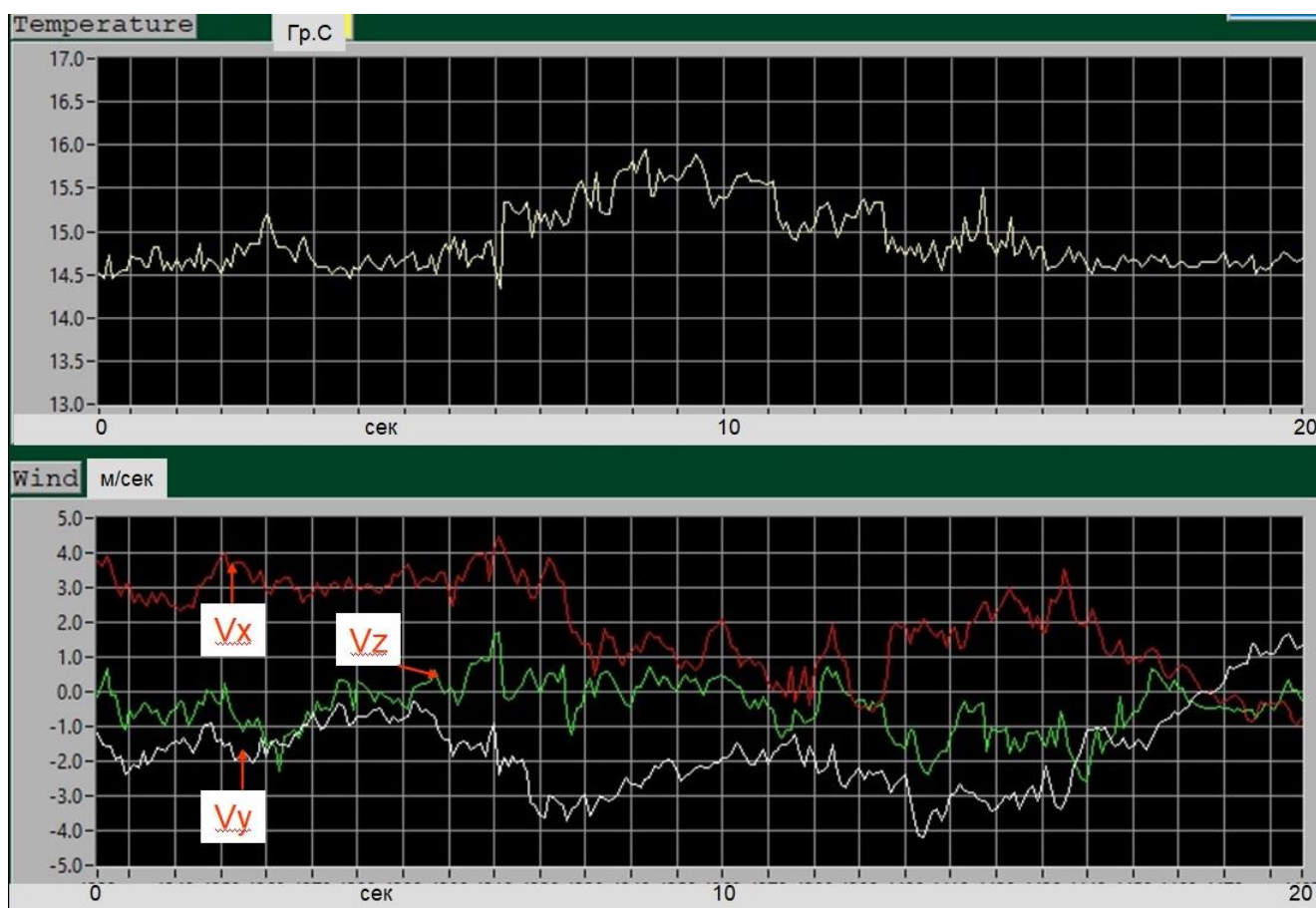


Рисунок 3 – Данные ветра и температуры

Закключение: Разработан и изготовлен надежный и компактный прибор для оценки состояния приземного слоя атмосферы.

1. Barrett E.W., Suomi V.E. Preliminary Report on Temperature Measurement by Sonic Means // J. Meteorology. 1949. V. 6. P. 273–276.

2. Kaimal J.C., Wyngaard J.C., Haugen D.A. Deriving power spectra from a three-component sonic anemometer // J. Applied. Meteorology. 1968. V. 7. P. 827–837.

3. Larsen S.E., Edson J.B., Fairall C.W., Mestayer P.G. Measurement of temperature spectra by a sonic anemometer // J. Atmosphere Oceanic Technology. 1993. V. 10. P. 345–354.

4. Компания Microchip Technology Inc [Электронный ресурс], URL: <https://www.microchip.com/> (дата обращения 1.03.2024).

ОСОБЕННОСТИ ЗЕРКАЛЬНОГО ОТРАЖЕНИЯ КРИСТАЛЛИЧЕСКИМИ ЧАСТИЦАМИ В ЛЕДЯНЫХ ОБЛАКАХ

Коханенко Г.П., Балин Ю.С., Клемашева М.Г., Насонов С.В., Новоселов М.М.

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

e-mail: kokh@iao.ru, balin@iao.ru, marina@iao.ru, nsvtsk@gmail.com, novoselov@iao.ru

В докладе приводятся результаты наблюдений горизонтально ориентированных кристаллических частиц в облаках верхних ярусов с помощью сканирующего поляризационного лидара ЛОЗА-М3 в 2018-2023 гг. В слоях с выраженным зеркальным отражением зависимость интенсивности сигнала от угла наклона отражает распределение отклонения частиц относительно горизонтальной плоскости и описывается экспоненциальной зависимостью. Показано влияние температуры облака на ширину распределения. Описаны случаи наблюдения зеркального отражения от одиночных частиц.

Основной целью наблюдения зеркально отражающих кристаллических частиц является изучение законов распределения частиц по углам отклонения от горизонтальной плоскости. Предполагается, что это распределение совпадает с зависимостью интенсивности сигнала от угла наклона лидара при зенитном сканировании.

Методика наблюдений, устройство лидара и предыдущие результаты подробно описаны в [1,2]. Зенитное сканирование в небольших углах отклонения от вертикали проводилось со скоростью около 0.2 градусов в секунду, что соответствует одной угловой минуте сдвига направления зондирования между импульсами лазера. Угол измерялся от вертикальной позиции лидара, сканирование проводилось так, чтобы ось лидара пересекала направление в зенит (сканирование от -4° до $+4^\circ$). Это дает возможность определять угол отклонения лидара в плоскости сканирования с точностью в 1 угловую минуту. В поперечной плоскости погрешность установки вертикали оценивается в ± 4 угловых минут.

Результаты показывают, что вклад горизонтально ориентированных частиц, дающих зеркальное отражение, может существенно различаться в различных участках облака. В слоях с выраженным зеркальным отражением зависимость интенсивности сигнала от угла наклона отражает распределение отклонения частиц относительно горизонтальной плоскости и описывается экспоненциальной зависимостью вида $I = I_0 + A \exp(-|\alpha - \alpha_0|/w)$, где I - интенсивность сигнала, I_0 - интенсивность в отсутствие зеркальной компоненты, A - постоянная, зависящая от доли зеркальных частиц в общем массиве, α - угол наклона, α_0 - погрешность ориентации вертикали лидара, w - полуширина распределения.

Всего за 5 лет проведено 79 циклов наблюдения, из них в 2023 году – 34. Такое

количество наблюдений объясняется возможностью непосредственного зондирования кристаллических облаков в отсутствии нижележащей облачности нижнего яруса. На рисунке 1 приведены примеры экстремальных случаев распределения по углам наклона, измеренных в 2023 году. 20 июля наблюдалась самое широкое распределение с полушириной 112 угловых минут, 19 июня – самое узкое, $w=11.6$ угл. мин.

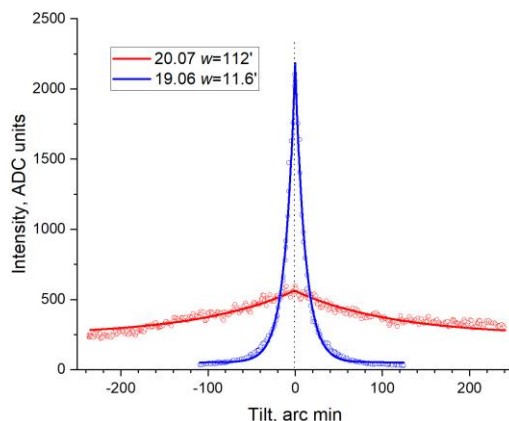


Рисунок 1 – Примеры зависимости интенсивности лидарного сигнала от угла наклона, наблюдавшиеся в 2023 году

В предыдущие годы наблюдений максимально широкое распределение наблюдалось 02.07.2021 г. ($w=280'$), самое узкое – 11.05.2022 ($w=8'$). Вероятность появления различных значений w представлена на рисунке 2.

Облака с выраженным зеркальным рассеянием наблюдались на различных высотах, от 4100 м (18.05.22, температура облака -10°C) до 13300 м (02.07.22, температура -64°C).

Связь ширины распределения с температурой облака представлена на рисунке 3. Температура приводится по данным метеозондирования для станции Новосибирск, взятым с сайта <http://weather.uwyo.edu>. Несомненно, наиболее широкие распределения наблюдаются в верхних слоях тропосферы при низких температурах. Узкие распределения характерны для температур 20-25 градусов ниже нуля.

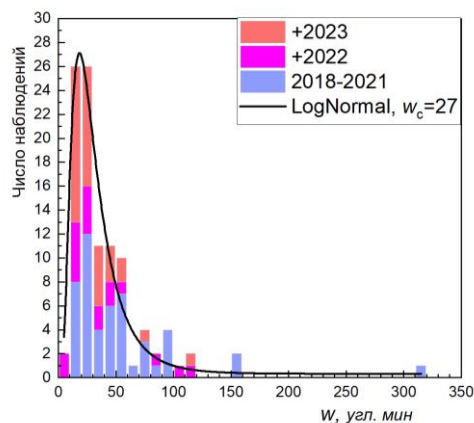


Рисунок 2 – Частота наблюдения полуширин w распределения наклонов кристаллических частиц, накопленная за 2018-2023 года

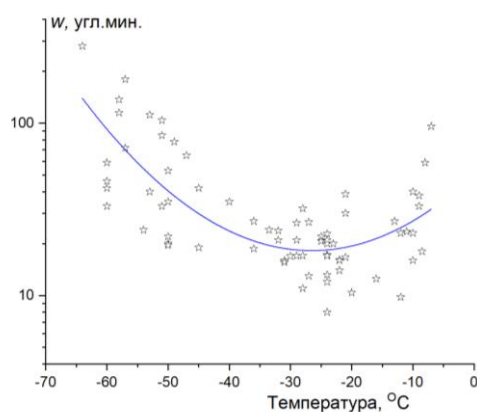


Рисунок 3 – Зависимость полуширины распределения от температуры облака

В большинстве случаев наблюдаемое зеркальное отражение от облака – это результат сложения рассеяния от множества кристаллических частиц. Но иногда в облачном слое могут присутствовать частицы очень большого размера, сигнал от которых превосходит общий фон рассеяния.

На рисунке 4 приводится карта зондирования 01.10.2018. Величина сигнала отображается в условной цветовой шкале. В этом случае сканирование проводилось с несимметричным отклонением относительно зенита (в пределах от -1° до $+4^\circ$), что проявляется в двойных линиях максимума интенсивности при переходе через вертикаль. В слое 6000 м видны отдельные яркие точки в окрестностях максимума сигнала, в т.ч. и в промежутке между максимумами при угле отклонения 1° , в то время как основные зеркальные слои имеют полуширину распределения около 30 угл. мин.

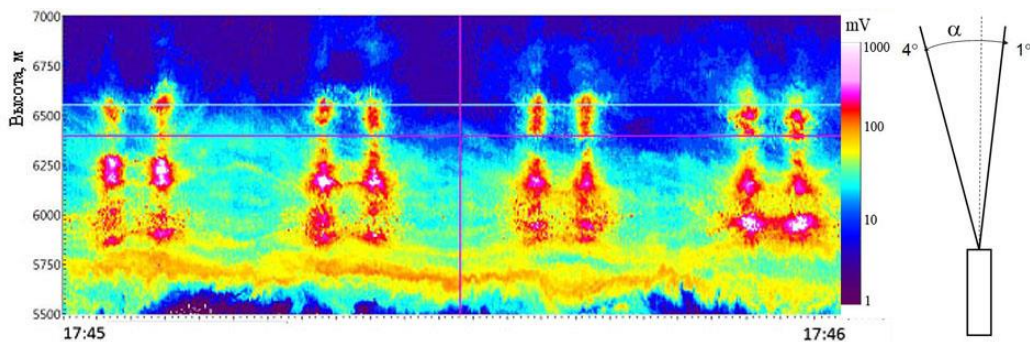


Рисунок 4 – Наблюдение одиночных зеркальных частиц 01.10.2018 г.

На рисунке 5 приводится непрерывная запись сигнала при отклонении лидара на 80 угловых минут от вертикали. На всей записи видны отдельные «звездочки» - сигналы от одиночных крупных кристаллов, превосходящие по интенсивности фон от облака. Несомненно, это зеркально отражающие частицы, однако угол флаттера у них заведомо больше, чем в рассмотренных ранее случаях. Вертикальный профиль температуры приведен в левой части рисунка.

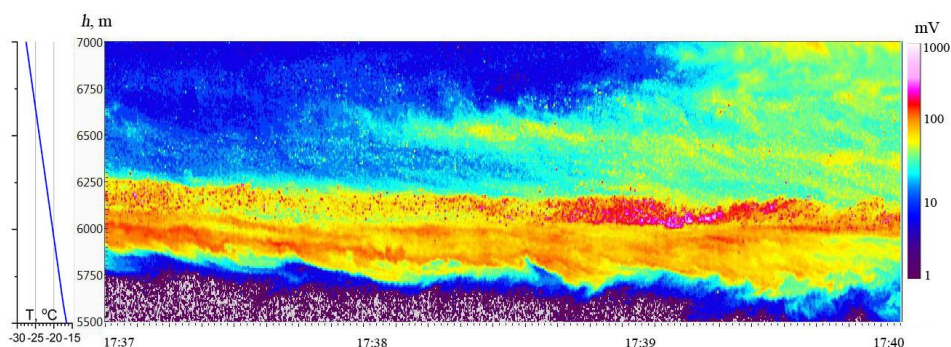


Рисунок 5 – Непрерывная запись 01.10.2018 при угле отклонения лидара 80 угл. мин

Вид нескольких лидарных сигналов от одиночных частиц приведена на рисунке 6. Хорошо видно, что сигнал полностью поляризован. В крос-поляризованной компоненте сигнал не наблюдается, что характерно для зеркального отражения.

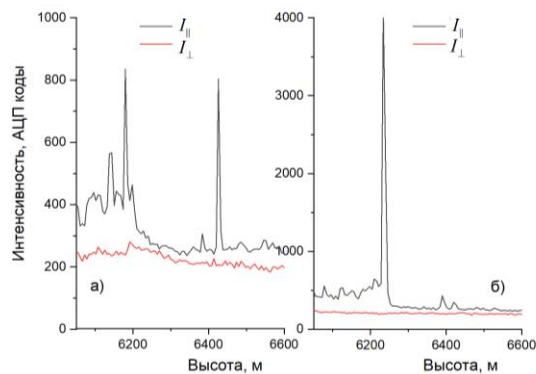


Рисунок 6 – Лидарный сигнал от одиночных зеркальных частиц

Исследования выполнены в рамках государственного задания ИОА СО РАН.

ТЕСТИРОВАНИЕ ВЕТРОВОГО ИМПУЛЬСНОГО КОГЕРЕНТНОГО ДОПЛЕРОВСКОГО ЛИДАРА ЛРВ-2 ПРИ ДЛИННОМ И КОРОТКОМ ЗОНДИРУЮЩИХ ИМПУЛЬСАХ

Банах В.А., Разенков И.А., Смалихо И.Н., Шерстобитов А.М.

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

e-mail: banakh@iao.ru, lidaroff@iao.ru, smalikho@iao.ru, shrarm@iao.ru

В Лаборатории распространения волн создана вторая версия макета импульсного когерентного доплеровского лидара, ЛРВ-2. Текущая версия имеет высокую энергию зондирующих импульсов (до 100 мкДж), широкую выходную апертуру (9 см) и обладает возможностью программной регулировки фокусного расстояния. В работе представлены результаты, полученные при зондировании лидаром в двух режимах – с минимально коротким и максимально длинным зондирующими импульсами. В режиме с коротким импульсом частота посылки зондирующих импульсов составляет 20 кГц, при его длительности 300 нс. В режиме с длинным импульсом – 10 кГц и 1000 нс.

Для исследования процессов в пограничном слое атмосферы, таких как турбулентность, гравитационные волны и струйные течения нашей лабораторией был приобретен лидар производства Halo Photonics Stream Line, а в 2019 году создан макет ветрового доплеровского лидара ЛРВ1 [1]. С помощью данных лидаров проведен ряд экспериментов по изучению процессов в пограничном слое. Недостатком лидаров являлась небольшая мощность зондирующего излучения, что не позволяло корректно оценивать ветер при низкой концентрации аэрозоля. Кроме того, некоторые исследования пограничного слоя требуют одновременного задействования нескольких лидаров [2,3].

Конструкция оптического блока лидара ЛРВ-2 представлена на рисунке 1. Передатчик состоит из локального генератора и двухступенчатого усилителя мощности. Локальный генератор представляет собой высокостабильный малошумящий непрерывный лазер на длине волны 1.55 мкм. Усилитель мощности представляет собой волоконный однопроходной лазер на основе оптоволоконна легированного ионами эрбия. Накачка усилителя осуществляется лазерными диодами, а усиление излучения локального генератора, происходит на той же частоте 1.55 мкм.

Для формирования зондирующих импульсов между генератором излучения и усилителем помещается акустооптический модулятор, управляемый драйвером. Модулятор формирует последовательность маломощных оптических импульсов с заданной длительностью. Программный комплекс позволяет задавать длительность импульса от 20 до 1000 нс, однако минимальная длительность импульсов составляет 260-300 нс при частоте их следования 20 кГц

и около 500 нс при частоте 10 кГц. При меньших длительностях усилитель работал нестабильно, или выключается.

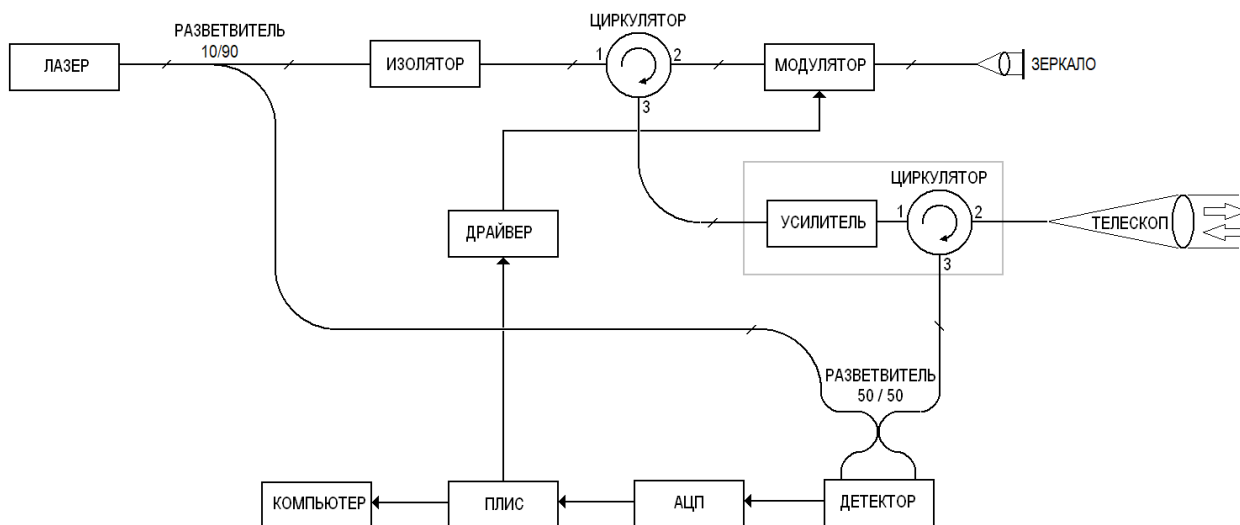


Рисунок 1 – Схема оптического блока лидара ЛРВ-2

Циркулятор в паре с отражателем дает возможность излучению пройти дважды через акустооптический модулятор (АОМ). При двойном проходе АОМ коэффициент экстинкции составляет 60 дБ.

Сигнал, формируемый балансным детектором оцифровывается на АЦП (ADS4249EVM) с частотой дискретизации $B_0 = 250$ МГц (период между отсчетами $t_s = 4$ нс). Поток данных с АЦП представляет собой лидарный сигнал $X(mt_s)$, содержащий информацию о скорости ветра в виде доплеровского сдвига $f_d = 2V_r/\lambda$, где V_r – радиальная скорость (РС), λ – длина волны лазера. Доплеровский «пик» смещен на величину f_i (в нашем случае 80 МГц), зондирующее излучение приобретает такой сдвиг при прохождении через АОМ.

Для получения профиля оценок радиальной скорости $\{\hat{V}_r(R_i)\}$ лидарный сигнал с каждой l -й, ($l \in 1..L$) посылки зондирующего излучения разбивается на участки длиной N отсчетов. Для уменьшения пространственного шага такие участки могут перекрываться. Далее из каждого участка лидарного сигнала с помощью оконного быстрого преобразования Фурье (БПФ) вычисляется спектр и происходит усреднение полученных спектров по L зондированиям. В итоге получается массив спектров $\hat{S}(f_k, R)$ на различных расстояниях $R = n_0 ct_s/2$ от лидара:

$$\hat{S}(f_k, R) = \frac{t_s}{2LN} \sum_{l=1}^L \left| \sum_{n=-N/2}^{N/2-1} X((n+n_0)t_s)W(n) \exp\left(-\frac{2\pi jnk}{N}\right) \right|^2 \quad (1)$$

где $W(n)$ – функция временного окна.

Положение максимума доплеровского «пика» для каждого спектра $\hat{S}(f_k, R)$ определялось с использованием Фурье-интерполяции [1,4], что позволяло более точно определить $\{\hat{V}_r(R_i)\}$.

В лидаре ЛРВ-2 обработка сигнала проводится за два этапа: сначала рассчитывается массив усредненных спектров (1). Расчет осуществляется на ПЛИС-платформе TSW1400EWM с использованием конвейерного алгоритма, основанного на открытом ядре БПФ с плавающей точкой [5]. Алгоритм, используемый ранее для лидара ЛРВ-1 был модифицирован для возможности использования 64, 128 и 256 точечного БПФ и различных оконных функций; на втором этапе спектры $\hat{S}(f_k, R)$ передавались на ПК, где в графическом интерфейсе вычислялись оценки радиальной скорости $\hat{V}_r(R_i)$ и отношения сигнал-шум (ОСШ).

Тестирование лидара ЛРВ-2 проводилось в южной башне Института оптики атмосферы. В ходе эксперимента осуществлялось попеременное зондирование в двух режимах: с длинным и коротким импульсами. При этом частота следования зондирующих импульсов составляла 10 и 20 кГц соответственно. В режиме с длинным зондирующим импульсом (режим 1) для получения спектра (1) использовалось БПФ длиной $N=256$, и $N=64$ для «короткого» импульса (режим 2). В качестве временного окна использовалось окно Хемминга. Для получения одного профиля радиальной скорости использовалось накопление в течении 1 секунды ($L=10000$ для режима 1 и $L=20000$ для режима 2). Энергия зондирующих импульсов для режимов 1 и 2 составляла 100 мкДж и 45 мкДж соответственно. Зондирование осуществлялось через остекление (триплекс). Луч лидара был направлен горизонтально и на расстоянии около 3 км упирался в постройку на территории ГРЭС-2 (рисунок 3б). На рисунке 2 представлены результаты измерений проведенных с 17:00 до 18:00 24.03.2024.

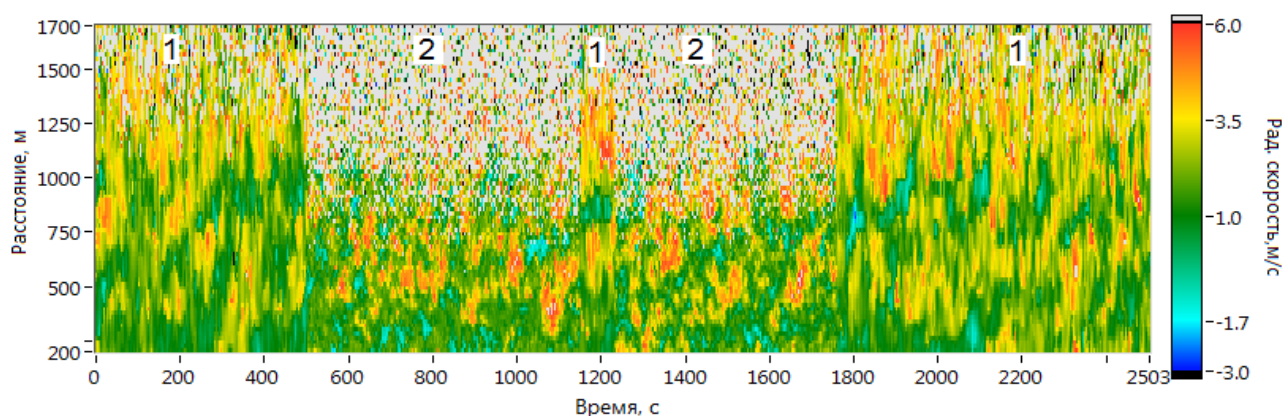


Рисунок 2 – Оценки радиальной скорости и, полученные лидаром ЛРВ-2 при зондировании в двух режимах: (1) – импульс длительностью 1 мкс, частота следования 10 кГц;
(2) – 0.3 мкс, 20 кГц

Из приведенных на рисунке 2 двумерных распределений видно, что дальность корректного восстановления РС составляет 1200м-1300м в режиме 1, и 800 м-1000 м в режиме 2. В режиме 1 ветровые неоднородности более «растянуты», что вызвано низким пространственным разрешением, происходящим вследствие усреднения радиальной скорости вдоль зондирующего луча.

На рисунке 3 представлены средние профили ОСШ для полосы 50 МГц, полученные за время эксперимента. Очевидно, что ОСШ в режиме 1 больше (рис. 3а), чем в режиме 2, что и позволяет повысить дальность корректной оценки радиальной скорости.

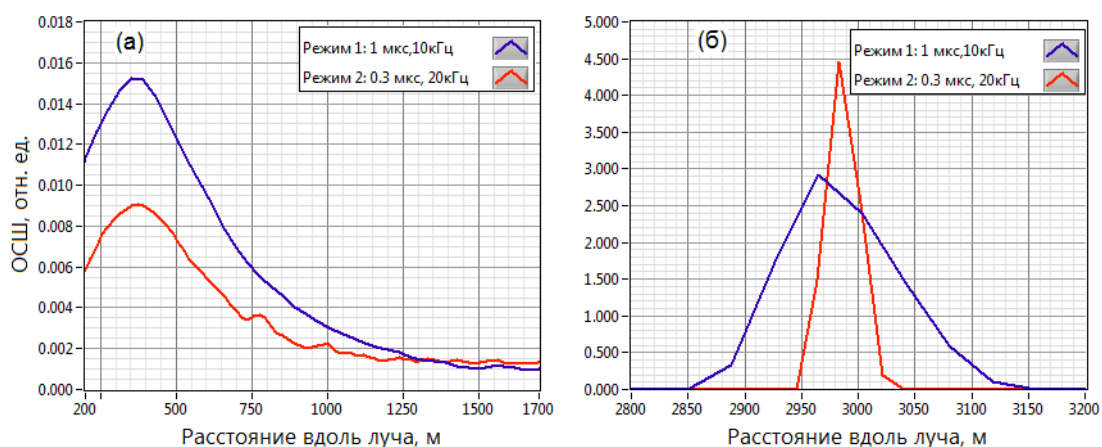


Рисунок 3 – Средние профили ОСШ, полученные при рассеянии от атмосферного аэрозоля (а), и от препятствия (б)

Таким образом, результаты эксперимента подтверждают работоспособность лидара ЛРВ-2. При этом режим с длинным импульсом позволяет повысить дальность корректного оценивания РС почти в 1.5 раза по сравнению с режимом с коротким импульсом.

Работа выполнена по проекту Российского научного фонда № 24-17-00179.

1. *Banakh V.A., Nadeev A.I., Razenkov I.A., Smalikhо I.N., Falits A.V., Sherstobitov A.M.* Test results of a pulsed coherent Doppler lidar created at the Institute of Atmospheric Optics SB RAS // Proc. SPIE. 2019. V. 11208. CID: 112085K. [11208-323]. P. 112085K-1-112085K-9.

2. *Sathe A., Mann J.* A review of turbulence measurements using ground-based wind Lidars // Atmos. Meas. Tech. 2013. V. 6. P. 3147–3167.

3. *Банах В.А., Смалихо И.Н.* Когерентные доплеровские ветровые лидары в турбулентной атмосфере. Томск: ИОА СО РАН, 2013. 304 с.

4. *Смалихо И.Н., Банах В.А., Разенков И.А., Сухарев А.А., Фалиц А.В., Шерстобитов А.М.* Сравнение результатов совместных измерений скорости ветра когерентными доплеровскими лидарами Stream Line и ЛРВ // Оптика атмосферы и океана. 2022. Т. 35. № 10. С. 826–835.

5. Генератор алгоритмов БПФ на языке Verilog HDL [Электронный ресурс] –URL: <http://www.spiral.net/hardware/dftgen.html> (дата обращения 15.12.2018).

ИЗМЕРЕНИЯ РАДИАЛЬНОЙ СКОРОСТИ ВЕТРА И ОТНОШЕНИЯ СИГНАЛ-ШУМ ЛИДАРАМИ ЛРВ-2 И STREAM LINE

Банах В.А., Разенков И.А., Смалихо И.Н., Шерстобитов А.М., Фалиц А.В.

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

e-mail: banakh@iao.ru, lidaroff@iao.ru, smalikho@iao.ru, shrarm@iao.ru, falits@iao.ru

В Лаборатории распространения волн создана вторая версия макета импульсного когерентного доплеровского ветрового лидара, ЛРВ-2. Текущая версия имеет большую энергию зондирующих импульсов, широкую выходную апертуру (диаметр 9 см) и обладает возможностью программной регулировки фокусного расстояния. В данной работе представлены результаты совместных с лидаром Stream Line измерений радиальной скорости и отношения сигнал-шум. Дальность получения корректных оценок радиальной скорости лидаром ЛРВ-2 оказалась в 1.5 раза выше, чем у лидара Stream Line.

Для исследования процессов в пограничном слое атмосферы, таких как турбулентность, гравитационные волны и струйные течения, нашей лабораторией была создана вторая версия макета импульсного когерентного доплеровского лидара –ЛРВ-2.

С целью сравнения характеристик лидара ЛРВ-2 и лидара Stream Line проведены измерения радиальной скорости (РС) и отношения сигнал-шум (ОСШ). Зондирование проводилось из южной башни Института оптики атмосферы (см.рисунок 1). Лидар ЛРВ-2 работал при длительности импульсов 300 нс, их энергии 45 мкДж и частоте следования 20кГц. Для аккумуляции спектров мощности лидарного сигнала [1] использовалось быстрое преобразование Фурье длиной 64 отсчета (использовался участок лидарного сигнала длиной 256 нс). Использовалось временное окно Хемминга. Оценивание РС проводилось из массивов спектров мощности лидарного сигнала, усредненных по 20000 посылкам зондирующих импульсов. Была выбрана фокусировка, обеспечивающая максимальную дальность зондирования.



Рисунок 1 – Схема эксперимента

Лидар Stream Line имеет длительность импульсов около 200 нс, частоту их следования 15 кГц и энергию 10-15 мкДж. В ходе эксперимента были попытки установить фокусировку на расстоянии 300, 500 и 800 метров. Максимальная дальность восстановления корректных оценок РС наблюдалась при фокусировке на 500 м, при этом максимум отношения сигнал-шум был смещен ближе к лидару в следствие дифракции (см. рисунок 4), вызванной малым размером приемо-передающей апертуры (диаметр 7.5 см).

На рисунке 2 представлены двумерные распределения РС, полученные в эксперименте с 8:03 по 8:53 25.03.2024 (картинки слева, и их вид в более крупном временном масштабе за первые 5 минут – картинки справа). Из рисунков можно визуальнo оценить дальность корректных оценок лидарами: 700-800 метров для Stream Line, и 900-1100 в случае ЛРВ-2.

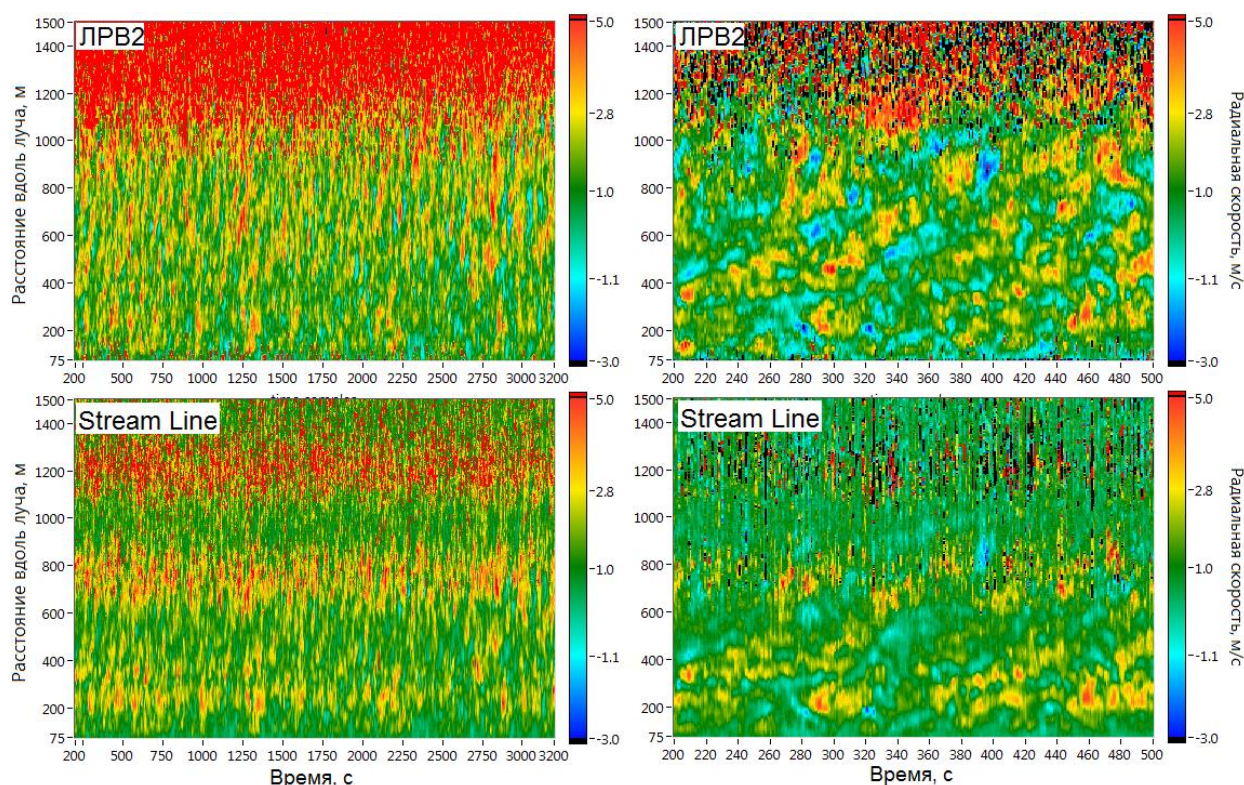


Рисунок 2 – Двумерные распределения оценок РС, полученные лидарами ЛРВ-2 и StreamLine

На рисунке 3 приведены временные ходы оценок РС, полученные лидарами в течении 15 минут на высотах 400 и 900 метров. Коэффициент корреляции при усреднение в течении двух секунд на высоте 400 метров составляет 0.7, и 0.1 на высоте 900 м. Таким образом, на высоте 400 метров оба лидара корректно оценивают РС. Небольшие различия оценок могут быть вызваны несовпадением направлений зондирующих лучей, разной формой и длительностью зондирующих импульсов. Оценки РС, полученные лидаром Stream Line на высоте 900 метров обладают меньшей дисперсией, чем оценки лидара ЛРВ-2. В действительности, это видно при рассмотрении двумерных распределений радиальной скорости на риунке 2, данные оценки

некорректны. Это происходит потому, что «шумовые» оценки РС, полученные лидаром ЛРВ-2, распределены равномерно по всему диапазону оцениваемых значений (± 19 м/с), в то время как большинство "шумовых" оценок лидара Stream Line расположены вблизи нулевых значений РС.

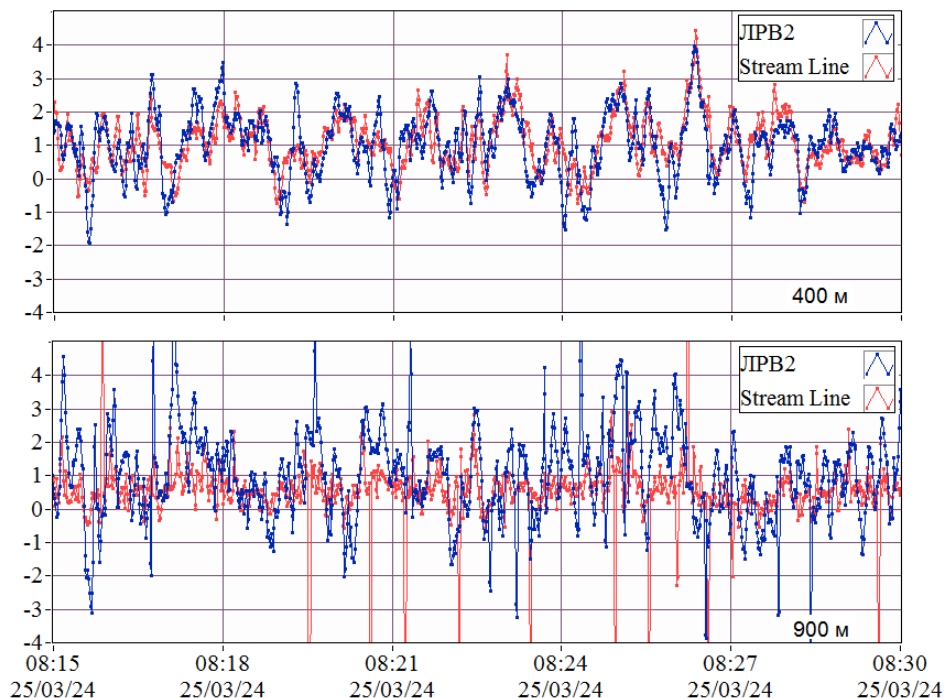


Рисунок 3 – Временные ходы оценок радиальных скоростей на расстояниях 400 и 900 метров

Информацию об ОСШ (SNR) в полосе частот $B = (k_2 - k_1)\delta f$, где δf - ширина частотного канала, можно получить [1] из спектра мощности лидарного сигнала $\hat{S}(f_k, R)$ и «шумового» спектра $\hat{S}_N(k\delta f)$:

$$SNR(R) = \frac{\sum_{k=k_1}^{k_2} \hat{S}(k\delta f; R)}{\sum_{k=k_1}^{k_2} \hat{S}_N(k\delta f)} - 1 \quad (1)$$

В [1] предложено получать оценку $\hat{S}_N(k\delta f)$, усредняя спектры $\{\hat{S}(k\delta f; R_i)\}$, на больших расстояниях R_i от лидара, когда сигнальная составляющая в них отсутствует. Однако, такой способ применим только для случая, когда спектр шума слабо отличается на разных R . Данное условие в случае лидаров ЛРВ-2 и ЛРВ-1 не выполняется. Средняя мощность шума для данных лидаров увеличивается со временем (что в формулировке (1) эквивалентно увеличению расстояния $R = ct/2$). В [2] создан метод, позволяющий достаточно хорошо оценивать ОСШ, линейно аппроксимируя увеличение мощности шумовой составляющей со временем.

В дальнейшем было замечено, что мощность шумов в полосе $B = 50$ МГц для всех частотных каналов для лидаров ЛРВ-1 и ЛРВ-2 в зависимости от R изменяется приблизительно

на одинаковую величину. Таким образом, более точную оценку шумовой компоненты $\tilde{S}_N(k\delta f, R)$ на любом расстоянии R от лидара можно получить, зная, во сколько раз по сравнению с \hat{S}_N изменились амплитуды частотных каналов с индексами $k' \in [k_1; k'_1] \cup [k'_2; k_2]$, находящимися вне сигнального пика:

$$\tilde{S}_N(k\delta f, R) = \hat{S}_N(k\delta f) \times \sum_{k'} \hat{S}(k'\delta f, R) / \sum_{k'} \hat{S}_N(k'\delta f, R), k' \in [k_1; k'_1] \cup [k'_2; k_2] \quad (2)$$

На рисунке 4 приведены нормированные значения ОСШ лидаров ЛРВ и Stream Line в диапазоне 50 МГц, усредненные за 50 минут. Оценки ОСШ лидаром ЛРВ-2 получены с использованием выражения (2). Видно что, максимальное значение ОСШ в случае лидара ЛРВ-2 находится дальше, чем для лидара Stream Line. При попытке фокусировки на большее расстояние максимум просто исчезал. Это вызвано тем, что относительно небольшая приемопередающая апертура лидара Stream Line (7.5 см) не позволяет эффективно фокусировать лазерный луч на больших расстояниях.

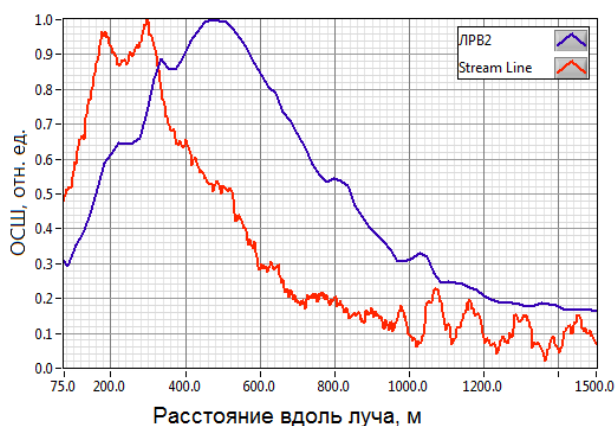


Рисунок 4 – Усредненные профили ОСШ

Таким образом, сравнительные измерения подтверждают корректность оценок лидара ЛРВ-2. При этом максимальное расстояние, на котором лидар ЛРВ-2 корректно оценивает радиальную скорость может в 1.5 раза превышать таковое для лидара Stream Line.

1. *Банах В.А., Смалихо И.Н.* Когерентные доплеровские ветровые лидары в турбулентной атмосфере. Томск: ИОА СО РАН, 2013. 304 с.

2. *Смалихо И.Н., Банах В.А., Шерстобитов А.М.* Определение отношения сигнал/шум из исходных данных, измеряемых импульсным когерентным доплеровским лидаром в условиях нестационарного шума // Оптика атмосферы и океана. 2024. Т. 37. № 03. С. 234–243.

ДЕТЕКТИРОВАНИЕ ОБЛАЧНОСТИ ПО ДАННЫМ ПРИБОРА МСУ-ГС КОСМИЧЕСКОГО АППАРАТА ЭЛЕКТРО-Л №4 С ПОМОЩЬЮ НЕЙРОННОЙ СЕТИ

Блощинский В.Д.^{1,2}, Андреев А.И.^{1,2}

¹Вычислительный центр Дальневосточного отделения РАН, г. Хабаровск, Россия

²Дальневосточный центр ФГБУ «НИЦ космической гидрометеорологии «Планета»,
г. Хабаровск, Россия

e-mail: v.bloshchinsky@dvrspod.ru, a.andreev@dvrspod.ru

В работе представлен алгоритм для детектирования облачности на спутниковых изображениях прибора МСУ-ГС космического аппарата Электро-Л №4 с помощью нейронной сети. В основе подхода лежит нейросетевая модель, которая была разработана и обучена по данным космического аппарата Электро-Л №2, а после дообучена данными с Электро-Л №4. В постобработке алгоритма был добавлен тест, направленный на выявление перемещения облачности при сравнении двух спутниковых снимков. По данным тестовой выборки точность получаемых масок облачности составила 98.2 %. Процент совпадения с масками облачности, полученными по данным прибора АН космического аппарата Himawari-9 составил 88.2 %, а с эталонными масками, полученными путем ручного дешифрирования изображений – 93.1%.

Детектирование облачности на спутниковых изображениях является одной из важнейших задач в спутниковой метеорологии [1-3], потому что лежит в основе многих алгоритмов расчета тематической гидрометеорологической продукции, такой как макро- и микрофизические параметры облачности и атмосферы, интенсивность осадков, температура поверхности океанов и др. На сегодняшний день для оперативного мониторинга атмосферы широко применяются геостационарные космические аппараты (КА), преимущество которых состоит в возможности съемки полного диска Земли с периодичностью от 10 до 30 минут и разрешением от 1 до 4 км.

Авторами данной работы рассмотрен метод детектирования облачности на спутниковых изображениях с помощью искусственной нейронной сети (ИНС) по данным прибора МСУ-ГС (многозональное сканирующее устройство гидрометеорологического обеспечения), установленного на геостационарном КА Электро-Л №4. Подобный подход уже был рассмотрен применительно к аналогичному прибору, установленному на КА Электро-Л №2 [4]. В данной работе предлагается усовершенствованный метод, в котором добавлен дополнительный тест, направленный на выявление перемещения облачности при сравнении двух снимков с разницей съемки в 30 минут.

За основу ИНС была принята уже обученная модель сверточного нейросетевого классификатора, реализованная для КА Электро-Л №2 [4], которая дообучалась текстурными данными, полученными по спутниковым изображениям Электро-Л №4. Процедура дообучения

(fine tuning) заключалась в следующем: весовые коэффициенты во всех слоях, кроме последнего, принимались константными, проводилась процедура обучения последнего слоя на новых данных, после чего проводилось повторное обучение уже для всех слоев нейронной сети с малыми значениями коэффициента скорости обучения.

Для дообучения сверточного нейросетевого классификатора был подготовлен набор данных, который включал в себя примеры текстур различных поверхностей, принадлежащих к одному из детектируемых классов (0 – отсутствие облачности, 1 – облачность) за период съемки с декабря 2023 по март 2024 года. Процедура формирования аналогична описанной в работе [4], где примеры выбирались вручную опытными специалистами-дешифровщиками НИЦ «Планета». Каждая текстура представляет собой многоканальное изображение 11x11x6 пикселей, содержащее информацию из пяти каналов прибора МСУ-ГС с длинами волн 0.6, 0.7, 0.9, 3.8 и 10.7 мкм, а также информацию о зенитном угле Солнца. Для обучения и тестирования нейронной сети все данные были линейно нормализованы в диапазоне от 0 до 1, соответствующем минимальному и максимальному значению по каждому параметру из всего набора данных. Для улучшения качества работы нейросетевого классификатора число текстур было увеличено с помощью аугментации. Таким образом, объем набора данных составил около 10 тыс. текстур, после чего он был поделен на 3 части: 70% - для обучения, 15% - для валидации при обучении и 15% - для итогового тестирования после обучения.

Процесс обучения ИНС состоит в итерационной перенастройке весовых коэффициентов у нейронов заданным алгоритмом оптимизации. В качестве такого алгоритма авторами работы был выбран Adam (adaptive moment estimation) [5], где сочетаются идеи сохранения инерции и масштабирования градиента. В качестве основной метрики ошибки обучения была выбрана бинарная кросс энтропия.

Для оценки качества работы полученной ИНС на тестовом наборе данных были рассмотрены такие метрики как точность, полнота и f-мера, которые по результатам расчета имели следующие показатели: 98.8 %, 97.2% и 98.2%.

Однако тестирование на наборе данных не всегда может раскрыть все особенности классификации, так как в ней могут быть упущены некоторые сложные и спорные для ИНС ситуации. Поэтому в дополнение к проверке метриками на тестовой выборке было проведено сравнение с аналогичным продуктом, полученным по данным алгоритма, разработанного для прибора АИ (Advanced Himawari Imager) КА Himawari-8/9 [2]. Далее было проведено сравнение с эталонными масками, полученными путем ручного дешифрирования изображений. Сравнения проводились по отдельно взятым полигонам за период с декабря 2023 по март 2024

года. Всего было выбрано 10 полигонов на спутниковых изображениях. На рисунке 1 приведен пример одного из полигонов, а также сравниваемые маски облачности.

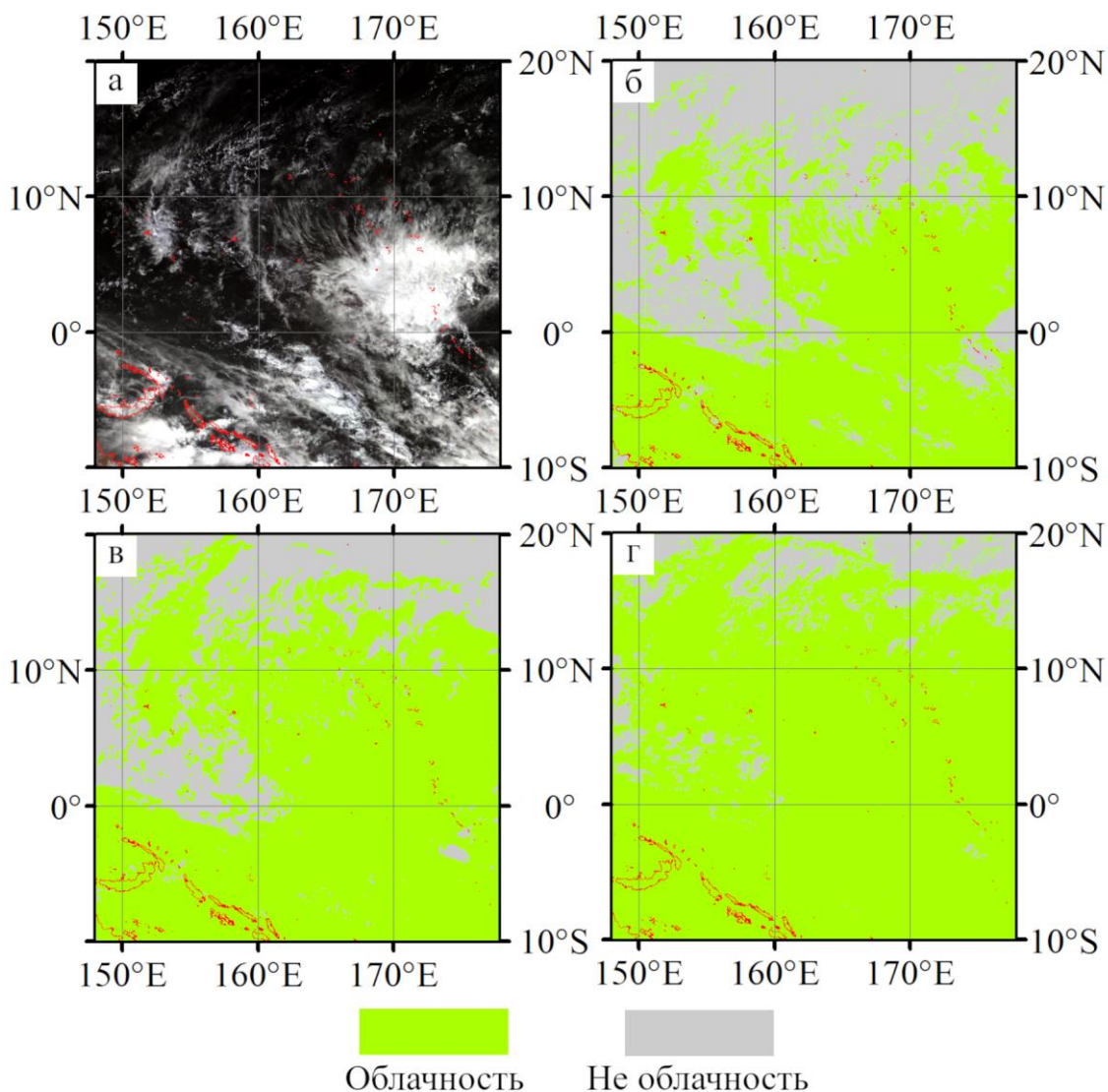


Рисунок 1 – Пример полигона для сравнения маски облачности по данным МСУ-ГС с маской по данным АНИ (*а* – спутниковое изображение в видимом диапазоне спектра прибора МСУ-ГС; *б* – маска, размеченная специалистом-дешифровщиком; *в* – маска, полученная предлагаемым классификатором; *г* – маска, по данным АНИ)

Для количественной оценки схожести масок облачности рассчитывался процент совпадения по классам (облачность \ не облачность) пикселей по отношению к общему числу пикселей в полигонах. Таким образом, маска, полученная предлагаемым классификатором, совпала с маской по данным прибора АНИ на 92.8 %. При этом, процент совпадения с эталонной маской данных МСУ-ГС составил 91.9 %, а для данных АНИ – 88.2 %.

По результатам проведенных сравнений и визуальной оценки качества были обнаружены ошибки детектирования облачности для снежного покрова из-за очень схожих спектральных

характеристик в используемых каналах прибора МСУ-ГС и иногда схожих текстурных признаков. Поэтому был добавлен дополнительный тест на наличие движения. Для определения скорости смещения использовался метод оптического потока Gunnar Farneback [6], реализованный в библиотеке компьютерного зрения OpenCV. После расчета компонент смещения для двух спутниковых изображений с разницей по времени в 30 минут пиксели, определенные как класс «облачность» над территорией суши, при наличии смещения менее 1 пикселя, помечались как класс «не облачность». Таким образом, при сравнении с эталонными масками облачности, добавление этого теста позволило увеличить точность получаемых масок облачности с помощью предлагаемого алгоритма до 93.1 %.

Работа выполнена при поддержке гранта Российского научного фонда № 23-77-00011 «Краткосрочное прогнозирование облачности и осадков по данным геостационарных спутников на территории Дальнего Востока».

1. MSG Meteorological Products Extraction Facility Algorithm Specification Document. Darmstadt, Germany: EUMETSAT, 2015. P. 297.
2. Heidinger A., Straka W. Algorithm theoretical basis document NOAA Enterprise Cloud Mask. NOAA NESDIS Center for satellite applications and research, 2020. P. 73.
3. Takahito I., Ryo Y. Algorithm theoretical basis for Himawari-8 cloud mask product // Meteorological Satellite Center technical note. 2016. № 61. P. 1-17.
4. Bloschinskiy V.D., Kuchma M.O., Andreev A.I., Sorokin A.A. Snow and cloud detection using a convolutional neural network and low-resolution data from the Electro-L No. 2 Satellite // J. Appl. Rem. Sens. 2020. V. 14. № 3. P. 034506.
5. Kingma D.P., Ba J. Adam: A method for stochastic optimization // CoRR. 2014. Art. abs/1412.6980.
6. Farneback G. Two-Frame Motion Estimation Based on Polynomial Expansion // In Proceedings of the 13th Scandinavian Conference on Image Analysis. Halmstad, Sweden: SCIA, 2003. P. 363-370.

ОСОБЕННОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ АТМОСФЕРНЫХ АЭРОЗОЛЕЙ В СИБИРИ ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

Томшин О.А., Соловьев В.С.

Институт космических исследований и аэронавтики им. Ю.Г. Шафера СО РАН,

г. Якутск, Россия

e-mail: tomshinoa@gmail.com, solovyev@ikfia.ysn.ru

В работе проведён предварительный анализ особенностей пространственно-временного распределения атмосферных аэрозолей в Сибири по данным спутниковых наблюдений. Показано, что над территорией Восточной Сибири наблюдаются повышенные значения АОТ в летний период, обусловленные более высокой активностью лесных пожаров, по сравнению с Западной Сибирью. Анализ пространственного распределения трендов площади пожаров и АОТ показал, что рост значений АОТ в Восточной Сибири за рассматриваемый период наблюдается на фоне положительного тренда площади пожаров в регионе.

Введение. Атмосферные аэрозоли оказывают значительное влияние на радиационный баланс атмосферы и, следовательно, климат за счёт рассеяния и поглощения падающего и отражённого солнечного излучения, а также за счёт взаимодействия с облачностью. Однако, в оценках воздействия аэрозолей на глобальное потепление сохраняются большие неопределённости [1] из-за большой пространственно-временной изменчивости состава аэрозоля и сложных физических процессов взаимодействия аэрозоля с излучением и облаками. Поскольку радиационный форсинг почти всех химических компонентов аэрозолей отрицательный, аэрозоли препятствуют глобальному потеплению, однако радиационный форсинг светопоглощающих аэрозолей, таких как чёрный углерод (ЧУ), является положительным [2]. Таким образом, исследования пространственно-временных вариаций атмосферных аэрозолей необходимы для лучшего понимания воздействия аэрозолей на изменение климата. Одним из основных источников поступления ЧУ в атмосферу являются лесные пожары. В недавних работах [3; 4] было показано, что за последние десятилетия наблюдается положительный тренд площади лесных пожаров в Восточной Сибири и отрицательный в Западной.

Цель работы – исследование особенностей пространственно-временного распределения атмосферных аэрозолей в Сибири по данным спутниковых наблюдений.

Данные. Для анализа лесопожарной активности использованы данные спектрометра MODIS (MCD64A1 C6) [5], установленного на спутниках Terra и Aqua. Продукт MCD64A1 C6.1 содержит сведения о пройденных огнём территориях с пространственным разрешением 500 м. Данные по аэрозольной оптической толщине (АОТ) на длине волны 550 нм за период 2000-2023

гг. были получены из продукта MODIS (MCD19A2CMG C61), полученного с помощью алгоритма Multi-Angle Implementation of Atmospheric Correction (MAIAC) [6]. Алгоритм MAIAC использует анализ временных рядов для повышения точности обнаружения облаков, определения аэрозольных слоёв и атмосферной коррекции. MCD19A2CMG C61 – ежедневный продукт уровня 3 с пространственным разрешением $0,05^\circ$, созданный на основе наблюдений Terra и Aqua. Данные MODIS были отфильтрованы с использованием флагов контроля качества, чтобы включить только лучшие измерения. Для определения типов аэрозолей над исследуемым регионом использованы данные лидара с ортогональной поляризацией (CALIOP) на борту спутника НАСА CALIPSO [7]. В настоящем исследовании мы использовали ежемесячный продукт профиля тропосферного аэрозоля уровня 3 версии 4.21 для определения типов аэрозолей над исследуемым регионом, включая дневные и ночные безоблачные измерения CALIOP. Для оценки линейного тренда и его значимости использовались методы Тейла-Сена и Манна-Кендалла, значимость оценивалась на уровне 95%.

Результаты. На рис. 1 представлена среднемноголетняя карта летних (июнь-июль-август) значений АОТ за период 2000-2023 гг.

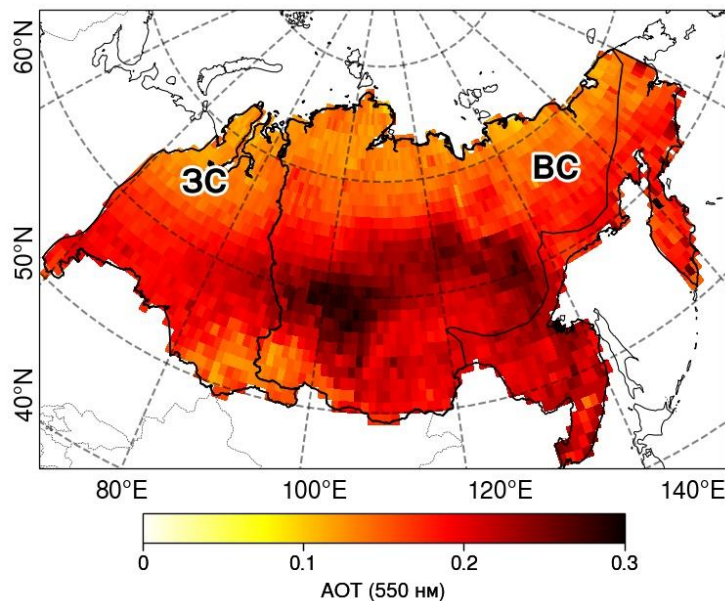


Рисунок 1 – Средние за летний сезон (июнь-июль-август) значения АОТ (550 нм) за период 2000-2023 гг.

Из рисунка видно, что над территорией Восточной Сибири (ВС), в центральной части, наблюдаются повышенные значения АОТ, достигающие $\sim 0,3$. Над территорией Западной Сибири (ЗС) средние значения АОТ ниже, максимальные значения наблюдаются в восточной части региона и достигают $\sim 0,24$.

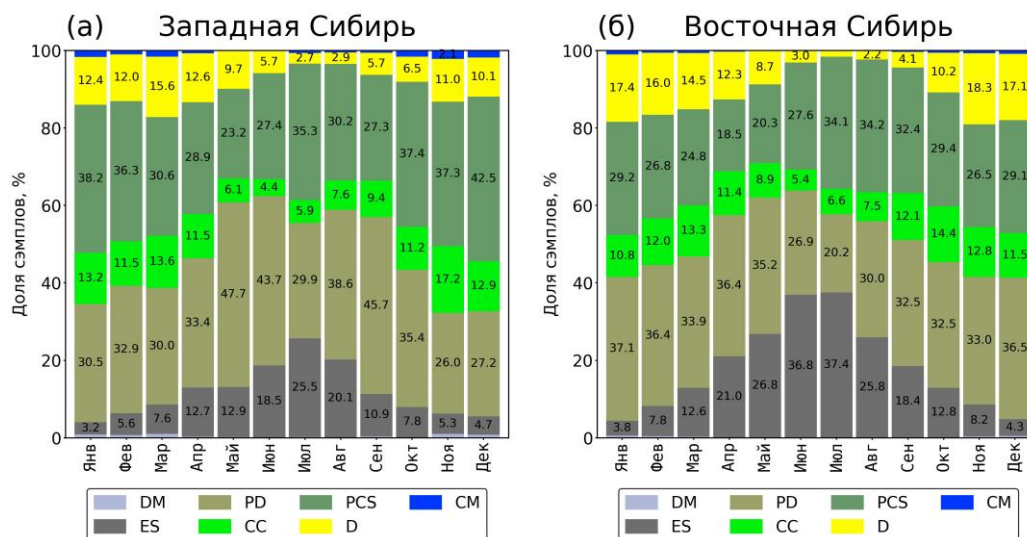


Рисунок 2 – Распределение аэрозолей по типам для: а) Западной и б) Восточной Сибири, полученное по данным CALIOP за период 2006-2021 гг. Типы аэрозолей: DM – загрязнённый морской, PD – загрязнённый пылевой, PCS – загрязненный континентальный и дымовой, CM – чистый морской, ES – дымовой, CC – чистый континентальный, D – пылевой

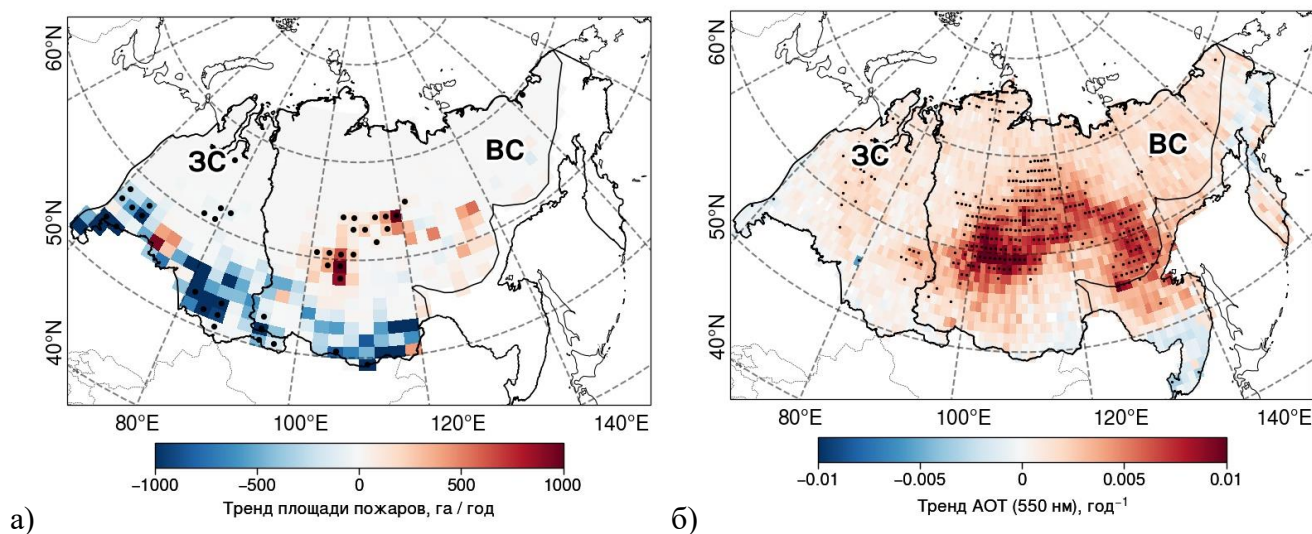


Рисунок 3 – Карты трендов: а) площади пожаров за период 2001-2023 гг.; б) АОТ (550 нм) за период 2000-2023 гг. Точками отмечены ячейки с $p < 0.05$

Повышенные значения АОТ над центральной частью ВС в летний период наиболее вероятно обусловлены дымами от лесных пожаров. Распределение аэрозолей по типам (рис. 2), показывает, что в летний период доля дымовых аэрозолей в Восточной Сибири выше, чем в Западной. Максимальная доля дымовых аэрозолей наблюдается в июле и достигает ~37% в Восточной Сибири и ~25% в Западной.

На территории центральной части ВС наблюдается положительный тренд годовых значений площади пожаров (рис. 3а). Наблюдаемый тренд площади пожаров способствовал формированию положительного тренда значений АОТ за рассматриваемый период (рис. 3б). В

будущем, при сохранении текущих темпов глобального потепления, ожидается увеличение частоты, интенсивности и площади пожаров в Сибири [9], что приведёт к росту выбросов продуктов горения и увеличению аэрозольной нагрузки атмосферы, и последующему изменению её температурного баланса.

Заключение. В работе проведён предварительный анализ особенностей пространственно-временного распределения атмосферных аэрозолей в Сибири по данным спутниковых наблюдений. Над территорией Восточной Сибири наблюдаются повышенные значения АОТ в летний период, обусловленные более высокой активностью лесных пожаров, по сравнению с Западной Сибирью. Анализ пространственного распределения трендов площади пожаров и АОТ показал, что рост значений АОТ в ВС за рассматриваемый период наблюдается на фоне положительного тренда площади пожаров в регионе.

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

1. Intergovernmental Panel On Climate Change Climate Change 2021 – The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Climate Change 2021. The Physical Science Basis. Cambridge University Press, 2023.

2. *Matsui H., Hamilton D.S., Mahowald N.M.* Black carbon radiative effects highly sensitive to emitted particle size when resolving mixing-state diversity // *Nature Communications*. 2018. V. 9. № 1. P. 3446.

3. *Tomshin O., Solovyev V.* Spatio-temporal patterns of wildfires in Siberia during 2001–2020 // *Geocarto International*. 2022. V. 37. № 25. P. 7339–7357.

4. *Zhu X., Xu X., Jia G.* Asymmetrical trends of burned area between eastern and western Siberia regulated by atmospheric oscillation // *Geophysical Research Letters*. 2021.

5. *Giglio L., Boschetti L., Roy D.P., Humber M.L., Justice C.O.* The Collection 6 MODIS burned area mapping algorithm and product // *Remote Sensing of Environment*. 2018. V. 217. P. 72–85.

6. *Lyapustin A., Wang Y., Korkin S., Huang D.* MODIS Collection 6 MAIAC algorithm // *Atmospheric Measurement Techniques*. 2018. V. 11. № 10. P. 5741–5765.

7. *Winker D.M., Vaughan M.A., Omar A., Hu Y., Powell K.A., Liu Z., Hunt W.H., Young S.A.* Overview of the CALIPSO Mission and CALIOP Data Processing Algorithms // *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. 2009. V. 26. № 11. P. 2310–2323.

8. *Kim M.-H., Omar A.H., Tackett J.L., Vaughan M.A., Winker D.M., Trepte C.R., Hu Y., Liu Z., Poole L.R., Pitts M.C., Kar J., Magill B.E.* The CALIPSO version 4 automated aerosol classification and lidar ratio selection algorithm // *Atmospheric Measurement Techniques*. 2018. V. 11. № 11. P. 6107–6135.

9. *Jones M.W., Abatzoglou J.T., Veraverbeke S., Andela N., Lasslop G., Forkel M., Smith A.J.P., Burton C., Betts R.A., van der Werf G.R., Sitch S., Canadell J.G., Santín C., Kolden C., Doerr S.H., Le Quéré C.* Global and Regional Trends and Drivers of Fire Under Climate Change // *Reviews of Geophysics*. 2022. V. 60. № 3. P. e2020RG000726.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ ХАРАКТЕРИСТИК АЭРОЗОЛЯ В ДВУХ АРКТИЧЕСКИХ ЭКСПЕДИЦИЯХ В СЕКТОРЕ БАРЕНЦЕВА МОРЯ

Круглинский И.А.¹, Кабанов Д.М.¹, Калашникова Д.А.^{1,2}, Кравчишина М.Д.³, Попова С.А.^{1,4}, Почуфаров А.О.¹, Ризе Д.Д.⁵, Сакерин С.М.¹, Симонова Г.В.², Турчинович Ю.С.^{1,5}

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

²Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, г. Томск, Россия

³Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, Россия

⁴Институт химической кинетики и горения им. В.В. Воеводского, г. Новосибирск, Россия

⁵Арктический и антарктический научно исследовательский институт, г. С-Петербург, Россия

e-mail: iak@iao.ru, dkab@iao.ru, terrezaprk@mail.ru, kravchishina@ocean.ru,

popova@kinetics.nsc.ru, poa216@iao.ru, rize@aari.ru, galina_simonova@inbox.ru, tus@iao.ru

В ноябре-декабре 2023 г. проведены одновременные измерения характеристик аэрозоля в соседних районах Северного Ледовитого океана (сектор $35^{\circ} - 70^{\circ}$ в.д.): в 93-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» и в экспедиции «Северный полюс-41». В обеих экспедициях измерялись: объемы частиц субмикронного и грубодисперсного аэрозоля, концентрации черного, органического и элементного углерода, а также изотопный состав углерода в атмосферном аэрозоле. Проводится сравнительный анализ характеристик аэрозоля измеренных в южной ($70^{\circ} - 76$ с.ш.), северной ($76^{\circ} - 79$ с.ш.) части Баренцева моря и в высокоширотном районе ($82^{\circ} - 83^{\circ}$ с.ш.).

Атмосферный аэрозоль играет важную роль в формировании климата и экологического состояния регионов. Особый интерес представляют исследования аэрозоля в атмосфере Северного Ледовитого океана (СЛО), где наблюдается большая динамика природной среды. С начала 2000-х годов ведутся круглогодичные измерения характеристик аэрозоля на полярных станциях (в Российском секторе – 3 станции) и в морских экспедициях в период навигации.

Осенью 2023 г. продолжены экспедиционные исследования характеристик аэрозоля в акватории СЛО (рис. 1): в 93-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» (93 АМК) и дрейфующей экспедиции «Северный полюс-41» (СП-41). Характеристики аэрозоля измерялись в секторе Баренцева моря одновременно в высокоширотной (СП-41; севернее 82° с.ш.) и южной (93 АМК; южнее 80° с.ш.) части. Отметим поздние сроки проведения экспедиций – начало Полярной ночи и ледообразования. В обеих экспедициях непрерывно измерялись счетные концентрации частиц аэрозоля радиусом 0,15-5 мкм и массовые концентрации поглощающего вещества в эквиваленте черного углерода (eBC). Концентрация частиц аэрозоля измерялась счетчиками GRIMM-11D и A3-10, а содержание черного углерода – аэталометрами AE-33 и МДА. По данным измерений счетчиков частиц рассчитывались объемы частиц субмикронного (V_f) и грубодисперсного (V_c) аэрозоля радиусом меньше/больше 0,5 мкм. Для минимизации

влияния локальных техногенных загрязнений осуществлялась фильтрация исходных данных [1]: выявление короткопериодных (до 3 час) ложных замеров и восстановление данных.

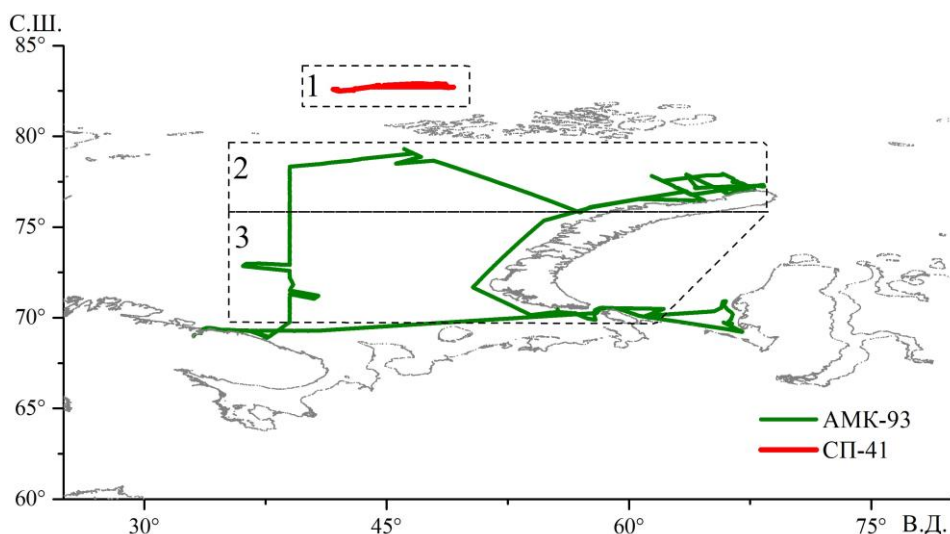


Рисунок 1 – Районы измерений характеристик аэрозоля в 93-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» и экспедиции «Северный полюс – 41»

Кроме приборных измерений, проводился отбор проб аэрозоля на фильтры для последующего определения химического состава. Более подробно методические вопросы измерений рассматривались, например, в работе [2]. Объем данных, полученных в экспедициях 2023 г., приведен в таблице 1. В настоящей работе анализируются результаты исследований по двум вопросам: 1) особенности характеристик аэрозоля в 93-м рейсе АМК в сравнении с многолетними данными; 2) сравнительный анализ концентраций аэрозоля и черного углерода в соседних районах СЛО.

Таблица 1. Количество данных, полученных в двух экспедициях

Экспедиции	Количество часов измерений		Количество проб ОС, ЕС, $\delta^{13}\text{C}$
	еBC	V_f, V_c	
93 АМК (15.11 – 04.12.2023)	468	458	7
СП – 41 (08.11 – 06.12.2023)	392	184	-

Вариации характеристик аэрозоля в 93 рейсе АМК. На рис. 2 показана временная изменчивость концентраций еBC, V_f и V_c в период экспедиции. Относительно большое содержание аэрозоля и черного углерода наблюдалось вблизи порта Мурманск и 17 ноября при проходе судна вблизи Новой Земли. Концентрации черного углерода в этих случаях превышали 75 нг/м^3 , а субмикронного аэрозоля $1,75 \text{ мкм}^3/\text{см}^3$. В таблице 2 представлены статистические характеристики аэрозоля в 93-м рейсе АМК и по данным многолетних измерений в акватории Баренцева моря [3 - 5]. Сравнение показало, что средние значения большинства характеристик

аэрозоля (за исключением V_c) в 93-м рейсе АМК были меньше или сопоставимы с данными многолетних измерений в акватории Баренцева моря.

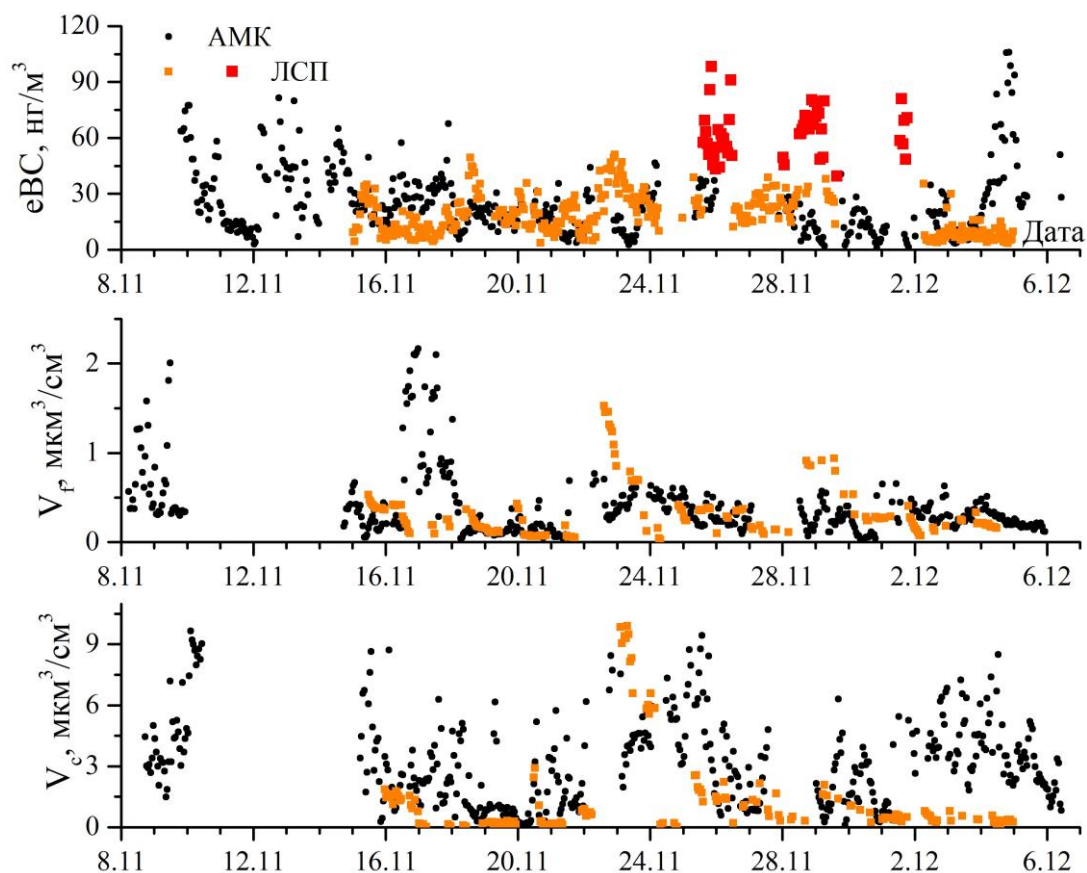


Рисунок 2 – Вариации концентраций eBC (а), V_f (б) и V_c (в) в двух арктических экспедициях

Таблица 2. Средние значения характеристик аэрозоля в 93-м рейсе АМК

	eBC , $нг/м^3$	V_f , $мкм^3/см^3$	V_c , $мкм^3/см^3$	ОС, $нг/м^3$	ЕС, $нг/м^3$	РМ, $мкг/м^3$	$-\delta^{13}C$ ‰
93 АМК	$24,9 \pm 17,8$	$0,39 \pm 0,38$	$3,14 \pm 2,17$	767 ± 378	$13,8 \pm 13$	$15,2 \pm 10$	$27,99 \pm 0,26$
[3 - 5]	56 ± 85	$0,43 \pm 0,54$	$2,23 \pm 3,50$	757 ± 662	30 ± 32	-	$27,98 \pm 0,53$

Характеристики аэрозоля в соседних районах СЛО. В таблице 3 приведены средние концентрации аэрозоля и черного углерода в трех широтных зонах (см. рис.1): 1) южная часть Баренцева моря (70° - 76° с.ш. // 93 АМК); 2) северная часть Баренцева моря (76° - 79° с.ш. // 93 АМК); 3) высокоширотный район (82° - 83° с.ш. // СП-41). У концентраций грубодисперсного аэрозоля хорошо проявился широтный спад в северном направлении (в 2,6 раза). Содержание субмикронного аэрозоля при удалении от континента тоже уменьшается в 1,7 раза. Однако такая закономерность не проявилась у концентраций черного углерода: самые большие средние значения eBC оказались в северном районе 1. Относительно высокое среднее значение eBC возникло из-за трех всплесков концентраций (отмечены красным), которые не были связаны с

дальними переносами загрязнений и пока не получили объяснения. При исключении этих сомнительных всплесков, среднее значение eBC в высокоширотном районе уменьшается (см. выражение в скобках таблицы 3) и широтное распределение становится более правдоподобным.

Таблица 3. Статистические характеристики аэрозоля в трех широтных зонах Баренцева моря

Характеристики	Район 1 (СП-41)	Район 2 (93 АМК)	Район 3 (93 АМК)
eBC , нг/м ³	23,7 ± 18,2 (18,3 ± 10,5)	21,1 ± 13,9	20,8 ± 12,1
V_f , мкм ³ /см ³	0,31 ± 0,29	0,30 ± 0,20	0,51 ± 0,52
V_c , мкм ³ /см ³	1,26 ± 2,13	2,70 ± 2,17	3,33 ± 2,00

Двухнедельный цикл одновременных измерений концентраций в районах 1 и 2 позволил оценить взаимосвязи в изменчивости характеристик аэрозоля в соседних районах как по общим массивам данных, так и с исключенными всплесками. В обоих случаях корреляционный анализ данных показал, что в районах 1 и 2, удаленных на 550 ± 160 км, взаимосвязь не проявляется. То есть, вариации характеристик аэрозоля в соседних районах имели независимый характер.

Работа выполнялась при финансовой поддержке проекта РНФ № 21-77-20025.

1. *Turchinovich Yu.S., Pochufarov A.O., Sakerin S.M.* Algorithm of controlling the quality and retrieval of data from measurements of aerosol and black carbon concentrations in marine expeditions // Proc. SPIE. 2021. V. 11916. Art. 119161U [11916-20].

2. *Sakerin S.M., Kabanov D.M., Makarov V.I., Polkin V.V., Popova S.A., Chankina O.V., Pochufarov A.O., Radionov V.F., Rize D.D.* Spatial distribution of atmospheric aerosol physicochemical characteristics in Russian sector of the Arctic Ocean // Atmosphere. 2020. V. 11. № 11. Art. 1170.

3. *Sakerin S.M., Kabanov D.M., Kopeikin V.M., Kruglinsky I.A., Novigatsky A.N., Shevchenko V.P., Turchinovich Yu.S.* Spatial distribution of atmospheric black carbon in the Eurasian sector of the Arctic Ocean from 28 marine expeditions (2007-2022) // Atmospheric pollution research. 2023. V. 14. Art. 101885.

4. *Сакерин С.М., Кабанов Д.М., Круглинский И.А.* Особенности пространственного распределения концентраций аэрозоля в атмосфере Евразийского сектора Северного Ледовитого океана // см. настоящий Сборник.

5. *Попова С.А., Калашикова Д.А., Симонова Г.В., Почуфаров А.О., Круглинский И.А., Кравчишина М.Д.* Предварительные результаты пространственного распределения углеродсодержащих частиц в составе аэрозоля над морями Северного Ледовитого океана // см. настоящий Сборник.

ОЦЕНКА ПОЛЯ СРЕДНЕЙ ПЛОТНОСТИ СВЕРХЗВУКОВЫХ НЕДОРАСШИРЕННЫХ СТРУЙ ИЗ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ

Маракасов Д.А., Сухарев А.А.

Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, 634055, г. Томск, Россия

e-mail: mda@iao.ru, sukharev@iao.ru

На основе экспериментальных данных о средних значениях углов горизонтальных отклонений просвечивающих сверхзвуковую струю пучков проведено восстановление радиальных зависимостей средней плотности воздуха в струе. Получены количественные оценки плотности воздуха в аксиально-симметричных струях.

Экспериментальные исследования по просвечиванию сверхзвуковых недорасширенных струй были проведены на Вертикальной струйной установке (ВСУ) ИТПМ СО РАН (г. Новосибирск). В ходе эксперимента осуществлялась регистрация искажений направления лазерного излучения под действием неоднородностей плотности сверхзвуковой струи. Схема эксперимента представлена на Рис. 1.

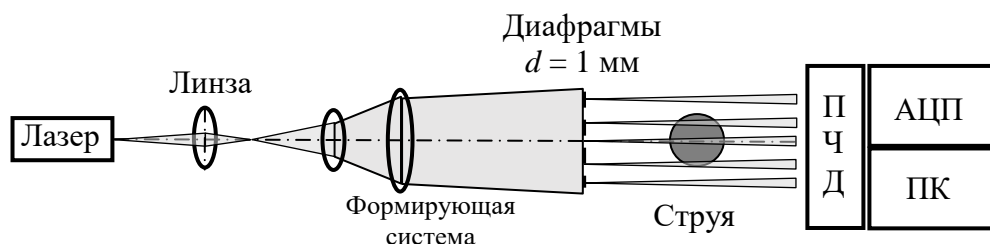


Рисунок 1 – Схема эксперимента, вид сверху

Сверхзвуковая струя, формируемая круглым соплом с профилем Витошинского диаметром 30 мм, истекала вертикально вверх в помещении размером 5X5X3 м. Осредненные по времени поля плотности, температуры и давления в струе близки к осевой симметрии. Режим истечения характеризовался числом $NPR = P_e/P_0$, где P_e – давление в камере Эйфеля, P_0 – давление в окружающем пространстве. Исследовались струи с $NPR = 2.5, 3, 3.5, 4$, что соответствует недорасширенному режиму истечения при струйном числе Маха в диапазоне 1 – 2.5 М.

Источником излучения являлся лазер с длиной волны 0.532 мм и выходной мощностью 500 мВт. В качестве формирующей пучок системы используется коллиматор с диаметром окуляра 30 мм, обеспечивающий максимальный радиус пучка на выходе 50 мм. Линейка диафрагм состояла из 15 отверстий радиусом 1 мм, равномерно разнесенных по горизонтали с

шагом 5 мм. Предусмотрена возможность смещения линейки в поперечном направлении, что обеспечивает выбор требуемых значений прицельного параметра для диафрагмированных пучков с шагом до 0.1 мм. Выбор просвечиваемого сечения на ВСУ осуществлялся с точностью ~1 мм.

Регистрация отклонений диафрагмированных пучков производилась с помощью линейки из пяти ПЧД ThorLabs PDP90A, на выходе каждого из которых снимаются три сигнала – напряжения V_x , V_y и V , которые пропорциональны горизонтальному и вертикальному смещению энергетического центра тяжести (ЭЦТ) распределения интенсивности излучения на чувствительном элементе детектора и полной перехваченной мощности, соответственно. Затем сигналы комбинируются попарно и проходят через предварительные усилители с полосой пропускания 700 кГц. Итоговые сигналы с 15 каналов синхронно оцифровываются АЦП QMBox17 и записываются на жесткий диск ПК. Максимальная частота оцифровки определяется характеристиками АЦП и составляет 66.7 кГц. Отметим также, что на частотах выше 20 кГц начинается спадающий участок АЧХ ПЧД, но все же сохраняется достаточная чувствительность для уверенной оцифровки флуктуаций.

Исследовались сечения на высотах 7.5 – 19.5 см от среза сопла с шагом 1.5 см, прицельные параметры диафрагмированных пучков менялись равномерно с шагом 0.78 мм. Каждое сечение струи просвечивалось последовательно при 8 позициях линейки диафрагм.

Координаты ЭЦТ изображения рассчитываются по формуле

$$X, Y [м] = 5 \frac{V_{x,y}}{V}. \quad (1)$$

Для каждого исследуемого сечения регистрировались смещения ЭЦТ в отсутствие струи (X_0, Y_0) и после установления режима истечения (X_f, Y_f) и рассчитывались угловые отклонения диафрагмированных пучков как разность между осредненными по соответствующей реализации углами после установления режима и в отсутствии струи:

$$\delta\varphi_{x,y} = \frac{\{X_f, Y_f\} - \{X_0, Y_0\}}{l}, \quad (2)$$

где l – расстояние между сверхзвуковой струей и ПЧД.

По зарегистрированным в экспериментах угловым отклонениям диафрагмированных пучков были построены образы струй (Рис. 2). Характерные значения углов отклонений, вызванных прохождением излучения через скачки уплотнения, лежат в диапазоне 10 – 500 мкрад. Хорошо различимы отдельные элементы потока.

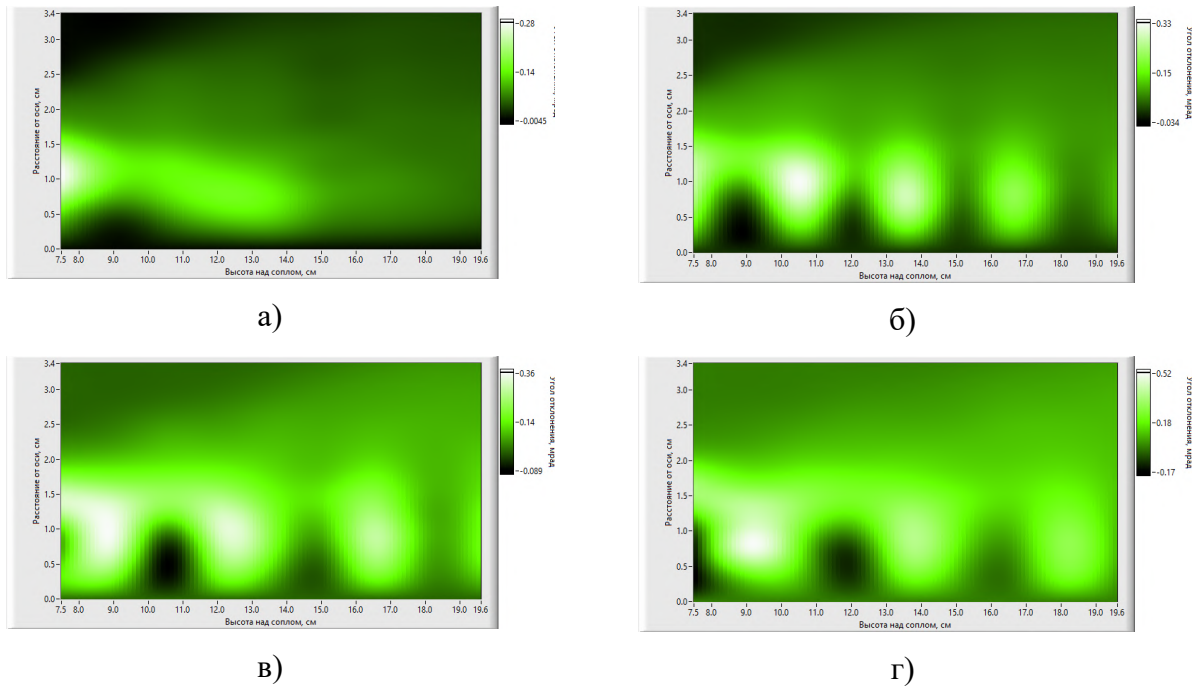


Рисунок 2 – Образы струй – углы горизонтального отклонения. $NPR = 2.5$ (а), 3(б), 3.5(в), 4(г), [мрад]

С использованием полученных в ходе эксперимента данных о средних значениях углов горизонтальных отклонений просвечивающих пучков проведено восстановление радиальных зависимостей средней плотности воздуха в канале струи [1]. На Рис. 3 показаны примеры распределения плотности в струях при различных NPR . Хорошо просматривается ячеистая структура струи. Длина ячеек растет вместе с увеличением NPR , оценка размеров ячеек дает значения, соответствующие оценкам из данных численного моделирования [2]. По мере удаления от сопла растет толщина внешнего слоя смешения и сближение его внутренних границ. Амплитуда колебаний средней плотности, связанных с торможением потока на стыке ячеек и разгоне в их внутренней части, на оси струи составляет $\sim 1 \text{ кг/м}^3$ и уменьшается при приближении к границе неизобарического участка струи.

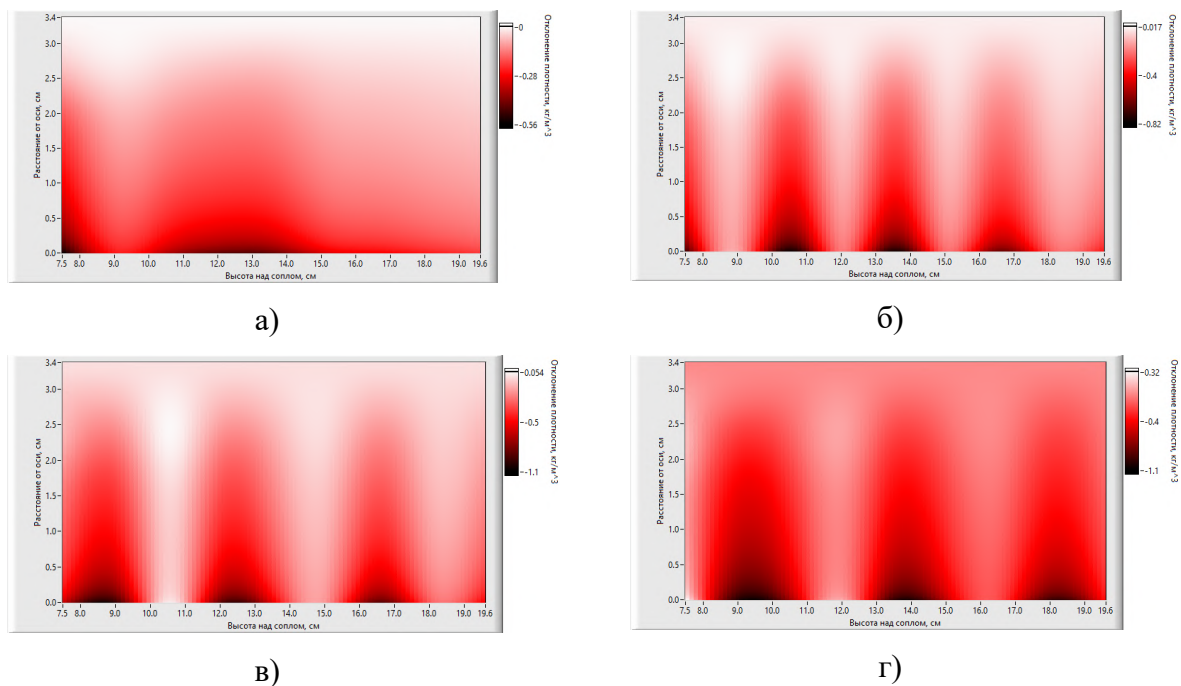


Рисунок 3 – Отклонение средней плотности от невозмущенного значения в недорасширенных струях. $NPR = 2.5$ (а), 3(б), 3.5(в), 4(г), [кг/м³]

Заключение. Представленные результаты показывают, что характерные значения углов отклонений, вызванных прохождением излучения через скачки уплотнения, лежат в диапазоне 10 – 500 мкрад. В восстановленной радиальной зависимости средней плотности струи хорошо просматривается ее ячеистая структура, и длина ячеек растет вместе с увеличением NPR , что соответствует известным данным численного моделирования. Показано, что по мере удаления от сопла растет толщина внешнего слоя смешения и сближение его внутренних границ. Амплитуда колебаний средней плотности в области стыка ячеек достигает максимальных значений порядка ~ 1 кг/м³ и уменьшается при приближении к границе неизобарического участка струи.

Работа выполнена в рамках проекта РФФ № 23-29-00483.

1. *Маракасов Д.А., Банах В.А., Сухарев А.А.* Восстановление пространственного распределения средней плотности воздуха в сверхзвуковой струе на основе результатов лазерного просвечивания // Оптика атмосферы и океана. 2021. Т. 34. № 02. С. 101–106.

2. *Murugesan P., Arjun B., Akhil T.K., Shashank P., Girish C.C., Srikrishnan A.R., Ratna K.V.* Numerical study of characteristics of underexpanded supersonic jet // J Aerosp Technol Manag. 2020. V. 12. P. e4220-1– e4220-8.

О ВОЗМОЖНОСТИ РЕГИСТРАЦИИ АВТОКОЛЕБАНИЙ В КАНАЛЕ СВЕРХЗВУКОВОЙ НЕДОРАСШИРЕННОЙ СТРУИ НА ЧАСТОТАХ ДИСКРЕТНЫХ АКУСТИЧЕСКИХ ТОНОВ С ПОМОЩЬЮ ОПТИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ЗОНДИРОВАНИЯ

Маракасов Д.А., Сухарев А.А.

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

e-mail: mda@iao.ru, sukharev@iao.ru

В работе показано, что с помощью оптических методов зондирования, а именно, анализе получаемых данных об автоспектрах углов отклонения просвечивающего пучка, возможно однозначное сопоставление частот основного колебания с известными выражениями для частоты первой азимутальной моды основного акустического тона струи. Показано однозначное соответствие узкополосных колебаний угловых отклонений просвечивающего пучка с дискретными акустическими тонами струи.

Экспериментальные исследования по просвечиванию сверхзвуковых недорасширенных струй были проведены на Вертикальной струйной установке (ВСУ) ИТПМ СО РАН (г. Новосибирск). В ходе эксперимента была выполнена проверка возможности регистрации автоколебаний в канале сверхзвуковой недорасширенной струи на частотах дискретных акустических тонов, с помощью оптических методов основанных на зондировании лазерным пучком исследуемой среды. Схема эксперимента представлена на Рис. 1.

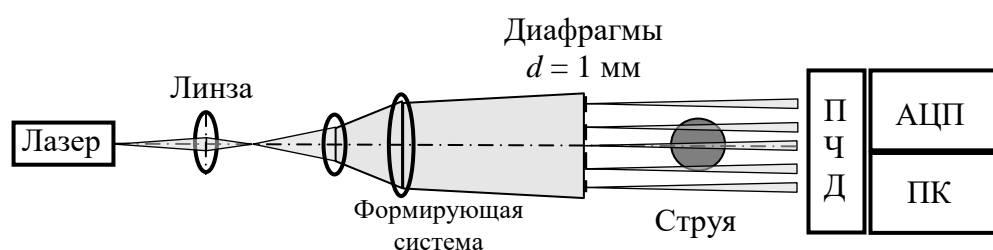


Рисунок 1 – Схема эксперимента, вид сверху

Сверхзвуковая струя, формируемая круглым соплом с профилем Витошинского диаметром 30 мм, истекала вертикально вверх в помещение размером 5X5X3 м. Осредненные по времени поля плотности, температуры и давления в струе близки к осевой симметрии. Режим истечения характеризовался числом $NPR = P_e/P_0$, где P_e – давление в камере Эйфеля, P_0 – давление в окружающем пространстве. Исследовались струи с $NPR = 2.5, 3, 3.5, 4, 4.2, 4.4, 4.6, 4.8, 5.0, 5.2, 5.4, 5.6, 5.8, 6.0$, что соответствует недорасширенному режиму истечения при струйном числе Маха в диапазоне 1 – 2.5 М.

Источником излучения являлся лазер с длиной волны 0.532 мкм и выходной мощностью 500 мВт. В качестве формирующей пучок системы используется коллиматор с диаметром окуляра 30 мм, обеспечивающий максимальный радиус пучка на выходе 50 мм. Линейка диафрагм состояла из 15 отверстий радиусом 1 мм, равномерно разнесенных по горизонтали с шагом 5 мм. Предусмотрена возможность смещения линейки в поперечном направлении, что обеспечивает выбор требуемых значений прицельного параметра для диафрагмированных пучков с шагом до 0.1 мм. Выбор просвечиваемого сечения на ВСУ осуществлялся с точностью ~1 мм. Регистрация отклонений диафрагмированных пучков производилась с помощью линейки из пяти ПЧД, на выходе каждого из которых снимаются три сигнала – напряжения V_x , V_y и V , которые пропорциональны горизонтальному и вертикальному смещению энергетического центра тяжести (ЭЦТ) распределения интенсивности излучения на чувствительном элементе детектора и полной перехваченной мощности, соответственно.

Анализ автоспектров углов отклонений показал, что узкие полосы, в которых наблюдается значительное (на порядок и выше) повышение уровня спектральной мощности, присутствуют для всех исследованных режимов истечения ($NPR = 2.5, 3, 3.5, 4, 4.2, 4.4, 4.6, 4.8, 5.0, 5.2, 5.4, 5.6, 5.8, 6.0$). Практически всегда регистрируются колебания не только на основной частоте, но и на одной-двух гармониках. Сопоставление частот основного колебания с известными выражениями для частоты первой азимутально моды основного акустического тона струи [1] показывает хорошее соответствие во всем диапазоне значений NPR , за исключением интервала $NPR = 4-4.8$, где, по-видимому, преобладает другая мода колебаний (Рис. 1).

Во временных рядах угловых отклонений выделяются интервалы длительностью около 0.2–0.3 с (~1000 периодов), где колебания близки к гармоническим, а их амплитуда многократно превосходит уровень шумов и составляет ~100 мкрад, что сопоставимо с характерными значениями средних отклонений на элементах крупномасштабной структуры струи. Временные ряды отклонений в каналах, соответствующих разным значениям прицельного параметра луча, хорошо коррелируют между собой (характерные значения коэффициента корреляции на участке генерации ~ 0.5–0.7).

Таким образом, результаты исследований позволяют однозначно ассоциировать узкополосные колебания угловых отклонений просвечиваемого пучка с дискретными акустическими тонами струй.

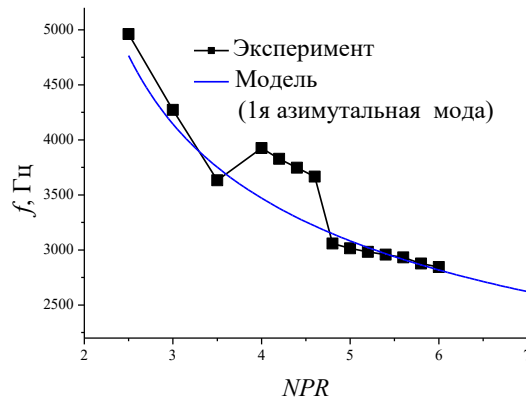


Рисунок 1 – Частота основной моды автоколебаний – Эксперимент (черная кривая) и теория (синяя)

По результатам просвечивания были построены карты пульсаций на частотах основной моды дискретных тонов струи. Карта пульсаций представляет собой двумерный массив с осредненными по интервалам шириной 100 Гц в окрестности основной частоты скрича значениями спектральной мощности в автоспектрах продольных и поперечных относительно оси струи углов отклонений лазерного пучка. Узлы прямоугольной сетки соответствуют высоте над срезом сопла и прицельному параметру пучка. Для струй с $NPR = 2.5, 3, 3.5, 4$ карты пульсаций построены для диапазона высот 7.5 – 19.5 см, в который попадает как область развития автоколебаний, так и область излучения акустической волны. Примеры представлены на Рис. 2.

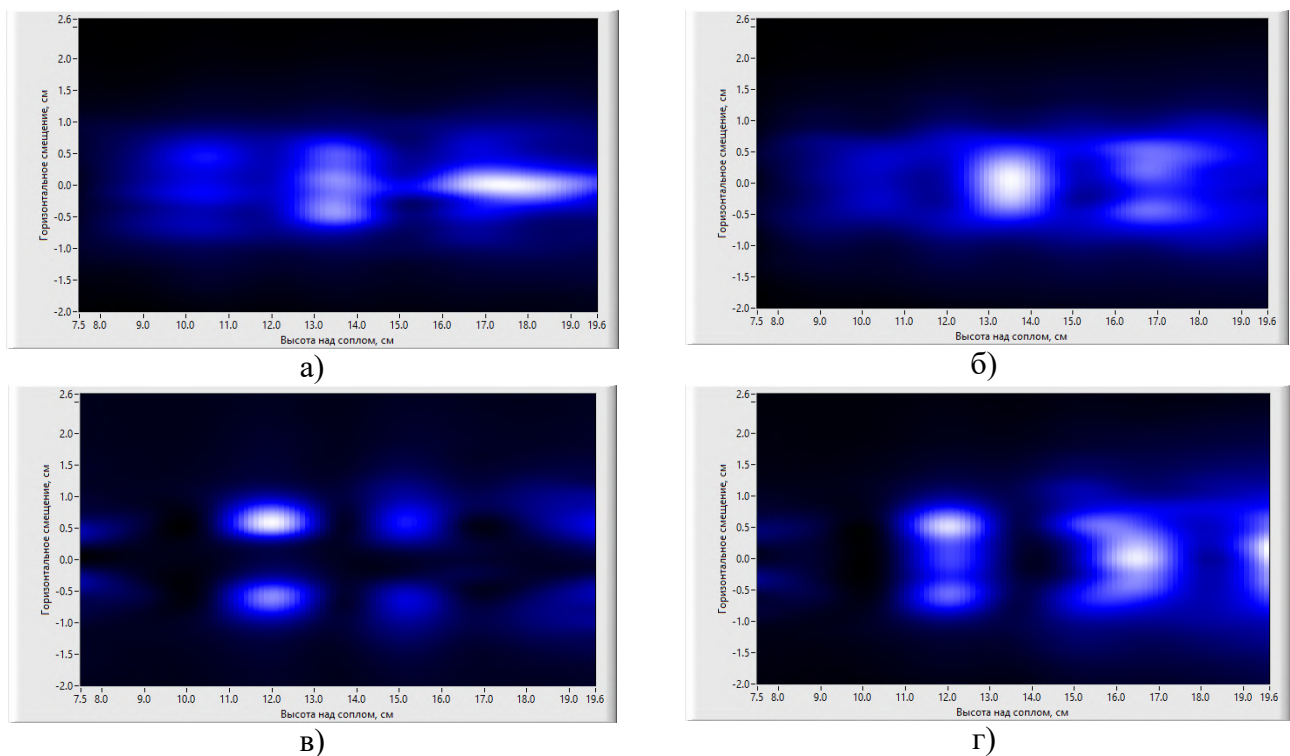


Рисунок 2 – Образы струй – мощность вертикальных отклонений в полосе дискретного тона.
 $NPR = 2.5(a), 3(б), 3.5(в), 4(г)$

Анализ результатов просвечивания показывает, что, в целом, карты пульсаций хорошо согласуются с предположением о развитии нечетной моды колебаний. При этом пучки, проходящие через ось струи, будут отклоняться, в основном, поперек оси струи, а вертикальная компонента отклонений будет проявляться при просвечивании через ее внешнюю границу. Также отметим нарастание амплитуды колебаний по мере удаления от сопла к зоне излучения и изменение соотношения амплитуд вертикальной и горизонтальной компонент при переходе от области разгона потока внутри ячейки к участку торможения на их стыках.

По результатам экспериментов можно заключить, что пространственная структура развивающиеся в канале струи автоколебания, порождающие излучение дискретных акустических тонов сверхзвуковой струей, не противоречит классической модели излучения скрича [2] с возбуждением первой азимутальной моды

Заключение. Выполненные экспериментальные исследования по просвечиванию сверхзвуковых недорасширенных струй показали, что узкополосные колебания угловых отклонений просвечивающего пучка связаны с дискретными акустическими тонами струй. Установлено, что пространственная структура развивающиеся в канале струи автоколебания, порождающие излучение дискретных акустических тонов сверхзвуковой струей, не противоречит классической модели излучения скрича с возбуждением первой азимутальной моды

Работа выполнена в рамках проекта РФФ № 23-29-00483.

1. *Kandula M.* On the existence of subharmonic screech in choked circular jets from a sharp-edged orifice // *Open J Acoustics*. 2014. V. 4. P. 20–25.

2. *Powell A.* On the mechanism of choked jet noise. *Proc. Physical Society B*. 1953. V. 66. P. 1039–1056.

ВЛИЯНИЕ СТРАТИФИКАЦИИ НА ОТКЛОНЕНИЯ ТУРБУЛЕНТНЫХ СПЕКТРОВ ФЛУКТУАЦИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ОТ КОЛМОГОРОВСКОЙ МОДЕЛИ

Афанасьев А.Л., Маракасов Д.А.

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

e-mail: afanasiev@iao.ru, mda@iao.ru

На основе обработки временных рядов флуктуаций метеопараметров, регистрируемых акустическими метеостанциями, исследовано влияния стратификации на отклонения спектра турбулентности от модели Колмогорова - Обухова в приземном слое атмосферы. При сопоставлении временной динамики характеристики устойчивости (число Монина - Обухова) и показателя степенной модели спектра флуктуаций температуры установлена значимая корреляция между ними. Предложена эмпирическая модель зависимости показателя спектра от параметра устойчивости. Модель позволяет на основе оценок стратификации судить об изменениях параметров спектральной структуры мелкомасштабной турбулентности. Полученная зависимость отражает влияние отклонений от однородных и изотропных условий развития турбулентности, обусловленных стратификацией в приземном слое.

Развитие атмосферной турбулентности в значительной степени определяется конфигурацией потоков тепла и импульса. В приземном слое (ПС) толщиной в несколько десятков метров определяющую роль в формировании этих потоков играет взаимодействие атмосферы с поверхностью Земли. Распределение температуры в ПС, которое задает соотношение между силой тяжести и архимедовой силой, воздействующих на частицу воздуха, определяет энергетическую эффективность конвективных движений. Превалирование силы плавучести интенсифицирует конвективный обмен теплом в ПС и соответствует неустойчивой стратификации. При обратном соотношении конвекция подавляется, что соответствует устойчивой стратификации. Безразличная стратификация в ПС означает примерный баланс сил.

При количественном описании стратификации необходимо учесть дополнительную интенсификацию конвективного переноса тепла за счет турбулентности, порождаемой неоднородностью средней скорости воздуха. Мерой устойчивости является число Ричардсона, где используются средние вертикальные градиенты потенциальной температуры и горизонтальной скорости ветра, и масштаб Монина-Обухова, рассчитываемый через статистические характеристики турбулентных потоков тепла и импульса.

В работе [1] разработаны методы постдетекторной (компьютерной) обработки данных акустических метеостанций [2], позволяющие производить расчеты различных статистических параметров ветра и турбулентности из временных рядов флуктуаций метеопараметров, регистрируемых акустическими метеостанциями. Особенностью используемого алгоритма

обработки является определенная гибкость задания ключевых параметров: возможность варьирования интервала осреднения, задание границ пространственного интервала при оценке степенной зависимости структурных функций и интервала пространственных частот при оценке наклонов энергетических спектров. При произвольном задании интервала осреднения реализована процедура расчета статистических оценок характеристик воздуха, ветра и турбулентности. В частности вычисляются односторонние моменты для трех компонент скорости ветра и температуры, вертикальные турбулентные потоки количества движения $\tau = -\rho \langle u'w' \rangle$ и тепла $H = C_p \rho \langle T'w' \rangle$, а также масштаб скорости (скорость трения) $u^* = \sqrt{-\langle u'w' \rangle}$, масштаб температуры $T^* = -\langle T'w' \rangle / u^*$, масштаб Монина-Обухова $L^* = -\langle T \rangle \cdot (u^*)^2 / (0.4gT^*)$, где u', v', w' и T' - пульсации продольной, поперечной, вертикальной компонент скорости и температуры, $\langle T \rangle$ - среднее значение абсолютной температуры, g - ускорение свободного падения. Также на заданном интервале осреднения осуществляются расчеты энергетических спектров и структурных функций, по которым путем степенной аппроксимации производятся оценки параметров обобщенной степенной модели с показателем степени, структурной характеристикой и внешним масштабом, оцениваемым непосредственно по измеренным временным рядам выборок мгновенных значений регистрируемых метеопараметров.

Обработка данных показала, что ситуация, когда реализуются условия однородной и изотропной турбулентности с показателем степени спектров $\gamma = -5/3$ и структурных функций $\alpha = -\gamma - 1 = 2/3$ является достаточно редкой. На практике степенная зависимость структурных функций и энергетических спектров турбулентных микропульсаций отличается от Колмогоровской. В ряде источников также отмечается появление неколмогоровской турбулентности при наличии крупномасштабных неоднородностей подстилающей поверхности [3], формирование двухкомпонентных спектров в условиях неустойчивой стратификации [4]. Но к настоящему времени не существует единого подхода, позволяющего описать связь турбулентных спектров метеопараметров (температуры, скорости ветра) со стратификацией в пограничном слое. Для ряда оптических и акустических приложений его разработка была бы весьма полезной, поскольку оценки статистических характеристик оптических и акустических волн, распространяющихся в атмосфере, существенно меняются [5] даже при относительно небольших отклонениях турбулентных спектров от используемой сейчас для их получения модели развитой турбулентности Колмогорова-Обухова.

В настоящее время накоплены многочисленные массивы акустических измерений метеопараметров для различных ветровых и турбулентных условий. Целью данной работы

является установление эмпирической связи между характеристикой устойчивости (число Монина Обухова) и параметрами степенной модели спектра турбулентности (показатель степени γ) для температурных флуктуаций в приземном слое атмосферы на основе пульсационных данных акустических метеостанций.

На Рис. 1 представлены временные ходы показателя степени спектра флуктуаций температуры γ и логарифма модуля числа Монина-Обухова $\lg(|z/L|)$. Видно, что на протяжении большей части всего периода наблюдения оценки величины $-\gamma-1$ существенно отличаются от значения $2/3$, соответствующего модели развитой турбулентности. Также можно отметить, что динамика изменения стратификации (характеризуемая параметром $\lg(|z/L|)$) визуально хорошо согласуется с изменениями показателя γ . Коэффициент корреляции между рядами 0.8.

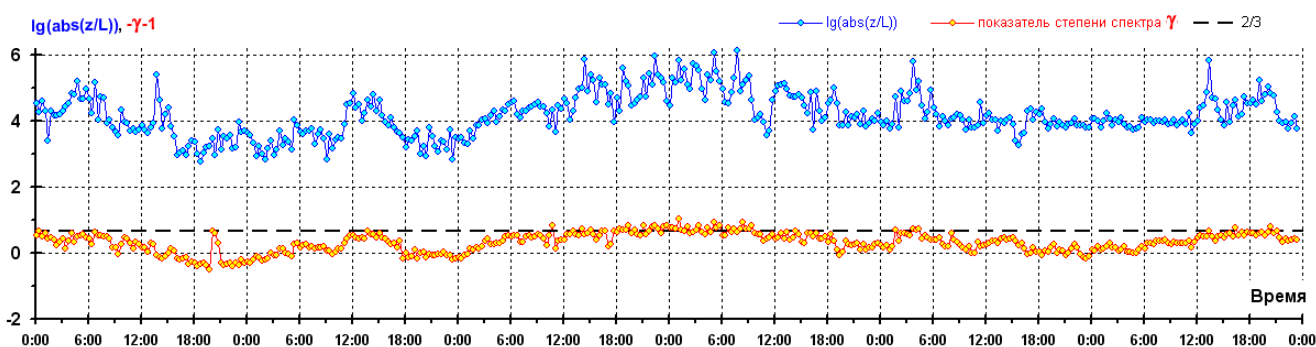


Рисунок 1 – Временная изменчивость логарифма модуля числа Монина-Обухова $\lg(|z/L|)$ и показателя степени спектра флуктуаций температуры

С целью получения эмпирической зависимости между γ и z/L проведем линейную подгонку временного ряда $f_1 = \lg(|z/L|)$ по среднему значению и по размаху колебаний к ряду

$$f_2 = -\gamma - 1 \text{ по формуле } \tilde{f}_1 = af_1 + b, \text{ где } a = \frac{f_{2\max} - f_{2\min}}{f_{1\max} - f_{1\min}}, b = \langle f_2 \rangle - a \langle f_1 \rangle.$$

Приравняв полученный ряд \tilde{f}_1 к ряду показателя f_2 получим модель зависимости показателя спектра от стратификации.

$$-\gamma - 1 = a \lg(|z/L|) + b,$$

где $a = 0.7$, $b = -2.9$ в данном эпизоде за 6 дней измерений.

На Рис. 2 представлены соответствующие временные ряды, совмещенные по среднему значению и величине флуктуаций. Наблюдается согласованное поведение.

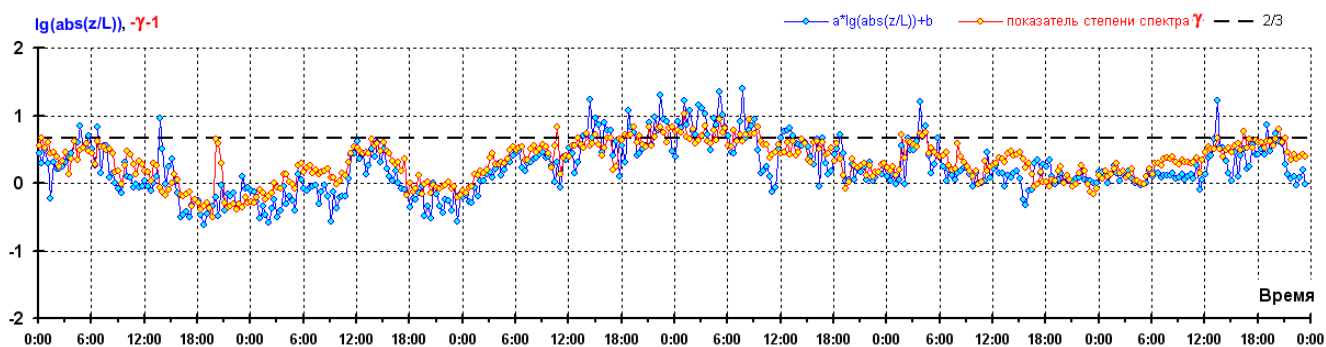


Рисунок 2 – Временная изменчивость ряда $a \cdot \lg(|z/L|) + b$ и показателя степени спектра флуктуаций температуры

Были также проанализированы достаточно длительные (5-6 дней) эпизоды измерений при размещении метеостанций на высотах 3, 10, 20 и 40 м. При этом разброс модельных коэффициентов находился в небольших пределах $a = 0.6 - 0.8$ и $b = 2.9 - 3.4$. Что служит подтверждением применимости полученной зависимости и эмпирических коэффициентов для разных условий и высот наблюдения в приземном слое.

Предложенная эмпирическая модель зависимости показателя спектра от параметра устойчивости позволяет на основе оценок стратификации судить об изменениях параметров спектральной структуры мелкомасштабной турбулентности. С физической точки зрения отмеченная зависимость, по-видимому, обусловлена влиянием отклонений от однородных и изотропных условий развития турбулентности, вызываемых стратификацией в приземном слое.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИОА СО РАН.

1. *Афанасьев А.Л., Маракасов Д.А.* Оценки характеристик атмосферной турбулентности при обработке накопленных рядов метеопараметров акустических метеостанций // Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы [Электронный ресурс]: Материалы XXIX Международного симпозиума. Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2023. 1 электрон. опт. диск (CD-ROM). С. В406-В409.

2. *Азбукин А.А., Богушевич А.Я. Ильичевский В.С. Корольков В.А., Тихомиров А.А., Щелевой В.Д.* Автоматизированный ультразвуковой метеорологический комплекс АМК-03 // Метеорология и гидрология. 2006. №11. С. 89-98.

3. *Носов В.В., Лукин В.П., Ковадло П.Г., Носов Е.В., Торгаев А.В.* Оптические свойства турбулентности в горном пограничном слое атмосферы. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2016. 153 с.

4. *Носов В.В., Ковадло П.Г., Лукин В.П., Торгаев А.В.* Атмосферная когерентная турбулентность // Оптика атмосф. и океана. 2012. Т. 25. № 9. С. 753–759; *Nosov V.V., Kovadlo P.G., Lukin V.P., Torgaev A.V.* Atmospheric Coherent Turbulence // Atmos. Ocean. Opt. 2013. V. 26. N 3. P. 201–206.

5. *Li Y., Zhu W., Wu X., Rao R.* Equivalent refractive-index structure constant of non-Kolmogorov turbulence // Optics Express. 2015. V. 23. № 18. P. 23004–23012.

ИССЛЕДОВАНИЕ ФЛУКТУАЦИЙ ИНТЕНСИВНОСТИ ЛАЗЕРНОГО ПУЧКА, ПЕРЕСЕКАЮЩЕГО МАЛОМАСШТАБНЫЕ МОДЕЛИ ОГНЕННОГО СМЕРЧА

Шерстобитов М.В., Цвык Р.Ш., Шерстобитов А.М.

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

E-mail: shmike@iao.ru, tsvyk@iao.ru

В работе было проведено физическое моделирование огненного смерча лабораторного масштаба с помощью вращающихся цилиндрических металлических сеток. Упомянутые сетки создавали тангенциальную закрутку вокруг вертикальной оси пламени. Анализировались флуктуации интенсивности лазерного пучка, пересекавшего такое пламя. Кроме того, анализировались полученные ранее аналогичные флуктуации лазерного пучка, но для модели, использующей воздействие соосного вертикального воздушного потока с винтообразной (тангенциальной + осевой) закруткой. Для анализа спектральных функций была ранее выбрана аппроксимирующая функция, состоящая из 5 линейных (в логарифмической шкале) интервалов. В настоящей работе, для каждой физической модели были установлены частотные границы упомянутых интервалов аппроксимирующей функции. Для тангенциальной закрутки был также установлен размер сетки, при котором модельный огненный смерч уже не возникает, по-видимому, вследствие паразитных завихрений воздуха.

Введение. Вертикально-ориентированные огненные вихри, высотой кратно большей, чем при обычном протекании горения иногда возникают при обширных техногенных и природных пожарах. Такое явление по аналогии с атмосферным торнадо называется огненным смерчем (ОС). Обширна литература по исследованию ОС с помощью математических и физических моделей, например [1]. Вопрос имитации огненного смерча с помощью факела пламени, образующегося при горении этанола в неподвижной емкости, установленной на оси восходящего закрученного воздушного потока, описан в нашей работе [3]. Наряду с упомянутым способом в литературе есть и другие, например, вращение цилиндрического экрана вокруг источника пламени (вращающегося совместно с экраном, либо неподвижного) [2]. Целью настоящего исследования, было получить МОС для случая с вращающимся экраном, а также провести совместный анализ флуктуаций интенсивности лазерного пучка для этих двух моделей (с тангенциальной и с винтообразной закрутками), включая случай свободного горения топлива без закрутки. В результате анализа предполагалось установить форму частотных спектральных функций флуктуаций интенсивности просвечивающих лазерных пучков.

Схема эксперимента и анализ результатов. Для получения МОС при вращении экрана вокруг источника пламени первоначально была создана установка (малая) с сетчатым экраном диаметром 9 см, источником горения диаметром 3 см. Такой площадки горения оказалось недостаточно для роста высоты пламени. При вращении сетки, наоборот, наблюдалось подавление высоты пламени (см. Табл. 1). По-видимому, это обусловлено преобладанием паразитных дви-

жений воздуха. Для этой малой установки были зарегистрированы спектры лишь в режиме горения без закрутки, так как закрученное пламя не поднималось выше сетки. Масштабирование в 5 раз площади горения принесло результат. При создании следующей (средней) установки с сеткой диаметром 13,5 см, источника горения диаметром 7 см оказалось достаточно для возникновения МОС, подобного [2]. Параметры всех трех упомянутых установок приведены в Таблице 1, примеры МОС со средней сеткой и крыльчаткой на рис. 1, где также представлена малая установка, но, по упомянутым выше причинам, с пламенем без закрутки.



Рисунок 1 – МОС с малой сеткой (слева), со средней сеткой (по центру) и крыльчаткой (справа)

Однако, на малой установке был использован микродвигатель, отработана программа передачи данных о частоте вращения через сеть Wi-Fi на смартфон. Это послужит развитию экспериментальной базы в будущем.

Таблица 1. Параметры установок моделирования ОС

Параметр	Сетка малая	Сетка средняя	Крыльчатка
Диаметр топливной емкости, см	3	7	14
Площадь горения, см ²	7,1	38,5	153,9
Диаметр/высота сетки; диаметр лопастей внешний /внутренний крыльчатки, см	9/6	13,5/9,5	38/19
Частота вращения, об/с	1-6	1-3	2-17
Высота пламени: своб. горение /МОС, см	~ 10-15/ 10	7/ 30	30/ 90

Лазерное просвечивание проводилось для МОС установок со средней сеткой и крыльчаткой, а также для свободного горения топлива для малой установки (Рис. 2).

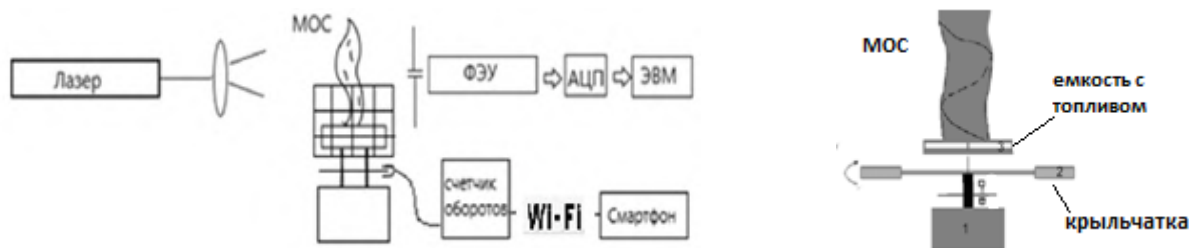


Рисунок 2 – Слева схема эксперимента с сетками, справа схема получения МОС с помощью крыльчатки

Зондирующий расходящийся ЛП ($\lambda=0,63$ мкм) просвечивал МОС. Излучение ЛП принималось на ФЭУ, перед которым устанавливалась диафрагма 0,1мм. Сигналы с ФЭУ оцифровывались с частотой 100 кГц и записывалось по 10^6 отсчетов. Рассчитывались спектры мощности флуктуаций интенсивности лазерного пучка по следующей формуле: $u(f) = f * W(f)$. Здесь $W(f)$ - спектральная плотность сигнала БПФ от временной последовательности пульсаций интенсивности лазерного луча, а f - частота. Характерный вид такого спектра представлен на рисунке 3 (по осям отложены значения показателя степени для основания 10). Для анализа спектра использовалась процедура сглаживания - “скользящее среднее“. Было выбрано осреднение по 100 точкам. Осредненный спектр отображен белыми точками, а исходный зеленой кривой. Для аппроксимации и дальнейшего анализа полученного спектра было выбрано разбиение на 5 интервалов.

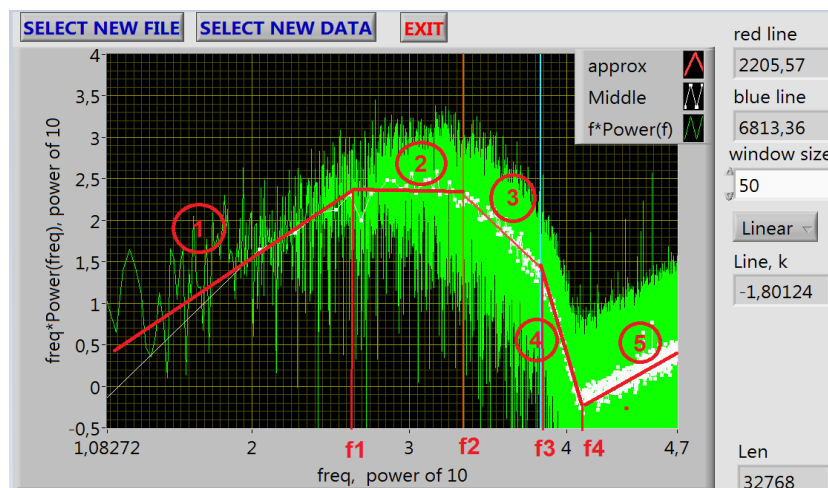


Рисунок 3 – Схема разбиения спектра на интервалы

Следуя теории турбулентности для свободной атмосферы, можно условно именовать каждый из интервалов на Рисунке 3: 1 - начальный участок, 2 - энергетический интервал, 3 - инерционный интервал, 4 - интервал диссипации кинетической энергии (вязкий интервал), 5 – шум (обусловлен шумом АЦП и пр.) Отметим, что 5 интервал не имеет физического смысла- бесконечное нарастание энергии здесь лишь счетный эффект. В Таблице 2 дан расчет для экспериментов.

Таблица 2. Параметры осредненных спектров (*СКО 50%; ** СКО 30%)

Интервал	Тип эксперимента	Начало интервала (Гц)*	Конец интервала (Гц)*	Коэффициент наклона**
1	Винтовая закрутка	0	220	-
	Тангенциальная закрутка	0	32	-
	Свободное горение	0	20	-
2	Винтовая закрутка	230	1800	0
	Тангенциальная закрутка	35	160	0
	Свободное горение	22	120	0
3	Винтовая закрутка	1800	4900	-2,0
	Тангенциальная закрутка	170	700	-1,8
	Свободное горение	130	460	-1,4
4	Винтовая закрутка	5000	8500	-5,4
	Тангенциальная закрутка	660	1600	-3,9
	Свободное горение	470	1200	-2,6
5	Винтовая закрутка	9800	50000	1,0
	Тангенциальная закрутка	1800	10000	1,0
	Свободное горение	1400	10000	1,0

Выводы.

- Для каждой физической модели были установлены частотные границы упомянутых интервалов аппроксимирующей функции.
- Для малой установки с сеткой установлено, что МОС подавляется «шумовыми» завихрениями воздуха.

Работа выполнена в рамках госзадания ИОА СО РАН. Авторы выражают благодарность мнс ИОА А. М. Шерстобитову за помощь в работе.

1. *Ghodrat M., Shakeriaski F., Nelson D.J., Simeoni A.* Experimental and numerical analysis of formation and flame precession of fire whirls / A review М // Fire. 2021. V. 4. № 3. P. 43.

2. *Вялых Д.В., Дубинов А.Е., Колотков Д.Ю., Львов И.Л., Садовой С.А., Садчиков Е.А.* Портативное твердотельное устройство с ручным приводом для генерации огненных вихрей // Приборы и техника эксперимента. 2013. № 3. С. 109.

3. *Гришин А.М., Рейно В.В., Сазанович В.М., Цвык Р.Ш., Шерстобитов М.В.* Некоторые итоги экспериментальных исследований огненных смерчей // Изв. ВУЗов Физика. 2011. № 12. С. 14-23.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ЛАЗЕРНОЙ ЛОКАЦИИ ОРИЕНТИРОВАННЫХ ЧАСТИЦ

Шаманаев В.С.

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

e-mail: shvs@iao

Проведён эксперимент по лазерной локации специальной сетчатой мишени как модели бесконечно длинных цилиндрических частиц. Используются круговая и линейная поляризация лазера с $\lambda=532$ нм и вращающийся анализатор принимаемых эхосигналов. Получено, что зависимость степени деполяризации сигналов от угла поворота приёмного базиса анализатора относительно ориентации нитей мишени имеет форму лепестка. Максимум величины деполяризации приходится на угол около 45 градусов. Для круговой поляризации диаграмма степени деполяризации менее вытянута, чем для линейной.

Развитие лидарной техники позволило расширить возможности зондирования ориентированных атмосферных частиц, в частности, ледяных кристаллов игольчатой формы. Однако, все проведённые до сих пор эксперименты так или иначе направлены только на их стохастическую структуру, связанную именно с преимущественной ориентацией. Это осложняет задачу интерпретации результатов зондирования, т.к. неизвестно состояние поляризации эхосигналов в идеальном состоянии, а именно, одинаково ориентированных частицах, особенно кристаллов.

В Институте оптики атмосферы был создан многофункциональный лидар “Светозар-3” [1, 2] (Рис.1). Одним из режимов его работы было поляризационное зондирование с регистрацией всех четырех компонент вектора Стокса принимаемого эхосигнала $\mathbf{S} = \{S_1, S_2, S_3, S_4\}$. Такой режим даёт наиболее полную информацию о зондируемом светорассеивающем образовании. Правоциркулярной поляризации лазера соответствует вектор Стокса $\mathbf{S} = \{1, 0, 0, 1\}$. При линейной поляризации $\mathbf{S} = \{1, 1, 0, 0\}$.

В соответствии с работой [3], параметры вектора Стокса оптического сигнала определяются из следующих соотношений:

$$\begin{aligned} S_1 &= F(0^\circ, 0) + F(90^\circ, 0), \\ S_2 &= F(0^\circ, 0) - F(90^\circ, 0), \\ S_3 &= F(45^\circ, 0) - F(135^\circ, 0), \\ S_4 &= F(45^\circ, \pi/2) - F(135^\circ, \pi/2). \end{aligned} \quad (1)$$

Здесь $F(\alpha, \omega)$ – эхосигнал лидара измеренный при положении анализатора под углом α к выбранному направлению референции с фазовой пластинкой, дающей сдвиг по фазе ω (в данном случае это соответствует сдвигу $\lambda/4$ или $\pi/2$).

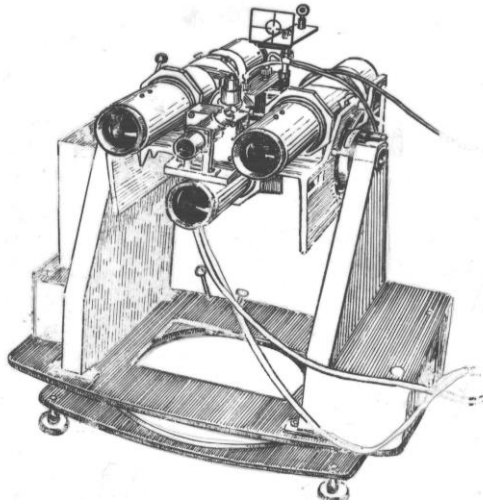


Рисунок 1 – Лидар “Светозар–3” в режиме со сканированием по пространству

Отсюда, например, следует, что если плоскость референции в лидаре совмещена с направлением электрического вектора излучения лазера, то степень деполяризации эхосигнала лидара можно записать в вид

$$\delta(r) = \frac{S_1(r) - S_2(r)}{S_1(r) + S_2(r)}. \quad (2)$$

Если поляризационный базис приёмного блока лидара с фотоумножителями вращается относительно вертикальной плоскости референции на угол α , то матрица анализатора лидара выглядит следующим образом [2]:

$$\hat{M}_\alpha = \begin{pmatrix} 1 & \cos 2\alpha & \sin 2\alpha & 0 \\ \cos 2\alpha & \cos^2 2\alpha & \cos 2\alpha \sin 2\alpha & 0 \\ \sin 2\alpha & \cos 2\alpha \sin 2\alpha & \sin^2 2\alpha & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 \end{pmatrix}. \quad (3)$$

В данной работе при линейной поляризации луча использована схема зондирования, предложенная в нашей работе [4], когда синхронно вращаются плоскости поляризации и лазера, и приёмного блока. Матрица анализатора в этом случае постоянна [2]:

$$\hat{M}_\alpha = \begin{pmatrix} 1 & 1 & 0 & 0 \\ 1 & 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 \end{pmatrix}. \quad (4)$$

С целью верификации дальнейших исследований, был проведён модельный эксперимент. В качестве модели зондируемой среды был использован удалённый сетчатый экран. Медный радиотехнический провод толщиной 100 мкм был натянут вертикальными нитями на деревянную раму размером 100 × 100 см с шагом сетки 10 мм. Пятно излучения лазера было не

гауссовым, а многомодовым, то есть, с неравномерно распределённой по сечению яркостью. Угол поля зрения приёмника 13,6 мрад, расходимость луча лазера 2 мрад, расстояние от лидара до экрана 90 м. Начальное расстояние между оптическими осями телескопа и коллиматора 12 см [5].

Был проведён контроль достоверности полного попадания луча на дискретную мишень – сетчатый экран. На рис. 2 приведено поперечное распределение яркости луча в условной штриховке. Поскольку лазер многомодовый, то излучение пятнистое. Но из соотношения размеров луча и шага сетки видно, что во всех режимах зондирования рассеивать свет всегда будут несколько нитей сетки, что обеспечивает достоверность поляризационного состояния эхосигнала.

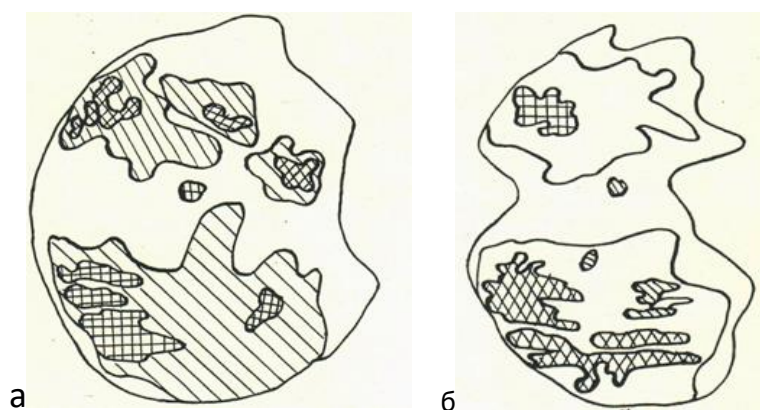


Рисунок 2 – Распределение относительной яркости излучения лазера (условно показано плотностью штриховки) на выходе коллиматора лазера. Здесь кадр *а* получен при максимальной накачке лазера, и кадр *б* – при уменьшенной лазерной накачке

Величины δ деполяризации сигнала от мишени при её локации излучением с длиной волны 532 нм показаны на рис. 3. Кривая 1 (черные квадратики) получена для излучения с круговой поляризацией при повороте на угол α плоскости поляризации приёмного блока относительно вертикали. От этого угла α зависит и матрица анализатора (1). Кривая 2 (красные кружки) иллюстрирует результат локации мишени излучением с линейной поляризацией. Здесь использована предложенная в работе [4] схема с синхронным вращением плоскости поляризации и лазера, и приёмного блока. Матрица анализатора (2) в этом случае постоянна.

Обратим внимание на следующие особенности. Видно, что максимальное значение деполяризации приходится на угол поворота плоскости референции анализатора $\alpha \sim 45^\circ$. Локальный провал на 30° в несколько размытом максимуме деполяризации для циркулярного режима можно объяснить погрешностями численного эксперимента. Вероятнее всего, в обоих случаях принимаемый эхосигнал эллиптизирован по поляризации, что и объясняет несколько неожиданный угол максимума в 45 градусов. Для детального объяснения этого феномена,

необходимы дополнительные расчёты с использованием либо классической теории Ми, модифицированной для нитей, либо теории светорассеяния на вытянутых кристаллах [6].

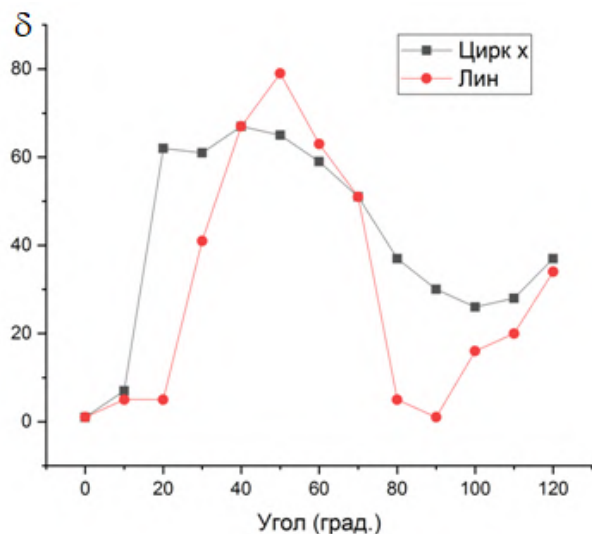


Рисунок 3 – Зависимость деполаризации принимаемого сигнала δ от угла поворота α плоскости поляризации зондирующего излучения относительно ориентации нитей в мишени

Таким образом, проведённый модельный численный эксперимент на бесконечных вытянутых частицах может быть использован для повышения достоверности идентификации ориентированных ледяных кристаллов в атмосфере.

1. Лазерное зондирование тропосферы и подстилающей поверхности. Под ред. В.Е. Зуева. Новосибирск: Наука, 1987. 262 с.

2. Шаманаев В.С., Абрамочкин А.И. Самолетный поляризационный лазерный локатор “Светозар-3.” Устройство и применение // Деп. ВИНТИ, № 6222-Деп. 1985. 47 с.

3. Борн М., Вольф Э. Основы оптики. М.: Наука, 1970. 855 с.

4. Балин Ю.С., Кауль Б.В., Краснов О.А., Шаманаев В.С., Самохвалов И.В. Оптическое поляризационное устройство для зондирования атмосферы. АС № 673016 (Опубликовано 30.10.1978. Бюлл. № 40).

5. Шаманаев В.С., Пеннер И.Э. Лидарное обнаружение ориентированных частиц в модельном эксперименте. Труды 10-го Всесоюзного симпозиума по лазерному и акустическому зондированию атмосферы. Ч. 2. Томск: Изд-во ТНЦ СО РАН. 1989. С. 56–57.

6. Кауль Б.В., Самохвалов И.В. Трансформация матриц обратного рассеяния света кристаллических облаков при изменении зенитного угла рассеяния// Опт. атмосфер. и океана. 2010. Т. 23. № 5. С. 405-411.

ПОСТУПЛЕНИЕ НЕФТЯНЫХ УГЛЕВОДОРОДОВ НА ПОВЕРХНОСТЬ ОЗЕРА БАЙКАЛ С АТМОСФЕРНЫМИ ОСАДКАМИ

Маринайте И.И., Нецветаева О.Г., Потёмкин В.Л., Синюкович В.Н.

Лимнологический институт СО РАН, г. Иркутск, Россия

e-mail: marin@lin.irk.ru, r431@lin.irk.ru, klimat@lin.irk.ru, sin@lin.irk.ru

В работе представлены результаты исследований содержания нефтепродуктов в атмосферных осадках на станциях мониторинга Прибайкалья (Иркутск, Листвянка, Большие Коты, Байкальский природный биосферный заповедник). Установлена внутригодовая динамика этих веществ в осадках. Выявлено повышенное содержание нефтепродуктов в осадках на станции Иркутск, достигающее $0,49 \text{ мг/дм}^3$. Оценена степень загрязнения дождевых и снеговых вод нефтепродуктами относительно санитарно-гигиенических норм для водоемов рыбохозяйственного назначения. Рассчитаны потоки поступления нефтепродуктов на отдельных станциях. С учетом накопления в снежном покрове на льду Байкала оценено поступление нефтепродуктов из атмосферы на акваторию Южного Байкала. Полученные результаты сопоставимы с данными государственного мониторинга поверхностных вод.

Нефтепродукты (НП) относятся к числу наиболее распространенных и опасных веществ, загрязняющих окружающую среду. Основными источниками поступления НП в окружающую среду являются сточные воды и атмосферные выбросы от промышленных предприятий, выхлопы автотранспорта, нефтяные разливы [1]. В воде прибрежной зоны озера Байкал содержание НП изменяется от нулевых значений до $0,056 \text{ мг/дм}^3$, а в пелагиали озера не превышает $0,010 \text{ мг/дм}^3$ [2]. Основная часть нефтяных углеводородов поступает в Байкал с водами притоков. Вторым по значимости является поступление НП на поверхность озера из атмосферы [2-3], однако количественные оценки потока нефтяных углеводородов из атмосферы крайне затруднительны вследствие их подвижности и сложности миграции в окружающей среде, а также недостатка экспериментальных данных. До настоящего времени оценки поступления НП в оз. Байкал из атмосферы исчерпывается отрывочными данными системы государственного мониторинга поверхностных вод и их обобщением [3], поэтому исследование данной проблемы остается актуальной задачей изучения формирования качества байкальских вод и определения степени антропогенной нагрузки на экосистему озера.

В настоящей работе исследования содержания нефтепродуктов в атмосферных осадках проводились с февраля 2023 г. по февраль 2024 г. Станции отбора проб осадков отображены на схеме (рис. 1). Пробы атмосферных осадков отбирались автоматическим «wet-only» осадкосборником, всего отобрано 102 пробы. Кроме того, учитывались результаты анализа проб снежного покрова, отобранных в 2022 г. со льда оз. Байкал. Определение содержания НП

выполнялось флуориметрическим методом на анализаторе «Флюорат-02-3М» с диапазоном измерений массовой концентрации нефтепродуктов от 5 до 50 000 мкг/дм³.

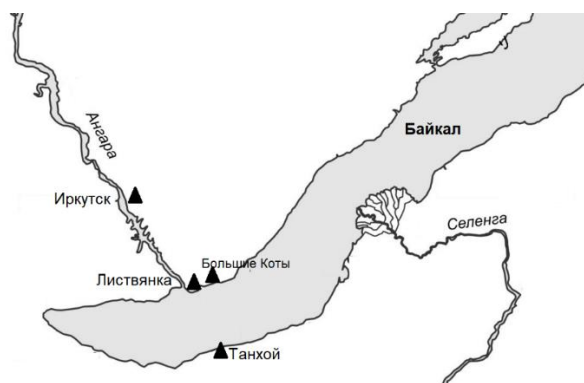


Рисунок 1 – Карта-схема станций отбора проб атмосферных осадков

Концентрации НП в атмосферных осадках за исследуемый период на станциях изменяются от 0,006 до 0,49 мг/дм³, при среднем значении 0,076 мг/дм³. Наиболее высокие их значения отмечены в Иркутске (0,017-0,49 мг/дм³, среднее 0,12 мг/дм³). В осадках на прибрежных байкальских станциях концентрации были в 2-10 раз ниже: в Листвянке 0,007-0,18 мг/дм³ (среднее 0,062 мг/дм³), в Байкальском заповеднике 0,006-0,11 мг/дм³ (среднее 0,023 мг/дм³), в Больших Котах 0,010-0,021 мг/дм³ (среднее 0,014 мг/дм³). При этом видно, что снег загрязнен НП значительно выше, чем дождевые воды, что во многом связано с отопительным сезоном и неблагоприятными условиями рассеивания примесей из-за частых температурных инверсий.

Повышенные концентрации НП в осадках в Иркутске обусловлены высокой антропогенной нагрузкой. Более низкое их содержание на других станциях объясняется удаленностью от промышленных объектов Иркутской области и Бурятии и отсутствием своих крупных источников загрязнения воздуха. Максимальные концентрации НП наблюдались в осадках осенне-зимних месяцев, что связано как с низким их количеством, так и с увеличением выбросов от предприятий теплоэнергетики во время отопительного сезона. В этот период концентрации НП в осадках в среднем в 5-7 раз выше, в сравнении с теплым временем года, что характерно и для других регионов России [1].

Из-за отсутствия нормирования содержания нефтепродуктов в атмосферных осадках степень их загрязнения оценивалась относительно ПДК_{р/х}, составляющей 0,05 мг/л и применяемой для водоемов рыбохозяйственного назначения. В исследованных пробах превышение данной нормы отмечено в осенне-зимний период в Иркутске (в 1,1-9,8 раза) и Листвянке (в 1,2-3,6 раза). В Байкальском заповеднике превышение ПДК_{р/х} в 1,2 и 2,2 раза имело место в двух пробах, а на станции в Больших Котах обнаружено не было.

Полученные данные по содержанию нефтяных углеводородов в атмосферных осадках и количеству выпадающей влаги позволяют рассчитать потоки поступления этих веществ и оценить поступление НП в озеро из атмосферы (табл. 1). При этом станция в пос. Большие Коты, находящаяся в стороне от туристических объектов и наземной транспортной инфраструктуры, представляется наиболее репрезентативной для этих целей.

Таблица 1. Содержание нефтепродуктов в атмосферных осадках и их потоки на подстилающую поверхность в 2023 г.

Пробы осадков	Усредненные концентрации НП, мг/л	Количество осадков, мм	Сезонные потоки НП, мг/м ²	Суммарный поток НП, мг/м ²
Иркутск				
дождь	0,024	416	9,98	38,8
снег	0,16	180	28,8	
Листвянка				
дождь	0,028	381,5	10,7	15,3
снег*	0,098	47	4,6	
Большие Коты				
дождь	0,014	304	4,26	8,0
снег*	0,08	47	3,76	
Байкальский заповедник в районе пос. Танхой				
дождь	0,021	704	14,8	21,2
снег*	0,037	173	6,4	

*сумма за октябрь-декабрь

Выполненное ранее [4] моделирование распространения углеводородов в Прибайкалье указывает на доминирующую роль в загрязнении атмосферы над Южным Байкалом локальных источников и автотранспорта Слюдянки и Байкальска, однако в целом, выбросы углеводородов от региональных источников Иркутской области и Бурятии существенного влияния на Байкал не оказывают. Это подтверждается и материалами снегосъемки на Байкале [5] с фоновыми уровнями накопления НП в снеге со льда озера в 20-70 раз ниже, чем в промышленных центрах. Ориентируясь на потоки НП с атмосферными осадками в пос. Большие Коты можно полагать, что на водную поверхность Южного Байкала в 2023 г. из атмосферы поступило порядка 59,5 т нефтяных углеводородов. С учетом накопления в снеге на льду Байкала в конце зимы, составляющим по данным [5] 3,4 т/год, общий поток НП на акваторию Южного Байкала составляет порядка 63 т/год. Такой поток в пересчете на всю площадь Байкала соответствует поступлению НП в озеро в объеме 254 т/год. В действительности, объемы поступления нефтяного загрязнения должны быть несколько ниже, так как при таянии снега часть НП испаряется. Потери НП из снежного покрова имеют место и при отрицательных температурах воздуха. Это подтверждают исследования [6] в северной части Баренцева моря, где содержание

НП в снеге, отобранном в первые часы снегопада, составляло 0,046 мг/дм³, а впоследствии в сформировавшемся снежном покрове изменялось уже в интервале 0,008-0,016 мг/дм³. Из данных [7] также видно, что в начале зимы концентрации нефтяных углеводородов в снежном покрове в некоторые годы в 2–3 раза выше, чем в конце периода снегозалегания. Однако, оценка интенсивности обратного потока НП из снега в атмосферу малоизучена и требует постановки специальных исследований.

В целом выполненные исследования показали, что наибольшие концентрации НП в атмосферных осадках характерны для осенне-зимних месяцев и связаны, в основном, с низким количеством выпавших осадков и с началом отопительного сезона. В этот период года превышение содержания НП над ПДК_{р/х} в Иркутске достигало 10, а в Листвянке составляло 2-3. На станции в Байкальском заповеднике отмечено единичное превышение ПДК, а в Больших Котах случаи загрязнения осадков выше принятых норм не отмечены.

Ограниченность продолжительности исследований одним годом, со своей спецификой погоды и экологии, позволяют лишь с большим приближением говорить о том, что объем поступления нефтепродуктов на акваторию оз. Байкал в составе атмосферных осадков находится на уровне 200-250 т/год, что сопоставимо с данными [3]. Для более достоверных выводов необходимо продолжение начатых исследований, с расширением числа станций мониторинга и увеличением числа отобранных проб.

Исследования выполнены в рамках государственного задания ЛИН СО РАН по теме № 0279-2021-0014.

1. Лабузова О.М., Носкова Т.В., Лысенко М.С., Ильина Е.Г., Папина Т.С. Оценка поступления нефтяных углеводородов с территории города Барнаула в природные водотоки // Труды Карельского научного центра РАН. 2017. № 3. С. 48–54.

2. Маринайте И.И., Сороковикова Л.М., Синюкович В.Н., Жученко Н.А., Онищук Н.А., Томберг И.В. Нефтепродукты в озере Байкал и его притоках // Водные ресурсы. 2022. Т. 49. № 3. С. 316–324.

3. Зилов Е.В. Современное состояние антропогенного воздействия на озеро Байкал // Журнал Сибирского федерального университета. Биология. 2013. Вып. 4(6). С. 388-404.

4. Аргучинцев В.К., Макухин В.Л. Моделирование распределения углеводородов в пограничном слое атмосферы Южного Прибайкалья // Оптика атмосферы и океана. 1999. Т. 12. № 6. С. 544–546.

5. Marinaite I.I., Molozhnikova E.V., Shikhovtsev M.Y., Netsvetaeva O.G. Petroleum products in the snow cover of the Baikal natural area // Proc. SPIE. 2023. V. 12341. Art. 12341-19.

6. Немировская И.А. Углеводороды в океане (снег-лед-вода-взвесь-донные осадки). М.: Научный мир, 2004. 328 с.

7. Яковенко А.А., Котова Е.И., Калашиников А.В. Взвесь и нефтяные углеводороды в снежном покрове арктического нефтяного месторождения // Успехи современного естествознания. 2022. № 2. С. 91-96.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ СНЕЖНОГО ПОКРОВА В ГОРОДАХ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Онищук Н.А., Нецветова О.Г., Шиховцев М.Ю., Моложникова Е.В. Ходжер Т.В.

Лимнологический институт СО РАН, г. Иркутск, Россия

e-mail: onischuk@lin.irk.ru, r431@lin.irk.ru, max97irk@yandex.ru, yelka75@yandex.ru,

khodzher@lin.irk.ru

Исследования химического состава снежного покрова в городах Восточной Сибири позволили рассчитать поступление серы и азота на подстилающую поверхность. Оценка поступления серы и азота с влажными выпадениями позволила уточнить суммарные выпадения из атмосферы. Сравнение полученных данных с результатами исследования 1980-х годов показало, что в современный период в Иркутске и Ангарске снизилась нагрузка по выпадению серы в 3,6 раз, азота - в 1,8 раз.

Атмосферное осаждение является одним из основных путей поступления токсичных веществ в почву и водоемы, где они могут нанести серьезный ущерб различным экосистемам. Химический состав влажного и сухого осаждения имеет важное значение для понимания региональных и местных процессов загрязнения, поскольку сухое осаждение связано, главным образом, с местными выбросами, тогда как влажное осаждение отражает перенос газов и частиц [1]. Снежный покров накапливает все виды выпадений, сухих и влажных, и влияет на процессы миграции химических элементов [2].

По данным ВОЗ, загрязнение атмосферного воздуха занимает лидирующее место среди основных факторов риска здоровью населения, связанных с окружающей средой. Загрязнение воздуха является причиной миллионов смертей и заболеваемости в крупных городах [3, 4]. Промышленность городов приводит к возрастанию загрязнения атмосферного воздуха, который содержит очень большое количество поллютантов. Зимой загрязнение атмосферы возрастает при работе топливно-энергетического комплекса. При этом воздушные выбросы распространяется на очень большое расстояние от источника загрязнения [5].

Выбросы автотранспорта, теплоэнергетики и промышленности содержат черный углерод, опасные органические соединения, металлы, оксиды серы и азота, РМ частицы [6]. Загрязнение воздуха тесно связано со здоровьем человека и экономикой. Поэтому важно понимать различия в пространственно-временном распределении выбросов основных загрязнителей воздуха, а также, аккумуляцию загрязняющих веществ в городской среде и поступление на подстилающую поверхность. Для решения этой задачи особую актуальность представляет исследование химического состава снежного покрова. Научная значимость этих исследований является основой для разработки эффективных стратегий экологического мониторинга, оценки

и прогноза эколого-геохимического состояния окружающей среды, а также научно обоснованных мер по уменьшению опасных последствий загрязнения в условиях мегаполиса.

Снегомерные съемки проводились ежегодно с 2020 по 2022 гг. в двух городах Восточной Сибири - Иркутск и Ангарск. На их территории уровень загрязнения атмосферного воздуха оценивается как «высокий» и «очень высокий». Снегосъемки осуществлялись в периоды максимального накопления снежного покрова. Отбор проб осуществлялся как в относительно чистых районах города (парковые, лесные зоны, удаленные от центра города микрорайоны), так и в районах, испытывающих наибольшую антропогенную нагрузку (промышленные зоны, центральные районы города, районы с большим потоком автомобильного транспорта). На территории городов в год отбиралось около 20-30 проб снежного покрова. Концентрации сульфатов и нитратов определяли на высокоэффективном жидкостном хроматографе с УФ-детекцией (Milichrome A-02, EkonoVA, Россия). Применяли стандартные образцы компаний «Kanto Chemical Co» (Япония). Основываясь на геометрической оценке пространственного распределения элементов, построены карты накопления серы и азота в снежном покрове.

Иркутск и Ангарск расположены на берегах р. Ангары на расстоянии 40 км друг от друга. Удаленность от отепляющего влияния океанов, открытость территории с севера для проникновения воздушных арктических масс формируют резко континентальный климат с небольшим количеством атмосферных осадков, большой повторяемостью штилевых и инверсионных ситуаций, особенно при господстве Азиатского антициклона в зимние месяцы. Большое влияние на глобальный перенос воздушных масс оказывает ориентация долины р. Ангары, обуславливающая реализацию основных преобладающих ветров юго-восточного и северо-западного направления. На территории Ангарска действуют предприятия двух неблагоприятных с экологической точки зрения отраслей промышленности: Ангарская нефтехимическая компания и предприятия теплоэнергетики, а также заводы стройиндустрии, Ангарский цементно-горный комбинат. Производственная деятельность АО «АНХК» приводит к значительному загрязнению окружающей среды на близлежащих территориях. Выбросы ТЭЦ, работающие на твердом топливе, составляют более 50-60% общего потока загрязняющих веществ в атмосферный воздух от стационарных источников. На территории города Иркутска действуют предприятия теплоэнергетики, Иркутский авиационный завод, предприятие по производству лекарственных препаратов.

Пространственное распределение загрязняющих примесей в снежном покрове позволяет определить значение источников промышленных, транспортных, природных и фактора дальнего переноса.

Накопление серы в снежном покрове исследуемой территории представлено на рисунке 1.

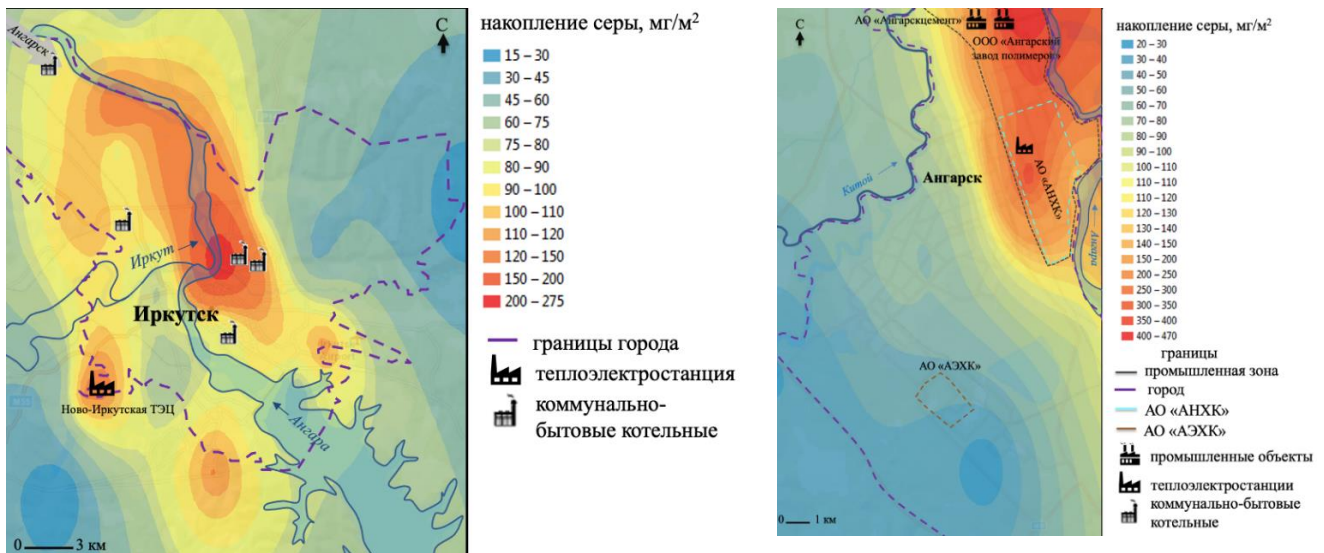


Рисунок 1 – Накопление серы в снежном покрове в гг. Иркутск и Ангарск в 2020-2022 гг.

Высокое накопление серы в снежном покрове г. Иркутска выявлено вблизи точечных источников и в пониженных формах рельефа по долине р. Ангара. По расчетным данным, от ТЭЦ г. Иркутска [7] распределение загрязняющих примесей совпадает с выявленными нами загрязненными районами в центральной части города в левобережном районе. Воздушные турбулентные течения и приподнятые инверсии создают максимальную концентрацию не вблизи источника выбросов, а в 6 км от ТЭЦ. Для снежного покрова г. Ангарска высокие концентрации определены в промышленной зоне, где сосредоточены нефтеперерабатывающие предприятия и теплоэнергетика.

Максимальные значения накопления азота в снежном покрове отмечаются так же, как и для серы – на территориях с пониженными формами рельефа и в промышленных районах (рис. 2).

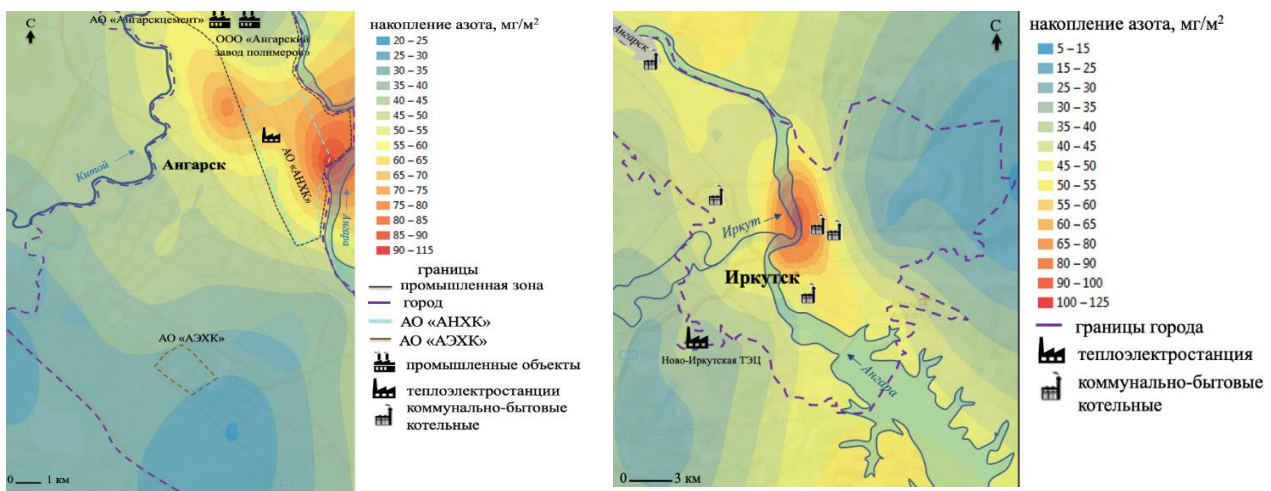


Рисунок 2 – Накопление азота в снежном покрове в гг. Иркутск и Ангарск в 2020-2022 гг.

Автомобильный транспорт выбрасывает в атмосферу от 0,5 до 10% оксидов азота, поэтому мы наблюдаем более равномерное распределение накопления азота в снежном покрове из-за существенного вклада автомобильного транспорта в общие выбросы в атмосферу.

По данным [8] суммарное (влажное и сухое) выпадение серы и азота в Иркутске составляло 3-5 т S/(км² год) и 1-2 т N/(км² год). По результатам нашего исследования, среднее значение поступления за зимний период серы составляет для Иркутска и Ангарска 0,11 т/км², азота - 0,050 т/км² для Иркутска и 0,047 т/км² для Ангарска. Применяя методику оценки суммарного поступления из работы [8] и учитывая влажные выпадения по результатам мониторинга атмосферных осадков на станции Иркутск, оценили суммарное поступление серы (0,82 т/км² год) и азота (0,55 т/км² год) за 2020-2022 гг. Как следует из этих расчетов, годовое поступление серы и азота из атмосферы на подстилающую поверхность в современный период в исследуемых городах значительно снизилось.

Работа выполнена при финансовой поддержке государственного задания Лимнологического института Сибирского отделения Российской академии наук № 0279-2021-0014.

1. Gao C., Liu M. The Impact of Local Environment and Neighboring Pollution on the Spatial Variation of Particulate Matter in Chinese Mainland // Atmosphere. 2023. V. 14. Art. 186.

2. Василенко В.И., Назаров И.М., Фридман Ш.Д. Мониторинг загрязнения снежного покрова. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 181 с.

3. Lelieveld J., Klingmüller K., Pozzer A., Pöschl U., Fnais M., Daiber A., Münzel T. Cardiovascular disease burden from ambient air pollution in Europe reassessed using novel hazard ratio functions // European Heart Journal. 2019. V. 40. P. 1590–1596.

4. Wang B., Li Z., Liu Z., Sun Y., Wang C., Xiao Y., Lu X., Yan G., Xu C. Characteristics, Secondary Transformation Potential and Health Risks of Atmospheric Volatile Organic Compounds in an Industrial Area in Zibo, East China // Atmosphere. 2023. V. 14. № 1. 158.

5. Gao C., Liu M. The Impact of Local Environment and Neighboring Pollution on the Spatial Variation of Particulate Matter in Chinese Mainland // Atmosphere. 2023. V. 14. № 1. Art. 186.

6. Khobragade R., Singh S.K., Shukla P.C., Gupta T., Al-Fatesh A.S., Agarwal A.K., Labhasetwar N.K. Chemical composition of diesel particulate matter and its control Rohini Taylor & Francis // Catalysis Reviews. 2019. P. 3-71.

7. Верхозина Е.В., Сафаров А.С., Макухин В.Л., Верхозина В.А. Влияние выбросов Ново-Иркутской ТЭЦ на загрязнение атмосферного воздуха г. Иркутска // Геоэкология. Инженерная Геология. Гидрогеология. Геокриология. 2016. №1. С. 50-55.

8. Оболкин В.А., Ходжер Т.В. Годовое поступление из атмосферы сульфатов и минерального азота в регионе оз. Байкал // Метеорология и гидрология. 1990. № 7. С. 71-76.

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПОГЛОЩЕНИЯ УФ-ИЗЛУЧЕНИЯ МИКРОДИСПЕРСНЫМИ ФОТОКАТАЛИЗАТОРАМИ НА ОСНОВЕ МЕЗОПОРИСТЫХ ЧАСТИЦ ДИОКСИДА ТИТАНА

Гейнц Ю.Э., Панина Е.К., Булыгин А.Д.

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

e-mail: ygeints@iao.ru, pek@iao.ru, b.a.d@iao.ru

Микродисперсные фотокатализаторы на основе диоксида титана (TiO_2) в форме полых микросфер «ядро-оболочка» (микрокапсулы) с мезопористой структурой являются широко востребованными в современных критических технологиях, связанных с катализом различных химических веществ, решением экологических проблем, получением дешевого топлива. К настоящему времени известен ряд экспериментальных работ, показывающих, что геометрические параметры микрокапсул (размер, толщина оболочки) заметно влияют на их фотокаталитическую активность. При этом полноценного физического описания оптических свойств пористых микрокапсул в литературе до сих пор не представлено. В работе, с помощью метода конечных элементов, представлены результаты полномасштабного численного моделирования распределения оптического поля внутри полых микросферы, оболочка которой собрана из множества TiO_2 наночастиц с образованием нерегулярной нанопористой структуры. Дано физическое объяснение опубликованным экспериментальным данным по оптической активности титан-диоксидных микрокапсул и показано, что существующие теоретические модели не всегда представляют адекватную интерпретацию наблюдаемых эмпирических закономерностей.

Высокий уровень индустриализации в условиях интенсивно расширяющегося промышленного производства, вызывает ряд серьезных проблем, связанных, в том числе с загрязнением окружающей среды, что, в свою очередь, ведет к изменению климатических условий. Развитие технологий, позволяющих осуществлять эффективную очистку воздуха, воды, а также различных поверхностей является, в настоящее время, актуальной задачей. Одним из эффективных способов на пути решения данной проблемы, служит использование фотокатализаторов (ФК) на основе диоксида титана (TiO_2). Фотокатализаторы на основе TiO_2 , благодаря экологически безопасным характеристикам материала, его нетоксичности в сочетании с высокой фотостабильностью, способности легко синтезироваться при низких температурах, а также относительной дешевизне, широко востребованы для производства водорода и разложения загрязняющих веществ.

Среди многочисленных конструктивных решений ФК, наиболее привлекательными с точки зрения технической реализации и практического приложения, являются композитные структуры типа «ядро-оболочка». В зависимости от решаемых задач меняется не только дизайн, но и физико-химические свойства ядра и оболочки. При этом важно контролировать как толщину оболочки, так и ее однородность и пористость. Последний фактор является

чрезвычайно важным, поскольку именно пористость материала оболочки обеспечивает доступ молекул реагента к инкапсулированным катализаторам.

В настоящей работе рассматривается задача рассеяния и поглощения УФ-излучения субмикронными двухслойными сферическими частицами, оболочка которых имеет нерегулярный нанорельеф, образованный сплавлением множества наночастиц (НЧ) диоксида титана с появлением наноразмерных пор. С помощью программного пакета COMSOL Multiphysics мы проводим численное моделирование пространственного распределения ближнего оптического поля в окрестности микрокапсул вида «ядро-оболочка», с различной внутренней микроструктурой, которая может включать золотые НЧ. Основная задача исследований состояла в оценке эффективности поглощения оптической энергии оболочкой микрокапсулы различного структурного дизайна, что, будет способствовать выработке стратегии повышения фотокаталитической активности таких микрочастиц.

При моделировании микрокапсула считается многослойной микросферой с непоглощающим водным ядром и сильно поглощающей свет твердофазной оболочкой (рис. 1а-с) из диоксида титана.

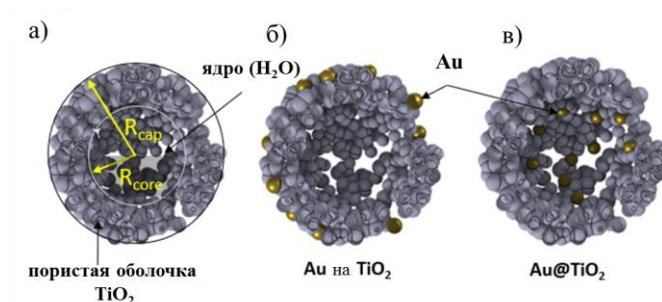


Рисунок 1 – Структурные типы комбинированных мезопористых микрокапсул

Для формирования реалистичной твердой оболочки микрокапсулы с хаотично расположенными порами и кавернами нанометровых сечений мы использовали ансамбль сферических НЧ TiO₂, пространственное положение которых задавалось при помощи оригинального программного алгоритма [1]. При этом внутри заданного шарового слоя с толщиной $D_{shell} = R_{cap} - R_{core}$ (см. рис. 1а), формирующего оболочку капсулы, программно генерируется массив координат центров НЧ, распределенных по случайному (нормальному) закону с возможностью частичного объединения (спекания) объемов соседних сфер. Диаметр НЧ TiO₂ был фиксирован и составлял 30 нм. Это приводило к созданию случайно расположенных кластеров НЧ, разделенных криволинейными промежутками.

Рассмотрен вопрос о влиянии золотых НЧ на усиление ФК функционирования композитных микрокапсул с точки зрения повышения их оптической активности. Результаты

численных расчетов в пространственных конфигурациях Au@TiO₂ и Au-на-TiO₂, представлены на рис. 2.

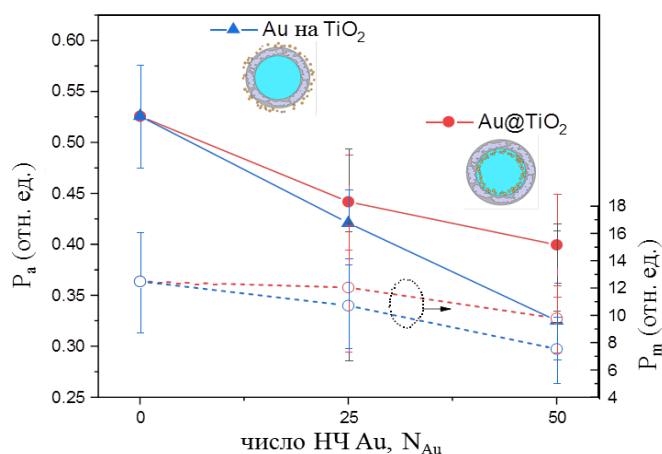


Рисунок 2 – Усредненное P_a и пиковое P_m значение мощности поглощения оболочкой микрокапсулы в зависимости от числа N_{Au} золотых НЧ

Концепция повышения оптического поглощения пористой капсулой за счет добавки золотых НЧ в рамках нашего полноволнового моделирования не подтверждается. Наоборот, наблюдается некоторое снижение эффективности поглощения оболочкой, которое становится более заметным с ростом числа Au НЧ. Очевидно, что действительная роль металлической наноприсадки заключается не в модерировании оптических свойств материнской капсулы, а в позитивном изменении динамики свободных зарядов, возникающих в местах контакта с диоксидом титана при поглощении им оптических фотонов.

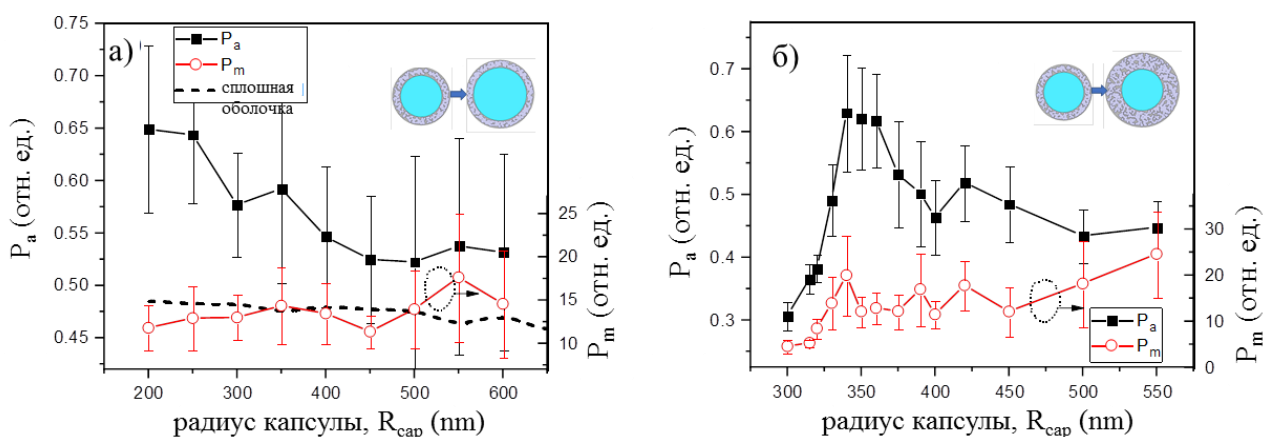


Рисунок 3 – Влияние (а) размера ядра и (б) толщины оболочки микрокапсул на оптическое поглощение: (а) фиксированная толщина оболочки $D_{shell} = 200$ nm, (б) постоянный радиус ядра, $R_{core} = 250$ nm

С помощью моделирования также изучен размерный эффект микрокапсулы на уровень ее оптического поглощения. Статистически усредненные значения средней по объему и пиковой

мощности поглощения приведены на рис. 3. В целом, поведение поглощенной мощности при изменении размера капсулы напоминает хорошо известную из теории Ми зависимость эффективности ослабления оптического излучения диэлектрической сферой от ее размера. Для этой зависимости характерно наличие абсолютного максимума при $R \sim \lambda$ и осциллирующего «хвоста» в области крупных размеров, имеющего асимптоту при значении 2.

Результаты исследования влияния плотности полидисперсной оболочки на ее поглощательную активность представлены на рис. 4. Как и ожидалось, наблюдается монотонный рост поглощения с повышением плотности оболочки, что объясняется как увеличением массовой доли поглощающего свет компонента, так и сокращением промежутков (пор) между кластеризованными НЧ TiO_2 . Рост поглощения оптического излучения капсулой прекращается при достижении объемной доли значения $\delta \approx 0.5$ и выходит на максимум. При дальнейшем повышении плотности оболочки начинается падение P_a до уровня $P_a \approx 0.48$, соответствующего капсуле со сплошной оболочкой из TiO_2 . Это указывает на важность наличия промежутков (нанопор) между кластерами НЧ оболочки с точки зрения реализации аномального подъема интенсивности оптического поля в этих нанопорах. Когда промежутки совсем исчезают, падает и пиковое P_m и усредненное поглощение P_a в капсуле.

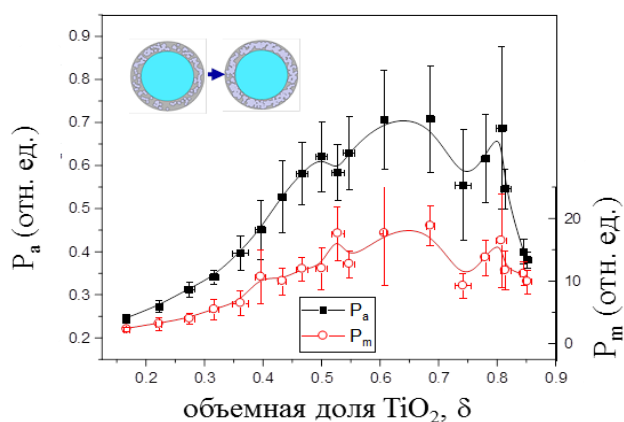


Рисунок 4 – Влияние пористости оболочки капсул с $R_{core} = 250$ нм и $R_{cap} = 350$ нм при изменении доли δ частиц TiO_2

Работа выполнена при поддержке Министерства науки и высшего образования в рамках выполнения работ по Государственному заданию ИОА СО РАН.

1. Geints Y.E., Panina E.K., Boosting Light Absorption of a Therapeutic Microcapsule by Means of Auxiliary Solid Nanoparticles // Opt. Commun. 2023. V. 537. № 1. Art. 129444.

ОЦЕНКА ПОТОКОВ СВИНЦА, КАДМИЯ И ЭЛЕМЕНТНОГО УГЛЕРОДА ИЗ АТМОСФЕРЫ В БЕРЕГОВУЮ ЗОНУ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

Топчая В.Ю.

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, Россия

e-mail: piwis@mail.ru

На основании натуральных и расчетных данных проведена оценка потоков Pb, Cd и ЭУ с атмосферными осадками в береговую зону юго-восточной части Балтийского моря. Выявлено, что наибольшие значения потоков Pb ($11341 \text{ мкг м}^{-2} \text{ мес}^{-1}$) и Cd ($682 \text{ мкг м}^{-2} \text{ мес}^{-1}$) отмечаются в летний период, а ЭУ – в весенний. Среднегодовой поток за 15-летний период (2008–2022 гг.) для Pb составляет $4,1 \text{ кг км}^{-2} \text{ год}^{-1}$, а для Cd – $0,02 \text{ кг км}^{-2} \text{ год}^{-1}$. Величины потоков Pb по натурным данным на 9% превышают его расчетные показатели ($3,8 \text{ кг км}^{-2} \text{ год}^{-1}$). Поток ЭУ характеризуется существенной сезонной и межгодовой изменчивостью. Максимальная концентрация ЭУ ($90,7 \text{ мкг/л}$) и значения его потока ($0,69 \text{ мг м}^{-2} \text{ сут}^{-1}$) зафиксированы в апреле 2021 г.

Взвешенные в воздухе вещества, природного и антропогенного происхождения, переносятся при адвекции атмосферы и осаждаются, в том числе с атмосферными осадками, выступая ядром конденсации, на больших расстояниях от источника их образования. Потоки атмосферных частиц различного генезиса пелитовой и нанопелитовой размерности и сопутствующих им загрязняющих веществ влияют на качество воздуха и состояние береговых экосистем. В береговую зону юго-восточной части Балтийского моря загрязняющие вещества (тяжелые металлы и элементный углерод) поступают как из природных, так и из антропогенных источников, в том числе и при трансграничном атмосферном переносе. Тем самым увеличивая антропогенную нагрузку на наземные экосистемы, приводя к их геохимическим изменениям [1-5].

К приоритетным загрязняющим веществам относятся свинец и кадмий, ввиду их высокой токсичности и кумулятивной способности оказывать негативное воздействие на экосистемы [6]. Основными источниками эмиссий Pb и Cd являются выбросы различных видов транспорта, промышленных, металлургических, металлообрабатывающих, энергетических комплексов и сельскохозяйственных производств, а также сжигание хозяйственных отходов. Порядка 26% эмиссий кадмия в атмосферу поступает при производстве металлов и 20% при сжигании мусора [7]. Антропогенная эмиссия данных тяжелых металлов в атмосферу доминирует над терригенной [8]. Элементный углерод является компонентом мелких твердых частиц ($\text{PM}_{\leq 2,5}$) и поступает в атмосферу при неполном сгорании органического вещества, ископаемого топлива и ряда иных факторов [9]. Элементный углерод относится к экотоксикантам, оказывает негативное влияние на живые организмы, а поступая в атмосферу, нарушает режим выпадения

осадков и способствует региональному потеплению климата [10]. Актуальность изучения потоков свинца, кадмия и элементного углерода из атмосферы обусловлена необходимостью контроля их миграции и оценки вклада антропогенного воздействия на экосистемы береговой зоны юго-восточной части Балтийского моря.

В работе на основании натуральных данных количественно оценены концентрация в атмосферных осадках и вертикальные потоки свинца и кадмия (2008–2022 гг.), а также элементного углерода (2019–2022 гг.) в береговой зоне юго-восточной части Балтийского моря. Содержание тяжелых металлов (Pb, Cd) в дождевых осадках и снеге определено в 96 образцах методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС). Концентрации элементного (ЭУ) и органического (ОУ) углерода определены в 63 образцах методом реакционной газовой хроматографии. Метод позволяет определять содержание ЭУ и ОУ посредством их высокотемпературного разделения в инертной атмосфере [11]. Потоки тяжелых металлов (Pb, Cd) и ЭУ вычислялись исходя из их концентраций в атмосферном веществе, вымываемом дождями и накапливаемом в снеговом покрове. Для сопоставления значений, потоки Pb и Cd также определялись расчетным методом [12] с использованием данных об их эмиссиях в атмосферу с территории Европы, выбранных из базы EMEP (European Monitoring and Evaluation Programme) и модели HYSPLIT4. Отбор проб атмосферных осадков проводился на 4 станциях, расположенных в разных частях береговой зоны юго-восточной части Балтийского моря (рис. 1).

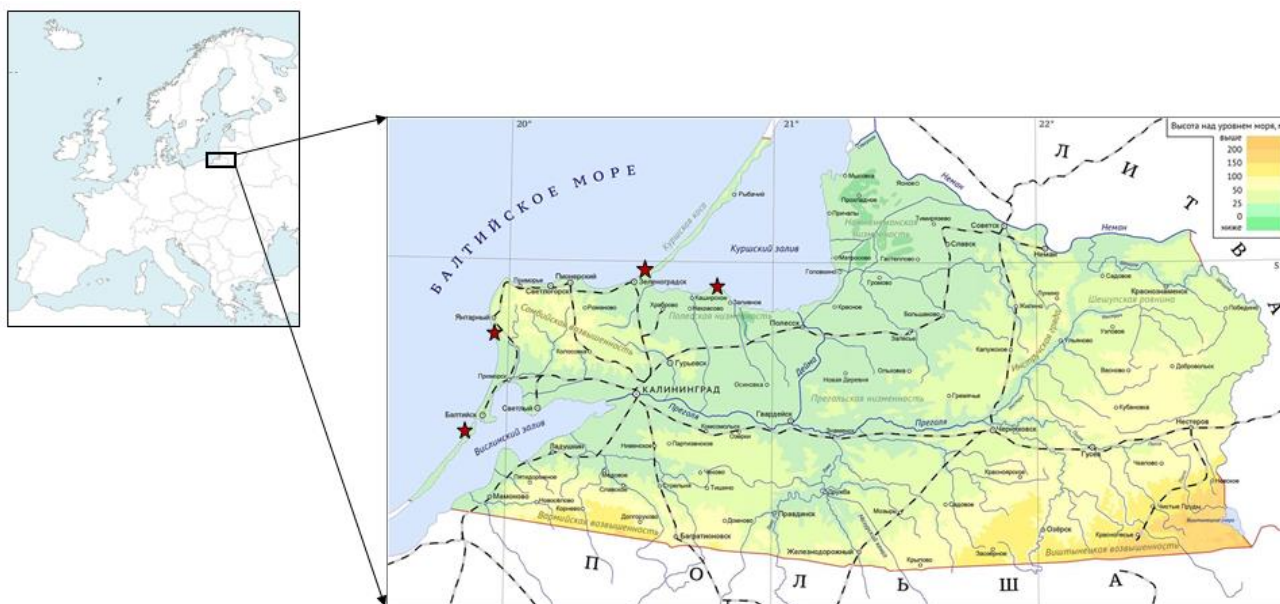


Рисунок 1 – Район исследования и станции отбора проб (обозначены звездочкой)

Анализ средних значений содержания свинца и кадмия в атмосферном веществе, поступающем с дождями и накапливаемом в снеговом покрове за период исследования

выявил, что наибольшее количество Pb и Cd поступает с дождевыми осадками в летний период года (рис. 2). Такая же закономерность выявлена и в значениях их потоков. В летний период отмечены более высокие величины потоков свинца – $11341 \text{ мкг м}^{-2} \text{ мес}^{-1}$, при диапазоне значений $15406 - 2036 \text{ мкг м}^{-2} \text{ мес}^{-1}$ и кадмия – $682 \text{ мкг м}^{-2} \text{ мес}^{-1}$, при диапазоне значений $1658 - 103 \text{ мкг м}^{-2} \text{ мес}^{-1}$. В зимний период определены существенно более низкие значения потоков Pb – $375 \text{ мкг м}^{-2} \text{ мес}^{-1}$, при диапазоне значений $417 - 201 \text{ мкг м}^{-2} \text{ мес}^{-1}$ и Cd – $31 \text{ мкг м}^{-2} \text{ мес}^{-1}$, при диапазоне значений $42 - 11 \text{ мкг м}^{-2} \text{ мес}^{-1}$.

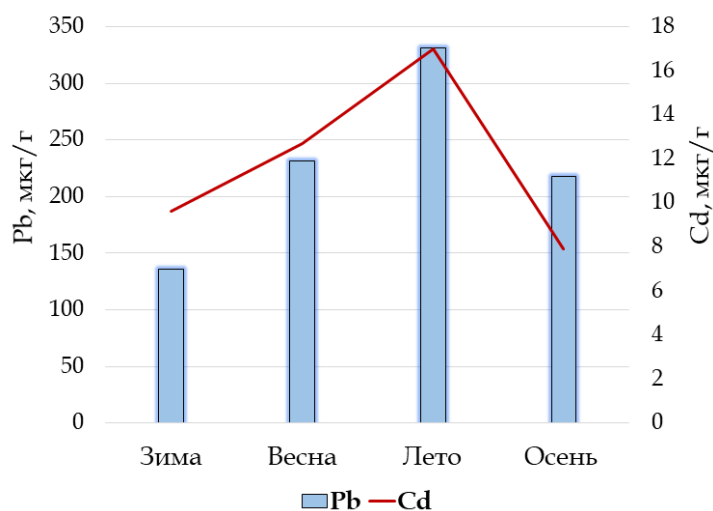


Рисунок 2 – Средняя по сезонам (2008–2022 гг.) концентрация Pb и Cd в дождевых осадках и в снеговом покрове исследуемой береговой зоны

Среднегодовой поток в береговой зоне юго-восточной части Балтийского моря за 15-летний период (2008–2022 гг.) для свинца составляет $41246 \text{ мкг м}^{-2} \text{ год}^{-1}$, и для кадмия $2683 \text{ мкг м}^{-2} \text{ год}^{-1}$, или $4,1 \text{ кг км}^{-2} \text{ год}^{-1}$ для Pb, и $0,02 \text{ кг км}^{-2} \text{ год}^{-1}$ для Cd.

Величины потоков свинца и кадмия, рассчитанные на основании натуральных данных, были сопоставлены со значениями потоков, рассчитанными с использованием базы ЕМЕР и модели HYSPLIT4. Выявлено сходство в сезонном распределении величин потоков Pb и Cd полученных по натурным и расчетным данным. При этом выявлено превышение в летний период величины потока свинца, полученного на основании натуральных данных, над его расчетными показателями ($Pb - 8631 \text{ мкг м}^{-2} \text{ мес}^{-1}$). Вероятно, это связано с дополнительным вкладом местных источников при вторичном подъеме частиц или ветровым потоком, не учитываемым в ЕМЕР. Известно [13], что на массу вторично поднимаемых в атмосферу частиц в летний период года приходится 20–25% от осевших. Среднегодовой поток, полученный расчетным методом для региона исследования, составляет для свинца $38716 \text{ мкг м}^{-2} \text{ год}^{-1}$ и для Cd $3117 \text{ мкг м}^{-2} \text{ год}^{-1}$, или $3,8 \text{ кг км}^{-2} \text{ год}^{-1}$ для Pb и $0,03 \text{ кг км}^{-2} \text{ год}^{-1}$ для Cd. Значения среднегодового потока кадмия, полученного на основании натуральных данных сопоставимы со

значениями, полученными расчетным методом. А вот величины потоков свинца по натурным данным на 9% превышают его расчетные показатели. При этом величины потоков свинца, полученные как по натурным, так и по расчетным данным, существенно превышают его фоновые показатели $1,86 \text{ кг км}^{-2} \text{ год}^{-1}$ установленные для всего северо-западного региона России [14].

Концентрация ЭУ и ОУ определена в дождевых осадках весенне-летних сезонов 2019–2022 гг. Содержание ЭУ в дождевых осадках характеризуется существенной сезонной и межгодовой изменчивостью. Высокие значения ОУ определялись каждый год в летние месяцы, в то время как концентрация ЭУ достигала максимальных значений в весенний период (рис. 3). Концентрация ОУ от года к году в весенний период была невысокая или вовсе ниже предела обнаружения.

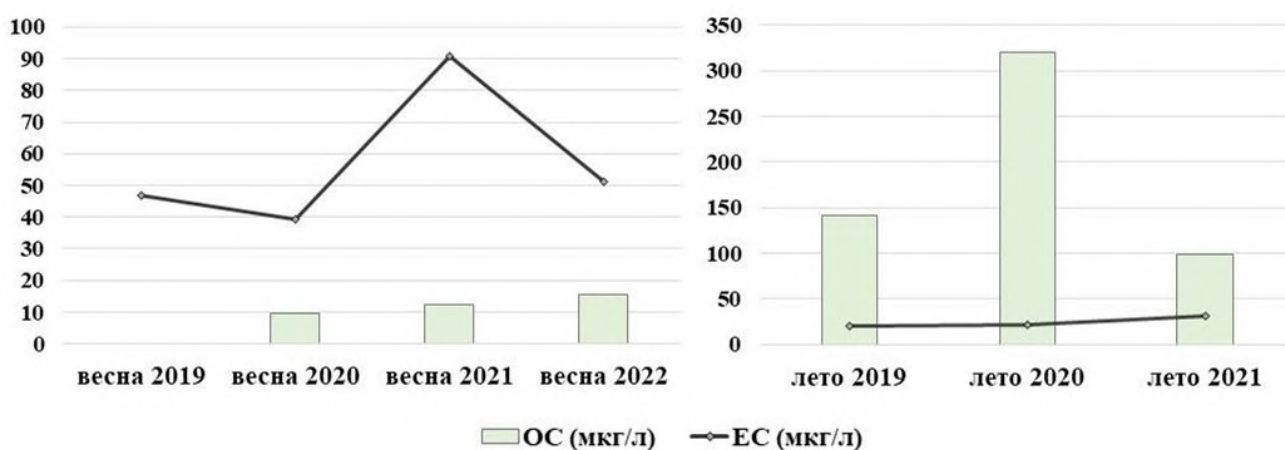


Рисунок 3 – Концентрация ЭУ и ОУ в дождевых осадках весеннего и летнего сезонов (2019–2022 гг.)

Среднее содержание ОУ в дождевых осадках периода исследований составила 99,4 мкг/л, при относительном стандартном отклонении 83%. Максимальная концентрация ОУ была измерена в августе 2020 г. и составила 319,6 мкг/л. Средняя концентрация ЭУ – 43,1 мкг/л, при относительном стандартном отклонении 71%. Максимальная концентрация ЭУ определена в апреле 2021 г. и составила 90,7 мкг/л. Повышенное содержание ЭУ в атмосферных осадках весеннего периода может быть связано с антропогенной нагрузкой от локальных источников – весенний пал травы на территории региона (рис. 4). В летний период наблюдается понижение концентрации ЭУ и повышение содержания ОУ, что может быть вызвано конденсацией в атмосфере газообразных органических веществ [15].

Оценка потоков ЭУ для разных сезонов была выполнена на основании данных об его концентрации в дождевых осадках и приведена в таблице 1.

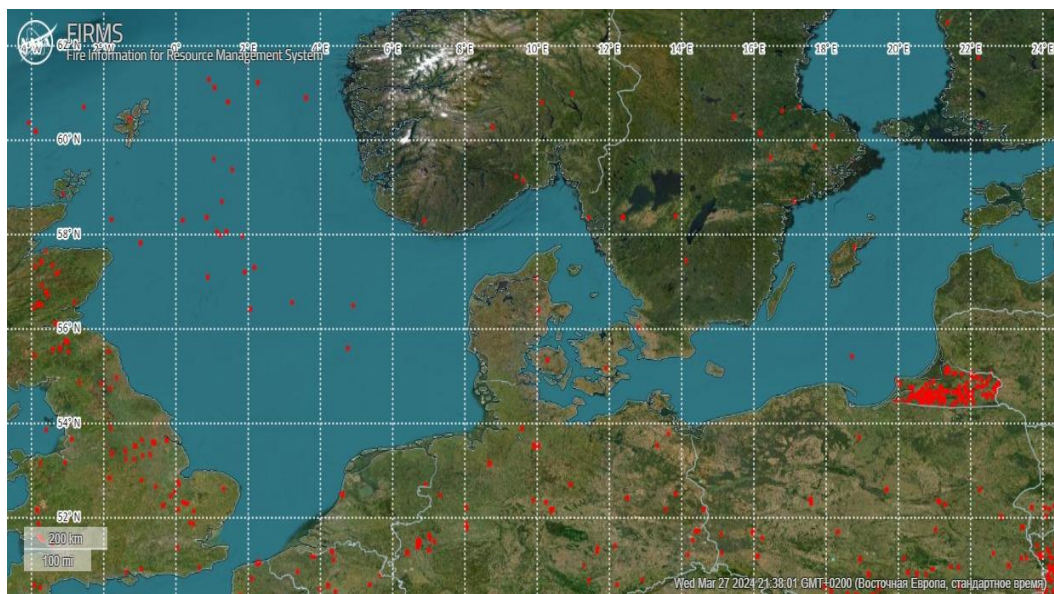


Рисунок 4 – Пожары, отмеченные по спутниковым данным FIRMS [16], в период максимальной концентрации ЭУ (с 15–17 апреля 2021 г.)

Таблица 1. Оценка потоков ЭУ с дождевыми осадками в разные сезоны 2019 – 2022 гг.

Год	Сезон года	Поток элементного углерода $\text{мг м}^{-2} \text{сут}^{-1}$
2019	Весна	0,36
	Лето	0,16
2020	Весна	0,3
	Лето	0,16
2021	Весна	0,69
	Лето	0,24
2022	Весна	0,39

Выявлено, что наибольшую антропогенную нагрузку через атмосферу экосистемы береговой зоны юго-восточной части Балтийского моря испытывают в весенний и летний периоды с повышением потока ЭУ, и увеличением потока свинца и кадмия. При этом поступление свинца вносит наибольший вклад в загрязнение атмосферного воздуха и береговых экосистем.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИО РАН (тема № FMWE-2024-0025).

1. Голубева Н.И., Бурцева Л.В., Гинзбург В.А. Тяжелые металлы в атмосферных осадках на побережье Баренцева моря // Метеорол. и гидрол. 2010. № 5. С. 60-70.

2. Горина Г.В. Биогеохимическая индикация аэрозольного загрязнения окружающей среды в странах Балтийского региона / XXVIII научная конференция профессорско-преподавательского состава, научных сотрудников, аспирантов и студентов: Тезисы докладов: в 6 ч. Калининград, 1997. Ч. 1. С. 24-25.

3. Суркова Г.В., Еремина И.Д., Мордкович П.А. О влиянии крупномасштабного атмосферного переноса на химический состав и количество атмосферных осадков в центре европейской территории России // Метеорол. и гидрол. 2010. № 4. С. 36-44.
4. Krivacsy Z., Hoffer A., Sarvari Zs., Temesi D., Baltensperger U., Nyeki S., Weingartner E., Kleefeld S., Jennings S.G. Role of organic and black carbon in the chemical composition of atmospheric aerosol at European background sites. 2001. Atmos. Environ. 35. P. 6231–6244.
5. Stanek L., Sacks J., Dutton S., Dubois J. Attributing health effects to apportioned components and sources of particulate matter: an evaluation of collective results // Atmospheric Environment. 2011. V. 45. P. 5655–5663.
6. Медведев И.Ф., Деревягин С.С. Тяжелые металлы в экосистемах / Саратов: «Ракурс». 2017. 178 с.
7. Pacyna J.M., Pacyna E.G., Aas W. Changes of emissions and atmospheric deposition of mercury, lead, and cadmium // Atmospheric Environment. 2009. V. 43. P. 117–127.
8. World Health Organization, Health risks of heavy metals from long-range transboundary air pollution. 2007. Joint WHO/Convention Task Force on the Health Aspects of Air Pollution. Germany.
9. Quinn P.K., Bates T.S., Baum E., Doubleday N., Fiore A.M., Flanner M., Fridlind A., Garrett T.J., Koch D., Menon S., Shindell D., Stohl A., Warren S.G. Short-lived pollutants in the Arctic: Their climate impact and possible mitigation strategies // Atmos. Chem. Phys. 2008. V. 8. P. 1723-1735.
10. Ramanathan V., Carmichael G. Global and regional climate changes due to black carbon // Nature Geoscience 2008. V. 1. № 4. P. 221–227.
11. Попова С.А., Макаров В.И., Башенхаева Н.В., Ходжер Т.В. Сравнение результатов измерения содержания углерода в атмосферных аэрозолях методами реакционной газовой хроматографии и сухого сжигания // Химия в интересах устойчивого развития. 2007. Т. 15, № 1. С. 97–103.
12. Виноградова А.А., Котова Е.И. Оценка потоков тяжелых металлов из атмосферы на поверхность // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2019. № 16. С. 63–67.
13. Kondratyev K.Ya., Ivlev L.S., Krapivin V.F., Varotsos C.A. Atmospheric Aerosol Properties, Formation, Processes and Impacts. Chichester, UK: Springer Publ. Praxis; 2006. 595 p.
14. Ивлев Л.С. Свойства аэрозолей и аэрозолеобразующих примесей нижней атмосферы в Ленинградской области // Междисциплинарный научный и прикладной журнал «Биосфера». 2015. Т. 7. № 4. С. 403–414.
15. Brimblecombe P. Air Composition and Chemistry. Cambridge University Press, 1996. 253 p.
16. NASA [Электронный ресурс]. URL: <https://firms.modaps.eosdis.nasa.gov/map/> (дата обращения 01.04.2024).

ИССЛЕДОВАНИЕ ЭЛЕМЕНТНОГО СОСТАВА РАЗНЫХ РАЗМЕРНЫХ ФРАКЦИЙ АТМОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ В ПРИБАЙКАЛЬЕ

Голобокова Л.П., Ходжер Т.В., Оболкин В.А., Онищук Н.А.

Лимнологический институт СОРАН, г. Иркутск, Россия

e-mail: lg@lin.irk.ru, khodzher@lin.irk.ru, obolkin@lin.irk.ru, onischuk@lin.irk.ru

С целью идентификации природного и антропогенного вещества в атмосферном воздухе отдельных районов Прибайкалья приводятся результаты, полученные в 2023 году по элементному составу аэрозоля разных размерных фракций на станциях мониторинга атмосферы Иркутск (52.24 с. ш., 104.36 в. д), Листвянка (51.84 с. ш., 104.99 в. д.).

Основными загрязнителями атмосферного воздуха Иркутской области являются стационарные источники, вклад которых по данным о состоянии окружающей среды Российской Федерации в 2022 г. повысился на 11% по сравнению с 2021 г. и составил 92.4 %. Выбросы автотранспорта снизились по сравнению с 2018 г. более, чем в 4 раза и составили 7.5 % [1].

Для идентификации «маркерных веществ», содержащихся в атмосфере, в летний период и в начале отопительного сезона 2023 г. выполнялся ежедневный отбор проб атмосферного аэрозоля (АА) на станции мониторинга атмосферы в г. Иркутске с размером частиц менее 10, 5, 2 и 0.8 мкм, на станции Листвянка – с размером частиц менее 2.5 мкм. Измерения в летний период позволили избежать активного влияния топливно-энергетического комплекса и отслеживать региональный перенос примесей от промышленных комплексов Прибайкалья на Южный Байкал. Определение микроэлементов Li, Be, B, Al, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, As, Se, Sr, Mo, Cd, Sn, Sb, Ba, W, Pb, Th, U, Ag, Tl выполнялось методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на масс-спектрометре «Agilent 7500 се» (США). Суть метода заключалась в извлечении собранных на фильтр примесей концентрированной азотной кислотой с последующим химическим анализом [2]. В качестве исходной информации для расчета обратных траекторий использовались данные из баз Национального управления океанических и атмосферных исследований США с сервера <https://www.arl.noaa.gov>.

На основании расчета обратных трехсуточных траекторий было выявлено, что в период наблюдений до 70 % случаев воздушные массы поступали к точке отбора проб на ст. Иркутск с севера, северо-запада и запада, в 22 % случаев с юго-западных, южных и юго-восточных территорий. Анализ содержания микроэлементов в АА показал, что наиболее высокие концентрации определены на частицах с размером 5 и 10 мкм при переносе воздушных масс с западного и северного направления. Повышенные концентрации элементов на частицах

размером 0.8 и 2 мкм определены при поступлении воздушных масс с северо-западного и западного направления. Низкие концентрации элементов на частицах всех размеров выявлены в атмосферном аэрозоле, поступившем с воздушными массами из направлений южной четверти.

Коэффициенты обогащения (KO) аэрозольных частиц меньше десяти [3] позволили объединить Li, Be, Al, Ti, V, Mn, Fe, Co, Sr, Th, U в группу элементов терригенного происхождения. Элементы B, Cr, Cu, Zn, As, Se, Mo, Cd, Sn, Sb, W, Ag, Pb, Bi с KO намного больше десяти вошли в группу элементов нетерригенного происхождения. Особо высокие KO определены для B, Se и Sb ($KO = 700-4400$). Наибольший вклад в загрязнение воздушной среды этими элементами, независимо от направления воздушных масс, вносили крупные частицы (5 мкм и 10 мкм) от локальных источников. В группу со смешанным терригенным и нетерригенным происхождением вошли два элемента Ba ($KO = 2-19$) и Ni ($KO = 7-49$). Коэффициенты обогащения аэрозольных частиц Ba практически со всех направлений переноса воздушных масс были повышены на частицах 0.8 и 2 мкм. Повышенные KO Ni чаще наблюдались на частицах 2, 5 и 10 мкм при поступлении воздушных масс с северо-западного направления, наибольшее обогащение Ni определено на частицах менее 0.8 мкм. Преобладающий вклад [4] в загрязнение атмосферного аэрозоля среди элементов терригенного происхождения вносили Al, Fe, Mn, нетерригенного – Cu и Zn.

В районе станции Листвянка доминирующими направлениями в летний период были поступления воздушных масс с северо-запада (СЗ), в осенний – с запада (З) (Таблица 1).

Таблица 1 – Направления переносов воздушных масс в летний и осенний периоды отбора проб атмосферного аэрозоля в районе станции Листвянка, %

Период	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	ЗЮЗ	З	ЗСЗ	СЗ	СЗ, ЮЗ
22.05-09.09	16	5	5	3	6	14	5	7	8	29	3
11.10-01.11						21		57		21	

Пробы АА на станции Листвянка также объединены в группы с одинаковым направлением переноса воздушных масс. Повышенные концентрации микроэлементов, за исключением В и Ва, присутствовали чаще всего в АА при переносе воздушных масс с севера и северо-востока. Низкие концентрации определены при переносе масс со всех выделенных направлений, за исключением СЗ, ЮЗ, С, СВ. Рассчитанные коэффициенты обогащения аэрозольных частиц микроэлементами с KO , равным 1-3 позволили выделить элементы Li, Be, Al, Ti, V, Mn, Fe, Co, Sr, Ba, Th, U в группу с терригенным происхождением. Элементы Ni, Cu и

W определены в группу со смешанным происхождением. При переносах воздушных масс с З, ЗСЗ, СЗ, С и СВ коэффициенты обогащения этих элементов были выше 10.

Большинство микроэлементов (48%) в фракции аэрозолей менее 2,5мкм имели *KO* намного выше, чем значения для верхней части континентальной земной коры, что свидетельствует о нетерригенном происхождении таких элементов: В, Cr, Zn, As, Se, Mo, Cd, Sn, Sb, Ag, Pb, Bi. Известно, что основной перенос атмосферных загрязнений на Южный Байкал осуществляется со стороны предприятий Иркутско-Черемховского промышленного комплекса по долине реки Ангары в процессах мезомасштабных струйных переносов в пограничном слое атмосферы [5]. Наибольшее суммарное содержание микроэлементов в составе АА в районе станции Листвянка определено при северо-западном, северном и северо-восточном переносе воздушных масс, наименьшее – при западном. Наблюдалось повышение суммы микроэлементов при поступлении воздушных масс с юго-востока и северо-запада.

Как и для станции Иркутск, для каждого из направлений воздушных масс, поступающих на станцию Листвянка, оценен вклад микроэлементов в общий уровень загрязнения воздуха. Среди микроэлементов, имеющих терригенное происхождение, наибольший вклад оказывают Fe и Al, среди нетерригенных элементов – Cr. Отмечено также, что нетерригенные элементы вносят больший вклад в общий уровень загрязнения атмосферы на побережье Южного Байкала.

Несмотря на некоторое различие в концентрациях, набор элементов, определяющих наибольшее загрязнение атмосферы на станциях Иркутск, и Листвянка, одинаков. На рисунке 1 приведено сравнение средних концентраций микроэлементов в атмосфере на частицах разных размерных фракций в двух проанализированных районах Прибайкалья.



Рисунок 1 – Элементный состав атмосферного аэрозоля разных размерных фракций на станциях Иркутск и Листвянка, 2023 г.

Сравнение результатов по микроэлементному составу в частицах разных размерных фракциях на станциях мониторинга показало следующее: за счет более высоких концентраций элементов нетерригенного происхождения - Cr, Se, Cd, Pb, Ag, общая сумма микроэлементов в

АА в диапазоне частиц 2-2,5 мкм выше на станции Листвянка (333 нг/м³), чем на станции Иркутск (308 нг/м³).

В г. Иркутске отмечено некоторое отличие в элементном составе на частицах 10 мкм, по сравнению с другими размерными фракциями. Так концентрации Mn, Cu, Cd, Ag выше в грубодисперсной фракции, что свидетельствует о локальных источниках их поступления в атмосферу г. Иркутска. Наоборот содержание Be, As, Sb, Ba, Pb, V, Mo, U выше в мелкодисперсной фракции (0.8 и 2, 0 мкм), чем в крупных частицах (10 мкм), что свидетельствует о переносе их от более дальних региональных источников .

Работа выполнена при финансовой поддержке государственного задания Лимнологического института Сибирского отделения Российской академии наук № 0279-2021-0014 «Исследование роли атмосферных выпадений на водные и наземные экосистемы бассейна озера Байкал, идентификация источников загрязнения атмосферы».

1. О состоянии и об охране окружающей среды Российской Федерации в 2022 году. Государственный доклад. М.: Минприроды России; МГУ имени М.В. Ломоносова, 2023. 686 с.

2. *Xu G., Gao Y.* Atmospheric trace elements in aerosols observed over the Southern Ocean and coastal East Antarctica // *Polar Research*. 2014. V. 33. Art. 23973.

3. *Голобокова Л.П., Круглинский И.А., Почуфаров А.О., Маринайте И.И., Онищук Н.А., Кравчишина М.Д., Флинт М.В., Шиховцев М.Ю., Хуриганова О.И.* Химический состав атмосферного аэрозоля арктических районов в летний период 2021 года // *Лёд и Снег*. 2022. Т. 62. № 4. С. 1-14.

4. Экологический мониторинг: Методические указания к самостоятельной работе студентов по направлению «Техносферная безопасность» (20.03.01). / Составители: Маврин Г.В., Падемирова Р.М., Харлямов Д.А. Набережные Челны: изд. ИНЭКА. 2015. 61 с.

5. *Оболкин В.А., Шаманский Ю.В., Ходжер Т.В., Фалиц А.В.* Мезомасштабные процессы переноса атмосферных загрязнений в районе Южного Байкала // *Океанологические исследования*. 2019. Т. 47. № 3. С. 104–113.

ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ПРОФИЛИ АЭРОЗОЛЬНОГО НАПОЛНЕНИЯ СТРАТОСФЕРЫ, ПОЛУЧЕННЫЕ В СОВМЕСТНЫХ ДИСТАНЦИОННЫХ ЛИДАРНЫХ И ПРЯМЫХ АЭРОЛОГИЧЕСКИХ ЗОНДОВЫХ ИЗМЕРЕНИЯХ

Балугин Н.В.¹, Фомин Б.А.¹, Юшков В.А.¹, Маричев В.Н.², Бочковский Д.А.²

¹Центральная аэрологическая обсерватория, г. Долгопрудный, Россия

²Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск, Россия

e-mail: horst2007@yandex.ru, b.fomin@mail.ru, v_yushkov@mail.ru, marichev@iao.ru

В докладе представлены результаты совместных лидарных и зондовых — измерений вертикальной стратификации стратосферного аэрозоля, проведенных в Томске в марте 2023 года на базе ИОА СО РАН. Аэрозольный зонд обратного рассеяния (АЗОР) использовал излучатели на различных длинах волн, но одна из них была максимально близка к длине волны зондирующего импульса лидара. Моделирование рассеяния по теории Ми и расчеты по методу Монте Карло позволили получить индивидуальные поправки для АЗОР с целью учета различных углов обзора приемника между лидаром ($0, 01^\circ$) и АЗОР (5°), а также была введена корректировка на монохроматичность светодиодного излучателя. Прямые измерения температуры анализируемой атмосферы позволили рассчитывать профили плотности для корректного учета вклада молекулярного рассеяния в измеряемый сигнал. По данным проведенного многоволнового зондирования получены оценки коэффициента Ангстрема для стратосферного аэрозоля

Дистанционные лидарные измерения стратосферного аэрозоля имеют основополагающее значение для мониторинга стратосферы и оптических свойств аэрозоля. Проверка и подтверждение результатов дистанционных измерений была проведена в Томске в марте 2023 года с использованием оптического аэрологического аэрозольного зонда обратного рассеяния (АЗОР), работающего на близкой к лидару длине волны. Описание лидарного комплекса малой станции высотного зондирования атмосферы (длины волн 355 и 528 нм) Института оптики атмосферы им В.Е. Зуева СО РАН (МСВЗА) приведено в работе [1].

Принцип действия оптического аэрозольного зонда [2] основан на регистрации излучения, рассеянного в свободной атмосфере от последовательности световых зондирующих импульсов, излучаемых светодиодами на двух длинах волн из имеющейся линейки светодиодов – 470, 528, 650, 830 и 940 нм. Подобно лидару, одновременно с зондирующими импульсами, осуществляется синхронное накопление эхо-сигналов. В отличие от лидара, регистрируемый сигнал формируется линзовой системой фотоприемников благодаря рассеянию излучения в светорассеивающем объеме ~ 0.1 м, расположенном на ближнем расстоянии ~ 0.2 –5 м от источника. Измерения температуры атмосферы термистором АЗОР и координаты зонда позволяют рассчитать вертикальный профиль плотности атмосферы, необходимый для учета вклада молекулярного рассеяния в измеряемый сигнал.

Целью данной работы является получение, представление и анализ результатов одновременных измерений обратного рассеяния в различных спектральных диапазонах излучателей (470, 528, 850 и 940 нм) аэрозольного зонда с сопоставимыми лидарными наблюдениями (355 нм и 532 нм), а также предварительный расчет коэффициента Ангстрема для аэрозольной компоненты в стратосфере.

Рассеянное излучение, попадающее в фотоприемник АЗОР, не является строго обратным (180°), как в лидаре, так как характерные углы рассеяния $\sim 170^\circ - 180^\circ$. Чтобы учесть различные углы обзора приемника (FOV) между двумя лидаром ($0,01-0,02^\circ$) и АЗОР (5°), была рассчитана индивидуальная поправка, используя моделирование рассеяния по теории Ми и метод Монте-Карло. Кроме того, для АЗОР была рассчитана поправка на монохроматичность, что позволило наиболее корректно подойти к анализу результатов сравнения. Качественно все спектры излучения светодиодов похожи – ширины спектров порядка 50 нм, что на порядки превышает ширину спектров излучения в лидаре. Поэтому при нормированной чувствительности приемника $S(\lambda)$ зонд будет измерять величину Q , равную свёртке коэффициента обратного рассеяния $K(\lambda)$ со спектром излучения $I(\lambda)$ и $S(\lambda)$

$$Q = \int_a^b [N \times I(\lambda) S(\lambda)] K(\lambda) d\lambda .$$

Здесь a и b границы спектра излучения светодиода. А величина N есть нормировочный коэффициент. Выражение в квадратных скобках есть функция, у которой площадь под кривой спектра излучения светодиода равна единицы. Для квазимонохроматического лидарного излучения частоты λ_0 это практически дельта-функция $\delta(\lambda_0)$. Поэтому лидар непосредственно измеряет искомую величину $K(\lambda_0)$. Но для излучения светодиода величина $K(\lambda_0)$ тем больше будет отличаться от Q , чем резче меняется $K(\lambda)$. Так для молекулярного рассеяния (чистая атмосфера) $K(\lambda) \sim \lambda^{-4}$. А для атмосферных аэрозолей $K(\lambda) \sim \lambda^{-AE}$, где AE так называемый параметр Ангстрема. Расчеты указанных поправок указывают на их незначительность (в пределах 0,5-1,5%) и они учтены при обработке полетных данных измерений АЗОР.

В «лидарном» алгоритме измерений основной величиной, вычисляемой с использованием лидарных и зондовых эхо сигналов при зондировании аэрозоля на длине волны λ , является объёмный коэффициент обратного аэрозольного рассеяния $\beta_{aep}(h)$.

Для представления результатов зондирования стратосферного аэрозоля используется величина $R(h) = [\beta_{aep}(h) / \beta_{mol}(h) + 1]$ вертикальные профили которого представлены на рис 1.

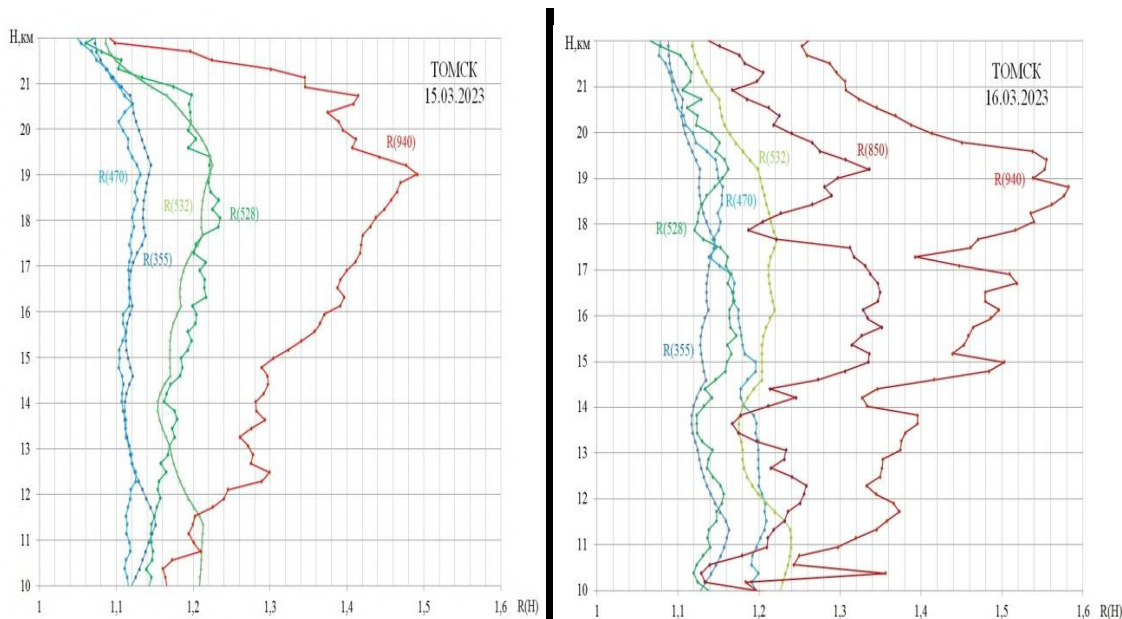


Рисунок 1 – Результаты одновременных измерений вертикального наполнения атмосферы (значение $R=1$ соответствует чисто молекулярному рассеянию) на разных длинах волн: 355 и 532 нм- лидар, 470, 528, 850, 940 нм- АЗОР

Обращает на себя внимание явно выраженный слой стратосферного аэрозоля, а значения R больше соответствуют показателям вулканического аэрозоля (следствие извержения вулкана Хунга-Тонго).

Чтобы сравнить β_{aer} на разных длинах волн (λ) по данным разных приборов, необходимо учитывать спектральную зависимость обратного рассеяния аэрозоля. Это делается с использованием закона Ангстрема, который описывает эту спектральную зависимость β_{aer} между двумя длинами волн λ_o и λ как функцию показателя Ангстрема (АЕ) на каждом уровне высоты (z_i) по формуле:

$$\frac{\beta_{aer}(\lambda, z)}{\beta_{aer}(\lambda_o, z)} = (\lambda / \lambda_o)^{-AE(z_i)} \quad (1)$$

АЕ является показателем свойств аэрозоля, который при определенных предположениях о распределении частиц по размерам может использоваться в качестве полуколичественного показателя размера частиц (например, [3,4]). С помощью уравнения (1) мы преобразуем профили лидара в длины волн АЗОР и наоборот, чтобы их можно было количественно сравнить. С учетом зависимости для молекулярного рассеяния как λ^{-4} формула для расчета АЕ по данным значений R_λ имеет вид

$$AE = 4 - \log [(R_{\lambda_1} - 1) / (R_{\lambda_2} - 1)] / \log (\lambda_1 / \lambda_2) \quad (2)$$

Профиль R для 940 нм (с коррекцией) и примерные расчеты показателя Ангстрема для аэрозоля по многоволновым данным приведены на рис 2.

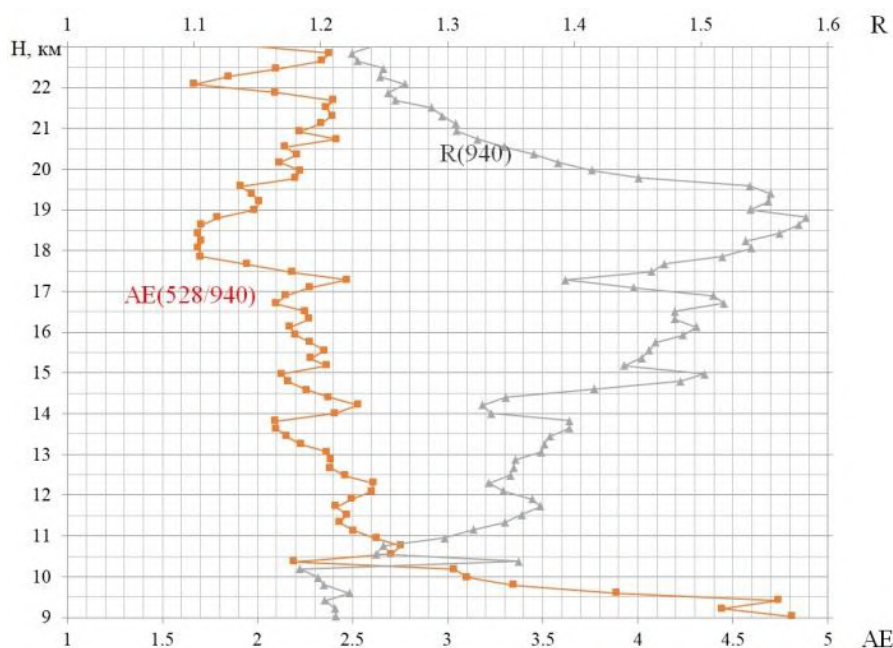


Рисунок 2 – Расчетные данные вертикального профиля коэффициента Ангрстрема (АЕ) по данным АЗОР для пары длин волн 528 и 940 нм в Томске 16 марта 2023. Здесь же представлен вертикальный профиль значения R для длины волны 940 нм

Показатель Ангрстрема обратно пропорционален среднему радиусу ансамбля аэрозольных частиц и качественно характеризует изменение распределения аэрозольных частиц по размерам. По вертикальному профилю значений АЕ видно изменение микроструктуры аэрозоля на высотах 17- 20 км, что соответствует положению максимума в значении R и качественно свидетельствует о наличии в этом слое более крупных частиц сернокислотного аэрозоля.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-27-00057, <https://rscf.ru/project/23-27-00057/>.

1. Маричев В.Н., Бочковский Д.А. Лидарный комплекс малой станции высотного зондирования атмосферы ИОА СО РАН // Оптика атмосферы и океана. 2020. Т.33. № 5. С. 399-406.

2. Балугин Н.В., Фомин Б.А., Юшков В.А.. Оптический зонд обратного рассеяния для баллонных аэрологических измерений // Изв. РАН, Физ. Атм. Океана. 2022. Т. 58. №3. С. 1-8.

3. Brunamonti S., Martucci G., Romanens G., Poltera Y., Wienhold F., Hervo M., Haeefele A., Navas-Guzman F. Validation of aerosol backscatter profile from Raman lidar and ceilometer using balloon-borne measurements // Atmos. Chem. Phys. 2021. V. 21. P. 2267–2285.

4. Navas-Guzman F., Martucci G., Collaud Coen M., Granados- Munoz M.J., Hervo M., Sicard M., Haeefele A. Characterization of aerosol hygroscopicity using Raman lidar measurements at the EARLINET station of Payerne // Atmos. Chem. Phys. 2019. V. 19. P. 11651-11668.

АНАЛИЗ АНТРОПОГЕННЫХ ЭМИССИЙ CO₂ В РОССИЙСКИХ ГОРОДАХ НА ОСНОВЕ СПУТНИКОВЫХ ИЗМЕРЕНИЙ

Тимофеев Ю.М.¹, Кобзарь Г.В.¹, Неробелов Г.М.^{1,2,3}

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

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

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

e-mail: y.timofeev@spbu.ru, kobzargv@mail.ru, akulishe95@mail.ru

В исследовании проведена анализ антропогенных эмиссий CO₂ с территорий крупных промышленных Российских городов на основе данных спутниковых измерений ОСО-2. В исследовании выявлено три города (Челябинск, Новосибирск и Екатеринбург), над которыми зафиксировано увеличение содержания CO₂ при помощи спутниковых измерений. Анализ наиболее выраженного зафиксированного увеличения содержания CO₂ в г. Челябинск и использование аппроксимации экспоненциальной функцией позволили дать оценку эмиссий газа, которая территориально соответствует металлургическому комбинату города и составляет ~16 МтCO₂ г⁻¹.

Рост содержания парниковых газов в земной атмосфере приводит к нарушениям радиационного баланса и изменениям климата планеты. Значительный вклад в эмиссии важнейшего антропогенного газа CO₂ вносят города, вклад которых оценивается до ~70%. В связи с этим в последние десятилетия существенное внимание уделяется мониторингу содержаний и эмиссий CO₂ различными методами. Активно развиваются и используются экспериментальные наземные и спутниковые методы определения эмиссий с различным пространственным разрешением – от глобального до отдельных локальных источников.

Спутниковые измерения отраженного и рассеянного солнечного излучения (метод ОРСИ) в БИК области спектра и определения содержания CO₂ осуществляются уже длительный период с помощью аппаратуры GOSAT, ОСО-2 и -3. Погрешности определения содержания XCO₂ составляют в настоящее время менее 1% (~1 ppm) и позволяют обнаруживать антропогенные эмиссии ряда городов, составляющие в среднем 1-5 ppm.

Спутниковые измерения содержания CO₂ прибором ОСО-2 осуществляется только в безоблачных условиях и поэтому больше качественных данных доступно в южных районах РФ. Анализ измерений ОСО-2 в серии российских городов позволил обнаружить антропогенный вклад только для трех из них - Челябинска, Екатеринбурга и Новосибирска. На Рис. 1 приведен пример измерений XCO₂ ОСО-2 для Челябинска за 05.06.2021 г. Данные свидетельствуют о том, что большая часть измерений XCO₂ вблизи города находятся в диапазоне 413-417 ppm (на

рис. 1 слева выделено темно-зеленым) и наблюдается в его северной части. Вклад антропогенных эмиссий XCO_2 достигает ~ 3 ppm (Рис. 1, справа). Согласно <https://overpass-turbo.eu> максимум содержания CO_2 в этот день соответствует положению Челябинского металлургического комбината.

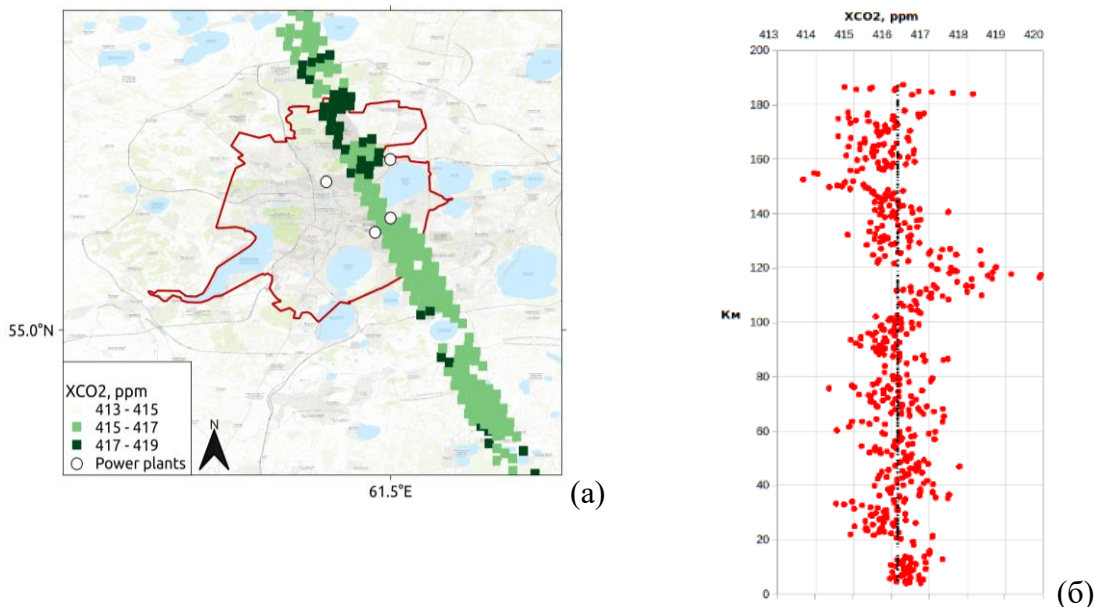


Рисунок 1 – Измерения XCO_2 спутниковым прибором OCO_2 в Челябинске за 05.06.2021 на карте города и окрестностей (а) (круглые отметки указывают положение электростанций, оранжевая линия – границы города); данные измерений XCO_2 вдоль трассы спутника (б)

Данные измерений OCO_2 в окрестностях Екатеринбурга и Новосибирска также указывают на наличие локальных источников эмиссий CO_2 . При этом превышения пиковых значений XCO_2 над средними уже не так показательны, однако, хорошо заметны на карте пространственного распределения XCO_2 (не приводятся). Так в Новосибирске максимальные значения углекислого газа соответствуют расположению ТЭЦ на крайнем юге города и самому загрязненному району города (Первомайскому) с наибольшей концентрацией промышленных предприятий. В Екатеринбурге пиковые значения XCO_2 наблюдаются над городом Верхней Пышмой, где расположены самые крупные загрязняющие предприятия в окрестностях.

Данные измерений XCO_2 спутником OCO_2 в районе Челябинска позволили оценить антропогенные эмиссии CO_2 на основе методики, предложенной в [Reuter et al., 2019.]. Методика заключается в аппроксимации антропогенного вклада экспоненциальной функцией. На Рис. 2 приведен пример аппроксимации значений XCO_2 , измеренных OCO_2 , в районе Челябинска за 05.06.2021 г.

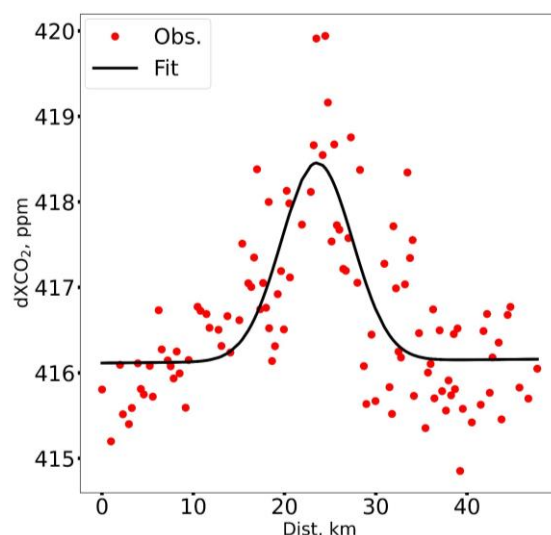


Рисунок 2 – Аппроксимация значений XCO₂, измеренных спутником ОСО-2, в районе Челябинска за 05.06.2021 г.

Согласно полученной оценке эмиссии CO₂ с выделенной территории Челябинска на основе спутниковых измерений ОСО-2 за 5 июня 2021 г составляют ~16 МтCO₂ г⁻¹. Отметим, что найденная эмиссия характеризует область площадью ~17.6 км². Предполагаем, что полученное значение характеризует часть эмиссий Челябинского металлургического комбината, его примерное положение совместно с измеренными значениями XCO₂ приведены на рис. 3.

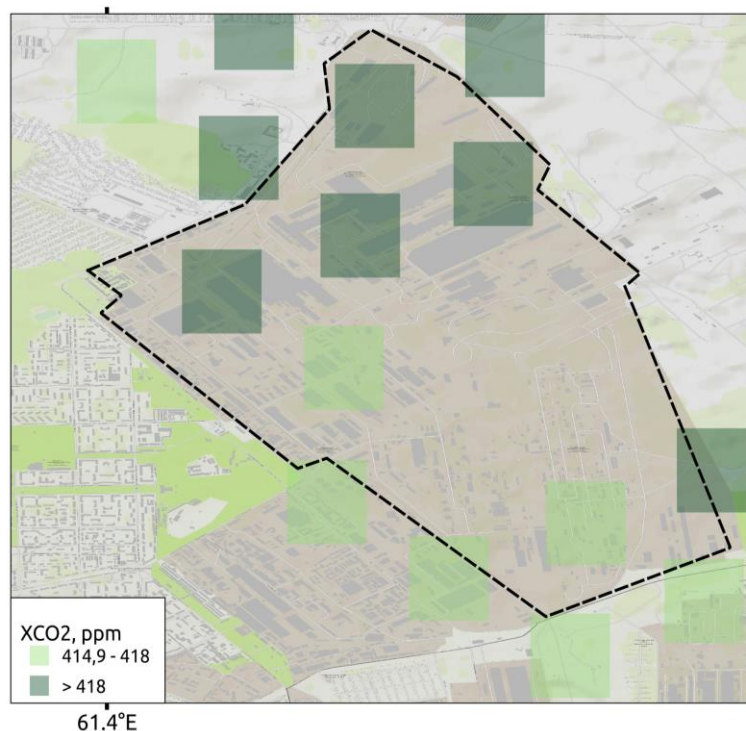


Рисунок 3 – XCO₂ по данным спутниковых измерений ОСО-2 над территорией Челябинского металлургического комбината 5 июня 2021 г.; примерная территория комбината по данным <https://overpass-turbo.eu> выделена черной пунктирной линией

Работа по анализу спутниковых измерений прибора OCO-2 и оценки антропогенных эмиссий XCO₂ российских городов выполнена в лаборатории “Исследование Озонного слоя и верхней атмосферы” Санкт-Петербургского государственного университета при поддержке СПбГУ, шифр проекта 116234986. Авторы благодарят ученых из NASA за свободный доступ к спутниковым измерениям OCO-2.

1. Reuter M., Buchwitz M., Schneising O., Krautwurst S., O'Dell C.W., Richter A., Bovensmann H., Burrows J.P. Towards monitoring localized CO₂ emissions from space: co-located regional CO₂ and NO₂ enhancements observed by the OCO-2 and S5P satellites // Atmos. Chem. Phys. 2019. V. 19. P. 9371–9383.

ПРИМЕНЕНИЕ ГИБРИДНЫХ СИСТЕМ ЗОНДИРОВАНИЯ АТМОСФЕРЫ НА БАЗЕ ЛАЗЕРНОГО, РАДИО, И АКУСТИЧЕСКОГО ИЗЛУЧЕНИЙ

Красненко Н.П.^{1,2}, Потекаев А.И.^{3,4}, Шаманаева Л.Г.^{3,5}

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

²Томский государственный университет систем управления и радиоэлектроники,
г. Томск, Россия

³Томский государственный университет, г. Томск, Россия

⁴Томский научный центр СО РАН, г. Томск, Россия

⁵Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск, Россия

e-mail: krasnenko@imces.ru, potekaev@spti.tsu.ru, sima@iao.ru

В докладе представлен обзор современных достижений по дистанционному зондированию атмосферы с использованием электромагнитных (радио, оптических) и звуковых волн. Рассматриваются гибридные лазерные, акустические, радиоакустические, и радиолокационные наземные системы измерения высотных профилей метеорологических параметров: скорости и направления ветра, температуры, влажности (паров воды), а также характеристик облачности и гидрометеоров. Приводятся характеристики существующих систем зондирования, области их применения и др. Обсуждаются преимущества и недостатки различных систем, а также вопросы их совместного использования в виде гибридных систем, с наземными измерительными комплексами и дронами. Это позволяет существенно расширить набор измеряемых параметров и их пространственно-временной диапазон, одновременно обеспечивая синергетический эффект.

В последние годы, наряду с совершенствованием традиционных методов измерений метеорологических параметров, большое развитие получили методы дистанционного зондирования атмосферы электромагнитными (радио, оптическими) и звуковыми волнами. Это объясняется возрастающей потребностью общества в получении большего объема данных о метеорологических параметрах, который уже не может быть обеспечен традиционными методами контактных измерений на метеомачтах, самолетах, аэростатах и других носителях. Дистанционные средства зондирования позволяют при малых эксплуатационных затратах вести длительные непрерывные измерения профилей метеорологических параметров и контролировать и прогнозировать динамику атмосферных процессов.

В докладе представлен краткий обзор достижений в применении гибридных систем дистанционного зондирования атмосферы (прежде всего пограничного слоя). Рассматривается использование наземной зондирующей техники (радаров, лидаров, содаров, радиометров, систем РАЗ) для измерения профилей метеорологических параметров: скорости и направления ветра, температуры, влажности (паров воды), а также характеристик облачности,

гидрометеоров, турбулентности. Наряду с дистанционными средствами используются локальные средства измерения параметров приземного слоя атмосферы и метеоизмерители на основе беспилотных летательных аппаратов. Достижения в этой области представлены в обзорных работах отечественных авторов [1-8].

В последнее десятилетие, все более активно используются комбинации активных систем зондирования с разным типом излучения и с пассивными системами. Так, в работе [9] гибридная система в составе лидара высокого спектрального разрешения (high spectral resolution lidar – HSRL) и радара с длиной волны 8,6 мм для обнаружения облаков (millimeter wavelength cloud radar – MMCR) использовалась для оценки концентрации ледяных частиц в облаках. При этом в качестве исходных параметров использовались отношение сечений обратного рассеяния лидарного и радарного сигналов и доплеровский спектр скоростей выпадения частиц, рассчитываемый из спектра радарного сигнала. Ледяные кристаллы в данной работе имели форму сфероидов.

В работе [10] используется гибридная система получения высотных профилей температуры и содержания водяного пара на базе пассивных наземных ИК (AERI – Atmospheric Emittance Radiance Interferometer) и микроволнового (MVRzo) радиометров и лидара дифференциального поглощения NCAR (National Center of Atmospheric Research). Из Рис. 1c и d видно, что одновременное использование двух радиометров и лидара обеспечивает синергетический эффект, состоящий в существенном уменьшении доверительного интервала измеряемых параметров. Гибридные системы на базе лидаров и микроволновых радиометров рассматривались также в работах [11–15].

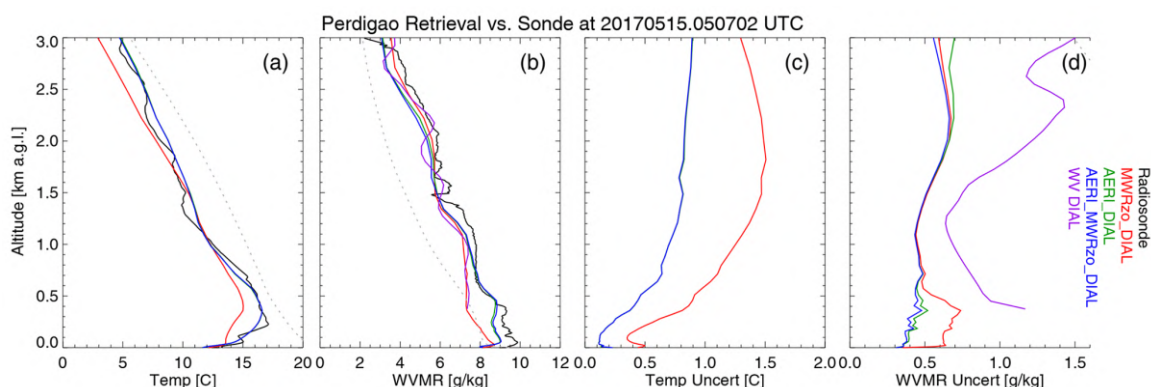


Рисунок 1 – Вертикальные профили температуры (a) и водяного пара (b) по данным [10] гибридных систем активного и пассивного зондирования MVRzo + NCAR (красные кривые), AERI + DIAL (зеленые кривые), и AERI + MVRzo + DIAL (синие кривые) и их 1σ доверительные интервалы (c и d, соответственно). Черным пунктиром показаны соответствующие профили по данным радиозондовых измерений. Место и время измерений указаны сверху

В работе [16] одновременно используются Рамановский лидар (модель LR112-D400, Raymetrics SA, Афины, Греция) с длиной волны 533 нм и шестироторный беспилотный летательный аппарат (БПЛА, модель М6Е, Tiantu Aviation Technology Co. Ltd., Пекин, Китай) оснащенный детектором светорассеивающих частиц PMS A003 (Beijing Plantor Co. Ltd., Пекин, Китай), измеряющим массовую концентрацию частиц. На Рис. 2а–h из [16] показаны профили коэффициента аэрозольного ослабления, измеренные с помощью лидара (черные линии) и массовой концентрации частиц, измеренной БПЛА, которые иллюстрируют метод калибровки фактора перекрытия лидара по БПЛА. Видно, что до высоты 500 м профили существенно различаются, а выше имеется область перекрытия, для которой этот фактор равен 1. Вертикальное распределение массовой концентрации в области перекрытия использовалось для расчета инвертированного сигнала лидара, который затем сравнивался с исходным и определялся коэффициент перекрытия лидара. По данным [16], это позволило значительно улучшить способность лидара обнаруживать аэрозоли на малых высотах.

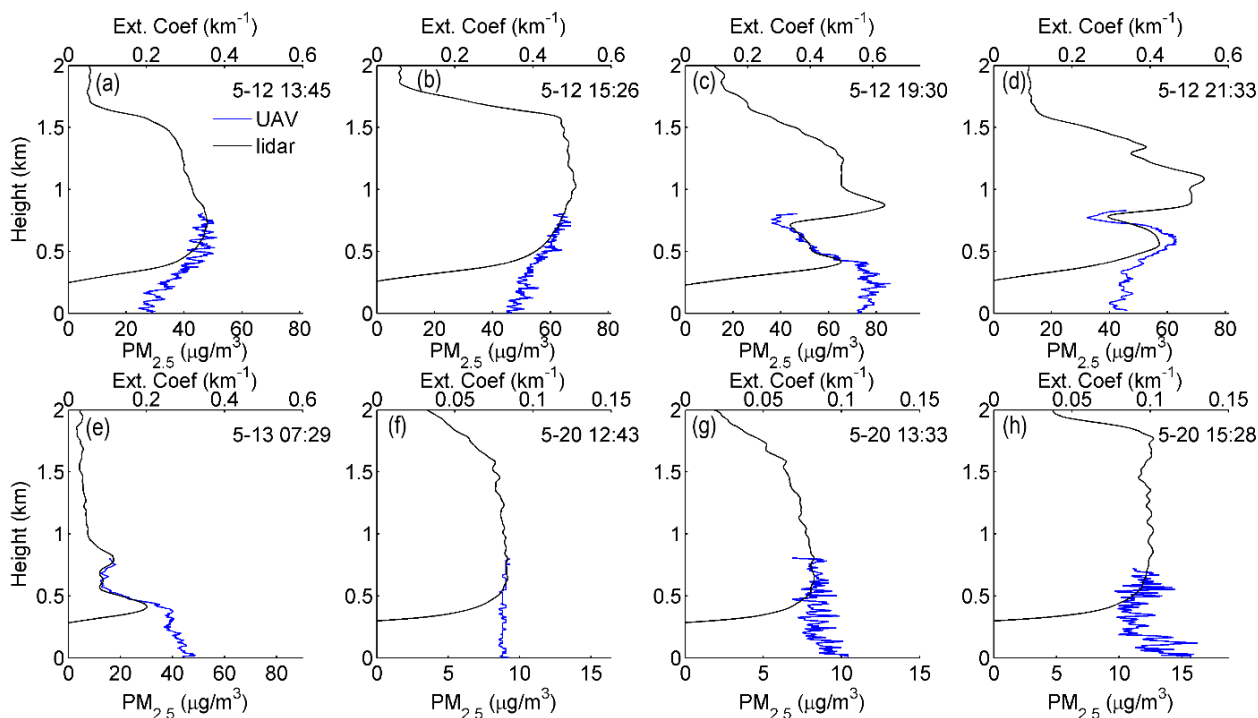


Рисунок 2 – Профили коэффициентов аэрозольного ослабления (черные кривые) полученные с помощью лидара и профили массовой концентрации твердых частиц, измеренных БПЛА в [18]

В работе [17] обсуждается синергетический потенциал гибридной системы двухчастотного KaW радара с частотами излучения 35,5 и 94 ГГц и микроволнового радиометра MWR а также радара дифференциального поглощения G2 с излучением на частотах 167 и 174,8 ГГц и MWR для определения профилей абсолютной влажности. На Рис. 3а и б показаны примеры профилей абсолютной влажности и их апостериорной ошибки

восстановления (с и d). Видно, что использование гибридных систем позволяет существенно снизить ошибку восстановления, при этом применение системы радар G2 + MWR дает лучший результат в условиях облачности и пассатного ветра.

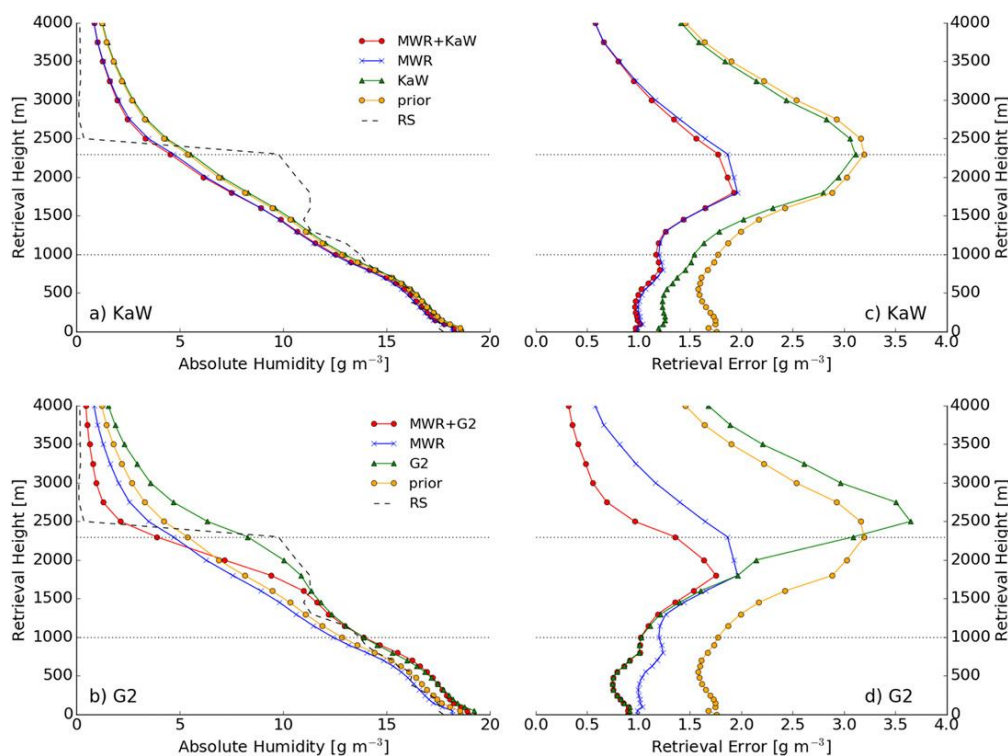


Рисунок 3 – Профили абсолютной влажности (а и b) и апостериорной ошибки восстановления (с и d) по данным [17] только для микроволнового радиометра MWR (синие кривые), только для радара KaW (зеленые кривые), и радара KaW + MWR (красный) (а и с) и радара G2 + MWR (b и d). Черными пунктирными кривыми показаны профили абсолютной влажности и желтыми кривыми показаны ошибки ее восстановления по данным радиозондовых измерений. Высота нижней и верхней границы облаков составляла 1000 и 2300 м (черные пунктирные прямые линии), соответственно

Исследование выполнено при финансовой поддержке Российской академии наук в рамках государственного задания ИМКЭС СО РАН и ИОА СО РАН.

1. *Банах В.А., Смалихо И.Н.* Когерентные доплеровские ветровые лидары в турбулентной атмосфере. Томск: Изд-во института оптики атмосферы СО РАН. 2013. 304 с.

2. *Красненко Н.П.* Развитие дистанционных методов и средств изучения нижней атмосферы в ИМКЭС СО РАН // Оптика атмосферы и океана. 2022. Т. 35. № 02. С. 98–104.

3. *Красненко Н.П.* Содары для зондирования атмосферного пограничного слоя // Научное приборостроение. 2018. Т. 28. № 4. С. 82-89.

4. *Красненко Н.П.* Методы и средства дистанционного акустического зондирования атмосферы. В кн.: *Методы и устройства передачи и обработки информации*: Межвуз. сб. науч. тр. – Вып. 11 / Под ред. В.В. Ромашова, В.В. Булкина. М.: «Радиотехника», 2009. С. 143-154.

5. *Красненко Н.П.* Методы и средства дистанционного мониторинга и прогнозирования состояния нижней тропосферы // Всероссийские открытые Армандовские чтения «Муром' 2019» [электронный ресурс]: Всероссийская открытая научная конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования, радиолокации, распространения и дифракции волн» - Муром 2019 / Материалы Всероссийской научной конференции. Муром: Изд.-полиграфический центр МИ ВлГУ, 2019. С. 20-29.
6. *Каллистратова М.А., Петенко И.В., Кузнецов Р.Д. и др.* Содарное зондирование атмосферного пограничного слоя (обзор работ ИФА им. А.М. Обухова РАН) // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. Т. 54. № 3. 2018 г. С. 283-300.
7. *Одинцов С.Л.* Развитие и применение акустических средств диагностики атмосферного пограничного слоя // Оптика атмосферы и океана. 2019. Т. 32. № 9. С. 786-791.
8. *Кадыгров Е.Н., Кузнецова И.Н.* Методические рекомендации по использованию дистанционных измерений профилей температуры в атмосферном пограничном слое микроволновыми профилимерами: теория и практика, Долгопрудный: Физматкнига, 2015. 171 с.
9. *Eloranta E. W.* Combined high spectral resolution lidar and millimeter wave radar measurements of ice crystal precipitation from mixed-phase arctic clouds // Proc. 25th International Laser Radar Conference. Part 1. Saint Petersburg, July 2010. Tomsk: Publishing House of IAO SB RAS, 2010. P. 693–696.
10. *Turner D.D., Löhnert U.* Ground-based temperature and humidity profiling: combining active and passive remote sensors // Atmospheric Measurement techniques. 2021. V. 14. № 4. P. 3033–3048.
11. *Barrera-Verdejo M., Crewell S., Löhnert U., Orlandi E., Di Girolamo P.* Ground-based lidar and microwave radiometry synergy for high vertical resolution absolute humidity profiling // Atmos. Meas. Tech. 2016. V. 9. P. 4013–4028.
12. *Coniglio M.C., Romine G.S., Turner D.D., Torn R.D.* Impacts of targeted AERI and Doppler lidar wind retrievals on short-term forecasts of the initiation and early evolution of thunderstorms // Mon. Weather Rev. 2019. V. 147. P. 1149–1170.
13. *Foth A., Pospichal B.* Optimal estimation of water vapor profiles using a combination of Raman lidar and microwave radiometer // Atmos. Meas. Tech. 2017. V. 10. P. 3325–3344.
14. *Toms B.A., Tomaszewski J.M., Turner D.D., Koch S.E.* Analysis of a lower-tropospheric gravity wave train using direct and remote sensing measurement systems // Mon. Weather Rev. 2017. V. 145. P. 2791–2812.
15. *Zhang Z., Huang J., Chen B., Yi Y., Liu J., Bi J., Zhou T., Huang Z., Chen S.* Three-Year Continuous Observation of Pure and Polluted Dust Aerosols Over Northwest China Using the Ground-Based Lidar and Sun Photometer Data // J. Geophys. Res. Atmos. 2019. V. 124. P. 1118–1131.
16. *Zhao M., Fang Zh., Yang H., Cheng L., Chen J., Xie Ch.* UAVC: A new method for correcting lidar overlap factors based on unmanned aerial vehicle vertical detection // Applied Sciences. 2022. V. 12. Art. 184.
17. *Schnitt S., Löhnert U., Preusker R.* Potential of dual-frequency radar and microwave radiometer synergy for water vapor profiling in the cloudy trade wind environment // Journal of Atmospheric and Oceanic Technology. 2020. V. 37. P. 1973–1986.

МАТРИЦА РАССЕЯНИЯ СВЕТА ДЛЯ ГОРИЗОНТАЛЬНО ОРИЕНТИРОВАННЫХ ЛЕДЯНЫХ ЧАСТИЦ ПЕРИСТЫХ ОБЛАКОВ ВИДА «ПЛАСТИНКА», «СТОЛБИК» И «ПОЛЫЙ СТОЛБИК»

Коношонкин А.В.^{1,2}, Кустова Н.В.¹, Бабинович А.Е.^{1,2}, Бакуте Е.², Шишко В.А.¹,
Тимофеев Д.Н.¹

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

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

e-mail: sasha_tvo@iao.ru

В настоящий момент несколько международных научных групп исследуют оптические характеристики перистых облаков. Экспериментальные исследования этих облаков с применением методов лазерного зондирования проводятся в России, США, Германии, Греции, Китае и других странах. Для успешной интерпретации данных, полученных с помощью лидара, необходимо решить задачу рассеяния лазерного излучения на перистых облаках. В данном докладе представляются результаты решения задачи рассеяния света для случая квазигоризонтально ориентированных ледяных кристаллов вида «пластинка», «столбик» и полый «столбик» для основных лидарных длин волн 355, 532 и 1064 нм для типичных значений углов наклонов лидара: 0, 0,3, 3 и 5°.

В настоящий момент несколько международных научных групп исследуют оптические характеристики перистых облаков. Экспериментальные исследования этих облаков с применением методов лазерного зондирования проводятся в России[1], США[2], Германии[3], Франции[4], Китае[5] и других странах.

В мае 2024 года планируется запуск Европейско-Японского космического лидара EarthCARE, который придёт на смену CALIPSO и будет исследовать перистые облака. Для успешной интерпретации данных, полученных с помощью лидара, необходимо решить задачу рассеяния лазерного излучения на перистых облаках, которая основывается на решении задачи рассеяния света на ледяных кристаллах, формирующих облако.

Несмотря на то, что существует общепризнанное решение задачи рассеяния света на ледяных кристаллических частицах, полученное Р. Yang и Baum, это решение не подходит для интерпретации лидарных данных, поскольку оно имеет большую погрешность в направлении рассеяния назад и построено только для случая хаотически ориентированных частиц. В 2021 году с использованием метода физической оптики нам удалось преодолеть первую часть проблемы. Тем не менее, решение для облаков, содержащих ориентированные кристаллы, было получено только для нескольких отдельных случаев квазигоризонтально ориентированных пластинок.

В данном докладе представляются результаты решения для случая квазигоризонтально ориентированных ледяных кристаллов вида «пластинка», «столбик» и полый «столбик» для основных лидарных длин волн 0,355, 0,532 и 1,064 мкм для типичных значений углов наклонов лидара: 0, 0,3, 3 и 5°.

Зависимость первого элемента матрицы обратного рассеяния света для идеального и полого столбика от угла наклона представлено на рисунке 1 синей и черной линиями соответственно. На рис. 2 представлен фрагмент в окрестности горизонтальной ориентации.

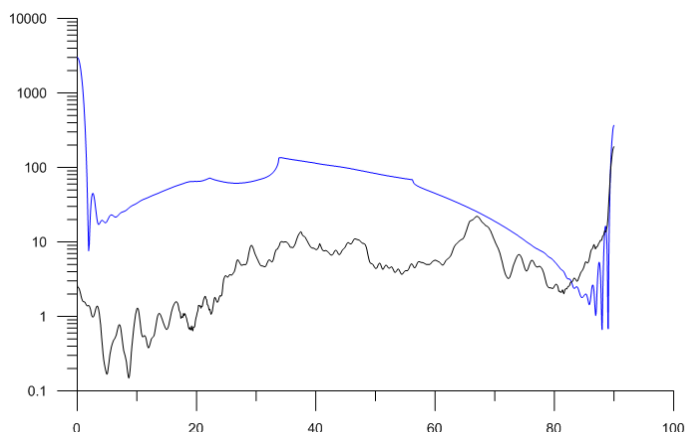


Рисунок 1 – Первый элемент матрицы рассеяния света для идеального (синяя) и полого (черная) гексагонального ледяного столбика размером 31 мкм на длине волны 1,064 мкм в зависимости от угла наклона пластинки β для вертикально ориентированного лидара

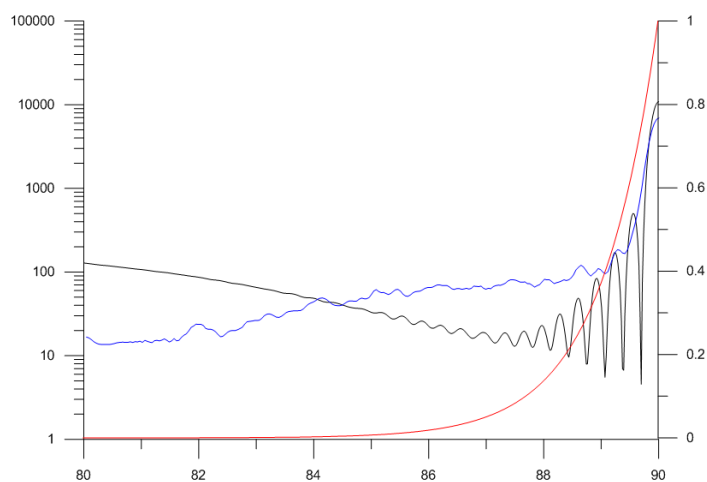


Рисунок 2 – Одновременное представление элементов M11 матрицы рассеяния света для идеального (черная) и полого (синяя) столбика и плотности вероятности p (красная) для $T=2^\circ$ от угла наклона частицы

Как видно из рис. 2 основной вклад в решение буде определятся зеркальной компонентой рассеянного излучения, которая для полого и идеального столбика отличается незначительно.

Результаты решения представлены на рисунке 3. Решение строилось для типичных углов наклонов лидара θ : 0, 0,3, 3 и 5° и трех углов флаттера 0,3, 3 и 5°. Здесь под углом флаттера понимается величина стандартного отклонения σ плотности распределения наклона частиц.

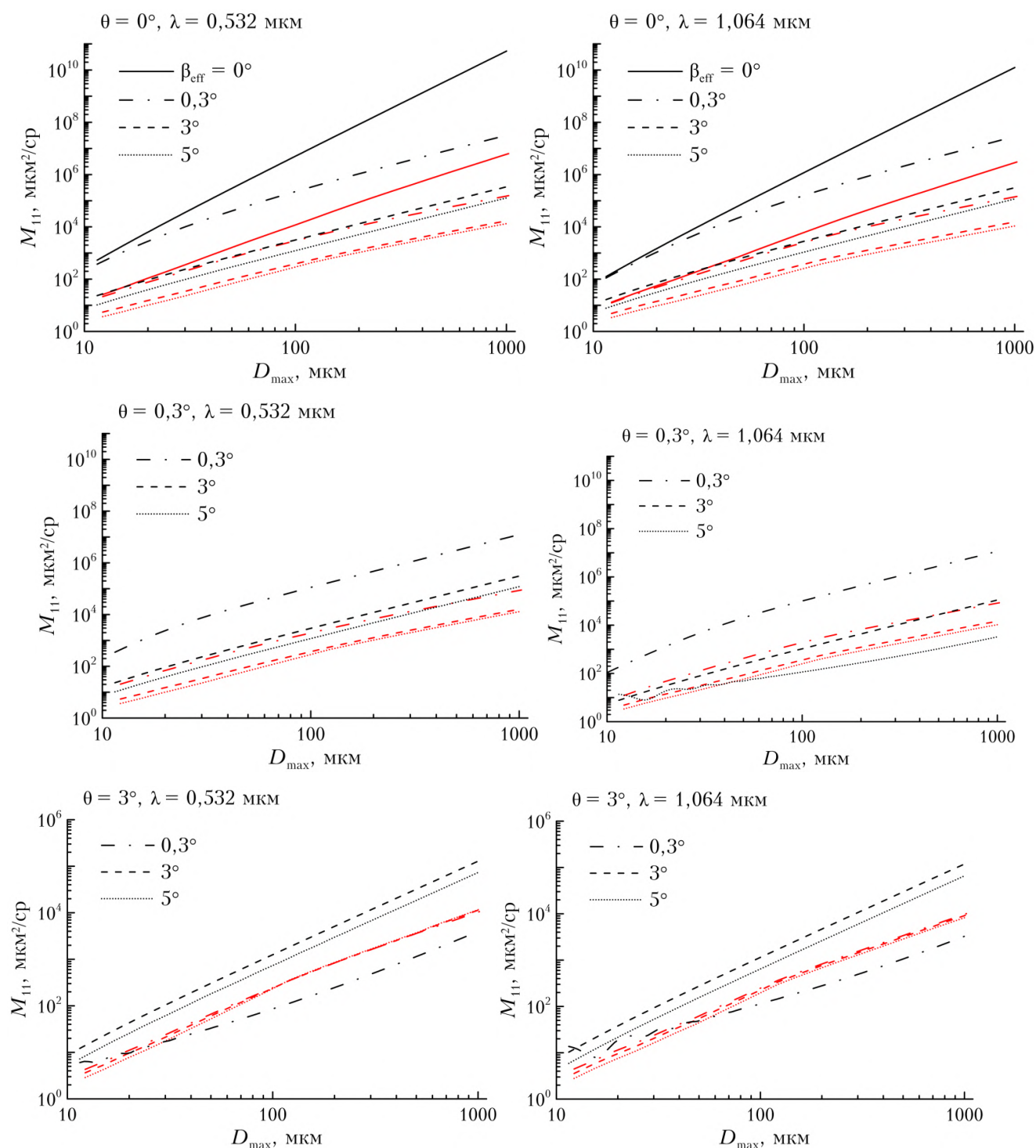


Рисунок 3 – Первый элемент матрицы рассеяния света для квазигоризонтально ориентированных кристаллов в зависимости от размера кристалла

$$p(\beta) = \exp\left(-\frac{\beta}{\sigma}\right), \quad (1)$$

где β – угол наклона лидара.

Полученные результаты показывают, что вертикально ориентированный лидар ослепляется только квазигоризонтальными пластинками, но не столбиками, поскольку значение первого элемента матрицы рассеяния света для столбиков более чем на порядок меньше.

Полученные результаты представляют большую ценность при построении оптических моделей перистых облаков, содержащих горизонтально ориентированные кристаллы, для задач интерпретации данных лазерного зондирования атмосферы.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИОА СО РАН.

1. *Балин Ю.С., Кауль Б.В., Коханенко Г.П.* Наблюдение зеркально отражающих частиц и слоев в кристаллических облаках // Оптика атмосф. и океана. 2012. Т. 25. № 4. С. 293–299.

2. *Hayman M., Spuler S., Morley B.* Polarization lidar observations of backscatter phase matrices from oriented ice crystals and rain // Opt. Express. 2014. V. 22. P. 16976–16990.

3. *Reichardt J., Reichardt S., Lin R.-F., Hess M., McGee T.J., Starr D.O.* Optical-microphysical cirrus model // J. Geophys. Res. 2008. V. 113. Art. D22201.

4. *Tinel C., Testud J., Pelon J., Hogan R.J., Protat A., Delanoë J., Bouniol D.* The retrieval of ice-cloud properties from cloud radar and lidar synergy // Journal of Applied Meteorology. 2005. V. 44. № 6. P. 860–875.

5. *Wang Z., Liu D., Xie C., Zhou J.* An Iterative Algorithm to Estimate LIDAR Ratio for Thin Cirrus Cloud over Aerosol Layer // Journal of the Optical Society of Korea. 2011. V. 15. № 3. P. 209–215.

ВЛАЖНЫЕ ВЫПАДЕНИЯ АЗОТА И ФОСФОРА В Г. ИРКУТСК (ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ)

Чебунина Н.С., Нецветаева О.Г.

Лимнологический институт СО РАН, г. Иркутск, Россия

e-mail: nchebun@lin.irk.ru, r431@lin.irk.ru

Представлены результаты непрерывных наблюдений за содержанием азота и фосфора в атмосферных осадках Иркутска, одного из промышленно развитых городов Восточной Сибири за 2022–2023 гг. Изучена их внутригодовая и сезонная изменчивость. Максимумы концентраций изучаемых компонентов не совпадают в результате сезонного влияния многочисленных источников их поступления. Установлено, что в теплый период выше содержание ионов аммония и фосфора, в холодный период – нитратов. Количественно оценено влажное выпадение азота и фосфора на подстилающую поверхность в г. Иркутске и проведено сравнение с ранее полученными данными.

Проблема загрязнения атмосферного воздуха в промышленных городах Восточной Сибири неизменно остается актуальной. Иркутск – один из наиболее индустриально развитых городов Сибирского региона с населением около 600 тыс. человек. В 2022 г. уровень загрязнения атмосферного воздуха Иркутска, как и в прежние годы, определялся как высокий. [1, 2]. Причинами неудовлетворительной экологической обстановки являются одновременное воздействие нескольких факторов: развитая промышленная инфраструктура, предприятия топливно-энергетического комплекса, увеличение количества автотранспорта, а также неблагоприятные для рассеивания загрязняющих веществ в атмосфере климатические условия, особенно в холодный период.

В статье представлены данные по содержанию азота и фосфора в атмосферных осадках, отобранных в 2022–2023 гг. на одной из станций круглогодичного мониторинга атмосферы, работающей по программе EANET, расположенной в г. Иркутск. Химический анализ выполнялся в аккредитованной лаборатории гидрохимии и химии атмосферы Лимнологического института СО РАН с использованием методов химического анализа, рекомендованных в программе EANET [3]. За исследуемый период проанализировано на содержание азота и фосфора около 200 проб.

Минеральный азот. Содержание нитратов в атмосферных осадках Иркутска изменялось в диапазоне 0,05–20,8 мг/дм³, при наиболее часто встречающихся значениях (в 75% случаев) до 2,0 мг/дм³. Среднее за 2 года исследований значение составило 1,80 мг/дм³. Изучена внутригодовая динамика средневзвешенных по объему осадков концентраций минеральных форм азота (рис. 1а). Максимальные среднемесячные концентрации нитратов регистрировались в холодный период, в феврале и марте (2,7 мг/дм³) при незначительном месячном количестве

осадков – 11 и 7 мм соответственно (рис. 1б), минимальные ($0,6 \text{ мг/дм}^3$) – в теплый период, в июле и сентябре (при увеличении количества осадков до 50 – 100 мм).

Рассчитано относительное содержание нитратного азота в осадках за исследуемый период. Средние значения за 2022 и 2023 гг. составили 38 и 43% соответственно. При этом наблюдаются сезонные различия в уровне концентраций нитратного азота: в холодный период (с декабря по март) абсолютные ($2,3 \text{ мг/дм}^3$) и относительные (55%) концентрации выше, чем в теплое время года. Так, в снежных выпадениях абсолютные концентрации нитратов были в 1,5 раза выше, чем в дождевых. Увеличение концентраций нитратов в холодное время года связано, преимущественно, с выбросами оксидов азота предприятиями теплоэнергетики, автотранспортом, а также неблагоприятными метеорологическими условиями для рассеивания примесей, поступивших в атмосферу.

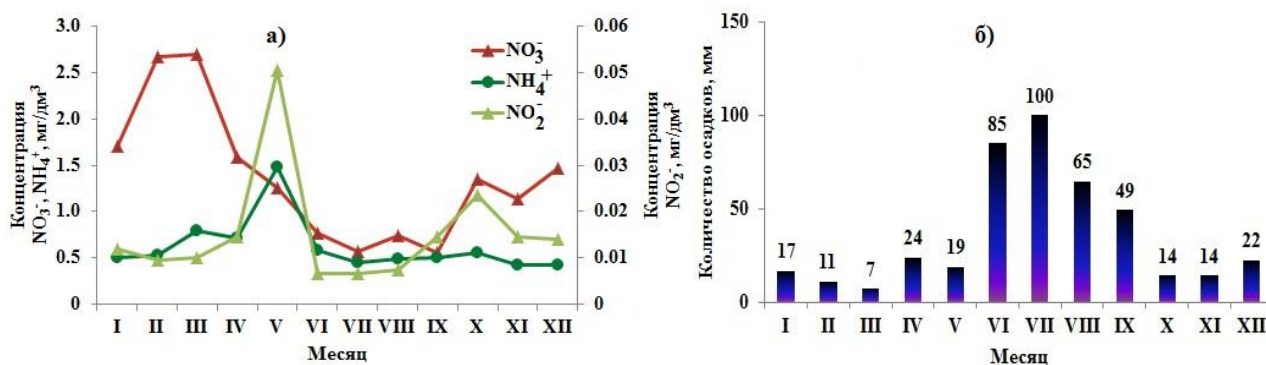


Рисунок 1 – Внутригодовое распределение средневзвешенных по объему осадков концентраций минеральных форм азота в атмосферных осадках (а) и количество осадков (б) в 2022–2023 гг.

Содержание ионов аммония варьировало в пределах $0,05\text{--}5,6 \text{ мг/дм}^3$ при среднем значении $0,78 \text{ мг/дм}^3$. В 49% случаев определений содержание данного компонента не превышало $0,5 \text{ мг/дм}^3$. Максимальные средневзвешенные по объему осадков среднемесячные концентрации ионов аммония ($1,48 \text{ мг/дм}^3$) фиксировались в мае, минимальные – в декабре ($0,42 \text{ мг/дм}^3$). Относительное содержание аммонийного азота в среднем за исследуемый период составило 58%, т.е. он являлся преобладающей формой минерального азота в г. Иркутске. Как и в случае нитратного азота, прослеживаются сезонные различия в его содержании. Повышенный вклад аммонийного азота регистрировался в теплое время года (56–73%). Возрастание уровня аммонийного азота в этот период обусловлено, преимущественно, процессами деструкции биомассы в почве и жизнедеятельностью живых организмов, а также лесными пожарами [4].

Содержание нитритов изменялось в пределах $0\text{--}0,165 \text{ мг/дм}^3$ (в среднем $0,018 \text{ мг/дм}^3$). При этом 75% определений приходилось на интервал до $0,020 \text{ мг/дм}^3$. Максимальные среднемесячные концентрации данного компонента обнаружены в мае ($0,051 \text{ мг/дм}^3$). Повышенное содержание нитритов объясняется биохимическим окислением аммиака, уровень

содержания которого в это время также был повышенным. Минимальные концентрации наблюдались в летние месяцы ($0,007 \text{ мг/дм}^3$). Относительное содержание нитритного азота в среднем составляло менее 1% от суммарного содержания азота в атмосферных осадках.

Минеральный и общий фосфор. Содержание минерального фосфора в атмосферных осадках изменялось в широких пределах от $0,002$ до $0,407 \text{ мг/дм}^3$ (в среднем - $0,028 \text{ мг/дм}^3$). В 76% проб его содержание не превышало $0,020 \text{ мг/дм}^3$. Максимальные среднемесячные концентрации минерального фосфора регистрировалась в сентябре, минимальные - в декабре-январе (рис. 2). Анализ данных о концентрации общего фосфора во влажных выпадениях показал, что они изменяются от $0,002$ до $0,515 \text{ мг/дм}^3$, в среднем - $0,060 \text{ мг/дм}^3$. В 59% всех определений концентрация была в пределах $0,040 \text{ мг/дм}^3$. Экстремумы среднемесячных концентраций отмечены в апреле - мае и сентябре. Повышенные концентрации фосфора в весенние месяцы, вероятно, связаны с высокой запыленностью воздуха при небольшом количестве осадков (24 и 19 мм соответственно). В сентябре увеличение содержания обусловлено поступлением фосфора с продуктами метаболизма растений и сжигания растительных остатков. В холодный период содержание фосфора в осадках на порядок ниже, чем в теплый период ($0,267 \text{ мг/дм}^3$).

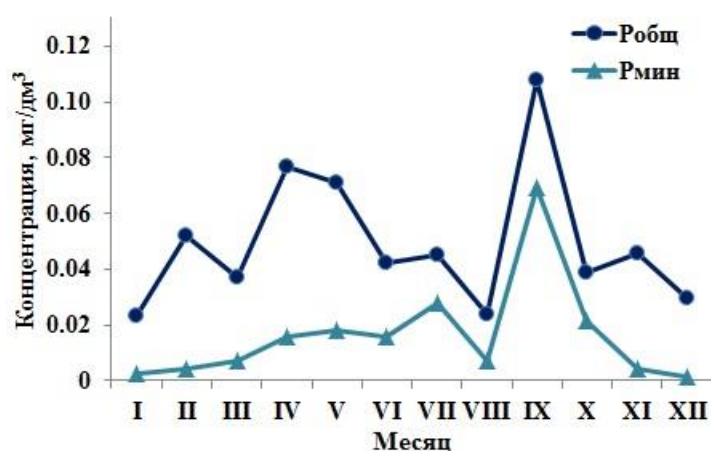


Рисунок 2 – Внутригодовое распределение средневзвешенной концентрации минерального и общего фосфора в атмосферных осадках г. Иркутск в 2022-2023 гг.

Рассчитано выпадение соединений азота и фосфора с атмосферными осадками на подстилающую поверхность в г. Иркутске и проведено их сравнение в многолетними данными (табл.1). Как видно, в теплый период выпадения всех изучаемых компонентов значительно выше, чем в холодный. В группе азота наибольшая разница в величинах отмечена для ионов аммония (в 3,4 раза), что хорошо согласуется с внутригодовым распределением количества осадков. В группе фосфора сезонные различия в выпадениях более выражены у минерального

фосфора (в 13 раз), что обусловлено большим (в 3 раза) количеством осадков в теплый период и значительной разницей в сезонных концентрациях.

В сравнении с данными, полученными нами в 2013-2021 гг., влажное выпадение минерального азота в Иркутске практически не изменилось, а минерального фосфора возросло в 1,7 раз (табл. 1).

Таблица 1. Влажные выпадения мг/(м²·год) соединений азота и фосфора в г. Иркутск и пос. Листвянка

Компонент		NO ₃ ⁻	NH ₄ ⁺	NO ₂ ⁻	N _{мин}	P _{мин}	P _{общ}	Количество осадков, мм
г. Иркутск								
2022-2023	Холодный период	155	47	1,2	72	0,6	3,4	95
	Теплый период	226	160	2,9	175	7,9	14,8	331
	Год	381	207	4,2	247	8,5	18,2	426
2013-2021	Год	364	238	3,4	251	5,1	17,1*	432
пос. Листвянка								
2022-2023	Год	383	104	1,1	167	4,4	15,0	411

Примечание: * - данные, полученные за 2017, 2021 гг.

Для оценки величин потоков, полученных для Иркутска, результаты 2022-2023 гг. сравнили с аналогичными данными на станции мониторинга в туристическом пос. Листвянка (население около 2 тыс. чел.), находящемся в 70 км от Иркутска на берегу оз. Байкал. Как следует из табл.1, потоки нитратов на подстилающую поверхность в промышленном городе и рабочем поселке были равны, в то время как остальные показатели в Иркутске были в 2-4 раза выше. Сравнимые с Иркутском потоки нитратов в поселке обусловлены, в основном, переносом оксидов азота от ТЭЦ городов Иркутск и Ангарск [5].

Работа выполнена в рамках государственного задания ЛИН СО РАН по теме 0279-2021-0014.

1. Данные о состоянии атмосферного воздуха в населенных пунктах Иркутской области в 2022 году. Федеральное государственное бюджетное учреждение «Иркутское управление по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды» [Электронный ресурс]. URL: <https://www.irmeteo.ru/index.php?id=5> (дата обращения 5.03.2024).

2. Государственный доклад «О состоянии и об охране окружающей среды Иркутской области в 2022 году». Иркутск: ООО «Максима», 2023. 285 с:

3. Data Report 2019, Network Center for EANET, 2020. 332 p.

4. Andrews J.E., Brimblecombe P., Jickells T.D., Liss P.S., Reid B. An introduction to environmental chemistry. USA: Blackwell Publishing, 2004. 296 p.

5. Оболкин В.А., Потемкин В.Л., Макухин В.Л., Ходжер Т. В., Чипанина Е.В. Дальний перенос шлейфов атмосферных выбросов региональных угольных ТЭЦ на акваторию Южного Байкала // Оптика атмосферы и океана. 2017. Т. 30. № 1. С. 60-65.

ПРИМЕНЕНИЕ ДИФФУЗИОННОГО СПЕКТРОМЕТРА АЭРОЗОЛЯ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ КОНДЕНСАЦИОННОЙ АКТИВНОСТИ НАНОМЕТРОВЫХ ЧАСТИЦ

Терпугова С.А., Антонов А.В., Шмаргунов В.П., Панченко М.В.

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

e-mail: swet@iao.ru, alexav@iao.ru, vpsh@iao.ru

Для исследования параметров конденсационной активности атмосферных частиц при искусственном изменении относительной влажности воздуха впервые применен диффузионный спектрометр аэрозоля, позволяющий контролировать функцию распределения частиц по размерам в диапазоне диаметров от 2 до 1200 нм. Это дало возможность изучения гигроскопических свойств самых мелких частиц, лежащих за пределами чувствительности нефелометров и фотоэлектрических счетчиков.

Введение. Относительная влажность воздуха является одним из наиболее важных параметров, влияющих на оптические и микрофизические свойства аэрозольных частиц [1]. В свою очередь, знание этих характеристик необходимо для оценки аэрозольного радиационного и климатического воздействия [2, 3]. При изучении конденсационного роста атмосферного аэрозоля многими исследователями отмечается зависимость гигроскопических свойств от размера частиц. Исследования с применением нефелометра и фотоэлектрического счетчика позволяют надежно определить фактор роста как функцию радиуса частиц в субмикронном диапазоне размеров. Однако остается открытым вопрос о конденсационном росте более мелких частиц радиусом < 200 нм.

Методика измерений и обработки данных. Для исследования конденсационной активности нанометровых частиц в 2022 г. был создан измерительный комплекс на базе диффузионного спектрометра аэрозолей (ДСА), позволяющего контролировать функцию распределения частиц по размерам в диапазоне диаметров от 2 до 1200 нм, оснащенного устройством для искусственного увлажнения аэрозоля, забираемого из атмосферы.

Фото аппаратурного комплекса представлено на рис. 1.

Измерения проводились, как правило, один раз в день по следующему схеме: сначала измерялась функция распределения «сухого аэрозоля» (начальная относительная влажность составляла 20 – 40%). Затем, при постепенном увлажнении, фиксировалось несколько значений влажности и измерялась функция распределения увлажненного аэрозоля. Конечная влажность составляла $\approx 80\%$.



Рисунок 1 – Внешний вид аппаратного комплекса: а) диффузионный спектрометр, б) увлажнитель

Зависимость радиуса частиц от относительной влажности аппроксимировалась формулой типа Кастена-Хенела:

$$r = r_0(1-RH)^{-\eta}, \quad (1)$$

где r_0 – радиус при нулевой относительной влажности (сухой основы аэрозоля), RH – относительная влажность воздуха, η – параметр конденсационной активности, характеризующий изменение радиуса частицы при вариациях относительной влажности.

Зависимость параметра конденсационной активности от радиуса частиц оценивалась из сопоставления интегральных счетных распределений $N(r > r_i)$ при нескольких значениях влажности в диапазоне 30 – 80% по методике А.Г. Лактионова [4], предложенной для интерпретации измерений конденсационной активности с использованием фотоэлектрических счетчиков, рассчитывались параметры конденсационной активности в зависимости от размера частиц.

$$N(r_j) = \int_{\infty}^{r_j} \frac{dN}{dr} dr. \quad (2)$$

Обозначим N_d и N_w распределения, соответствующие сухому и увлажненному аэрозолю. Если $N_d(r_1) = N_w(r_2)$, то фактор роста для частиц с радиусом r_1 равняется r_2/r_1 . Применение методики Лактионова возможно при двух допущениях:

1. Фактор роста является функцией размера, а все частицы одного размера имеют близкую конденсационную активность.
2. Если $r_{1d} < r_{2d}$, то $r_{1w} < r_{2w}$, где индекс d относится к сухому, а w – к увлажненному аэрозолю.

Результаты и обсуждение. На рис. 2 представлены примеры полученных зависимостей $\eta(r)$ в марте и июле 2023 г. Здесь же для сравнения приведены значения оптического параметра конденсационной активности γ для коэффициента рассеяния под углом 45° .

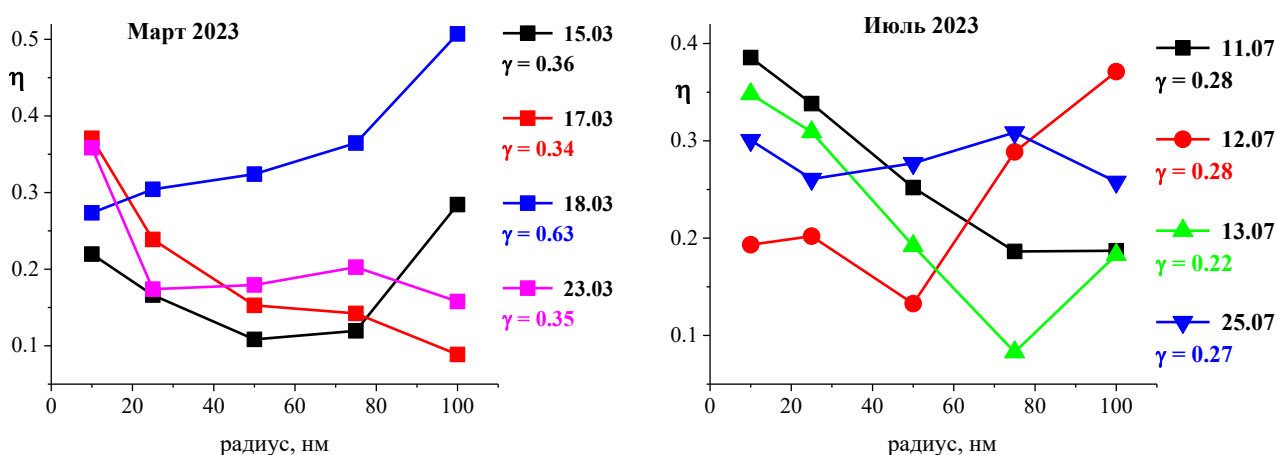


Рисунок 2 – Примеры зависимостей параметра конденсационной активности от радиуса частиц

Определение параметра η для частиц радиусом > 100 нм вызвало методические трудности, поэтому на данном этапе не определялось. В диапазоне $r = 10 - 100$ нм наблюдаются два типа зависимостей: параметр конденсационной активности растет с ростом радиуса, либо снижается или остается практически постоянным. Как следовало ожидать, чем выше оптический параметр γ , тем выше и параметр конденсационной активности для радиуса частиц η . Частично это совпадает с полученными раньше данными о том, что наибольшей конденсационной активностью обладают, как правило, частицы радиусом порядка $150 - 200$ нм [5, 6].

Заключение. Таким образом, в работе опробовано применение диффузионного спектрометра аэрозоля для исследования гигроскопических свойств нанометровых частиц. Полученные в эксперименте значения параметра конденсационной активности в диапазоне размеров частиц $10-100$ нм, как правило, растут с увеличением радиуса, что совпадает с результатами других исследований. Полученные нами оценки послужат важной основой для

дальнейших исследований с целью изучения сезонной и суточной изменчивости конденсационной активности нанометрового аэрозоля.

Работа выполнена в рамках госзадания ИОА СО РАН, проект № 121031500342-0.

1. *Георгиевский Ю.С., Розенберг Г.В.* Влажность как фактор изменчивости аэрозоля // Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1973. Т. 9. №2. С.126-138.

2. *Кондратьев К.Я.* Аэрозоль как климатообразующий компонент атмосферы 1. Физические свойства и химический состав // Оптика атмосферы и океана. 2002. Т. 15. № 02. С. 123-146.

3. *Ивлев Л.С.* Аэрозольное воздействие на климатические процессы // Оптика атмосферы и океана. 2011. Т. 24. № 05. С. 392-410.

4. *Лактионов А.Г.* Равновесная гетерогенная конденсация. Л.: Гидрометеиздат. 1988. 160 с.

5. *Терпугова С.А., Панченко М.В., Свириденков М.А., Докукина Т.А.* Соотношения между оптическими и микрофизическими параметрами конденсационной изменчивости приземного аэрозоля // Оптика атмосферы и океана. 2009. Т. 22. № 7. С. 629-634.

6. *Полькин В.В., Панченко М.В., Терпугова С.А.* Конденсационная активность частиц атмосферного аэрозоля разного размера по данным фотоэлектрического счетчика // Оптика атмосферы и океана. 2021. Т. 34. № 12. С. 956–964.

ИССЛЕДОВАНИЕ ИСКАЖЕНИЙ ВОЛНОВОГО ФРОНТА ПУЧКА НА ПРОТЯЖЕННЫХ
ВЫСОТНЫХ АТМОСФЕРНЫХ ТРАССАХ ПРИ НАЛИЧИИ ВЫСОКОСКОРОСТНОГО
ТУРБУЛЕНТНОГО УЧАСТКА С НЕКОЛМОГОРОВСКИМ СПЕКТРОМ ФЛУКТУАЦИЙ
ПОКАЗАТЕЛЯ ПРЕЛОМЛЕНИЯ

Маракасов Д.А., Сухарев А.А.

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

e-mail: mda@iao.ru, sukharev@iao.ru

В работе показано влияние отклонений от модели Колмогорова-Обухова в спектрах флуктуаций показателя преломления в сверхзвуковом воздушном потоке на распространяющееся через него оптическое излучение при его дальнейшем распространении на протяженных высотных атмосферных трассах. Показано, что чем больше скорость набегающего потока, тем больший вклад вносит в СКО интенсивности высокоскоростной турбулентный участок. Турбулентность атмосферы приводит к увеличению флуктуаций интенсивности в пучке. Радиус когерентности на начальном участке быстро падает, в дальнейшем его значения выходят на примерно постоянный уровень или возрастают.

Экспериментальные исследования по просвечиванию сверхзвуковых потоков [1] показывают, что турбулентные спектры $\Phi_n(\kappa)$ имеют ярко выраженный участок со степенной зависимостью. Будем использовать для описания спектра степенную модель с неколмогоровским наклоном

$$\Phi_n(\kappa) = C(\kappa_0^2 + \kappa^2)^{-\nu/2}, \quad (1)$$

здесь параметрами модели являются амплитудный коэффициент C , обратный внешний масштаб κ_0 и показатель в степенном интервале ν .

Структурная функция, соответствующая спектру (1), имеет вид:

$$D_n(r) = \frac{2\pi^{3/2}}{\Gamma\left(\frac{\nu}{2}\right)} C \kappa_0^{3-\nu} \left[\Gamma\left(\frac{\nu-3}{2}\right) - 2(\pi r \kappa_0)^{\frac{\nu-3}{2}} K_{\frac{\nu-3}{2}}(2\pi r \kappa_0) \right], \quad (2)$$

где $\Gamma(\)$ – гамма-функция, $K_\alpha(\)$ – функция Макдональда. Отметим, что для $3 < \nu < 5$

структурная функция (2) на малых разносах $r\kappa_0 \ll 1$ имеет степенной вид $D_n(r) \approx \frac{C}{A(\nu)} r^\mu$ с

показателем $\mu = \nu - 3$, где

$$A(\nu) = -\frac{1}{2\pi^{\nu-3/2}} \frac{\Gamma\left(\frac{\nu}{2}\right)}{\Gamma\left(\frac{3-\nu}{2}\right)}. \quad (3)$$

Коэффициент пропорциональности в степенном интервале будем называть как обобщенную структурную характеристику показателя преломления $C_n^2 = C / A(\nu)$. В общем случае размерность C_n^2 зависит от значения показателя в модели спектра (1), а именно $[m^{3-\nu}]$.

Дисперсию флуктуаций показателя преломления найдем из соотношения $D_n(\infty) = 2\sigma_n^2$. Вычисляя предел правой части (2) при $r\kappa_0 \rightarrow \infty$ получим

$$\sigma_n^2 = \pi^{3/2} A(\nu) \kappa_0^{3-\nu} C_n^2 \frac{\Gamma\left(\frac{\nu-3}{2}\right)}{\Gamma\left(\frac{\nu}{2}\right)}. \quad (4)$$

Внешний масштаб турбулентности L_0 определим как абсциссу точки пересечения асимптот структурной функции (2), соответствующих интервалам $r\kappa_0 \ll 1$ ($D_{n1}(r) = C_n^2 r^\mu$) и $r\kappa_0 \gg 1$ ($D_{n2}(r) = 2\sigma_n^2$), т.е. потребуем выполнения равенства $D_{n1}(L_0) = D_{n2}(L_0)$. Отсюда получаем

$$L_0 = \left(\frac{2\sigma_n^2}{C_n^2}\right)^{\frac{1}{\nu-3}} = C_L(\nu) \kappa_0^{-1}, \quad C_L(\nu) = \frac{1}{\pi} \left(\frac{\Gamma\left(\frac{\nu-3}{2}\right)}{\Gamma\left(\frac{3-\nu}{2}\right)}\right)^{\frac{1}{\nu-3}}. \quad (5)$$

Отметим, что, хотя параметры, характеризующие границу энергетического интервала в прямом (L_0) и обратном (κ_0) пространствах, обратно пропорциональны, связывающий их коэффициент $C_L(\nu)$ зависит от значения показателя ν .

Соотношения (4), (5) позволяют связать параметры модели (1), (2) с дисперсией флуктуаций плотности σ_ρ^2 , определенной из решения гидродинамической задачи. Используя соотношение Гладстона-Дейла [2], выражающее показатель преломления через плотность среды, получим

$$C_n^2 = 2L_0^{3-\nu} \frac{\sigma_\rho^2}{K^2}. \quad (6)$$

где $K = 0,22 \cdot 10^{-3} \text{ м}^3/\text{кг}$ – постоянная Гладстона-Дейла для воздуха. Оценку внешнего масштаба можно получить из характерных пространственных масштабов полей осредненных гидродинамических параметров течения.

Дисперсия плотности воздуха σ_ρ^2 и внешний масштаб L_0 рассчитывались на основе решения гидродинамической задачи, представленного в [3]. Параметры модели (1), (2)

определялись из соотношений (5), (6) после задания показателя ν . Рассматривалось обтекание модели оживального тела на высотах $H = 5$ и 10 км со скоростью V , равной 1 и 2 Маха, соответственно. Внешний масштаб L_0 оценивался из характерной толщины возмущенного слоя, прилегающего к поверхности модели.

После прохождения высокоскоростного турбулентного участка дальнейшее распространение лазерного пучка осуществлялось в турбулентной атмосфере, турбулентность которой задается в соответствие с высотными моделями [4]. Под высокоскоростным турбулентным участком следует понимать слой воздуха вблизи поверхности оживального тела, имеющий ударно-волновую структуру, образующийся вследствие его сверхзвукового движения, в котором значения C_n^2 изменяются от $\sim 10^{-10}$ до характерных для невозмущенной атмосферы. Моделирование фазовых экранов в области высокоскоростного турбулентного участка осуществлялось с учетом неколмогоровской турбулентности. Протяженность атмосферных трасс – $L = 100, 1000, 5000$ м. Расчеты проводились для коллимированного гауссова пучка с начальным радиусом на выходной апертуре $r_0 = 16.5$ см, длина волны излучения задавалась равной $\lambda = 0.2, 0.5, 1.06$ мкм. Поскольку длина трассы значительно превосходит размеры высокоскоростного турбулентного участка, то при моделировании он заменялся на слой толщиной $\Delta z = 0.15$ м, что близко к толщине возмущающего слоя над моделью при излучении в нормальном к поверхности направлении [3] с равномерным профилем с интегральным значением дисперсии флуктуаций плотности $\overline{\sigma_\rho^2} = \frac{1}{\Delta z} \int \sigma_\rho^2 dz$.

По результатам моделирования были выполнены расчеты средней интенсивности $\langle I \rangle$, радиуса когерентности $\rho_{coh}(\nu)$, СКО интенсивности $\sigma_I = \sqrt{\beta_0^2(\nu)}$. Из рис. 1 видно, что на начальном участке ($3 < \nu < 3.3$) радиус когерентности быстро падает, в дальнейшем значения $\rho_{coh}(\nu)$ выходят на примерно постоянный уровень или возрастают. Из рис. 2 видно, что турбулентность атмосферы приводит к увеличению флуктуаций интенсивности в пучке, прошедшем через высокоскоростной турбулентный участок. Чем больше скорость набегающего потока, тем больший вклад вносит в СКО интенсивности высокоскоростной турбулентный участок. Таким образом эффект от высокоскоростного турбулентного участка пропадает на достаточно длинных трассах и малых длинах волн распространяющегося излучения.

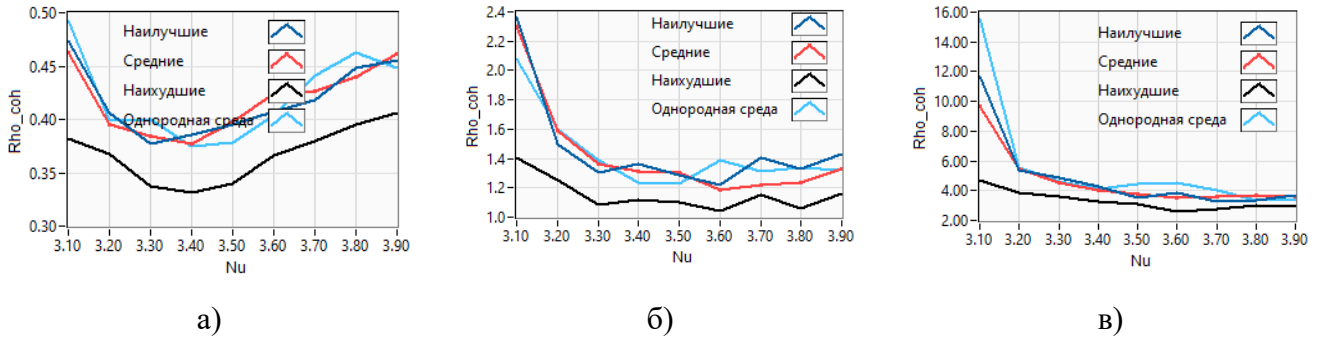


Рисунок 1 – Зависимость $\rho_{coh}(\nu)$. $H = 10$ км, $V = 2M$, $L = 5000$ м. а – $\lambda = 0.2$ мкм, б – $\lambda = 0.5$ мкм, в – $\lambda = 1.06$ мкм

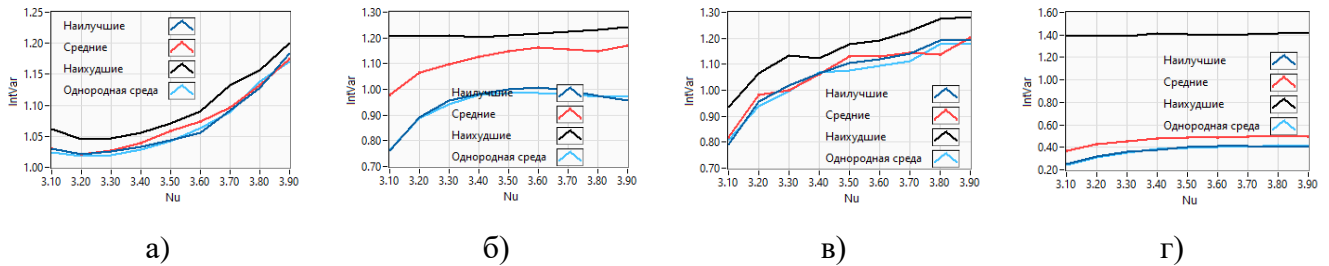


Рисунок 2 – Зависимость $\sigma_I(\nu)$. $L = 5000$ м. а, б – $\lambda = 0.2$ мкм, в, г – $\lambda = 1.06$ мкм. а, в – $H = 10$ км, $V = 2M$. б, г – $H = 5$ км, $V = 1M$

Заключение. Представленные результаты показывают, что чем больше скорость набегающего потока, тем больший вклад в СКО интенсивности высокоскоростной турбулентный участок. Турбулентность атмосферы приводит к увеличению флуктуаций интенсивности в пучке. Радиус когерентности на начальном участке ($3 < \nu < 3.3$) быстро падает, в дальнейшем значения $\rho_{coh}(\nu)$ выходят на примерно постоянный уровень или возрастают.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИОА СО РАН.

1. *Маракасов Д.А., Сазанович В.М., Сухарев А.А., Цвык Р.Ш.* Флуктуации интенсивности лазерного пучка, распространяющегося через сверхзвуковую затопленную струю // *Оптика атмосферы и океана*. 2012. Т. 25. № 11. С. 985-992.

2. *Gladstone J.H., Dale T.P.* Researches on the refraction, dispersion, and sensitiveness of liquids // *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*. 1863. V. 153. P. 317–343.

3. *Сухарев А.А.* Аэрооптические эффекты, обусловленные обтеканием оживального тела сверхзвуковым потоком воздуха // *Оптика атмосферы и океана*. 2018. Т. 31. № 11. С. 917–922.

4. *Гурвич А.С., Грачева М.Е.* Простая модель для расчета турбулентных помех в оптических системах // *Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана*. 1980. Т. 16. № 10. С.1107-1111.

ОСОБЕННОСТИ ВРЕМЕННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ КОНЦЕНТРАЦИИ МАЛЫХ ГАЗОВЫХ ПРИМЕСЕЙ В АТМОСФЕРЕ УРБАНИЗИРОВАННОЙ И СЕЛЬСКОЙ ТЕРРИТОРИЯХ ЮЖНОГО ПРИБАЙКАЛЯ

Шиховцев М.Ю., Потемкин В.Л., Оболкин В.А., Моложникова Е.В.

Лимнологический институт Сибирского отделения РАН, г. Иркутск, Россия

e-mail: max97irk@yandex.ru, klimat@lin.irk.ru, obolkin@lin.irk.ru, yelka75@yandex.ru

В работе приведены результаты автоматического мониторинга содержания оксидов серы и азота в приземном слое атмосферы в урбанизированной и сельской местности Южного Прибайкалья (на примере г. Иркутск и п. Листвянка) за 2020-2023 гг. Определён характер временной изменчивости концентраций примесей в различных временных масштабах: годовой, недельный, суточный. Показано, что характер годовой изменчивости в атмосфере над г. Иркутск и п. Листвянка схожи между собой, и характеризуются максимумом зимой, и минимумом летом. В суточной и недельной динамике оксидов азота в урбанизированном районе, в отличие от сельского, отмечена чёткая зависимость повышения концентраций с увеличением дорожного трафика в часы пик.

Атмосферный воздух Байкальского региона подвержен постоянному загрязнению, в основном, из-за высокой плотности различных промышленных источников выбросов в близко расположенных друг к другу городах Прибайкалья. Распространенными загрязнителями в атмосферном воздухе региона являются оксиды серы и азота. В работе нами были рассмотрены характерные особенности изменчивости оксидов серы и азота в урбанизированном (г. Иркутск) и сельском (п. Листвянка) районах Южного Прибайкалья. Экспериментальные данные охватывают период с января 2020 по октябрь 2023 гг. На станции «Иркутск» приборы размещены в здании Лимнологического института СО РАН (52.248, 104.260) на высоте 12 метров над уровнем земли. Приборы на станции «Листвянка» установлены на вершине прибрежного холма, на удалении 1 км от одноименного поселка (51.847, 104.893). Разница по высоте между постом наблюдения и урезом воды, и соответственно поселком, составляет 205 метров. Для замеров концентрации диоксида серы (SO_2) и оксидов азота (NO и NO_2) в атмосфере на станциях Иркутск и Листвянка использовались газоанализаторы СВ-310 и З-310 фирмы ОПТЭК (г. Санкт-Петербург, Россия), в основу работы которых положен хемилюминесцентный метод. Предел допустимых значений основной погрешности в диапазоне 0 - 2000 мкг/м^3 составляет $\pm 25\%$.

Внутригодовая изменчивость среднемесячных концентраций оксидов азота и серы на обеих станциях показана на рисунке 1. Эти три компонента атмосферы (NO , NO_2 , SO_2) в основном имеют схожий характер внутригодовой изменчивости с повышением в феврале и декабре и депрессией с апреля по август. Несмотря на сходство в характере изменчивости

отмечались существенные различия в абсолютных значениях. Среднемесячные концентрации оксидов азота на станции «Иркутск» варьировались в пределах от 4 до 70 мкг/м³ для NO, и от 4 до 82 мкг/м³ для NO₂, при средних 15 и 21 мкг/м³, соответственно. В Листвянке концентрации изменялись в пределах от 1 до 5 мкг/м³ для NO и от 1 до 15 мкг/м³ для NO₂ (средние – 2 и 5 мкг/м³). Подобная разница связана с тем, что основными источниками этих компонентов в атмосферу является городской транспорт, выбросы от которого, в большей мере, распространяются вблизи от источника. Еще одной особенностью является то, что в Листвянке NO₂ значительно выше, чем NO, что связано с трансформацией оксида азота в диоксид в результате реакций с атмосферным озоном в процессе переноса от источников в ЦЭЗ оз. Байкал [1].

Разница между концентрациями диоксида серы менее существенна: концентрации изменяются в пределах от 3 до 44 мкг/м³ (со средней 13 мкг/м³) в Иркутске, и от 4 до 38 мкг/м³, при средней величине 18 мкг/м³ в п. Листвянка. Интересной особенностью является то, что средняя за четырехлетний период наблюдений концентрация SO₂ на урбанизированной территории в г. Иркутске ниже, чем в удаленном от крупных источников сельском районе в п. Листвянка. Ранее было показано, что средний, уровень загрязнения, измеренный на постах Росгидромета в г. Иркутск вдвое выше, чем было зафиксировано на станции Лимнологического института [2]. Это связано с расположением станции на приподнятой форме рельефа, в одной из «чистых» зон города [3], и в стороне от наиболее вероятного пути переноса шлейфов от крупных источников загрязнения. В обоих районах исследования концентрации диоксида серы были меньше среднесуточных значений ПДК (50 мкг/м³).

На рисунке 2 показаны суточный и недельный ход концентраций оксидов серы и азота. В суточном и недельном ходе так же имеется ряд существенных отличий между станциями. В Иркутске отмечены два характерных повышения оксидов азота, регулярно проявляющихся с понедельника по пятницу: утренний, в промежутке с 8 до 10 и вечерний, с 18 до 19 часов, что связано с ростом количества автотранспорта на улицах города – источника оксидов азота. На станции Листвянка мы наблюдаем обратную картину – повышение концентраций оксидов азота регистрируются в нерабочие дни. Возрастание концентраций оксидов азота на 20-30% в выходные дни, по сравнению с рабочими, связано с резким увеличением числа автомобильного транспорта в самом крупном туристическом посёлке на побережье Южного Байкала. Поскольку в посёлке нет крупных промышленных объектов, и в нём проживает небольшое количество населения (менее 2 тыс. человек, по состоянию на 2021 г.) то, вероятно, основной вклад в загрязнение атмосферы Листвянки оксидами азота круглогодично вносит автомобильный транспорт, с добавлением летом выбросов от многочисленных судов, фрахтуемый в

Лиственничном заливе и региональный перенос загрязненных воздушных масс [1]. Это подтверждается результатам модельных расчетов воздушных течений. Использование мезомасштабной модели Weather Forecast System (WRF) [4, 5] показало, что в летний период станция расположена на периферии мезомасштабной атмосферной вихревой структуры размером 10-20 км, с антициклоническим направлением воздушных потоков в дневное время. Концентрации диоксидов серы и азота в этот момент изменяется в пределах от 3 до 8 мкг/м³ (при среднем значении 5 мкг/м³).

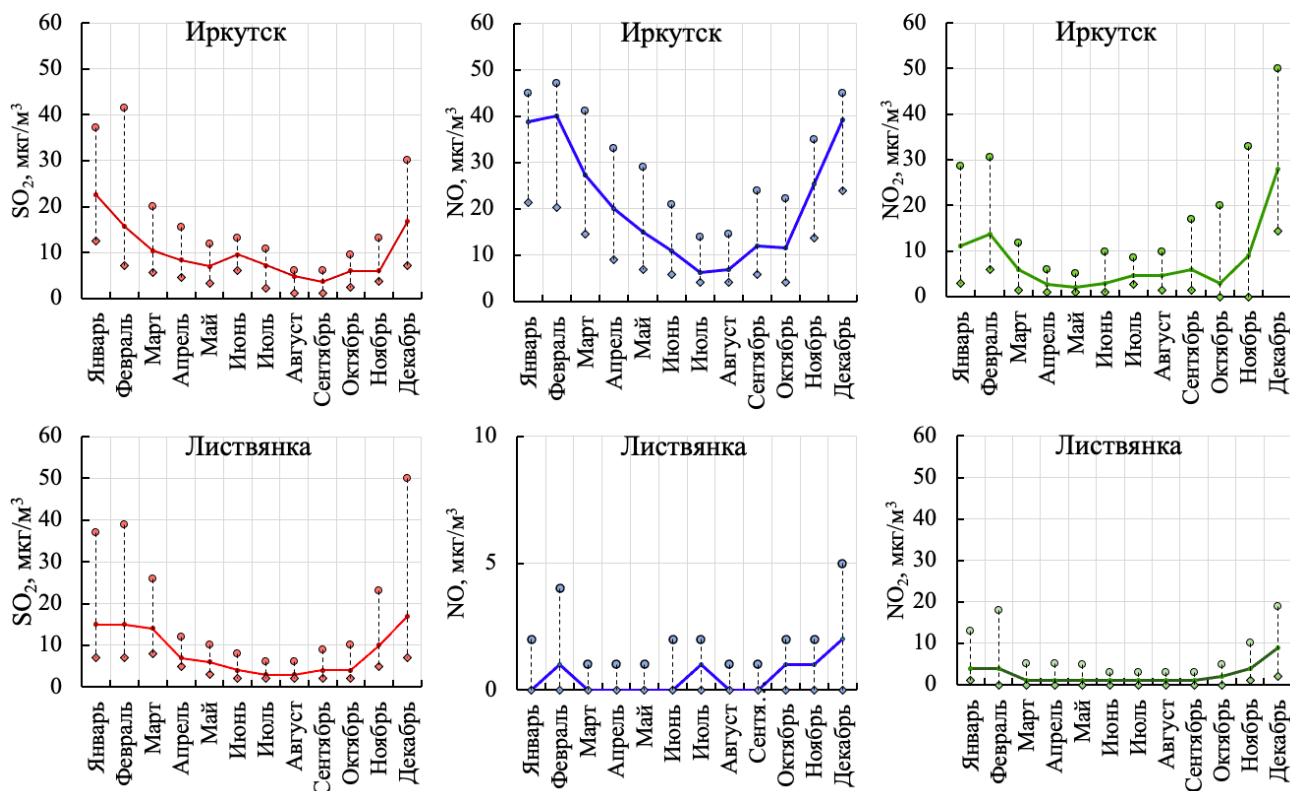


Рисунок 1 – Внутригодовая изменчивость средних концентраций оксидов азота и диоксида серы на станциях Иркутск и Листвянка в 2020-2023гг. На графике: линия – медиана распределения концентраций, круг – третья квартиль, ромб – первая квартиль

Работа выполнена по теме государственного задания ЛИН СО РАН № 0279-2021-0014 «Исследование роли атмосферных выпадений на водные и наземные экосистемы бассейна озера Байкал, идентификация источников загрязнения атмосферы».

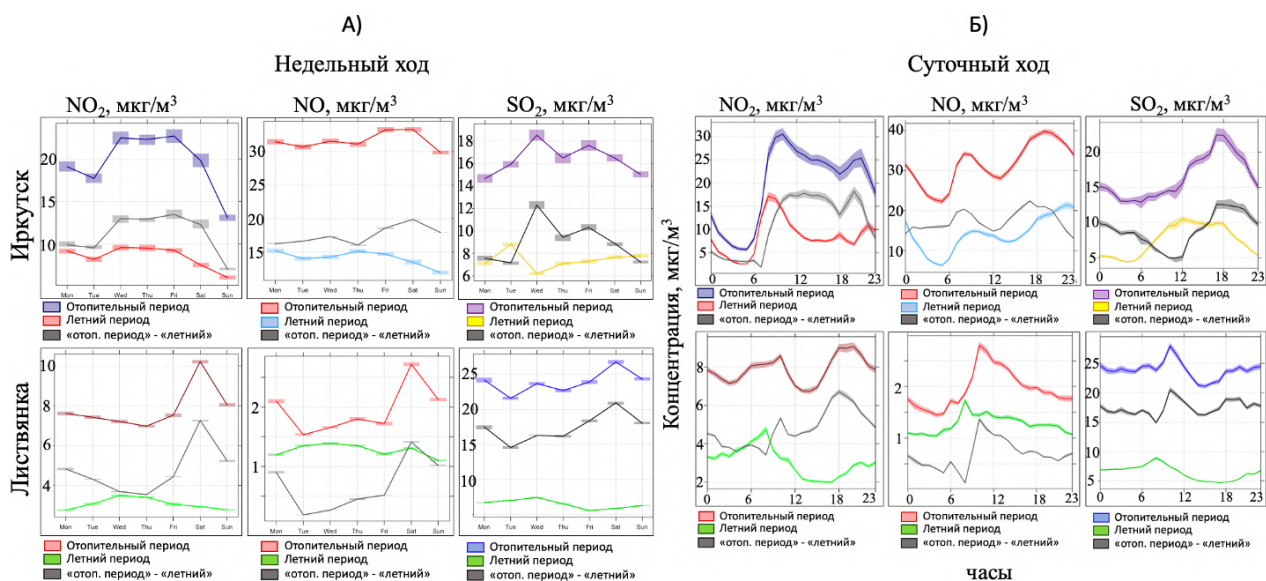


Рисунок 2 – А) Недельный ход среднесуточных концентраций Б) Суточный ход среднечасовых концентраций оксидов азота и серы в отопительный (октябрь - апрель), неотопительный (май-сентябрь) периоды, и разница между сезонами на станциях Иркутск и Листвянка. Затенение показывает 95% доверительный интервал среднего значения

1. *Obolkin V., Molozhnikova E., Shikhovtsev M., Netsvetaeva O., Khodzher T.* Sulfur and nitrogen oxides in the atmosphere of lake Baikal: Sources, automatic monitoring, and environmental risks // *Atmosphere*. 2021. V. 12. P. 1348-1358.

2. *Shikhovtsev M.Y., Obolkin V.A., Khodzher T.V., Molozhnikova Y.V.* Spatio-temporal variability of small gas impurities in the surface layer of the atmosphere of the southern Baikal region // *Proceedings of SPIE*. 2023. V. 12780. P. 313-321.

3. *Molozhnikova Y.V., Shikhovtsev M.Y., Netsvetaeva O.G., Khodzher T.V.* Ecological Zoning of the Baikal Basin Based on the Results of Chemical Analysis of the Composition of Atmospheric Precipitation Accumulated in the Snow Cover // *Applied Sciences*. 2023. V. 13. № 14. P. 8171-8188.

4. *Shikhovtsev A.Y., Kovadlo P.G., Lezhenin A.A., Gradov V.S., Zaiko P.O., Khitrykau M.A., Kirichenko K.E., Driga M.B., Kiselev A.V., Russkikh I.V., Obolkin V.A., Shikhovtsev M.Y.* Simulating Atmospheric Characteristics and Daytime Astronomical Seeing Using Weather Research and Forecasting Model // *Applied Sciences*. 2023. V. 13. № 10. P. 6354-6370.

5. *Shikhovtsev A.Y., Kovadlo P.G., Lezhenin A.A., Korobov O.A., Kiselev A.V., Russkikh I.V., Shikhovtsev M.Y.* Influence of atmospheric flow structure on optical turbulence characteristics // *Applied Sciences*. 2023. V. 13. P. 1282-1300.

РЕЗУЛЬТАТЫ СИНХРОННЫХ ИЗМЕРЕНИЙ СОДЕРЖАНИЯ МАЛЫХ ГАЗОВЫХ ПРИМЕСЕЙ В АТМОСФЕРЕ ЗАПАДНОГО И ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ЮЖНОГО БАЙКАЛА

Шиховцев М.Ю.¹, Моложникова Е.В.¹, Жамсуева Г.С.², Заяханов А.С.², Цыдыпов В.В.²,
Оболкин В.А.¹, Ходжер Т.В.¹

¹Лимнологический институт СО РАН, г. Иркутск, Россия

²Институт физического материаловедения Сибирского отделения РАН, г. Улан-Удэ, Россия
e-mail: max97irk@yandex.ru, yelka75@yandex.ru, galinazham@gmail.com, dpn@ipms.bscnet.ru,
tsydyпов@inbox.ru, obolkin@lin.irk.ru, khodzher@lin.irk.ru

В работе представлены результаты синхронных измерений содержания малых газовых примесей на трех станциях, расположенных на побережье Южного Байкала в летний период 2023 г. Измерения проведены с помощью автоматических газоанализаторов, что позволило получить данные с высоким временным разрешением. Исследования показали, что на станциях западного и восточного побережья наблюдается различный суточный ход, что связано с орографическими особенностями южной котловины озера, метеорологическими условиями. За период наблюдений концентрации диоксида серы на восточном побережье в три раза превышали значения, фиксируемые на западном побережье.

Формирование химического состава атмосферы и распространение примесей в Байкальском регионе тесно связаны с особенностями циркуляции воздушных масс, наличием устойчивой инверсионной стратификации атмосферы над акваторией озера в течении большей части года, и расположением вокруг Байкала крупных стационарных источников [1, 2]. На сегодняшний день регион неравномерно и недостаточно изучен в вопросе загрязнения атмосферы. Определение качественного и количественного состава примесей в атмосфере озера и их пространственно-временная изменчивость является одной из важнейших задач охраны окружающей среды. В течении последних 10 лет ведется непрерывный мониторинг за содержанием малых газовых в атмосфере Южного Байкала, как на западном [3, 4], так и на восточном побережье [5], однако сравнительного анализа в одни и те же сроки наблюдений проведено не было.

В работе представлены результаты измерений содержания малых газовых примесей в атмосфере Южного Байкала с 17 по 28 июля 2023 г. Посты, где велись наблюдения расположены на противоположенных берегах озера: два на западном («Листвянка» и «Большие Коты») и один на восточном – «Боярский». Измерения в непрерывном режиме выполнялись с помощью хемилюминесцентных газоанализаторов фирмы ОПТЕК (Санкт-Петербург, Россия) СВ-320 и СВ-320А (SO₂); РА-310А (NO₂ и NO); 3.02П-А (O₃) с пределом обнаружения 0,001

мг/м³, приведенной погрешностью ± 25% в диапазоне от 0 мг/м³ до 0,05 мг/м³ и относительной погрешностью ± 25% в диапазоне от 0,05 мг/м³ до 2,0 мг/м³. Данные о направлении и скорости ветра получены с помощью акустической метеорологической системы АМК-11 (стационар «Боярский») и метеокомплекса Сокол-М (станции Листвянка и Большие Коты). Расположение станций и топографическая карта местности (<https://ru-ru.topographic-map.com>) представлены на рисунке 1.

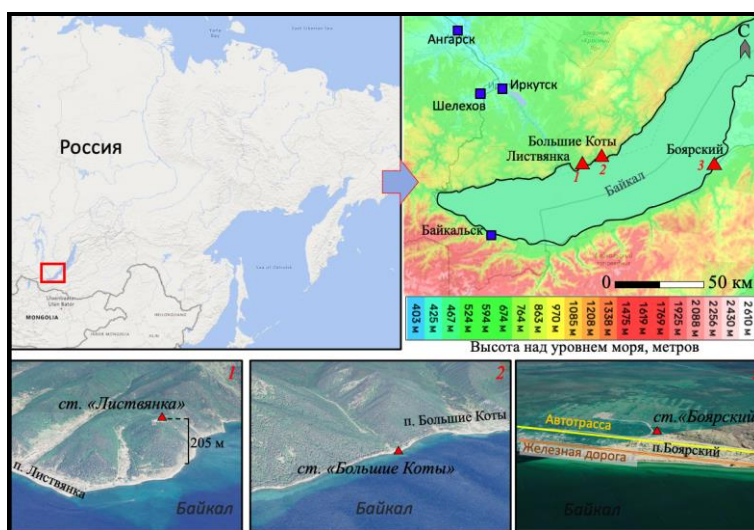


Рисунок 1 – Расположение станции отбора проб: 1 – «Листвянка»; 2 – «Большие Коты»; 3 – «Боярский» и топографическая карта исследуемой местности

Результаты измерений концентрации диоксидов азота и серы с осреднением по времени 1 час представлены на рисунке 2. Наибольшая изменчивость отмечается для диоксида серы, концентрации которого менялись в пределах от 0 до 30 мкг/м³ (Рисунок 2). Наиболее изменчивые результаты фиксировались на стационаре «Боярский». Размах концентраций в течение периода наблюдения составил 24 мкг/м³ с медианным 14 мкг/м³ и средним значением 15 мкг/м³, что выше зарегистрированного летом 2013 г. [6]. Концентрация диоксида серы на западном побережье за период наблюдения изменялась в пределах от 0 до 28 мкг/м³, при средней 5 мкг/м³ и медианой = 3 мкг/м³. Диапазон изменений содержания диоксида серы в атмосфере на ст. «Листвянка» хорошо согласуется с измеренными в 2020 и 2021 гг. [3, 4].

Анализ содержания оксидов азота показал, что, как и в случае с диоксидом серы, наибольшая вариативность отмечена на ст. «Боярский». Здесь за период наблюдения было зарегистрировано восемь эпизодов подъема концентрации этих газов свыше 20 мкг/м³. Интересной особенностью является то, что повышение концентрации оксидов азота часто регистрируется с 19 до 22 часов, и не связано с повышением диоксида серы. Можно предположить, что диоксид серы и оксиды азота поступают в атмосферу восточного побережья от различных источников. На ст. «Листвянка» подобных изменений отмечено не было, а

эпизоды возрастания диоксида азота, были одновременно с возрастанием диоксида серы, что свидетельствует об общем типе источника – ТЭЦ Иркутской агломерации [7]

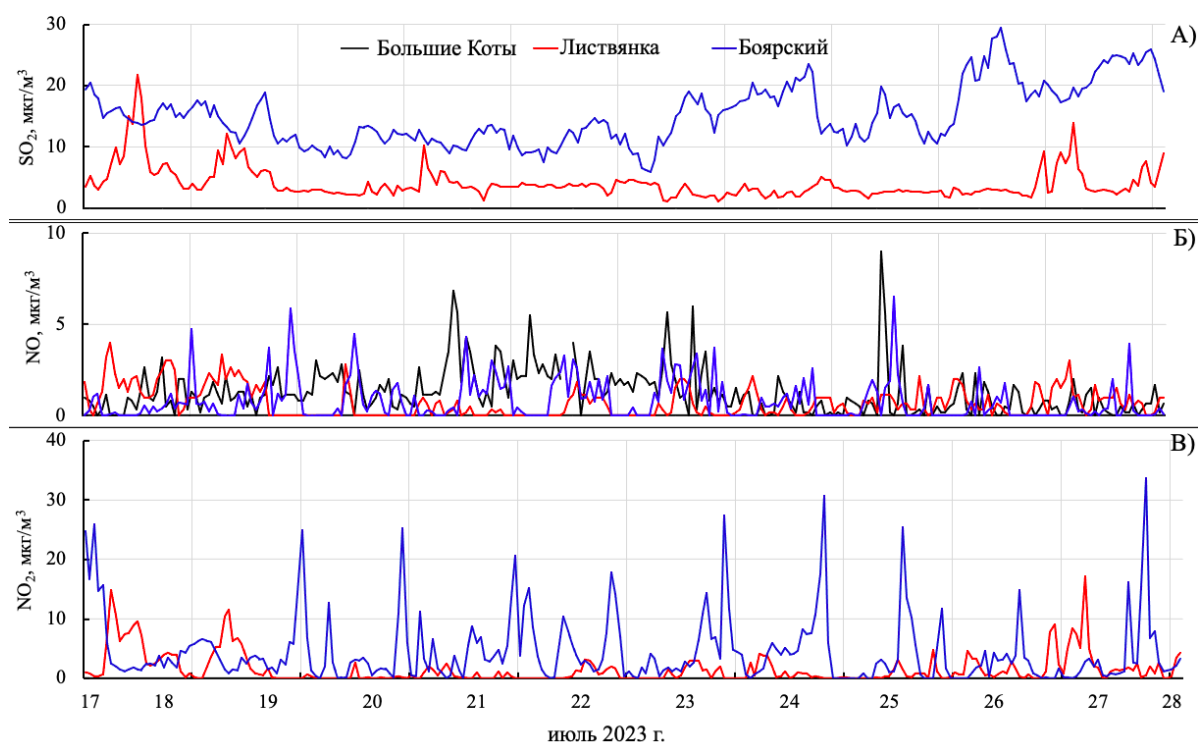


Рисунок 2 – Временная изменчивость среднечасовых значений: А) диоксида серы; Б) оксида азота; В) диоксида азота на станциях Листвянка, Большие Коты, Боярский с 17 по 28 июля 2023 г.

Для оценки влияния метеорологических параметров на содержание примесей в атмосфере для всех станций проведен анализ с использованием рецепторной модели непараметрической регрессии ветра (NWR), подробно описанной в [8]. В качестве зависимой переменной выбрана 10-минутная концентрация NO, а в качестве предикторных переменных среднее направление и скорость ветра (Рисунок 3). В результате проведенного анализа выявлено, что наибольшие концентрации NO на станции «Листвянка» регистрируются при ветрах с северного и северо-западного направления в диапазоне от 1 до 4 м/с. Область расположения возможных источников выделяется в диапазоне от 315 до 360 градусов и соответствует расположению крупного Иркутско-Черемховского промышленного комплекса. В ночное время, когда скорости ветра понижаются до диапазона 1-2 м/с выделено западное направление, и на станции регистрируются выбросы от источников поселка Листвянка (водный и наземный транспорт). На станции «Большие Коты» повышение концентрации зафиксированы при ветрах юго-западного направления, со скоростью от 8 до 10 м/с, что может быть проявлением внутри котловинной циркуляции воздушных потоков, привнесённых в Южную котловину озера с северо-запада, где располагаются крупные промышленные центры Иркутской области. На ст. «Боярский»,

наибольшие концентрации отмечены в дневное время, при ветре южного направления со скоростью более 6 м/с. В близости от стационара в южном направлении отсутствуют антропогенные источники загрязнения атмосферы. Однако согласно топографической карте в этом направлении расположена долина р. Мантуриха (Рисунок 1). Можно предположить, что в результате горно-долинной циркуляции на станцию в вечерние часы (Рисунок 2), поступают воздушные массы с повышенным содержанием оксида азота от промышленных источников Республики Бурятии. Однако это предположение требует дальнейших исследований.

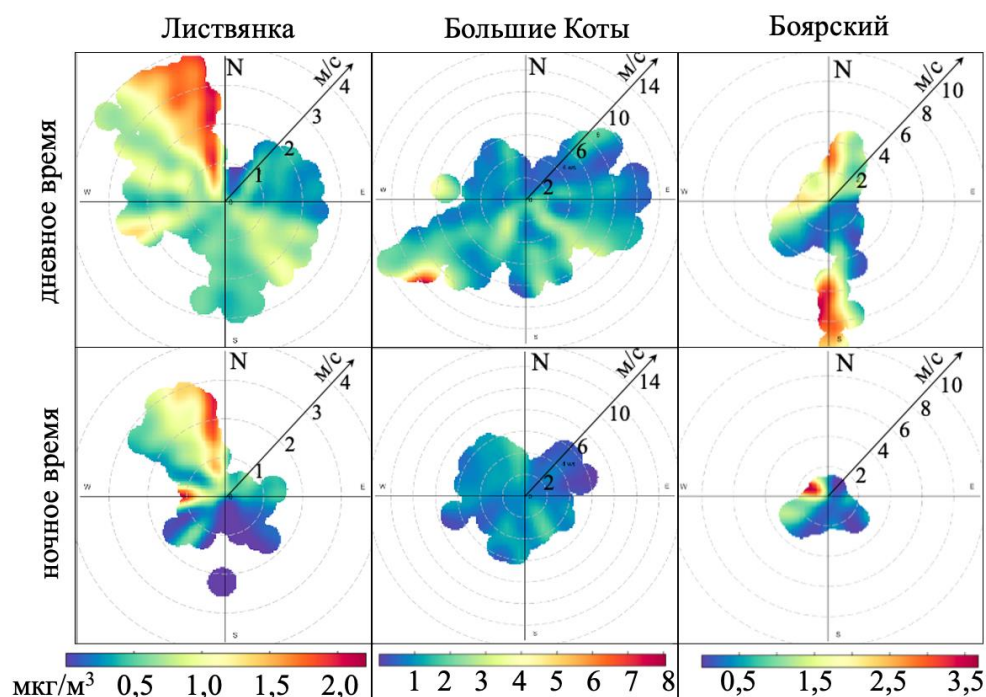


Рисунок 3 – NWR-анализ для десятиминутных концентрации NO в полярной системе координат на ст. «Листвянка», «Большие Коты» и «Боярский» в июне 2023 г.

Работа выполнена при поддержке РФФ № 19-77-20058-П «Исследование состава и пространственно-временного распределения аэрозольно-газовых примесей атмосферы в акватории оз. Байкал».

1. *Shikhovtsev A.Y.* A Method of Determining Optical Turbulence Characteristics by the Line of Sight of an Astronomical Telescope // *Atmospheric and oceanic optics*. 2022. V. 35. № 3. P. 303-309.

2. *Shikhovtsev A.Y., Kovadlo P.G., Lezhenin A.A., Korobov O.A., Kiselev A.V., Russkikh I.V., Shikhovtsev M.Y.* Influence of atmospheric flow structure on optical turbulence characteristics // *Applied Sciences*. 2023. V. 13. P. 1282-1300.

3. *Shikhovtsev M.Y., Obolkin V.A., Molozhnikova Y.V.* Dependence of the concentration of small gas impurities in the air basin of the Southern Baikal region on synoptic and meteorological conditions according to the Listvyanka station // *Proceedings of SPIE*. 2022. V. 12341. P. 364-369.

4. *Obolkin V., Molozhnikova E., Shikhovtsev M., Netsvetaeva O., Khodzher T.* Sulfur and nitrogen oxides in the atmosphere of lake Baikal: Sources, automatic monitoring, and environmental risks // *Atmosphere*. 2021. V. 12. P. 1348-1358.

5. *Zayakhanov A.S., Zhamsueva G.S., Tsydypov V.V., Balzhanov T.S., Balin Y.S., Penner I.E., Nasonov S.V.* Specific features of transport and transformation of atmospheric aerosol and gas admixtures in the coastal zone of Lake Baikal // *Atmospheric and Oceanic Optics*. 2019. V. 32. P. 158-164.

6. *Заяханов А.С., Жамсуева Г.С., Цыдыпов В.В., Бальжанов Т.С.* Влияние динамических процессов на вариации озона и других малых газовых примесей вблизи береговой зоны озера Байкал // *Оптика атмосферы и океана*. 2015. Т. 28. № 6. С. 505-511.

7. *Оболкин В.А., Шаманский Ю.В., Ходжер Т.В., Фалиц А.В.* Мезомасштабные процессы переноса атмосферных загрязнений в районе Южного Байкала // *Океанологические исследования*. 2019. Т. 47. С. 104-113.

8. *Henry R., Norris G.A., Vedantham R., Turner J.R.* Source Region Identification Using Kernel Smoothing // *Environmental Science & Technology*. 2009. V. 43. P. 4090-4097.

КОНСТРУКЦИЯ ЛИДАРА И РЕЗУЛЬТАТЫ РАЗРАБОТКИ ПРОГРАММЫ РЕГИСТРАЦИИ ЛИДАРНЫХ СИГНАЛОВ

Кравцова Н.С., Садовников С.А., Яковлев С.В., Герасимова М.П., Тужилкин Д.А.,
Василенко И.А., Невзоров А.А., Суханов А.Я.

Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск, Россия
e-mail: kravtsova@iao.ru, sadsa@iao.ru, ysv@iao.ru, gmp@iao.ru, tda@iao.ru, via@iao.ru,
naa@iao.ru, say@iao.ru

Представлены результаты разработки программы регистрации лидарных сигналов, трехмерной модели приемной части лидара для измерения углекислого газа и водяного пара в атмосфере, а также экспериментальные результаты измерения коэффициента увеличения зеркального коллиматора. С помощью профилометра был измерен профиль лазерного пучка.

На сегодняшний день активно изучают влияние различных факторов на динамику парниковых газов в окружающей среде. Для мониторинга концентраций малых газовых составляющих атмосферы применяются активные и пассивные методы. Пассивные методы используют излучение естественных источников, а активные – лазеров, светодиодов, ламп высокого давления и т.д. К активным методам относится широко используемое для измерения газов и изучения их распределения в атмосфере лидарное зондирование. В рамках текущей работы рассматривается два способа лидарного зондирования - метод дифференциального поглощения (МДП) и дифференциальная оптическая абсорбционная спектроскопия (ДОАС). Лидарный метод дифференциального поглощения позволяет получать информацию о пространственном распределении исследуемых газов вдоль трассы зондирования. Отражателем служит атмосферный аэрозоль и молекулярные газы [1]. Принцип работы лидарной системы заключается в следующем: короткие импульсы лазерного излучения отправляются в атмосферу, и затем измеряются рассеянные либо диффузно-отраженные сигналы. Парниковые газы обеспечивают специфическое поглощение излучения в определенных диапазонах длин волн, информация о котором может быть использована для определения концентрации парниковых газов в атмосфере. Метод дифференциального поглощения позволяет достичь высокой чувствительности и точности измерений.

Дифференциальная оптическая абсорбционная спектроскопия является эффективным методом для трассовых измерений атмосферных и примесных газов [2, 3]. ДОАС является одним из наиболее точных методов для измерения концентрации парниковых газов. Основными достоинствами метода является то, что он позволяет проводить измерения концентраций одновременно нескольких газов с высокой чувствительностью на трассах

протяженностью до нескольких километров [4]. Объединение двух этих методов позволяет получить более точные данные о концентрации парниковых газов в атмосфере. Таким образом, ДОАС позволяет определить концентрацию одного или нескольких газов в воздухе, а метод дифференциального поглощения определить его распределение.

Одной из задач исследования являлось разработка автоматизированной программы для регистрации лидарных сигналов МДП-канала. На рисунке 1 представлен графический интерфейс программы.

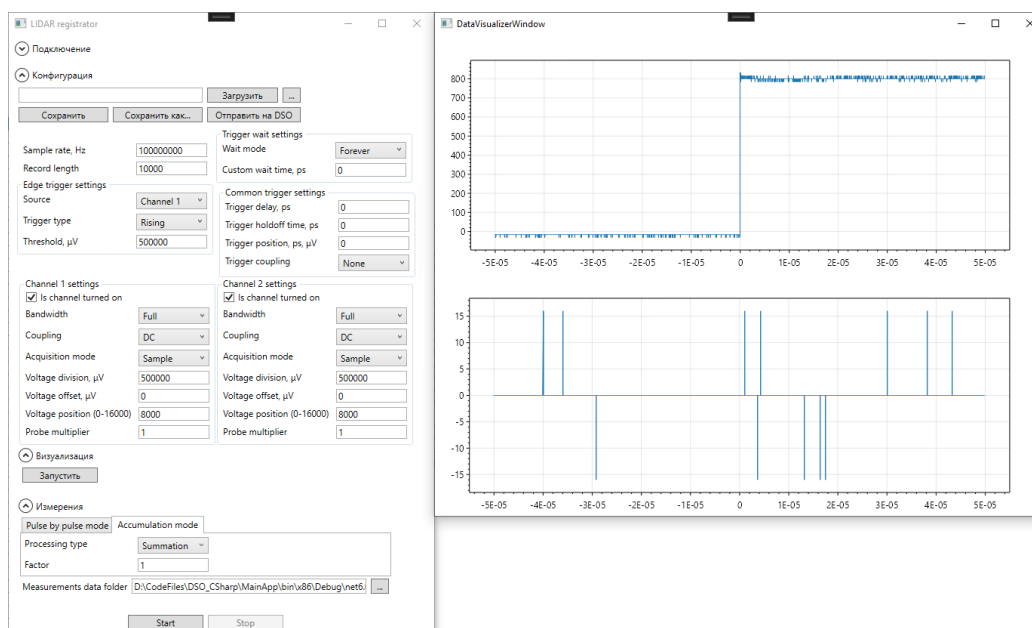


Рисунок 1 – Графический интерфейс программы для регистрации лидарных сигналов МДП-канала

В приёмном МДП-канале для записи данных применяется цифровой USB-осциллограф с потоковой передачей информации. Для создания программы использовался язык программирования C# и SDK (software development kit - комплектов для разработки программного обеспечения), поставляемый с данным оборудованием. Программа позволяет производить настройку параметров регистрации лидарных сигналов, а именно шаг дискретизации по времени, диапазон размаха по напряжению, режимы накопления и усреднения и параметры триггера.

На первом этапе исследования были проведены расчеты сечений поглощений, спектров пропускания атмосферы, лидарные сигналы с учетом функции перекрытия лазерного пучка и поля зрения телескопа (геометрического фактора). С использованием результатов расчетов была разработана трехмерная модель приемной части лидара, проведена его сборка и юстировка (рисунок 2). МДП-канал регистрации состоит из приемного телескопа Мерсенна, параболических зеркал, полосового фильтра, дихроичного зеркала, интерференционных

фильтров, фотодетекторов. ДОАС-канал регистрации состоит из приемного телескопа Кассегрена, оптического волокна, полосового фильтра, конденсора и спектрографа с линейчатым фотодетектором. Данная система предназначена для мониторинга парниковых газов, таких как углекислый газ и водяной пар.

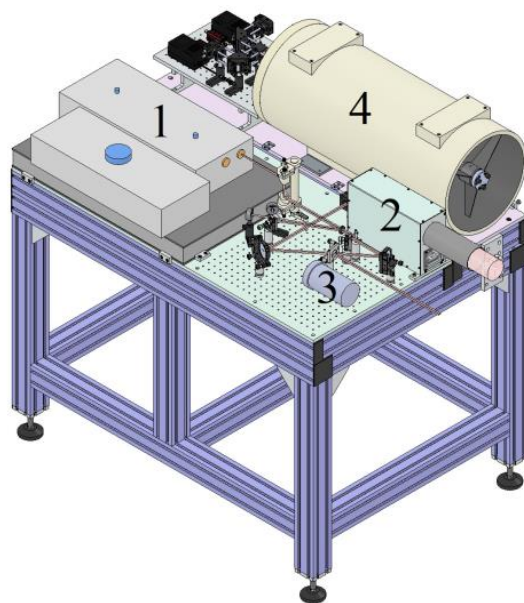


Рисунок 2 – Трехмерная модель лидара: 1 – лазер, 2 – коллиматор, 3 – приемный телескоп №1, 4 – приемный телескоп №2

Одним из элементов лидара является зеркальный коллиматор, предназначенный для уменьшения расходимости лазерного излучения. Коэффициент увеличения зеркального коллиматора, исходя из результатов моделирования, должен быть равен 5. На текущем этапе работ данный оптический элемент был разработан и создан. На рисунке 3 показаны результаты проверки коэффициента увеличения зеркального коллиматора с использованием юстировочного лазерного диодного модуля (635 нм), двояковыпуклой линзы (диаметр 25.4 мм, $f = 125$ мм) и апертурной диафрагмы (диаметр 12 мм).

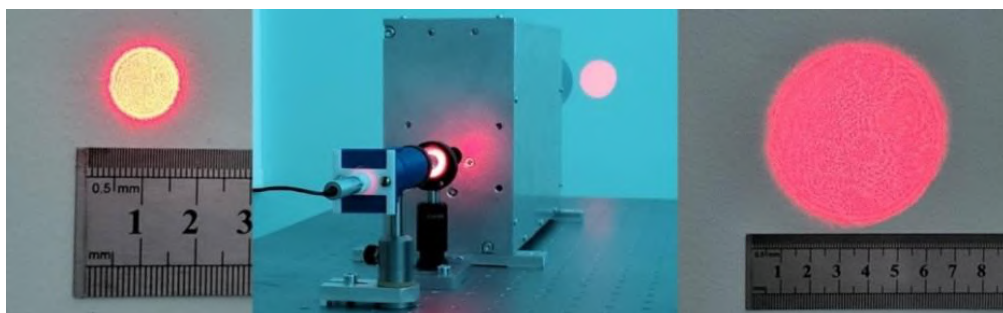


Рисунок 3 – Диаметр лазерного пучка (12 мм) на входе в коллиматор (а), юстировочный красный лазер, линза, апертурная диафрагма (12 мм) и коллиматор (б), диаметр лазерного пучка (60 мм) на выходе из коллиматора (в)

Далее с использованием профилометра BP209-IR2/M (Thorlabs) был зарегистрирован профиль лазерного пучка, показанный на рисунке 4. Данный профилометр позволяет производить измерения как для постоянных, так и для импульсных источников излучения в спектральном диапазоне 900-2700 нм, для пучков диаметром от 2.5 мкм до 9 мм. В дальнейшем с использованием данного оборудования планируется проведение эксперимента по измерению расходимости лазерного пучка. Точное значение расходимости необходимо для подстройки зеркального коллиматора с целью фокусировки излучения на заданных расстояниях и достижения оптимального перекрытия лазерного пучка и поля зрения телескопа.

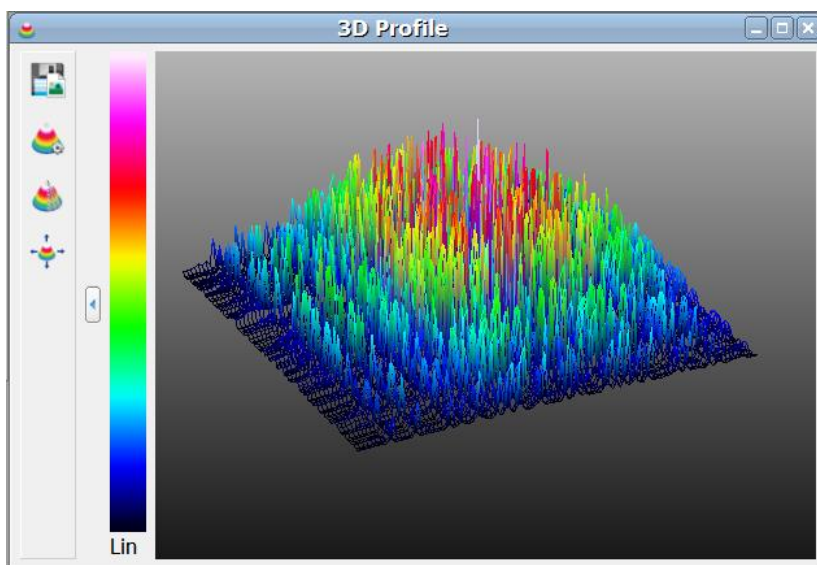


Рисунок 4 – Профиль лазерного пучка

Таким образом, была разработана программа для регистрации лидарных сигналов МДП-канала, создана трехмерная модель лидара, разработаны основные узлы системы, экспериментально проведена проверка коэффициента увеличения зеркального коллиматора, измерен профиль лазерного пучка, проведена сборка и юстировка системы.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-79-10203, <https://rscf.ru/project/22-79-10203/>.

1. *Edwards P.D.* GENLN2: A General Line-by-line Atmospheric Transmittance and Radiance Model // NCAR Technical Note. 1992. 147 p.

2. *Letchworth K.* Optimization of the Speed Dependent Line Shape Calculation. Bachelor's thesis. College of William and Marry Virginia. 2007.

3. *Pliutau D., Roslyakov K.* Bytran-|spectral calculations for portable devices using the HITRAN database // Earth Science Informatics. 2017. V. 10. №. 3. P. 395-404.

4. *Gordon I.E., Rothman L.S. et al.* The HITRAN2020 molecular spectroscopic database // JQSRT. 2022. V. 277. 107949.

КОНСТРУКЦИЯ И ТЕХНИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ТРЕХКАНАЛЬНОГО МОБИЛЬНОГО ЛИДАРА ДЛЯ ГАЗОАНАЛИЗА АТМОСФЕРЫ

Яковлев С.В., Садовников С.А., Крючков А.В., Романовский О.А., Тужилкин Д.А., Кравцова
Н.С., Филатов В.В., Харченко О.В.

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

e-mail: ysv@iao.ru, sadsa@iao.ru, kaw@iao.ru, roa@iao.ru, tda@iao.ru, kravtsova@iao.ru,
fvv@iao.ru, olya@iao.ru

Представлен технический облик разработанной трехканальной мобильной лидарной системы ИК-диапазона. Экспериментально определены выходные энергетические характеристики лидарных каналов зондирования H_2O , CO_2 , CH_4 и зарегистрированы сигналы на выбранных горизонтальных трассах зондирования.

Мобильный лидар для мониторинга парниковых газов в атмосфере (H_2O , CO_2 , CH_4) представляет собой лазерный измеритель, функционирующий на основе метода дифференциального поглощения и рассеяния [1, 2]. Метод дифференциального поглощения и рассеяния состоит в применении двух линий лазерного излучения, одна из которых устанавливается близ центра линии поглощения исследуемого газа, вторая – устанавливается на крыло линии поглощения. По мере прохождения сквозь атмосферу лазерное излучение претерпевает молекулярное и аэрозольное поглощение и рассеяние. На заданных длинах волн излучение поглощается с различной интенсивностью ввиду молекулярного поглощения. Для устранения влияния аэрозольного ослабления линии генерации лазера устанавливаются на минимально возможном удалении друг от друга при сохранении возможности разрешения разницы в лидарных сигналах обусловленной молекулярным поглощением. В результате, из соотношения лидарных сигналов возможно восстановление концентраций газов на исследуемых трассах зондирования. За основу разработки лидара взята концепция из [3].

Схема устройства представлена на рисунке 1.

Лазер 1 лидарного канала зондирования CH_4 № 1 генерирует импульсное излучение с энергиями в импульсах от 2.5 мДж до 4.5 мДж на двух информативных для газоанализа атмосферы длинах волн. Лазерный пучок проходит сквозь плоскопараллельную пластину 2, при этом часть энергии пучка отражается в направлении плосковыпуклой линзы 3, фокусирующей излучение на фоточувствительной площадке измерителя энергии 4. После плоскопараллельной пластины 2 лазерный пучок направляется во внеосевой зеркальный коллиматор 5, после прохождения которого отправляется в атмосферу.

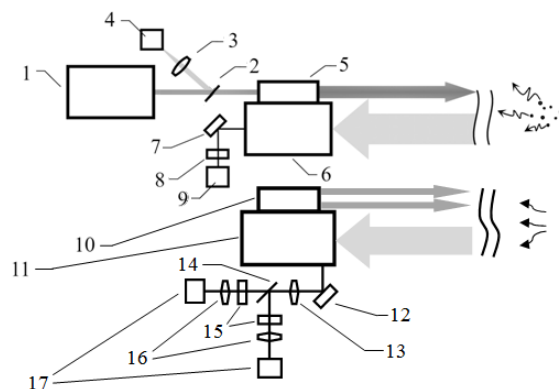


Рисунок 1 – Оптическая схема мобильного лидара для мониторинга парниковых газов в атмосфере (H_2O , CO_2 , CH_4)

Часть лазерного излучения рассеивается по мере прохождения по атмосфере в направлении телескопа Кассегрена 6. Собранное телескопом 6 излучение отводится плоским зеркалом 7 на узкополосный фильтр 8 после чего регистрируется фотоприёмником 9. Из соотношения лидарных сигналов, регистрируемых фотоприёмником 9 производится восстановление концентраций исследуемого газа в атмосфере.

Блок источников излучения 10 лидарных каналов канала зондирования H_2O и CO_2 № 2 и № 3 генерирует излучение на информативных для газоанализа атмосферы длинах волн. Излучение на выходе из блока 10 направляется в атмосферу.

Часть излучения рассеивается по мере прохождения по атмосфере в направлении телескопа Ньютона 11. Собранное телескопом 11 излучение отводится плоским зеркалом 12 на коллимирующую линзу 13 и направляется на дихроичное зеркало 14, которое делит излучение на два канала, и направляет его через узкополосные фильтры 15 и фокусирующие линзы 16 на чувствительные площадки фотоприёмников 17, регистрирующих излучение лидарных каналов № 2 и № 3. Из соотношения лидарных сигналов, регистрируемых фотоприёмниками 17 для лидарных каналов № 2 и № 3, производится восстановление концентраций исследуемого газа в атмосфере.

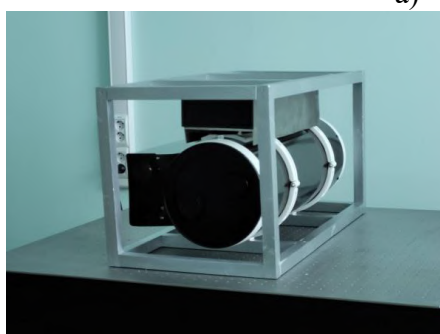
На рисунке 2 приведены источник излучения канала зондирования CH_4 , приемопередающий блок каналов зондирования H_2O и CO_2 , приемопередающий блок (зеркальный коллиматор, приемный телескоп, фотоприемное устройство и АЦП) канала зондирования CH_4 мобильного лидара для мониторинга парниковых газов в атмосфере, на рисунке 3 – трёхмерная модель и фотография созданного мобильного лидара для мониторинга парниковых газов в атмосфере (H_2O , CO_2 , CH_4).

Спектральное положение линий излучения, их стабильность и выходные энергетические характеристики каналов зондирования являются основополагающими в передающих частях

технических систем для газоанализа атмосферы. Для проверки указанных параметров линий генерации мобильного лидара при проведении испытаний излучение трёх лидарных каналов (каналов зондирования CH_4 , H_2O и CO_2) направляется на спектрометр серии SHR SolarLS [4].



а)



б)



в)

Рисунок 2 – Источник излучения канала зондирования CH_4 (а), приемо-передающий блок каналов зондирования H_2O и CO_2 (б), приемо-передающий блок канала зондирования CH_4 (в) мобильного лидара для мониторинга парниковых газов в атмосфере (H_2O , CO_2 , CH_4)



Рисунок 3 – Модель (а) и фотография мобильного лидара для мониторинга парниковых газов в атмосфере (H_2O , CO_2 , CH_4)

Т.к. источник излучения передающего блока канала зондирования CH_4 представляет из себя систему «задающий генератор–параметрический генератор света», то с использованием спектрометра проводится регистрация сигнальной длины волны, численное значение которой соответствует 771,3456 нм, и программно проводится перерасчет на информативную холостую длину волны излучения CH_4 3430,7477 нм (рисунок 4). На рисунках 5–6 показаны примеры

положения спектральных линий 1649,757 нм и 1567,993 нм. Показания спектрометра демонстрируют работоспособность лидара в информативном спектральном диапазоне зондирования H₂O и CO₂ 1550–1650 нм.

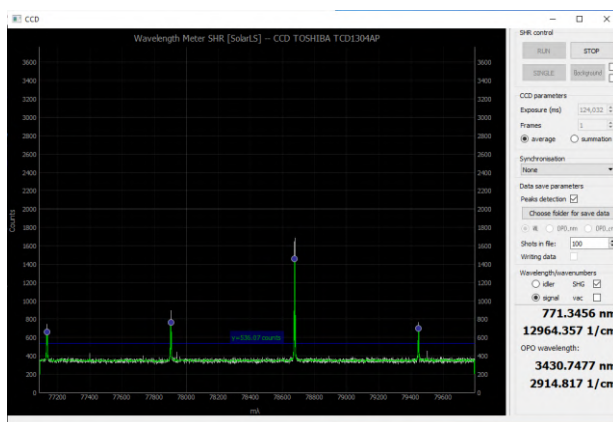


Рисунок 4 – Показания спектрометра серии SHR, соответствующие сигнальной длине волны 771,3456 нм источника излучения передающего блока канала зондирования CH₄ и результат программного перерасчета из сигнальной в холостую (3430,7477 нм) длины волны

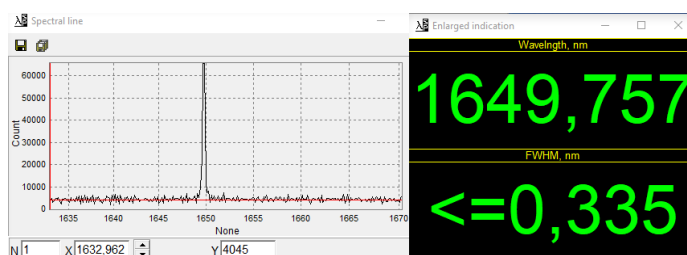


Рисунок 5 – Положение спектральной линии генерации 1649,757 нм, измеренное с использованием спектрометра серии SHR

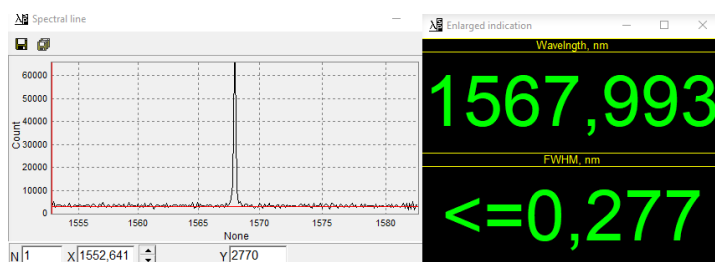


Рисунок 6 – Положение спектральной линии генерации 1567,993 нм, измеренное с использованием спектрометра серии SHR

Для проверки максимальной энергии в импульсе источника излучения передающего блока канала зондирования CH₄ используется измеритель мощности/энергии Thorlabs PM100USB с пироэлектрической головкой Thorlabs ES120C. Пример измерений энергии импульсов в спектральном диапазоне ~ 3400 нм представлен на рисунке 7.

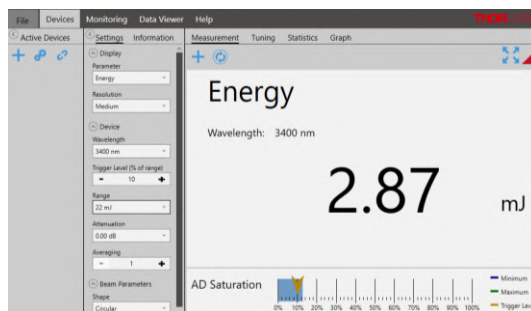


Рисунок 7 – Показания энергии в импульсе на длине волн ~ 3400 нм источника излучения передающего блока канала зондирования CH_4 , зарегистрированные измерителем мощности/энергии с пироэлектрической головкой Thorlabs ES120C

Для проверки максимальной выходной мощности источника излучения прямо-передающего блока каналов зондирования H_2O и CO_2 используется измеритель мощности/энергии Thorlabs PM100USB с фотодиодной головкой Thorlabs S132C. Пример измерений на длинах волн 1649,757 нм и 1567,993 нм в спектральном диапазоне 1550–1650 нм представлены на рисунке 8.

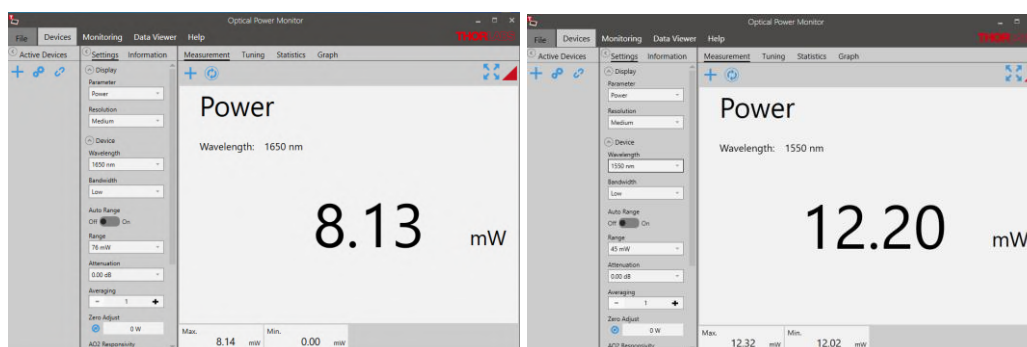


Рисунок 8 – Выходная мощность источника излучения прямо-передающего блока каналов зондирования H_2O и CO_2 на длинах волн 1649,757 нм (а) и 1567,993 нм (б), зарегистрированные измерителем мощности/энергии с фотодиодной головкой Thorlabs S132C

Вместе с тем, экспериментально зарегистрирован уровень обратно рассеянного сигнала из атмосферы (рисунок 9–10) в выбранных информативных диапазонах зондирования парниковых газов.

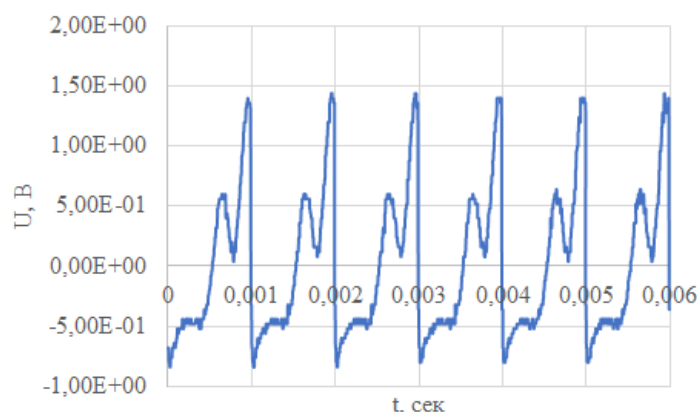


Рисунок 9 – Пример зарегистрированных лидарных сигналов на уровне 1,5 В (синяя кривая)

На рисунке 9 представлены результаты испытаний канала зондирования на длине волны 1649,757 нм на трассе протяжённостью 200 метров. Показаны результаты усреднения 512 лидарных сигналов, модулированных с частотой 1 кГц в спектральном диапазоне генерации, обеспечивающем регистрацию поглощения лазерного излучения линией водяного пара. Аналогичные сигналы наблюдаются при работе канала зондирования на длине волны 1567,993 нм. Для отладки режимов работы системы применяется зеркальный отражатель. Из отношения обратно рассеянного сигнала восстанавливается концентрация целевого газа (H_2O , CO_2).

На рисунке 10 представлены результаты испытаний канала зондирования на длинах волн 3430,7477 нм и 3428,17 нм на трассе протяжённостью 500 метров. Сигналы, регистрируемые фотодетектором, оцифровываются с помощью АЦП и сохраняются в долговременную память компьютера в виде CSV-файлов. На рисунке 10 показаны результаты усреднения лидарных сигналов в спектральном диапазоне генерации, обеспечивающем регистрацию поглощения лазерного излучения линией метана. По отношению обратно рассеянного сигнала на выбранных информативных длинах волн зондирования восстанавливается концентрация целевого газа (метана) с численными абсолютными значениями в диапазоне 1.7-2.2 ppm.

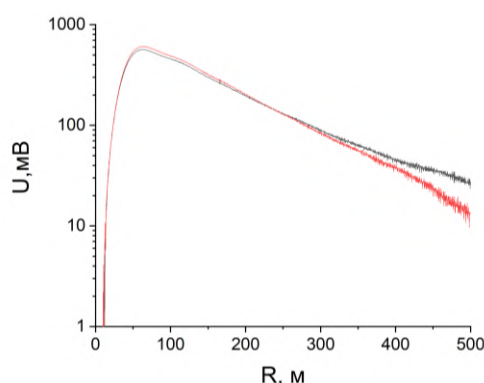


Рисунок 10 – Лидарный сигнал на уровне ≤ 1000 мВ на длинах волн зондирования 3430,7477 нм и 3428,17 нм

Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования РФ, проект «Разработка лидарной системы для исследования динамики и контроля газового состава атмосферы» (Соглашение № 075-15-2022-1209).

1. Васильев Б.И., Маннун У.М. ИК лидары дифференциального поглощения для экологического мониторинга окружающей среды // Квантовая электроника. 2006. Т. 36. № 9. С. 801–820.

2. Кистенев Ю. В., Cuisset A., Романовский О. А., Жердева А. В. Исследование малых газовых составляющих на границе «водная поверхность – атмосфера» с использованием средств дистанционного и локального лазерного ИК-газоанализа. Обзор // Оптика атмосферы и океана. 2022. Т. 35. № 10. С. 799–810.

3. Yakovlev S.V., Sadovnikov S.A., Romanovskii O.A., Kharchenko O.V., Kravtsova N.S. Concept of a mobile three-channel IR lidar system for sounding greenhouse gases in the atmosphere // Proc. of SPIE. 2023. V. 12780. Art. 127801W.

4. URL: <https://solarlaser.com/> (дата обращения: 27.03.2024).

ОЦЕНКИ СЕЗОННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ИОННОГО И ЭЛЕМЕНТНОГО СОСТАВА АЭРОЗОЛЯ НА ПОЛЯРНОЙ СТАНЦИИ «МЫС БАРАНОВА» (АРХ. СЕВЕРНАЯ ЗЕМЛЯ)

Полькин В.В.¹, Голобокова Л.П.², Лоскутова М.А.³, Онищук Н.А.², Сакерин С.М.¹,
Шиховцев М.Ю.^{1,2}

¹Лимнологический институт СО РАН, г. Иркутск, Россия

²Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск, Россия

³Арктический и антарктический научно исследовательский институт, г. С-Петербург, Россия

e-mail: victor@iao.ru, lg@lin.irk.ru, loskutova@aari.ru, onischuk@lin.irk.ru, sms@iao.ru,
max97irk@yandex.ru

На основе данных отбора аэрозольных проб на полярной станции «Мыс Баранова» (октябрь 2017 – февраль 2023 гг.) обсуждаются особенности сезонного изменения ионного и элементного состава атмосферного аэрозоля. Приводятся статистические характеристики концентраций ионов и микроэлементов для периодов максимальных и минимальных значений.

Происходящие изменения климата и экологии регионов диктуют необходимость исследования всех компонентов окружающей среды, включая химический состав атмосферного аэрозоля. Элементный и ионный состав аэрозоля определяется действием многочисленных природных и антропогенных источников: почвенная пыль, морские брызги, продукты сжигания биоты и топлива, промышленные выбросы и т.д. Отличительная особенность Арктической зоны состоит в малочисленности антропогенных источников загрязнения атмосферы. Кроме того, снежный покров большую часть года препятствует поступлению в атмосферу морского и почвенного аэрозоля. Вследствие этого большую роль играют дальние переносы различных веществ в составе субмикронного аэрозоля из континентальных районов средних широт.

С октября 2017 г. на полярной станции «Мыс Баранова» (арх. Северная Земля) проводится круглогодичный отбор проб аэрозоля с целью исследования ионного и элементного состава. Ранее [1] были рассмотрены основные особенности межгодовой и сезонной изменчивости химического состава аэрозоля, а также уровень загрязнения атмосферы в указанном районе. В настоящей работе средний годовой ход концентраций ионов и микроэлементов в аэрозоле анализируется с дополнением новых данных (до февраля 2023 г.) и более детально – помесечно.

Концентрации водорастворимых ионов (Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , NH_4^+ , Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-} , PO_4^{3-} , F^- , CH_3SO_3^- , Br^-) определялись методом ионной хроматографии, а микроэлементов (Li, Al, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, As, Se, Sr, Mo, Cd, Sn, Sb, Ba, W, Pb, Tl) – методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой. В анализе сезонной изменчивости химического состава аэрозоля использовалась 261 проба. Кроме концентраций ионов, в работе

анализируются долевой фактор FM_{sea} (вклад морских источников) и коэффициенты обогащения элементов (KO_i) в атмосферном аэрозоле относительно составе морской воды [1, 2].

По особенностям сезонной изменчивости, концентрации ионов разделились на две группы (рис. 1, таблица 1). Средний годовой ход концентраций Na^+ , Cl^- , Mg^{2+} , K^+ , NO_3^- и Br^- (в основном, “морских”) характеризуется продолжительным зимним (ноябрь-март) максимумом и низкими значениями в теплый период с кратковременным всплеском в августе или июле. С февраля по июнь концентрации указанных ионов уменьшаются в 3-9 раз. Во 2-й группе преимущественно континентальных ионов (F^- , PO_4^{3-} , SO_4^{2-} , Ca^{2+} , NH_4^+ и $CH_3SO_3^-$), межмесячное изменение концентраций незначительно, за исключением максимума в августе. Наиболее вероятной причиной этого максимума являются практически ежегодные выносы дымов лесных пожаров в Сибири. Отметим также, что максимумы концентраций трех ионов сдвинуты на соседние месяцы: у ионов NH_4^+ и NO_3^- с августа на июль, а у ионов Br^- с февраля на апрель.

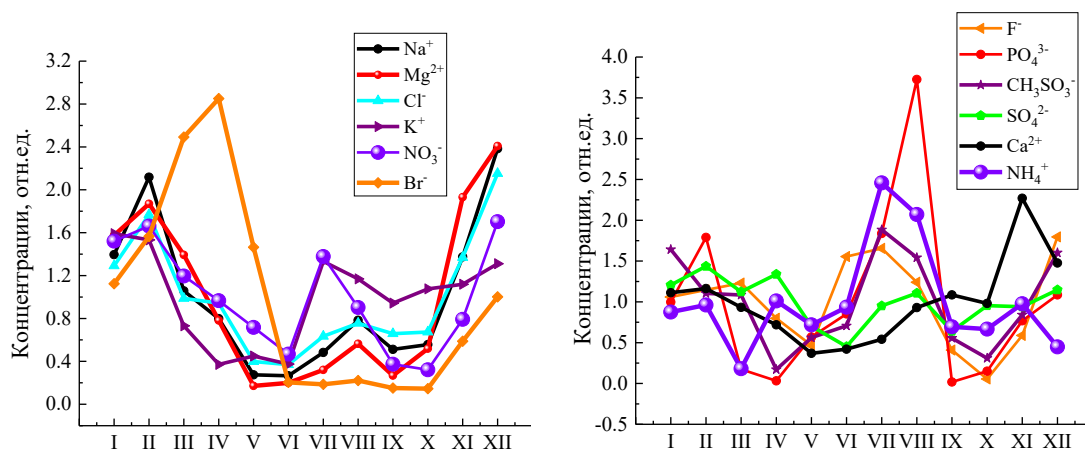


Рисунок 1 – Годовой ход нормированных (на среднегодовые значения) концентраций ионов

Таблица 1. Средние (\pm СКО) значения концентраций ионов ($\mu\text{кг}/\text{м}^3$) в характерные периоды года (N – количество проб аэрозоля)

Ионы	Зимний максимум (ноябрь-март)	Летний минимум (июнь)	Летний максимум (август)	Среднее многолетнее
Cl^-	1.42 ± 1.96	0.35 ± 0.37	0.71 ± 0.48	0.98 ± 1.49
Na^+	0.74 ± 1.15	0.12 ± 0.23	0.35 ± 0.31	0.47 ± 0.86
K^+	0.07 ± 0.09	0.02 ± 0.02	0.07 ± 0.08	0.06 ± 0.09
Mg^{2+}	0.08 ± 0.13	0.01 ± 0.01	0.02 ± 0.03	0.05 ± 0.10
SO_4^{2-}	0.21 ± 0.24	0.08 ± 0.09	0.20 ± 0.15	0.18 ± 0.20
Ca^{2+}	0.08 ± 0.09	0.02 ± 0.02	0.05 ± 0.05	0.06 ± 0.07
NH_4^+	0.05 ± 0.09	0.07 ± 0.05	0.15 ± 0.17	0.07 ± 0.10
NO_3^-	0.06 ± 0.07	0.02 ± 0.01	0.04 ± 0.05	0.04 ± 0.06
F^-	0.01 ± 0.01	0.01 ± 0.02	0.01 ± 0.02	0.01 ± 0.01
Br^-	0.01 ± 0.01	0.002 ± 0.002	0.002 ± 0.001	0.008 ± 0.012
PO_4^{3-}	0.03 ± 0.09	0.03 ± 0.08	0.12 ± 0.27	0.03 ± 0.11
$CH_3SO_3^-$	0.01 ± 0.02	0.01 ± 0.01	0.01 ± 0.02	0.01 ± 0.02
Сумма	2.81 ± 3.60	0.74 ± 0.65	1.74 ± 0.98	1.99 ± 2.73
N	125	21	14	261

Следствием зимнего максимума концентраций “морских” ионов, при квазипостоянном уровне “континентальных” ионов, являются более высокие значения долевого фактора FM_{sea} в зимние месяцы (0,85-0,96) в сравнении с теплым периодом (0,58-0,8). Средние значения концентраций ионов в характерные периоды максимумов и минимумов приведены в таблице 1. Анализ коэффициентов обогащения ионов (КО) показал, что сезонная изменчивость в явном виде не проявляется. Наиболее высокие значения коэффициентов обогащения наблюдаются у ионов SO_4^{2-} , K^+ и Ca^{2+} с максимумами в мае, июле и сентябре, соответственно (таблица 2).

Таблица 2. Коэффициенты обогащения ионов относительно состава морской воды

	КО (SO_4^{2-})	КО (Ca^{2+})	КО (K^+)
Среднегодовое значение	$2,2 \pm 1,0$	$4,1 \pm 1,7$	$4,7 \pm 2,5$
В периоды максимума	4,1 (май)	6,8 (сентябрь)	10 (июль)

В таблице 3 представлены среднемесячные концентрации твердой фракции элементов в составе аэрозоля. По особенностям годового хода можно выделить 3 группы элементов (рис. 2).

Таблица 3. Среднемесячные значения концентрации элементов ($нг/м^3$) в атмосферном аэрозоле на ст. «Мыс Баранова» в 2017-2022 гг., (N – количество проб аэрозоля)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Al	9.22	10.21	8.20	11.90	11.21	8.67	11.52	14.79	21.96	10.91	11.46	9.58
Ti	0.60	0.28	0.56	0.88	1.05	0.55	1.05	1.96	2.95	0.51	0.64	0.72
Cu	1.45	1.58	1.75	1.84	2.52	1.62	1.91	2.86	2.03	1.10	1.69	1.33
Mn	1.21	1.18	0.82	0.41	0.45	0.77	0.71	0.63	1.64	2.66	2.82	2.75
Sr	0.58	0.68	0.43	0.44	0.31	0.38	0.31	0.44	1.19	0.51	0.55	0.76
Ba	0.58	0.40	0.60	0.32	0.41	0.39	0.43	0.48	1.14	0.80	0.69	0.39
Sb	0.04	0.04	0.05	0.07	0.04	0.08	0.07	0.05	0.08	0.04	0.04	0.04
Li	0.02	0.02	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.04	0.07	0.04	0.03	0.02
Sn	2.26	1.77	1.67	1.39	0.70	0.93	0.63	0.40	0.21	0.21	1.82	1.89
Se	0.20	0.15	0.21	0.13	0.16	0.20	0.10	0.08	0.10	0.13	0.15	0.13
Cd	0.15	0.11	0.25	0.15	0.17	0.15	0.06	0.04	0.03	0.02	0.03	0.02
Tl	0.11	0.09	0.14	0.10	0.12	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	22.84	27.59	23.76	19.17	13.03	13.98	20.20	30.22	33.19	42.01	22.95	21.76
Zn	5.74	4.29	5.75	2.48	3.05	2.62	3.07	5.68	5.62	4.50	5.53	3.79
Cr	5.34	2.41	3.04	1.65	1.10	1.61	2.55	1.80	3.15	4.64	2.36	1.90
Ni	0.59	0.43	0.63	0.38	0.43	0.40	0.27	0.33	0.66	0.53	0.49	0.41
V	0.16	0.13	0.26	0.14	0.15	0.18	0.04	0.03	0.09	0.04	0.12	0.12
Co	0.16	0.13	0.15	0.13	0.15	0.17	0.04	0.02	0.12	0.03	0.06	0.04
As	0.18	0.14	0.16	0.12	0.12	0.14	0.03	0.02	0.10	0.02	0.04	0.03
Pb	0.53	0.55	0.61	0.47	0.40	0.39	0.37	0.56	0.29	0.20	0.53	0.41
W	0.11	0.19	0.18	0.25	0.19	0.48	0.03	0.02	0.06	0.03	0.31	0.05
Mo	0.11	0.07	0.09	0.11	0.06	0.12	0.11	0.07	0.10	0.14	0.10	0.08
Σ	52.2	52.5	49.4	42.5	35.8	34.0	43.6	60.6	74.8	69.1	52.4	46.3
N	25	17	25	16	18	24	17	16	21	24	25	29

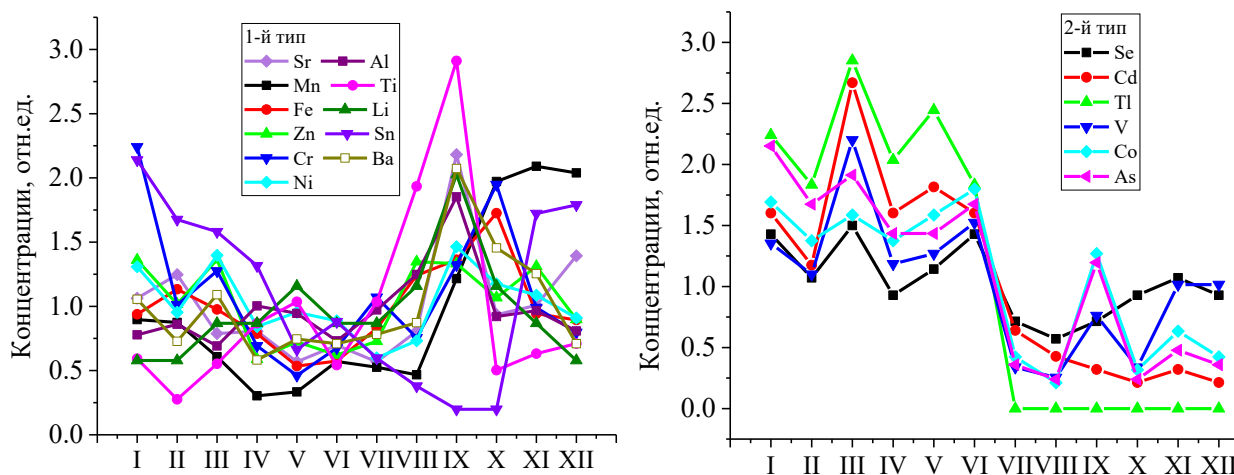


Рисунок 2 – Годовой ход нормированных (на среднегодовые значения) концентраций элементов

Главной особенностью годового хода концентраций 1-й группы элементов (Al, Ti, Li, Zn, Fe, Mn, Sr, Cr, Ba, Ni, Sn) является осенний максимум. У большинства элементов (кроме Al, Ti, Li) проявился также вторичный максимум в зимне-весенний период. Схожая картина сезонного хода микроэлементов описывалась в работе [3]. Элементы 1-й группы имеют терригенное (Fe, Al, Ti) или смешанное происхождение [1, 2]. Противоположным годовым ходом отличаются элементы 2-й группы (Se, Cd, Tl, V, Co, As): высокие концентрации в январе-июне и низкие значения во второй половине года. Большинство из этих элементов имеют антропогенное происхождение [4]. У элементов 3-й группы (W, Cu, Sb, Pb, Mo) наблюдаются отдельные одномесячные всплески концентраций, но сезонная изменчивость в явном виде не проявилась. Понятно, что основное влияние на элементный состав аэрозоля в рассматриваемом секторе Арктики оказывают выносы загрязнений со стороны предприятий добычи и переработки минеральный ресурсов, расположенных в Таймырском АО (г. Норильск и др.). Для выяснения влияния антропогенных источников на характер сезонной изменчивости элементов необходимо продолжение анализа с привлечением данных траекторного анализа движения воздушных масс.

Работа выполнялась при финансовой поддержке проекта РНФ № 21-77-20025.

1. Голобокова Л.П., Бердашкинова О.И., Лоскутова М.А., Ризе Д.Д., Онищук Н.А., Сакерин С.М., Турчинович Ю.С. Многолетние исследования химического состава аэрозоля в атмосфере на стационаре «Ледовая база Мыс Баранова» // Оптика атмосферы и океана. 2023. Т. 36. № 11. С. 874-882.

2. Горюнова Н.В., Шевченко В.П. Исследование аэрозолей и нерастворимых частиц в снежном покрове на дрейфующих льдах западной части Российской Арктики в августе–сентябре 2006 г. // Проблемы Арктики и Антарктики. 2008. Т. 78. №. 1. С. 112.

3. Zwaafink G., Grythe C.D., Skov H., Stohl A. Substantial contribution of northern high-latitude sources to mineral dust in the Arctic // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. 2016. V. 121. P. 13,678–13,697.

4. Виноградова А.А., Максименков Л.О., Погарский Ф.А. Атмосферный перенос антропогенных тяжелых металлов с территории Кольского полуострова на поверхность Белого и Баренцева морей // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2008. Т. 44. №. 6. С. 812-821.

МОДЕЛЬНЫЕ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ РАСЧЁТЫ ПОСТУПЛЕНИЯ ГАЗООБРАЗНОЙ ЭЛЕМЕНТАРНОЙ РТУТИ В АТМОСФЕРУ ЮЖНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ ОТ СЖИГАНИЯ УГЛЯ НА КРУПНЫХ ТЭЦ ИРКУТСКО-ЧЕРЕМХОВСКОГО ПРОМЫШЛЕННОГО УЗЛА

Луцкин Е.С., Макухин В.Л.

Лимнологический институт Сибирского отделения РАН, г. Иркутск, Россия

e-mail: lutskin2000@mail.ru, aerosol@lin.irk.ru

В работе представлен расчёт поступления газообразной элементарной ртути (GEM) в атмосферу от сжигания угля на крупных ТЭЦ Иркутско-Черемховского промышленного узла. Рассчитаны объёмы выбросов GEM крупных ТЭЦ. На основе данных об объёмах выбросов ртути рассчитаны приземные концентрации ртути с помощью нелинейной нестационарной пространственной модели, основанной на численном решении полуэмпирического уравнения турбулентной диффузии примеси. Построены карты-схемы изолиний рассчитанных приземных концентраций GEM, оказывающие влияние на Центральную Экологическую зону оз. Байкал.

Сжигание угля рассматривается сегодня в качестве крупнейшего отдельно взятого глобального источника выбросов ртути в атмосферу [1, 2]. В результате горения значительная часть микроэлементов, содержащихся в угле, поступает в атмосферу вместе с субмикронными аэрозолями или в газообразной фазе [3]. Так при сжигании углей в атмосферу поступает в среднем не менее 10 % общей массы содержащихся в них Al, Co, Fe, Mn, Na, Se; 30 % – Cr, Cu, Ni, V; 50 % – Ag, Cd, Pb, Zn; 100 % – As, Br, Cl, Hg, Sb и Sc [4], т.е. вся содержащаяся ртуть в углях, полностью поступает в атмосферу.

По данным государственного доклада [5] расход топлива по предприятиям ООО «Байкальская энергетическая компания» в 2022 г. составил 5102 тыс. тонн угля. Зная [6, 7], что в одной тонне угля содержится около $0,1 \pm 0,01$ грамма ртути, при расходе топлива в Иркутской области на предприятиях теплоэнергетики в 2022 году по нашим расчетам в атмосферу поступило $0,51 \pm 0,05$ тонн ртути от сжигания угля.

Далее для каждой ТЭЦ Иркутско-Черемховского промышленного узла (ТЭЦ-9, ТЭЦ-10, ТЭЦ-11, ТЭЦ-12, Ново-Иркутская ТЭЦ, Шелеховский участок Ново-Иркутской ТЭЦ) была рассчитана мощность выброса, основанного на литературном анализе содержания ртути в углях крупнейшего угольного предприятия Восточной Сибири - «ВОСТСИБУГОЛЬ» (около 85% угля потребляется основным оператором Иркутской области, ООО «Байкальская энергетическая компания»). Концентрация ртути в углях, используемой «Байкальской энергетической компанией», изменяется от 0,02 до 0,17 г/т, при среднем значении – 0,1 г/т [4, 8].

Для расчёта приземных концентраций ртути от ТЭЦ при сжигании угля использовалась средняя концентрация – 0,1 г/т (таблица 1). Используя формулу 1, рассчитывался объём выброса ртути в атмосферу за год (мг/с)

$$V = \frac{B}{T}$$

где В – количество ртути, поступающей в атмосферу при сжигании угля, Т- время, взятое в секундах за год.

Таблица 1 – Объём выбросов ртути в атмосферу, при сжигании угля на ТЭЦ Иркутско-Черемховского промышленного узла в 2022 г.

Город	Участок	Расход угля, тыс. тонн	Т (время, секунды в год)	Количество ртути, поступающее в атмосферу при сжигании угля, г	V (объём выброса ртути в атмосферу) мг/с
Ангарск	ТЭЦ-9	1445	31536000	144491,8	4,58
	ТЭЦ-10	1712	31536000	171241,3	5,43
Иркутск	Ново-Иркутская ТЭЦ	1314	31536000	131482,9	4,17
Шелехов	Шелеховский участок Н-В ТЭЦ	123	31536000	12260,1	0,39
Усолье-Сибирское	ТЭЦ-11	442	31536000	44199,8	1,40
Черемхово	ТЭЦ-12	65	31536000	6512,2	0,21
Всего		5101	31536000	510188,1	16,18

На основании объёма выброса построены изолинии приземных концентрации ртути в Южном Прибайкалье с помощью нелинейной нестационарной пространственной модели, основанной на численном решении полуэмпирического уравнения турбулентной диффузии примеси [9, 10].

Ранее верификация математической модели показала, что коэффициенты корреляции между расчетными и измеренными концентрациями имеют значения: 0,7 для сульфатов и 0,8 для нитратов. Относительные ошибки не превосходили для сульфатов 40%, для нитратов 50%, при этом средние квадратические отклонения этих ошибок составляли соответственно 30% и 25% [11]. Сравнение модельных и измеренных концентраций газообразной элементарной ртути (GEM) показало их удовлетворительное количественное соответствие [12], однако стоит учитывать, что в раннем расчёте величина выброса и непосредственный объект загрязнения (Усольехимпром) были известны.

Расчёты по модели [13] проводились в области площадью 200×200 км² и высотой 4 км при следующих значениях параметров. Шаг регулярной сетки по горизонтали составлял 1 км, шаг по времени составил 150 с. Шаг по вертикали до высоты 350 м равнялся 50 м, далее он

составлял 150, 500, 1000 и 2000 м. Коэффициенты турбулентной диффузии примеси рассчитывались с использованием полуэмпирической теории турбулентности.

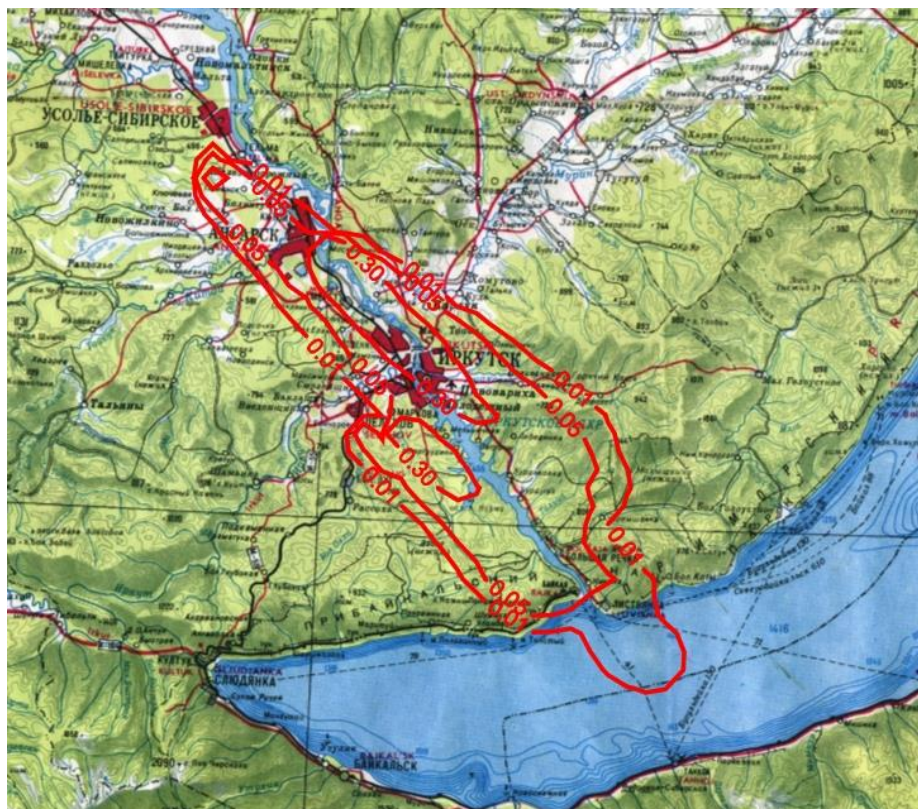


Рисунок 1 - Изолинии рассчитанных приземных концентраций Hg (нг/м^3) в Южном Прибайкалье ЦЭЗ при северо-западном ветре 2 м/с

Как видно из рисунка 1, при равномерном сжигании угля в течение всего года создаются области концентрации GEM $0,3 \text{ нг/м}^3$, при этом концентрации в диапазоне $0,05 \text{ нг/м}^3$ практически достигают Центральную Экологическую зону Южного Байкала (район станции мониторинга «Листвянка»). Ранее по измеренным данным десятилетнего мониторинга с 2012 года средняя концентрация GEM в атмосферном воздухе на станции соответствовала $1,59 \text{ нг/м}^3$, при этом разница между отопительным и неотопительным сезонами составляла $0,31 \text{ нг/м}^3$ [14]. Соответственно для станции «Листвянка» расчётная величина приземной концентрации GEM от сжигания угля отличается от прямых измерений в 6 - 30 раз (при условии того, что сравнивается измеренная концентрация GEM с расчётной GEM в диапазоне от $0,05$ до $0,01 \text{ нг/м}^3$).

Стоит отметить то, что равномерного расхода топлива на ТЭЦ нет, в связи с тем, что расход угля зависит от режима работы котлов, сезонного потребления топлива и соответственно может увеличиваться до 5-8 раз от рассчитанной величины [15]. Также, следует отметить, что при сравнение измеренных и модельных данных не учтены иные источники поступления GEM в атмосферу.

Таким образом, используемая в расчетах модель позволяет оценивать в некотором приближении, пространственное распределение ГЕМ, поступающей от ТЭЦ Иркутско-Черемховского промышленного узла, а также оценивать ее поступление в Центральную Экологическую зону оз. Байкал. При этом для более детализированной оценки пространственного распределения ГЕМ необходимо учитывать технологические особенности работы ТЭЦ, объёмы потребления топлива в разные сезоны, сезонные и метеорологические особенности Байкальского региона, иные источники поступления ГЕМ, что будет сделано в дальнейших работах. Данную модель можно использовать для прогнозирования негативного влияния на состояние атмосферного воздуха при введении новых промышленных объектов в Байкальском регионе.

Работа выполнена по теме государственного задания ЛИН СО РАН № 0279-2021-0014 «Исследование роли атмосферных выпадений на водные и наземные экосистемы бассейна озера Байкал, идентификация источников загрязнения атмосферы».

1. *Tripahee L. et al.* Spatial and temporal distribution of total mercury in atmospheric wet precipitation at four sites from the Nepal-Himalayas // *Science of the Total Environment*. 2019. V. 655. P. 1207-1217.

2. *Chen L. et al.* Wet deposition of mercury in Qingdao, a coastal urban city in China: Concentrations, fluxes, and influencing factors // *Atmospheric Environment*. 2018. V. 174. P. 204-213.

3. *Крылов Д.А.* Негативное воздействие микроэлементов, содержащихся в углях, в золошлаковых отвалах и в золе-уносе угольных ТЭС, на окружающую среду и здоровье людей / Д.А. Крылов. Москва, 2012. 37 с.

4. *Кизильштейн Л.Я., Левченко С.В.* Элементы примеси и экологические проблемы угольной энергетики // *Теплоэнергетика*. 2003. № 12. С. 14-19.

5. О состоянии озера Байкал и мерах по его охране в 2022 году: гос. доклад / Министерство природных ресурсов и экологии РФ. Москва; Иркутск: Ин-та географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2023. 369 с.

6. *Tripahee L. et al.* Spatial and temporal distribution of total mercury in atmospheric wet precipitation at four sites from the Nepal-Himalayas // *Science of the Total Environment*. 2019. V. 655. P. 1207-1217.

7. *Chen L. et al.* Wet deposition of mercury in Qingdao, a coastal urban city in China: Concentrations, fluxes, and influencing factors // *Atmospheric Environment*. 2018. V. 174. P. 204-213.

8. Ценные и токсичные элементы в товарных углях России: Справочник. М.: Недра, 1996. 238 с.

9. *Аргучинцев В.К.* Численное моделирование распространения аэрозолей в пограничном слое атмосферы // *Оптика атмосферы и океана*. 1994. Т. 7. С. 1106–1111.

10. *Аргучинцев В.К., Макухин В.Л.* Математическое моделирование распространения аэрозолей и газовых примесей в пограничном слое атмосферы // *Оптика атмосферы и океана*. 1996. Т. 9. С. 804–814.

11. *Makukhin V.L., Potemkin V.L.* Numerical simulation of sulfur and nitrogen compounds distribution near the lake Baikal // *J. Aerosol Sci.* 2000. V. 31. Suppl. 1. P. S424–S425.

12. *Макухин В.Л., Потемкин В.Л.* Моделирование переноса и трансформации загрязняющих примесей, в том числе ртути на акватории оз. Байкал // *Биосфера*. 2012. Т. 4. №. 3. С. 286-292.

13. *Аргучинцев В.К., Аргучинцева А.В.* Моделирование мезомасштабных гидротермодинамических процессов и переноса антропогенных примесей в атмосфере и гидросфере региона оз. Байкал. Иркутск: Изд-во Иркутского гос. ун-та, 2007. 255 с.

14. *Mashyanov N.R., Obolkin V.A., Pogarev S.E., Ryzhov V.V., Sholupov S.E., Potemkin V.L., Molozhnikova E.V., Khodzher T.V.* Air mercury monitoring at the Baikal area // *Atmosphere*. 2021. V. 12. №. 7. P. 807.

15. *Явиева Д.В.* Анализ объёмов потребления топлива и ритмичности его поставок на абаканской тэц средствами мат статистики и когнитивного моделирования. 2011.

ПРОГРАММА ДЛЯ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ДИСТАНЦИОННОГО ИЗМЕРЕНИЯ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ С ПРИМЕНЕНИЕМ ЛИДАРНЫХ СИСТЕМ

Кравцова Н.С., Садовников С.А., Яковлев С.В., Герасимова М.П.

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

e-mail: kravtsova@iao.ru, sadsa@iao.ru, ysv@iao.ru, gmp@iao.ru

Разработана программа для численного моделирования дистанционного лазерного зондирования атмосферы. Программа применяется для расчета спектров пропускания, оптической толщи атмосферы с применением статистических моделей распределения концентраций газов, температуры и давления на разных высотах, расчета геометрического фактора лидара, расчета лидарных сигналов. Программа обеспечивает возможность определения информативных длин волн зондирования для решения задач дистанционного лидарного газоанализа атмосферы.

Одним из этапов разработки лидарных систем для дистанционного мониторинга газового состава атмосферы является создание программного обеспечения для проведения предварительного численного моделирования различных аспектов их функционирования. C# и Python - это два популярных языка программирования, которые используются для создания различных типов программного обеспечения. Одним из главных преимуществ C# в сравнении с Python является возможность создания скомпилированных исполняемых файлов. Одним из общеизвестных недостатков Python является низкая производительность.

В рамках текущего этапа работ был разработан программный комплекс для моделирования дистанционного лазерного зондирования атмосферы с применением языка программирования C#. В качестве исходной кодовой базы применялись разработанные ранее Python-модули. В программе учитывались модели атмосферы, в которых содержится информация о распределении температуры, давления и концентрации газов по высоте.

В состав программного комплекса входят четыре программных модуля: «Модуль расчета спектров пропускания атмосферы»; «Модуль расчета геометрического фактора лидара»; «Модуль расчета лидарных сигналов», «Модуль восстановления концентрации газов».

Структура разработанной программы представлена на рисунке 1.

При моделировании спектров использовался подход line-by-line [1], который состоит в поочередном расчете спектрального профиля каждой отдельной линии поглощения газов.



Рисунок 1 – Структура программы для численного моделирования

Для корректного учета влияния температуры и давления в окружающей среде на поглощение излучения применяется профиль Фойгта [2, 3]:

$$Voigt(x, y) = K(x, y) + iL(x, y) \quad (1)$$

$$K(x, y) = \frac{y}{\pi} \cdot \int_{-\infty}^{\infty} \frac{e^{-v^2}}{y^2 + (x - v)^2} dv \quad (2)$$

$$L(x, y) = \frac{y}{\pi} \cdot \int_{-\infty}^{\infty} \frac{v e^{-v^2}}{y^2 + (x - v)^2} dv \quad (3)$$

$$x = \frac{\sqrt{\ln(2)} \cdot (v - v_{ij}^*)}{\alpha_{doppler}}; \quad y = \frac{\sqrt{\ln(2)} \cdot \gamma}{\alpha_{doppler}} \quad (4)$$

$$\alpha_{doppler} = \frac{v_{ij}}{c} \cdot \sqrt{\frac{2 \cdot N_A \cdot k \cdot T \cdot \ln(2)}{W_{kg}}} \quad (5)$$

$$f_{voigt}(v) = \frac{\sqrt{\ln(2)}}{\sqrt{\pi} \cdot \alpha_{doppler}} \cdot Voigt(x, y) \quad (6)$$

где v - спектральный диапазон для одной линии в виде волнового числа, v_{ij}^* - центр линии с учетом сдвига давления, γ - Лоренцева полуширина на полувысоте, N_A - число Авогадро, k - постоянная Больцмана, c - скорость света, W_{kg} - молекулярная масса.

Параметры линий молекулярного поглощения берутся из базы данных HITRAN–2020 [4].

Основные функции программы:

- 1) расчет сечений поглощения, спектров пропускания атмосферы, лидарных сигналов с учетом данных атмосферных моделей;
- 2) подбор оптимальных параметров приемопередающей части лидара с учетом геометрического фактора;
- 3) визуализация и сохранение в файлы результатов расчетов.

Программа функционирует следующим образом. В первую очередь необходимо запустить исполняемый файл. После включения программы следует произвести выбор целевых газов и модели атмосферы, ввести параметры трассы зондирования, ширины и типа аппаратной функции, а также спектрального диапазона. Для проведения моделирования сечений поглощения и спектров пропускания атмосферы необходимо нажать кнопку «Calculate spectra» (рисунок 2). Программа осуществляет загрузку атмосферных моделей (распределение давления P , температуры T) и чтение массива данных HITRAN [4], который содержит информацию о линиях поглощения различных газовых составляющих атмосферы. После завершения расчета в программе разблокируется возможность моделирования геометрического фактора лидара путём нажатия кнопки «Calculate G-factor» (на рисунке 3 представлен пример расчета геометрического фактора лидара).

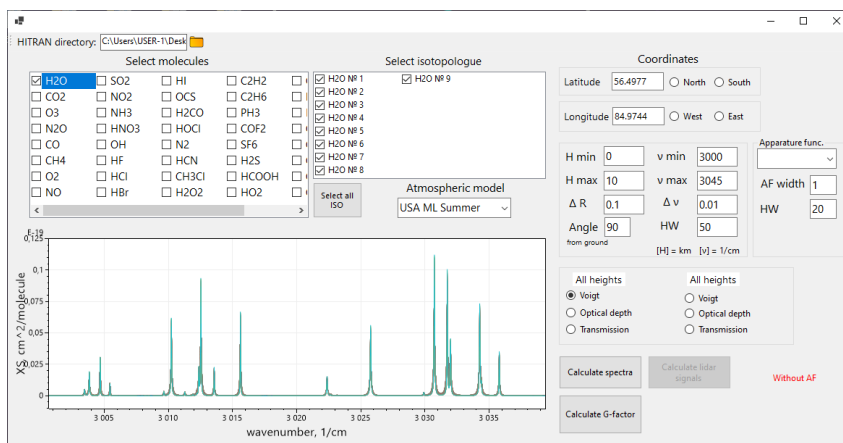


Рисунок 2 – Графический интерфейс модуля программы для расчета спектров пропускания атмосферы

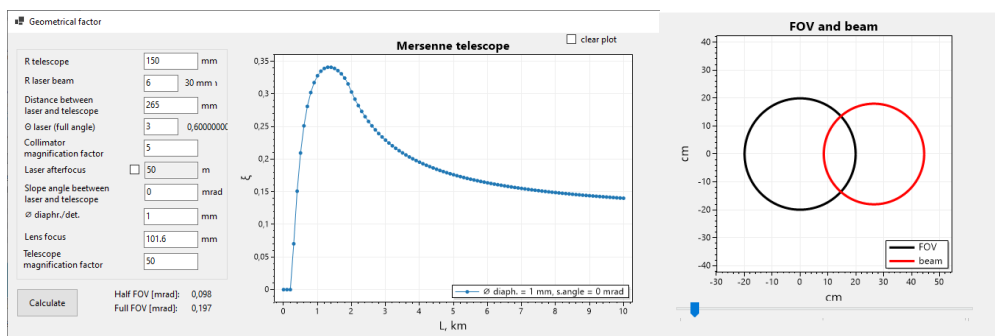


Рисунок 3 – Графический интерфейс модуля программы для расчета геометрического фактора лидара

Для расчета необходимо задать следующие параметры: радиус телескопа и лазерного пучка, расстояние между оптическими осями лазера и телескопа, расходямость лазерного излучения, коэффициент увеличения коллиматора, расстояние фокусировки лазерного пучка, угол между оптическими осями лазера и телескопа, диаметр диафрагмы, фокус линзы,

коэффициент увеличения телескопа. После определения оптимальных геометрических параметров передатчика и приемника активизируется кнопка «Calculate lidar signals» предназначенная для вывода диалогового окна расчета лидарных сигналов. Для расчета необходимо задать следующие параметры: энергия в импульсе, длительность импульса, эффективность передающей оптической системы, уровень фонового излучения, эффективность приемной оптической системы, полоса пропускания оптического фильтра. В процессе работы в графической области программы отображаются рассчитанные лидарные сигналы. Интерфейс программы представлен на рисунке 4.

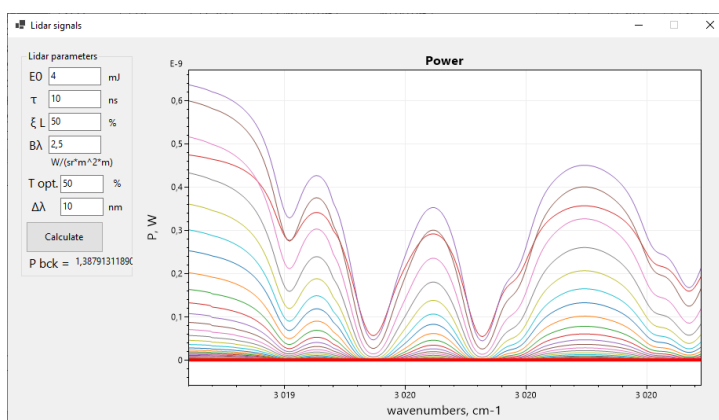


Рисунок 4 – Графический интерфейс модуля программы для расчета лидарных сигналов

Таким образом, разработана программа, позволяющая проводить численное моделирование дистанционного лазерного зондирования атмосферы, путем расчета сечений поглощения и спектров пропускания атмосферы, расчета геометрического фактора и лидарных сигналов, а также восстановление концентраций газов.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИОА СО РАН.

1. *Edwards P.D.* GENLN2: A General Line-by-line Atmospheric Transmittance and Radiance Model // NCAR Technical Note. 1992. 147 p.

2. *Letchworth K.* Optimization of the Speed Dependent Line Shape Calculation. Bachelor's thesis. College of William and Marry Virginia. 2007.

3. *Pliutau D., Roslyakov K.* Bytran-|spectral calculations for portable devices using the HITRAN database // Earth Science Informatics. 2017. V. 10. №. 3. P. 395-404.

4. *Gordon I.E., Rothman L.S. et al.* The HITRAN2020 molecular spectroscopic database // JQSRT. 2022. V. 277. 107949.

ВАРИАЦИИ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА УГЛЕРОДА В ПРОБАХ АЭРОЗОЛЯ, ОТОБРАННЫХ В ВЫСОКОШИРОТНОЙ ЭКСПЕДИЦИИ «СЕВЕРНЫЙ ПОЛЮС-41»

Калашникова Д.А.^{1,2}, Симонова Г.В.¹, Турчинович Ю.С.^{2,3}, Ризе Д.Д.³

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

²Институт оптики атмосферы им Зуева В.Е. СО РАН, г. Томск, Россия

³Арктический и антарктический научно-исследовательский институт,
г. Санкт-Петербург, Россия

e-mail: terrezaprk@mail.ru, galina_simonova@inbox.ru, tus@iao.ru, rize@aari.ru

В работе приведены результаты анализа изотопного состава углерода ($\delta^{13}\text{C}$) образцов атмосферного арктического аэрозоля, отобранного в высоких широтах Северного Ледовитого океана во время дрейфа полярной станции «Северный полюс-41» («СП-41») в период с октября 2022 года по январь 2024 года. Было проанализировано 92 пробы аэрозоля методом масс-спектрометрии изотопных отношений. Среднее значение величины $\delta^{13}\text{C}$ составило $-29,2 \pm 0,6\text{‰}$ (без учета выбросов). Экстремально низкое и высокое значения величины $\delta^{13}\text{C}$ составили $-30,2\text{‰}$ и $-27,3\text{‰}$, соответственно. Результаты исследования позволяют оценить характер сезонных изменений изотопного состава углерода атмосферного аэрозоля в высокоширотной Арктике: среднее значение величины $\delta^{13}\text{C}$ для весеннего и осеннего периодов выше, чем для зимнего и летнего периодов.

Введение. Аэрозольные частицы в нижних слоях тропосферы Арктической зоны в основном характеризуются сочетанием частиц континентального происхождения и частиц морского происхождения (из Северного Ледовитого океана). В период, когда Северный Ледовитый океан покрыт льдом, эмиссия частиц из океана отсутствует, доминируют частицы континентального происхождения. Исследование вариаций изотопного состава общего углерода ($\delta^{13}\text{C}$) атмосферного аэрозоля является полезным инструментом для понимания вклада частиц морского и континентального происхождения, так как для этих частиц характерны различные значения изотопного состава углерода. Цель работы заключалась в исследовании вариации величины $\delta^{13}\text{C}$ общего углерода арктического аэрозоля, отобранного в ходе дрейфа полярной станции «Северный полюс – 41» («СП-41»).

Материалы и методы. Дрейфующая экспедиция «Северный полюс – 41» в Арктике, выполняемая на ледостойкой самодвижущейся платформе (ЛСП) «Северный полюс», началась 2 октября 2022 г. Отбор проб атмосферного аэрозоля начался 18 октября 2022 г. На данный момент отобрано и проанализировано 92 пробы атмосферного аэрозоля. Дрейф станции платформы происходит в высоких широтах Северного Ледовитого океана (выше 80° с.ш.) [1].

Пробы атмосферного аэрозоля отбирались в среднем в течение 2–4 суток на стекловолоконные фильтры без связующего компонента MGF (Munktell, Швеция) ($\varnothing = 70$ мм,

пористостью 0,7 мкм) при помощи воздухозаборного устройства. Предварительно фильтры прокачивали в муфельной печи в течение 5 ч при температуре 500°C для устранения органических загрязнителей. Фильтры с образцами аэрозоля упаковывали в герметичные полиэтиленовые пакеты и доставляли в лабораторию. Пробы атмосферного аэрозоля анализировали на содержание общего углерода и определяли его изотопный состав методом масс-спектрометрии изотопных отношений [2]. Анализ производился с помощью элементного анализатора Flash 2000, соединенного с изотопным масс-спектрометром DELTA V Advantage (Thermo Fisher Scientific, Бремен, Германия), приборы предоставлены ТомЦКП СО РАН.

Изотопный состав δ измеряется в промилле (‰) и определяется следующей формулой:

$$\delta^{13}\text{C} = \left[\frac{R_{\text{sample}} - R_{\text{standard}}}{R_{\text{standard}}} \right] \times 1000,$$

где $\delta^{13}\text{C}$ – величина изотопного состава углерода, R_{sample} и R_{standard} – отношение тяжелого изотопа ^{13}C к легкому изотопу ^{12}C в исследуемом образце и стандарте, соответственно. В качестве стандарта использовали международный стандартный образец МАГАТЭ IAEA-600 Caffeine ($\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}} = -27,771 \pm 0,043\text{‰}$). Стандартное отклонение измерения величины $\delta^{13}\text{C}$ для трех последовательных измерений не превышало $\pm 0,1\text{‰}$.

Результаты и обсуждения. На рисунке 1 представлены график распределения частот величины изотопного состава углерода атмосферного аэрозоля, отобранного на фильтры в ходе дрейфа полярной станции, и общий график вариации величины $\delta^{13}\text{C}$ за весь период исследования. Величина $\delta^{13}\text{C}$ изменялась в пределах от $-30,2$ до $-27,3\text{‰}$, среднее значение величины $\delta^{13}\text{C}$ составило $-29,2 \pm 0,6\text{‰}$ (без учета выбросов). Такое низкое значение характерно для аэрозолей, образовавшихся в процессе сжигания углеводородных топлив (например, дизельного топлива).

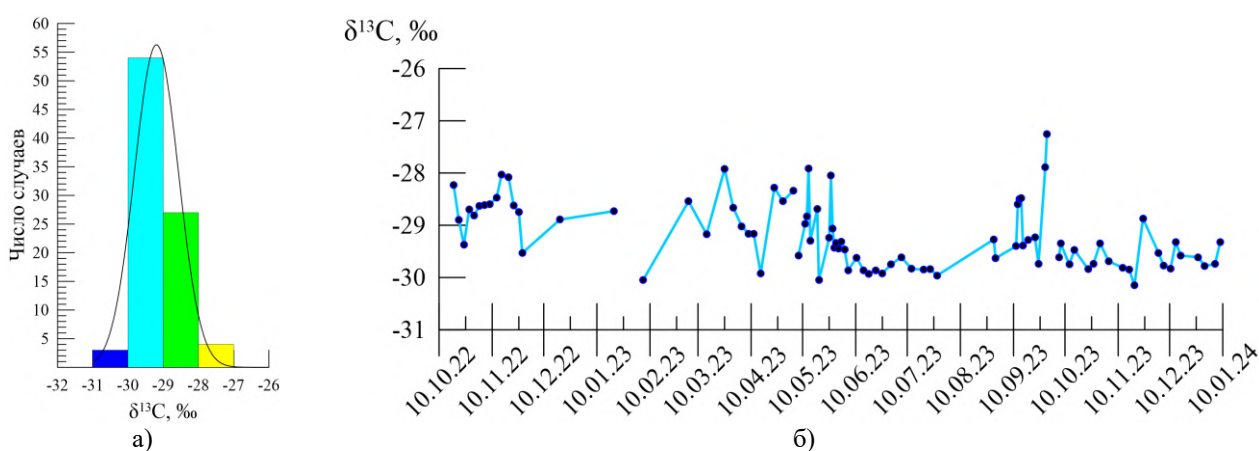


Рисунок 1 – Гистограмма распределения частот величины $\delta^{13}\text{C}$ (а) и общий график вариации величины $\delta^{13}\text{C}$ за весь период дрейфа «СП-41» (б)

Была рассчитана описательная статистика сезонных значений величины $\delta^{13}\text{C}$. Средние значения (без учета выбросов) величины $\delta^{13}\text{C}$ аэрозоля в весенний и осенний периоды примерно одинаковы и составили $-28,9 \pm 0,6\text{‰}$ и $-29,0 \pm 0,7\text{‰}$, соответственно. Средние значения величины $\delta^{13}\text{C}$ для зимнего и летнего периода немного ниже и равны $-29,5 \pm 0,4$ и $-29,7 \pm 0,2\text{‰}$, соответственно.

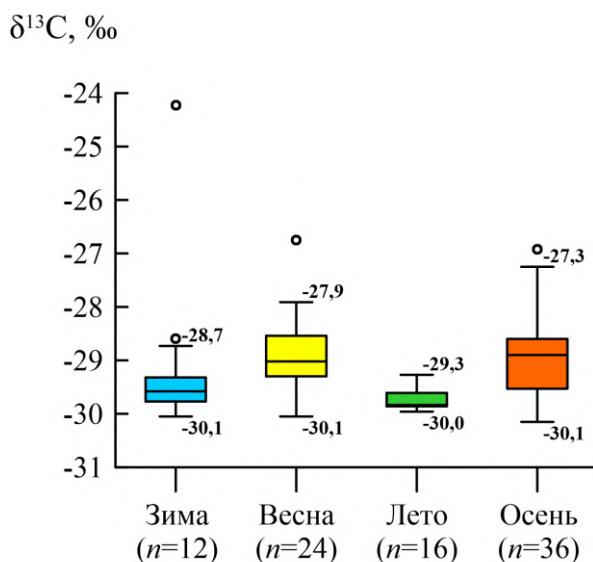


Рисунок 2 – Диаграммы размаха числовых значений сезонной величины $\delta^{13}\text{C}$ атмосферных аэрозолей: n – количество проб, горизонтальной линией в рамке обозначена медиана выборки значений; точками обозначены выбросы величины $\delta^{13}\text{C}$

Для получения информации о процессах, влияющих на перемещение атмосферных частиц и загрязнений в арктическом регионе, был проведен анализ обратных траекторий движения воздушных масс [3, 4], а также использована карта ветров [5]. Стоит отметить, что, в целом, для Арктики наибольшее аэрозольное воздействие приходится на период с осени до весны. По нашим данным, полученным для весеннего и осеннего периодов диапазоны вариации величины $\delta^{13}\text{C}$ достаточно широкие (2,1 и 2,9‰, соответственно), что может говорить о поступлении в высокоширотный район Арктики аэрозоля из различных источников (локальные техногенные источники, дальний перенос с континента). Для зимнего и летнего периодов изотопный состав углерода показал низкие значения величины $\delta^{13}\text{C}$ и наименьший разброс значений, что свидетельствует о доминирующем влиянии углеводородных источников на состав аэрозоля.

Сравнение средней величины $\delta^{13}\text{C}$ атмосферного аэрозоля, отобранного в ходе экспедиции «СП-41», со средними величинами $\delta^{13}\text{C}$ аэрозолей, отобранных в морских экспедициях, которые проходили в южных широтах Арктики («ТрансАрктика-2019» (на научно-исследовательском судне «Профессор Мультановский), 71-ый, 80-ый, 83-ий и 84-ый рейсы научно-исследовательского судна «Академик Мстислав Келдыш») [6], показало, что

величина $\delta^{13}\text{C}$ аэрозолей «СП-41» на 0,5–1‰ ниже. Это можно объяснить дрейфом «СП-41» в высоких широтах Северного Ледовитого океана, для которых имеются некоторые факторы, влияющие на особенности картины аэрозольного загрязнения (например, покрытые льдом поверхности, влияющие на перемещение аэрозолей, и арктические вихри, которые могут приводить к вертикальному перемешиванию воздуха и переносу аэрозолей на большие высоты, что может оказывать влияние на распространение аэрозолей).

Заключение. Величина $\delta^{13}\text{C}$ общего углерода за весь период исследования варьировалась в диапазоне от $-30,2$ до $-27,3$ ‰, среднее значение составило $-29,2 \pm 0,6$ ‰. Средние значения величины $\delta^{13}\text{C}$ аэрозоля, отобранного в весенний и осенний периоды примерно одинаковы и равны $-28,9 \pm 0,6$ ‰ и $-29,0 \pm 0,7$ ‰, соответственно. Для зимнего и летнего периодов средние значения величины $\delta^{13}\text{C}$ немного ниже и равны $-29,5 \pm 0,4$ ‰ и $-29,7 \pm 0,2$ ‰, соответственно. Для летнего периода наблюдается самый минимальный диапазон вариации величины $\delta^{13}\text{C}$ (0,7‰), что может свидетельствовать о доминировании углеводородных источников, например, возросшие объемы выбросов от выхлопов судовых дизельных двигателей в результате более интенсивного морского судоходства.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РФФ № 21-77-20025.

1. Экспедиция «Северный Полюс-41» (На ЛСП «Северный Полюс») [Электронный ресурс]. URL: [https://www.aari.ru/ekspeditsii/ekspeditsiya-severnoy-polyus-41-\(na-lsp-severnoy-polyus\)](https://www.aari.ru/ekspeditsii/ekspeditsiya-severnoy-polyus-41-(na-lsp-severnoy-polyus)) (дата обращения 14.02.2024).

2. Масс-спектрометрия для анализа объектов окружающей среды / А.Т. Лебедев. Москва: Техносфера, 2013. 632 с.

3. *Stein A.F., Draxler R.R., Rolph G.D., Stunder B.J.B., Cohen M.D., Ngan F.* NOAA's HYSPLIT atmospheric transport and dispersion modeling system // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 2015. V. 96. P. 2059-2077.

4. *Rolph G., Stein A., Stunder B.* Real-time Environmental Applications and Display sYstem: READY // *Environmental Modelling & Software.* 2017. V. 95. P. 210-228.

5. Beccario, C. EarthWindMap [Электронный ресурс]. URL: <https://earth.nullschool.net/ru> (дата обращения 24.01.2024).

6. *Калашикова Д.А., Симонова Г.В., Лямкина О.В., Почуфаров А.О.* Апробация методики определения изотопного состава отдельных фракций углерода в атмосферном аэрозоле методом масс-спектрометрии изотопных отношений // *Журнал аналитической химии.* 2023. Т. 78. № 8. С. 728-735.

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ УГЛЕРОДСОДЕРЖАЩИХ ЧАСТИЦ В СОСТАВЕ АЭРОЗОЛЯ НАД МОРЯМИ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА

Попова С.А.^{1,2}, Калашникова Д.А.^{2,3}, Симонова Г.В.³, Почуфаров А.О.², Круглинский И.А.²,
Кравчишина М.Д.⁴

¹Институт химической кинетики и горения СО РАН, г. Новосибирск, Россия

²Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск, Россия

³Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, г. Томск, Россия

⁴Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, Россия

e-mail: popova@kinetics.nsc.ru, terrezapr@mail.ru, galina_simonova@inbox.ru, poa216@iao.ru,
iak@iao.ru, kravchishina@ocean.ru

В работе представлены результаты измерений концентраций органического и элементного углерода (ОС и ЕС), а также изотопного состава углерода ($\delta^{13}\text{C}$) в атмосферном аэрозоле Евразийского сектора Северного Ледовитого океана. На основании измерений, проведенных в ходе девяти морских экспедиций в 2018-2023 гг., сделаны предварительные оценки долготного распределения количественных характеристик ОС, ЕС и $\delta^{13}\text{C}$ над арктическими морями (от Гренландского до Чукотского моря). Показано снижение средних концентраций органического и элементного углерода от Европейского к Азиатскому сектору Северного Ледовитого океана. Для всего Евразийского сектора средние значения величины $\delta^{13}\text{C}$ составляет $-27,9 \pm 0,6\%$, органического и элементного углерода – 700 нг/м^3 и 32 нг/м^3 , соответственно.

Введение. Полярные регионы играют ключевую роль в регуляции глобальных биогеохимических циклов и, следовательно, климатической системы планеты [1]. Связь между атмосферным аэрозолем и изменением климата особенно важна для атмосферы высоких широт, поскольку в этих районах даже небольшие изменения концентрации или состава аэрозоля могут оказать существенное влияние на изменение среды. Как правило, исследователей интересует вопрос о климатических последствиях эмиссии аэрозолей [2]. Поэтому, изучение пространственно-временной динамики углеродсодержащих частиц в атмосфере Арктического региона несет важную информацию не только о компонентах, обеспечивающих оптические свойства аэрозолей, но и о возможных источниках поступления аэрозоля. В последние годы экспедиционные исследования аэрозоля в Северной Атлантике и южной части Северного Ледовитого океана (СЛО) приобрели регулярный характер, что позволяет проводить статистическое обобщение данных в отдельных морских районах. В работе представлены результаты измерений органического (ОС), элементного (ЕС) углерода и изотопного состава углерода ($\delta^{13}\text{C}$) в пробах аэрозоля, отобранных в девяти морских экспедициях (2018–2023 гг.) (рис. 1). Измерения проводились в Гренландском (GS), Норвежском (NS), Баренцевом (BS),

Карском море (KS), Море Лаптевых, Восточно-Сибирском и Чукотском морях (LS+ESCS). В Европейском секторе СЛО отобрано 48 проб, в Азиатском секторе – 23.

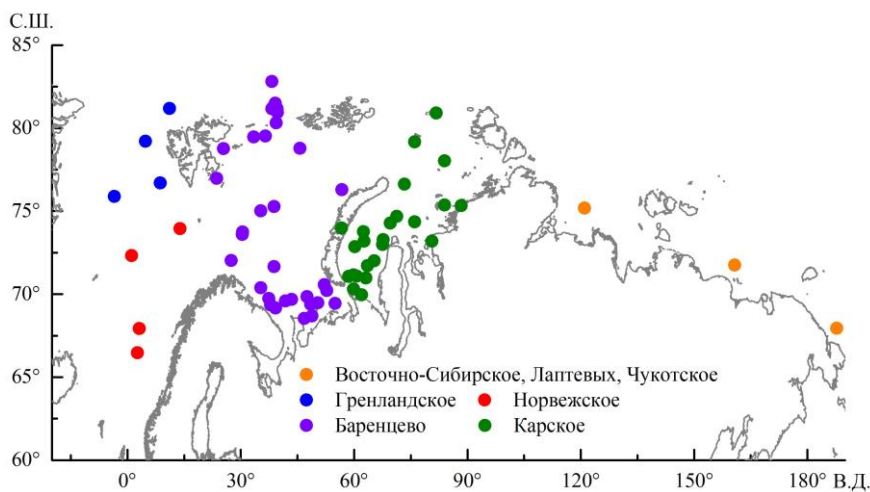


Рисунок 1 – Карта отбора образцов атмосферных аэрозолей

Материалы и методы. Отбор образцов аэрозолей проводился с использованием воздуходувки фирмы BUSCH Type SB 0050 ОНО на стекловолоконные фильтры (Whatman и Munktell). Продолжительность прокачки воздуха через фильтры составляла 2–4 суток. Концентрации ОС и ЕС определяли методом реакционной газовой хроматографии [3]. Изотопный состав углерода анализировали методом масс-спектрометрии изотопных отношений [4] с помощью изотопного масс-спектрометра DELTA V Advantage, совмещенного с элементным анализатором Flash 2000 (приборы предоставлены ТомЦКП СО РАН).

Результаты и обсуждения. При рассмотрении пространственной динамики характеристик ОС, ЕС и изотопного состава углерода ($\delta^{13}\text{C}$) углеродсодержащих частиц в Европейском секторе СЛО наблюдается определенная тенденция распределения данных характеристик. Самые высокие средние концентрации ОС и ЕС наблюдались над акваторией Норвежского моря, и составляли 1499 ± 1542 нг/м^3 и 80 ± 81 нг/м^3 , соответственно (рис. 2 а, б), что можно объяснить влиянием континентальных выносов от Скандинавского полуострова. Самые низкие концентрации ОС и ЕС зафиксированы в Гренландском море (665 ± 690 и 23 ± 22 нг/м^3 , соответственно), что объяснимо удаленностью от континентальных источников. Значения ОС и ЕС над акваторией Баренцева моря близки к измерениям Гренландского моря и составляют 757 ± 662 и 30 ± 33 нг/м^3 , соответственно. Подобное распределение характерно и для максимальных, и для квартильных значений. Высокие значения среднеквадратичного отклонения указывают на значительную вариабельность ОС и ЕС в период измерений, что, возможно, связано с нестабильными синоптическими условиями, влиянием локальных и региональных источников. Несмотря на небольшое количество образцов, отобранных в

Европейском секторе СЛО, наблюдается закономерное снижение концентраций ОС и ЕС в северном направлении.

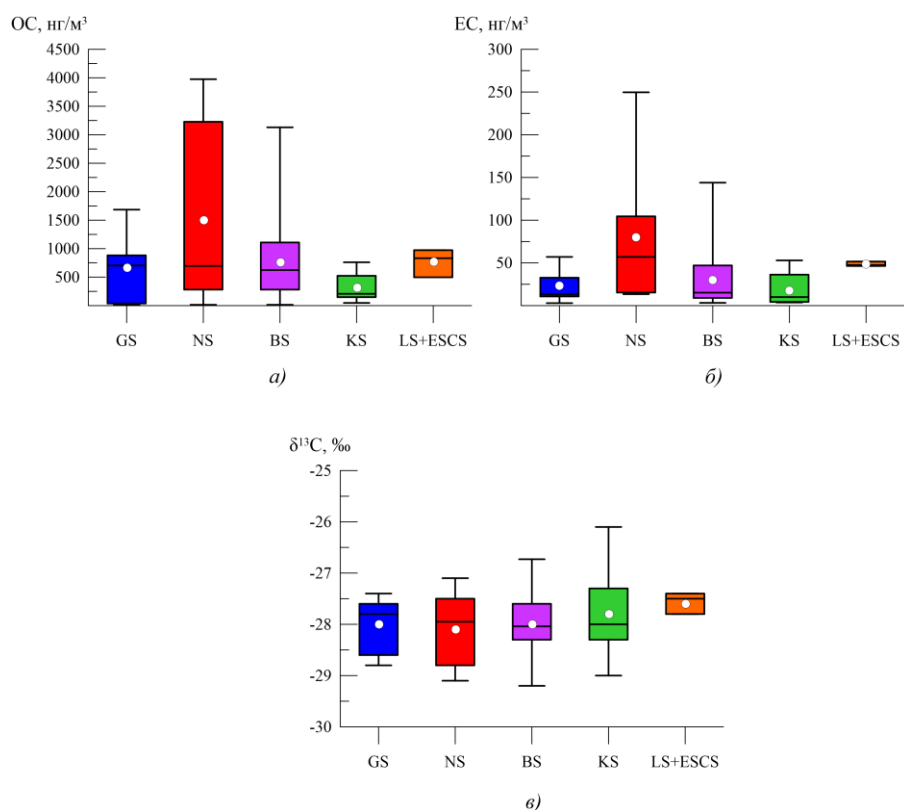


Рисунок 2 – Статистические характеристики концентраций ОС (а), ЕС (б), а также изотопного состава углерода (в) аэрозолей над морями СЛО: кружки – средние значения; вертикальные отрезки (усы) – СКО; средние горизонтальные линии – второй квартиль (медиана); верхние и нижние горизонтальные линии – первый и третий квартили (25% и 75% данных)

Малое количество проб аэрозолей, полученных из экспедиций по Морю Лаптевых, Восточно-Сибирскому и Чукотскому морям не позволяют привести корректную оценку по долготному распределению ОС и ЕС, но в совокупности с данными по Карскому морю, дают возможность привести усредненные значения по содержанию данных компонентов в Азиатской части СЛО. Показано, что по мере удаления на восток содержание углеродсодержащих частиц уменьшается. Так, средние концентрации ОС и ЕС составляют 375 и 22 нг/м³, соответственно, что в 2,3 и 1,6 раз ниже, чем в Европейской части СЛО. Возможно, данный факт связан с менее значимым влиянием выносов аэрозолей (включая дымы пожаров) из малонаселенных районов Сибири.

Изотопный состав углерода аэрозолей, отобранных над акваториями всех арктических морей, варьировался в пределах от $-29,2$ до $-26,1\text{‰}$, среднее значение величины $\delta^{13}\text{C}$ составило $-27,9 \pm 0,9\text{‰}$. Средние значения величины $\delta^{13}\text{C}$ проб аэрозолей Гренландского, Норвежского и Баренцева морей показали примерно схожие значения: $-28,0 \pm 0,6\text{‰}$, $-28,1 \pm 0,8\text{‰}$ и $-28,0 \pm 0,5\text{‰}$,

соответственно. Для проб с Карского моря среднее значение величины $\delta^{13}\text{C}$ немного выше и равно $-27,8\pm 0,7\%$. Для группы восточных морей получено малое количество проб, однако, значения величины $\delta^{13}\text{C}$ для собранных проб показали самые высокие значения ($-27,5\pm 0,2\%$).

Для проб аэрозоля, отобранных над Норвежским морем, интерквартильный размах величины $\delta^{13}\text{C}$ является самым большим. Концентрации ОС и ЕС в пробах с Норвежского моря также показали значительный разброс значений, что указывает на разнообразие источников и процессов формирования углеродсодержащих аэрозолей в данном море. Принято считать, что низкие значения величины $\delta^{13}\text{C}$ (значения до -27% и ниже) свидетельствуют о значительном влиянии выбросов от сжигания углеводородного топлива, включая выбросы морских судов (например, работающих на дизельном топливе). Более высокие значения (в диапазоне от -27 до -23%) говорят о том, что аэрозоль сформировался в результате горения биомассы или угля.

Заключение. Величина $\delta^{13}\text{C}$ общего углерода проб аэрозоля, отобранных над акваториями арктических морей варьировалась в пределах от $-29,2$ до $-26,1\%$, среднее значение составило $-27,9\pm 0,9\%$. Самые высокие средние концентрации ОС и ЕС наблюдались над акваторией Норвежского моря, и составляли 1499 ± 1542 нг/м³ и 80 ± 81 нг/м³, соответственно. Самые низкие концентрации ОС и ЕС зафиксированы в пробах аэрозолей с Гренландского моря – 665 ± 690 и 23 ± 22 нг/м³, соответственно. Интерквартильный размах как величины $\delta^{13}\text{C}$, так и концентраций ОС и ЕС для аэрозолей Норвежского моря показал значительный разброс значений, что говорит о различных источниках углеродсодержащих аэрозолей (например, континентальные выносы со Скандинавского полуострова или выбросы от выхлопов судовых дизельных двигателей). Для группы восточных морей СЛО ввиду малого количества проб аэрозолей провести корректную оценку по долготному распределению характеристик ОС, ЕС и $\delta^{13}\text{C}$ углеродсодержащих частиц не представляется возможным.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РФФ № 21-77-20025.

1. Climate Change in the Arctic / Koenigk T., Key J., Vihma T. Chapter in Physics and Chemistry of the Arctic Atmosphere, Springer, Cham, 2020. 723 p.

2. Schmale J., Zieger P., Ekman A.M.L. Aerosols in current and future Arctic climate // Nat. Clim. Chang. 2021. V. 11. P. 95–105.

3. Makarov V.I., Koutsenogii K.P., Koutsenogii P.K. Daily and seasonal changes of organic and inorganic carbon content in atmospheric aerosol Novosibirsk region // J. Aer. Sci. 1999. V. 30. P. S255-S256.

4. Масс-спектрометрия для анализа объектов окружающей среды / А.Т. Лебедев. М.: Техносфера, 2013. 632 с.

ОСОБЕННОСТИ ДИНАМИКИ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА УГЛЕРОДА, КОНЦЕНТРАЦИЙ ОРГАНИЧЕСКОГО И ЭЛЕМЕНТНОГО УГЛЕРОДА В АЭРОЗОЛЯХ НА ПОЛЯРНОЙ СТАНЦИИ «МЫС БАРАНОВА»

Калашникова Д.А.^{1,2}, Симонова Г.В.¹, Попова С.А.^{2,3}, Турчинович Ю.С.^{2,4}, Лоскутова М.А.⁴,
Ризе Д.Д.⁴

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

²Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск, Россия

³Институт химической кинетики и горения СО РАН, г. Новосибирск, Россия

⁴Арктический и антарктический научно-исследовательский институт,
г. Санкт-Петербург, Россия

e-mail: terrezaprk@mail.ru, galina_simonova@inbox.ru, popova@kinetics.nsc.ru, tus@iao.ru,
rize@aari.ru

В работе представлены результаты статистической оценки измерений концентраций органического и элементного углерода (ОС и ЕС), изотопного состава углерода ($\delta^{13}\text{C}$) в пробах атмосферного аэрозоля, отобранных с 02.04.2018 г. по 03.09.2021 г. на полярной станции «Мыс Баранова». Средние концентрации ОС и ЕС за весь период наблюдений составляют 478 ± 272 и 22 ± 28 нг/м³, соответственно. Среднее значение величины $\delta^{13}\text{C}$ составило $-27,6 \pm 1,0\%$. Для периода полярной ночи величина $\delta^{13}\text{C}$ варьируется от $-31,3$ до $-26,2\%$, ОС – от 115 до 2692 нг/м³, ЕС – от 4 до 111 нг/м³, для периода полярного дня – от $-29,4$ до $-23,6\%$, ОС – от 77 до 1490 нг/м³, ЕС – от 2 до 164 нг/м³.

Введение. Атмосферный аэрозоль является ключевым элементом в системе Земли, играющим важную роль в климатических процессах такого региона как Арктика. Исследование свойств аэрозоля имеет стратегическое значение для понимания атмосферных механизмов и их влияния на климат, а также для разработки мер по сохранению природных ресурсов и биоразнообразия [1]. Последние десятилетия характеризуются резкими изменениями в атмосфере Арктики, включая увеличение температур, таяние ледников, а также увеличение антропогенного воздействия. Исследование арктического аэрозоля позволяет получить ценные данные о его составе, источниках и путях переноса, а также о его воздействии на климатические и экологические процессы. Результаты исследований, направленных на оценку относительного вклада различных антропогенных источников, могут быть ключевым фактором в разработке стратегий адаптации к изменяющимся климатическим условиям и устойчивому развитию арктической зоны [2]. В работе представлены результаты измерений концентраций органического (ОС) и элементного (ЕС) углерода, а также изотопного состава углерода ($\delta^{13}\text{C}$) в

пробах аэрозоля, отобранных на полярной станции «Мыс Баранова» (о. Большевик, архипелаг Северная Земля, 79°16'59" с.ш., 101°38'17" в.д.) в период с 02.04.2018 г. по 03.09.2021 г.

Материалы и методы. Атмосферный аэрозоль отбирался на стекловолоконные фильтры (Munktell, Whatman) с помощью вихревой воздуходувки в течение 3–4 суток. Изотопный состав углерода ($\delta^{13}\text{C}$) определяли методом масс-спектрометрии изотопных отношений [3] с помощью изотопного масс-спектрометра DELTA V Advantage, совмещенного с элементным анализатором Flash 2000 (приборы предоставлены ТомЦКП СО РАН). Концентрации ОС и ЕС определяли методом реакционной газовой хроматографии [4].

Результаты и обсуждения. На рисунке 1 представлены графики распределения частот величины $\delta^{13}\text{C}$, концентраций ОС и ЕС атмосферного аэрозоля, отобранного на фильтры на Ледовой базе «Мыс Баранова», а также графики вариаций величины $\delta^{13}\text{C}$, ОС и ЕС за весь период исследования. Величина $\delta^{13}\text{C}$ (без выбросов) изменялась в пределах от $-31,3$ до $-23,6\text{‰}$, среднее значение величины $\delta^{13}\text{C}$ составило $-27,6\pm 1,0\text{‰}$ ($n=261$). В целом данное среднее многолетнее значение согласуется с данными по изотопному составу углерода, полученными для арктических обсерваторий Алерт (Канада), Барроу (Аляска, США) [5].

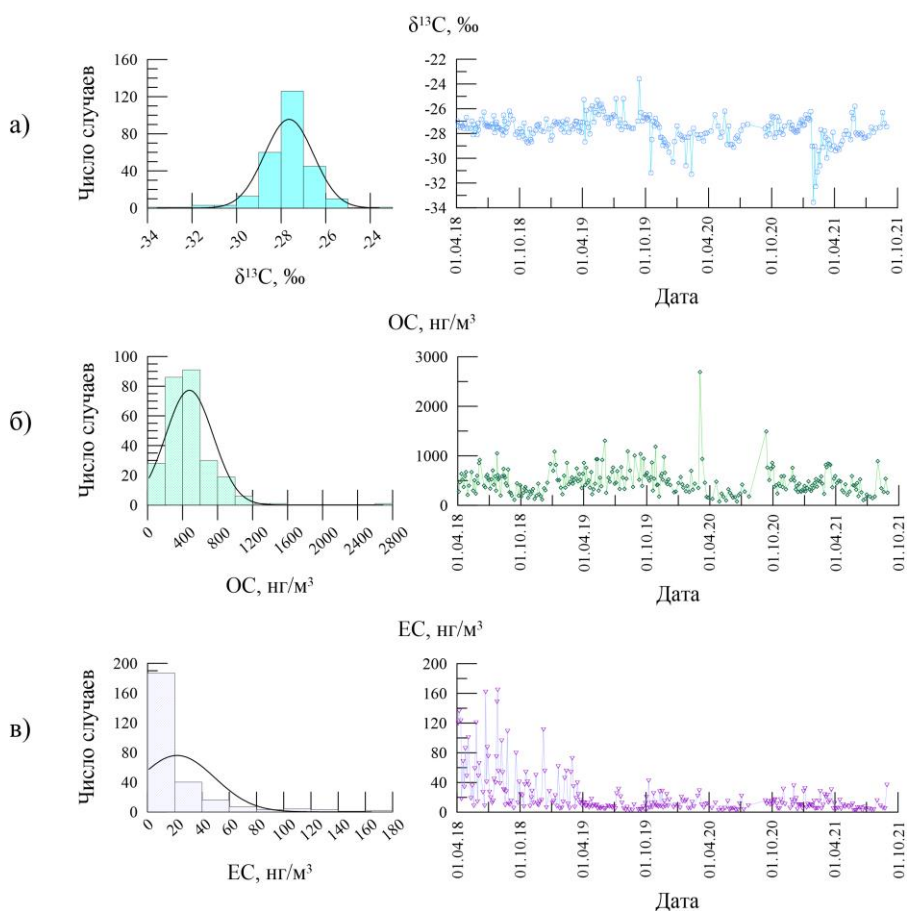


Рисунок 1 – Гистограммы частот (слева) величины $\delta^{13}\text{C}$ (а), концентраций ОС (б) и ЕС (в), а также графики вариаций данных характеристик (справа) за весь период исследования

Разброс концентраций ОС за весь период наблюдений, характеризующий условно фоновое состояние атмосферы (без случаев эпизодических всплесков – выбросов) варьировался от 77 до 816 $\text{нг}/\text{м}^3$ ($n=263$). Динамика ЕС составляла от 2 до 80 $\text{нг}/\text{м}^3$ ($n=250$). Следует отметить, что широкий диапазон количественных характеристик углеродсодержащих частиц обусловлен отбором образцов в разные сезоны года, с определенными синоптическими условиями и влиянием различных источников на формирование аэрозоля.

Для периода полярной ночи (16 октября – 14 марта) величина $\delta^{13}\text{C}$ аэрозоля варьируется в пределах от $-31,3$ до $-26,2\%$ (рисунок 2, а), среднее значение величины $\delta^{13}\text{C}$ равно $-28,0 \pm 1,0\%$. Для периода полярного дня (15 марта – 15 октября) среднее значение величины $\delta^{13}\text{C}$ немного выше ($-27,4 \pm 0,9\%$) и изменяется в диапазоне от $-29,4$ до $-23,6\%$. Интерквартильный размах величины $\delta^{13}\text{C}$ как для полярного дня, так и для полярной ночи примерно одинаков (1,2 и 1,3%, соответственно). Однако, средние значения величины $\delta^{13}\text{C}$ незначительно, но разнятся, что может говорить о том, что на аэрозоль для каждого из полярных сезонов влияют различные регионы поступления воздушных масс и источники происхождения аэрозоля (локальные, региональные). Для полярной ночи определены самые низкие значения величины $\delta^{13}\text{C}$ ($-31,3$, $-30,3$ и $-29,5\%$), указывающие на влияние аэрозолей, образовавшихся в результате сжигания углеводородного топлива. Высокие значения величины $\delta^{13}\text{C}$ ($-25,8$, $-25,2$ и $-23,6\%$) для полярного дня, говорят о том, что, возможно, аэрозоль имеет континентальное происхождение и на его формирование оказывают влияние процессы горения биомассы (пожары).

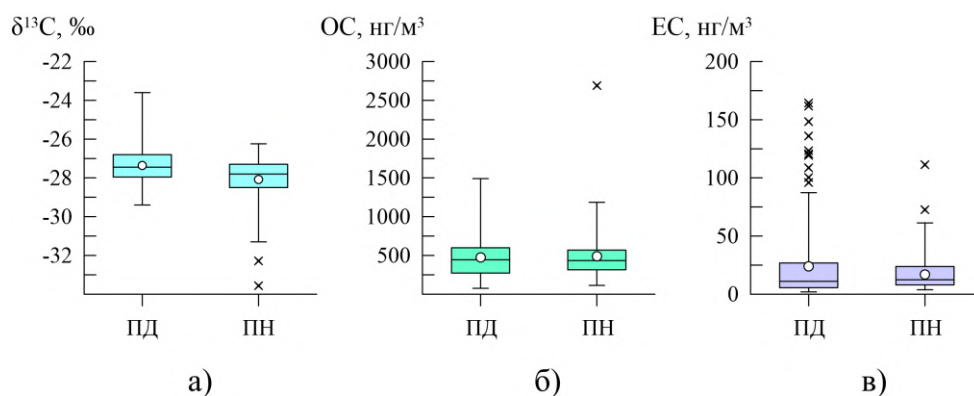


Рисунок 2 – Статистические характеристики величины $\delta^{13}\text{C}$ (а), концентраций ОС (б) и ЕС (в) аэрозолей, отобранных на полярной станции «Мыс Баранова» в периоды полярного дня (ПД) и полярной ночи (ПН): кружки – средние значения; вертикальные отрезки (усы) – СКО; средние горизонтальные линии – второй квартиль (медиана); верхние и нижние горизонтальные линии – первый и третий квартили (25% и 75% данных), крестиком обозначены выбросы

Статистическая оценка распределения ОС в периоды полярной ночи и полярного дня показала нечеткий ход в средних сезонных концентрациях. Так, в период полярного дня

средняя величина ОС составляла 472 ± 251 нг/м³, в период полярной ночи – 487 ± 304 нг/м³ (рис. 2 б). Подобная тенденция наблюдается при рассмотрении сезонной динамики ОС, где случаи всплеска концентраций в расчете не использовались. Причиной широкого диапазона содержания ОС в период полярной ночи (115 – 2692 нг/м³), возможно, является увеличение выносов континентального воздуха из средних широт и температурные инверсии, которые приводят к скоплению аэрозоля в отдельных слоях тропосферы (явление «арктическая дымка») [2]. В период полярного дня, средние значения ЕС составляют 24 ± 33 нг/м³, в период полярной ночи – 19 ± 17 нг/м³ (рис. 2 в). Повышенные концентрации ЕС в период полярного дня, возможно, обусловлены влиянием судов в навигационный период (июнь-октябрь).

Заключение. Изотопный состав углерода на полярной станции «Мыс Баранова» изменялся от $-31,3$ до $-23,6\%$ при среднем значении $-27,6 \pm 1,0\%$. Содержание ОС и ЕС за весь период измерений составляет 478 ± 272 (77 – 2692) нг/м³ и 22 ± 28 (2 – 164) нг/м³. Примерно равные интерквартильные размахи величины $\delta^{13}\text{C}$ как для полярного дня, так и для полярной ночи могут свидетельствовать о стабильности влияния источников для каждого из полярных сезонов. Показан нечеткий сезонный ход для ОС и влияние навигационного периода на концентрации ЕС.

Анализ данных выполнен при финансовой поддержке РНФ (соглашение № 21-77-20025), а отбор проб аэрозоля осуществлялся в рамках Федеральной научно-технической программы в области экологического развития Российской Федерации и климатических изменений на 2021 – 2030 годы.

1. *Abbatt J.P.D., Leaitch W.R., Aliabadi A.A., Bertram A., Blanchet J.-P., Boivin-Rioux A., Bozem H., Burkart J., Chang R., Charette J., Chaubey J., Christensen R., Cirisan A., Collins D., Croft B., Dionne J., Evans G., Fletcher C., Galí Tàpias M., Yakobi-Hancock J.* Overview paper: New insights into aerosol and climate in the Arctic // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2019. V. 19. Is. 4. P. 2527-2560.

2. *Arnold S.R., Law, K.S., Brock C.A., Thomas J.L., Starkweather S., von Salzen K., Stohl A., Sharma S., Lund M., Flanner M.G., Petäjä T., Tanimoto H., Gamble J., Dibb J.E., Melamed M., Johnson N., Fidel M., Tynkkynen V.-P., Baklanov A., Bozem H.* Arctic air pollution: Challenges and opportunities for the next decade // *Elementa: Science of the Anthropocene*. 2016. V. 4. Art. 000104.

3. Масс-спектрометрия для анализа объектов окружающей среды / А.Т. Лебедев. Москва: Техносфера, 2013. 632 с.

4. *Makarov V.I., Koutsenogii K.P., Koutsenogii P.K.* Daily and seasonal changes of organic and inorganic carbon content in atmospheric aerosol Novosibirsk region // *J. Aer. Sci.* 1999. V. 30. P. S255-S256.

5. *Winiger P., Barrett T.E., Sheesley R.J., Huang L., Sharma S., Barrie L., Yttri K., Evangeliou N., Eckhardt S., Stohl A., Klimont Z., Heyes C., Semiletov I., Dudarev O., Charkin A., Shakhova N., Holmstrand H., Andersson A., Gustafsson Ö.* Source apportionment of circum-Arctic atmospheric black carbon from isotopes and modeling // *Sci. Adv.* 2019. V. 5. eaau8052.

ОСОБЕННОСТИ СПЕКТРАЛЬНОЙ ЗАВИСИМОСТИ КОЭФФИЦИЕНТОВ АЭРОЗОЛЬНОГО ОСЛАБЛЕНИЯ ИЗЛУЧЕНИЯ В ЕСТЕСТВЕННЫХ И МОДЕЛЬНЫХ ДЫМАХ

Ужегов В.Н., Панченко М.В., Шмаргунов В.П.

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

e-mail: uzhegov@iao.ru, pmv@iao.ru, vpsh@iao.ru

В ИОА с 2000 по 2019 в теплый период года проведены трассовые (длина трассы 1 км) измерения спектрального пропускания атмосферы в диапазоне длин волн от 0.45 до 3.9 мкм. В 2019-2022 гг. аналогичные измерения выполнены в Большой Аэрозольной Камере ИОА в модельных дымах сгорания сосны на трассе длиной 52 м. Получены спектральные зависимости коэффициентов аэрозольного ослабления в чистых условиях (7450 реализаций) в естественных дымах два массива данных (1779 и 3873 реализации) и в модельных дымах (2490 реализаций). Для каждого подмассива данных показано как трансформируются спектральные зависимости коэффициентов аэрозольного ослабления при изменении доли поглощающего вещества в аэрозольных частицах.

Введение. Дымовой аэрозоль – один из факторов загрязняющий атмосферу, влияющий на нарушение комфортных условий проживания и отрицательно влияющий на здоровье человека. Лесные пожары как источник дымового аэрозоля существенно изменяют радиационные характеристики воздуха.

Цель работы является оценить поглощающие и рассеивающие характеристики дымовых частиц в сравнении с фоновыми условиями.

Исходные данные. В ИОА с 2000 по 2019 в теплый период года проведены трассовые (длина трассы 1 км) измерения спектрального пропускания атмосферы в диапазоне длин волн от 0.45 до 3.9 мкм. В 2019-2022 гг. аналогичные измерения выполнены в Большой Аэрозольной Камере ИОА в модельных дымах сгорания сосны на трассе длиной 52 м. Получены спектральные зависимости коэффициентов аэрозольного ослабления $\beta_{EXT}(\lambda)$ чистых условиях (7450 реализаций, измерения 2000-2006 гг) в естественных дымах два массива данных (1779, измерения 2000-2006 гг и 3873 реализации, измерения 2007-2019 гг) и в модельных дымах (2490 реализаций, измерения 2019-2022 гг). Одновременно с $\beta_{EXT}(\lambda)$ в локальном объеме воздуха проводились измерения: коэффициентов направленного светорассеяния $\beta_{SCT}(\varphi, \lambda)$ под углом $\varphi - 45^\circ$ и для длин волн 0.53 мкм; массовой концентрации поглощающего вещества в аэрозольных частицах $M_{BC}(\lambda)$ для длины волны 0.53 мкм, а также велись стандартные метеонаблюдения. Для интерпретации полученных данных изданных, полученных в локальных измерениях рассчитывались следующие параметры: $\beta_{SCT \Sigma} -$ интегральный коэффициент рассеяния $\beta_{SCT \Sigma} = 7450 * \beta_{SCT}(45^\circ, 0.53)$; относительное содержание поглощающего вещества в

аэрозольных частицах $P = M_{BC} / M_a$, где $M_a = 2400 * \beta_{SCT}(45^\circ, 0.53)$ – массовая концентрация аэрозольных частиц.

Формирование двух массивов $\beta_{EXT}(\lambda)$ для естественных дымовых ситуаций связано с тем, что они получены на разных трассах. В 2000-2006 гг трасса измерений проходила в Томском Академгородке с юго-запада на северо-восток на высоте 10 м над поверхностью, а в 2007-2019 гг с севера на юг на высоте 25 м над землей.

Некоторые результаты измерений. На рис. 1 приведено распределение данных по типам оптической погоды – фон (I), дымка (II), дым (III) и смог (IV). Красные точки соответствуют чистым атмосферным условиям, зеленые (массив N=1779) и синие (массив N=3873) относятся к дымам удаленных пожаров, пришедшим в точку наблюдения. Черные точки – измерения в плотных дымах в БАК.

Видно, что в условиях дымки наибольшее число реализаций получено при параметре $P > 0.05$, а во всех дымах при $P < 0.05$.

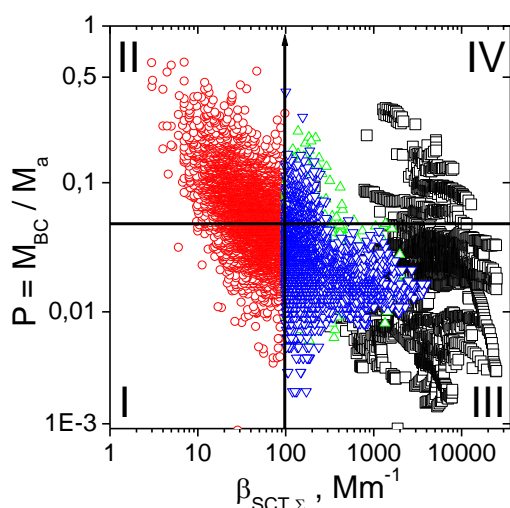


Рисунок 1 – Распределение данных по типам оптической погоды – фон (I), дымка (II), дым (III) и смог (IV)

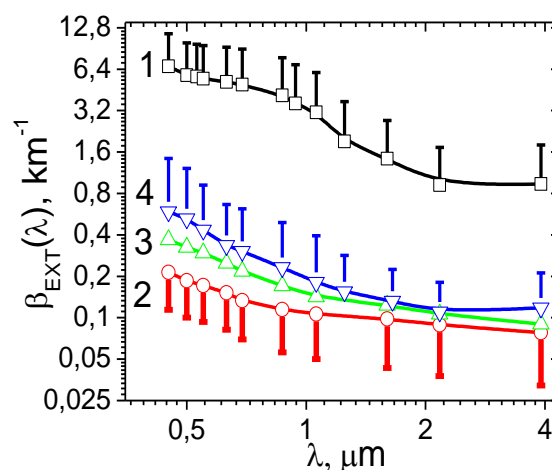


Рисунок 2 – Спектральная зависимость средних значений и СКО (вертикальные отрезки) коэффициентов аэрозольного ослабления излучения для четырех подмассивов данных

На рис. 2 представлена трансформация спектральных зависимостей средних значений и коэффициентов аэрозольного ослабления излучения для четырех подмассивов данных (Цвета кривых соответствуют цвету точек на рис. 1). Заметно, что наибольшие замутнения, как в видимой так и в ИК областях спектра получены при измерениях в БАКе. Естественно, что самые низкие значения коэффициентов $\beta_{EXT}(\lambda)$ наблюдались в чистой атмосфере.

Для выявления роли параметра P каждый массив данных был разбит на два подмассива: $P < 5\%$ и $P > 5\%$. Результаты такого разбиения приведены на рис. 3а - рис. 3г.

Для массивов с величиной $P < 5\%$ в дымовых ситуациях (рис. 3в и 3г, черные кривые) наблюдаются повышенные средние значения коэффициентов $\beta_{\text{EXT}}(\lambda)$ и их СКО, что связано с наличием в этих массивах самых плотных дымовых замутнений. Для более чистых условий (рис. 3а и 3б) с увеличением значений параметра P наблюдается повышение значений коэффициентов $\beta_{\text{EXT}}(\lambda)$ в ИК области спектра, что возможно объясняется увеличением вклада черного углерода в поглощение аэрозольными частицами.

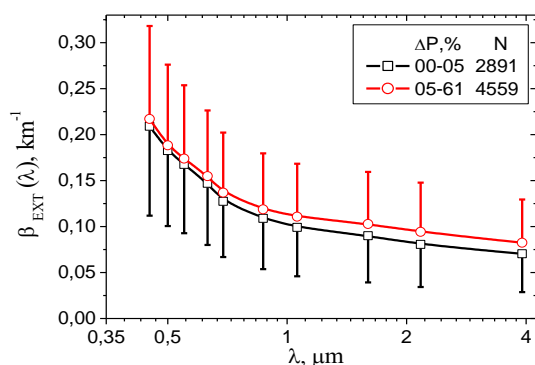


Рисунок 3а – Трансформация спектральной зависимости коэффициентов аэрозольного ослабления излучения в чистой атмосфере, параметр $P < 5\%$ (черная кривая) и $P > 5\%$ (красная кривая)

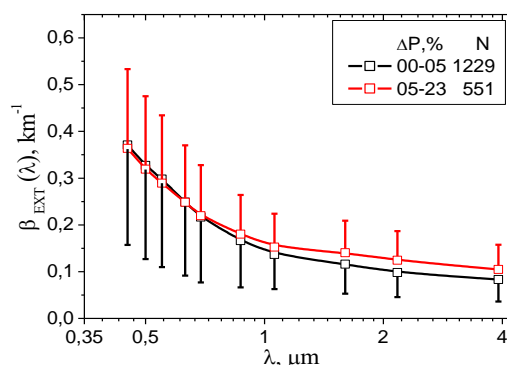


Рисунок 3б – Трансформация спектральной зависимости коэффициентов аэрозольного ослабления излучения в задымленной атмосфере (массив $N=1779$), параметр $P < 5\%$ (черная кривая) и $P > 5\%$ (красная кривая)

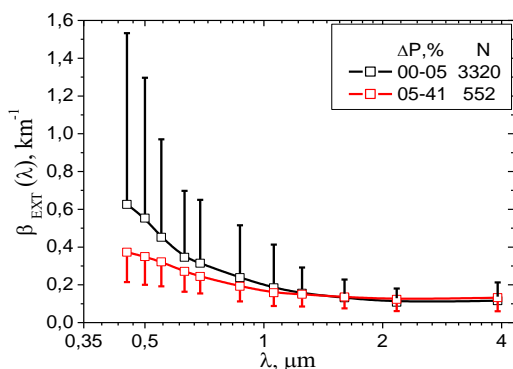


Рисунок 3в – Трансформация спектральной зависимости коэффициентов аэрозольного ослабления излучения в задымленной атмосфере (массив $N=3873$), параметр $P < 5\%$ (черная кривая) и $P > 5\%$ (красная кривая)

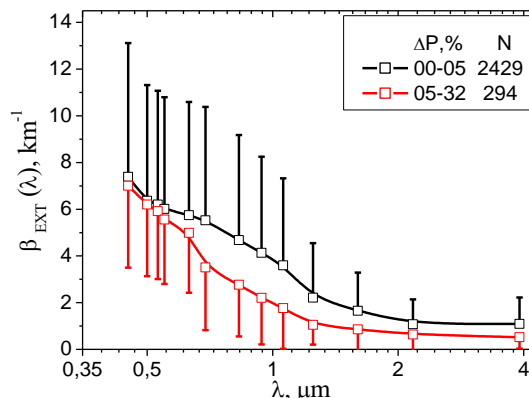


Рисунок 3г – Трансформация спектральной зависимости коэффициентов аэрозольного ослабления излучения в дымах БАК (массив $N=2490$), параметр $P < 5\%$ (черная кривая) и $P > 5\%$ (красная кривая)

Разработанный ранее алгоритм разделения коэффициентов $\beta_{\text{EXT}}(\lambda)$ на компоненты, обусловленные процессами рассеяния и поглощения разными фракциями аэрозольных частиц,

позволил провести оценку величины альbedo однократного рассеяния для каждого представленного массива данных. Спектральная зависимость средних значений альbedo однократного рассеяния представлена на рис.4. Из рисунка видно, что величина поглощения минимальна для самых плотных дымов, измеренных в БАКе (кривая 1), что подтверждает тот факт, что рост ослабления излучения в дымах обусловлено в основном процессами рассеяния.

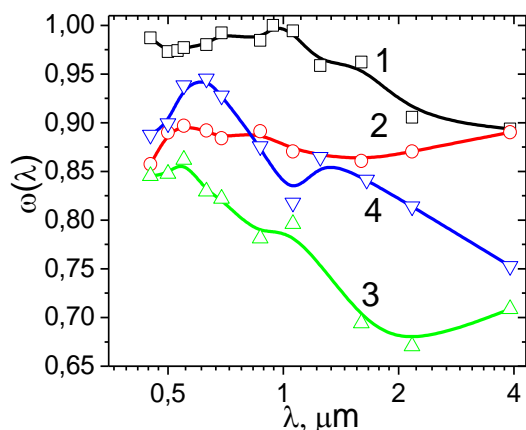


Рисунок 4 – Спектральная зависимость средних значений альbedo однократного рассеяния для плотных дымов, полученных в БАК (кривая 1), для чистых атмосферных условий (кривая 2) и в дымах удаленных пожаров (кривая 3, массив N=1779), (кривая 4, массив N=3873)

Основные выводы.

1. Для плотных дымов с пониженными значениями параметра Р наблюдаются повышенные средние значения коэффициентов $\beta_{\text{EXT}}(\lambda)$ и их СКО, что связано с наличием в этих данных самых сильных дымовых замутнений.

2. Для более чистых условий с увеличением значений параметра Р наблюдается повышение значений коэффициентов $\beta_{\text{EXT}}(\lambda)$ в ИК области спектра, что возможно объясняется увеличением вклада черного углерода в поглощение аэрозольными частицами.

3. Величина поглощения принимает минимальные значения для самых плотных дымов, измеренных в БАКе, что подтверждает тот факт, что рост ослабления излучения в дымах обусловлен опережающим возрастанием величины рассеяния излучения.

Измерения в атмосфере проведены в рамках госбюджетного задания. Результаты измерений в БАК получены при финансовой поддержке РФ (Соглашение № 19-77-20109). Работы выполнены с использованием оборудования ЦКП "Атмосфера" при частичной финансовой поддержке Минобрнауки России (Соглашение № 075-15-2021-661).

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ АВТОМАТИЧЕСКОГО НЕФЕЛОМЕТРА ДЛЯ АТМОСФЕРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ АЭРОЗОЛЬНОГО КОЭФФИЦИЕНТА РАССЕЯНИЯ

Ростов А.П., Шефер Н.А.

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

e-mail: rostov@iao.ru, shefer@iao.ru

Представлены результаты использования модифицированного автоматического нефелометра, предназначенного для регистрации коэффициента аэрозольного рассеяния. Одноугловой нефелометр открытого типа собран на полупроводниковых свето- и фото-диодах с максимумом чувствительности на длине волны 0,83 мкм, с углом регистрации 45°. Нефелометр обладает высокой чувствительностью и быстродействием, позволяющим с частотой до 10 Гц регистрировать рассеянное излучение. Это дает возможность определять флуктуации концентрации аэрозоля и совместно с акустическим термоанемометром исследовать статистические свойства аэрозольных потоков в атмосфере.

При исследовании атмосферного аэрозоля нефелометры широко используются [1]. Для исследования турбулентных потоков импульса, тепла, влаги и аэрозоля в приземном слое атмосферы был выбран оптический (нефелометрический) метод, который при регистрации коэффициентов направленного рассеяния характеризуется высокой чувствительностью и оперативностью. Нефелометры позволяют производить измерения с высокой частотой повторения, что особенно важно при исследовании случайных процессов. В лаборатории распространения волн ИОА СО РАН был разработан, а затем модифицирован и улучшен автоматический нефелометр открытого типа, который принимает рассеянное излучение под углом 45°.

Угол рассеяния, как и длина волны, выбраны неслучайно, т.к. технически проще создать надежный и чувствительный нефелометр, работающий методом *in situ*, используя мощный кремниевый ИК-диод. Угол рассеяния в 45° или близкий к нему имеет принципиальное значение, т.к. рассеянное излучение в этом случае обусловлено примерно в равной мере частицами разных размеров. Следовательно, коэффициент направленного светорассеяния под 45° имеет наибольшую корреляцию с коэффициентом полного рассеяния.

Одноугловой нефелометр открытого типа был собран на полупроводниковых свето- и фото-диодах с максимумом чувствительности на длине волны $\lambda=0,83$ мкм, с углом регистрации 45°. В рабочем режиме по команде процессора прибора с частотой порядка 1 КГц выдается 20 импульсов тока в ИК-светодиод передатчика. При этом часть отраженного излучения попадает в приемник. Передатчик и приемник снабжены оптической системой для формирования коллимированных пучков. Нефелометр обладает высокой чувствительностью (от фонового и >)

и быстродействием, позволяющим с частотой до 10 Гц регистрировать рассеянное излучение. Это дает возможность определять флуктуации концентрации аэрозоля и совместно с акустическим термоанемометром исследовать статистические свойства аэрозольных потоков в атмосфере.

Исследования изменений конвективных потоков в приземном слое атмосферы представляет сложную комплексную задачу ввиду большого объема получаемой информации, одновременного использования различных первичных датчиков и необходимости расчета широкого набора характеристик по заданным алгоритмам. Измерения пульсаций метеопараметров должны проводиться синхронно, в малом пространственном объеме, с высокой точностью и оперативностью.

В рамках вышеназванной задачи разработан и испытан в полевых условиях комплексный автоматический измеритель турбулентных микропульсаций метеопараметров, в состав которого входит нефелометр.

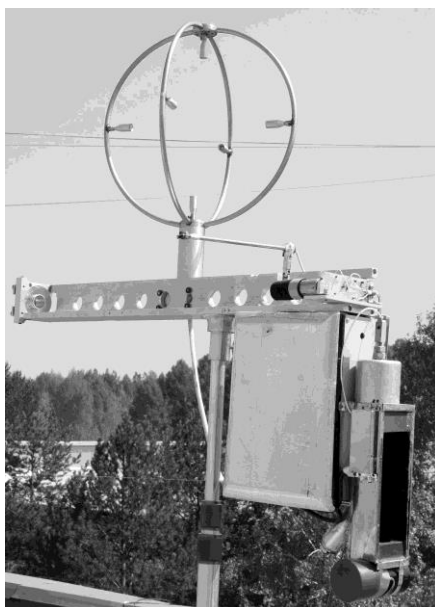


Рисунок 1 – На фото показан внешний вид прибора в процессе измерений

Измеритель представляет собой компактный автоматический прибор, объединяющий в своем составе не только одноугловой нефелометр открытого типа для измерений пульсаций коэффициента аэрозольного рассеяния и оценки пульсаций концентрации атмосферного аэрозоля, а также акустический измеритель трех компонент скорости ветра и виртуальной температуры [2], оптический инфракрасный измеритель микропульсаций абсолютной влажности, датчики температуры, давления и относительной влажности. Измерения динамических и термодинамических характеристик турбулентности также сопровождаются измерениями солнечной радиации. Т. е., в своем составе прибор имеет датчики приходящей и

уходящей солнечной радиации, позволяющие в процессе измерений оценивать радиационный баланс в видимом диапазоне спектра. Областью применимости прибора является изучение процессов трансформации потоков тепла и количества движения, вариаций и взаимодействий аэрозоля и водяного пара в изменяющихся гидрометеорологических и радиационных условиях.

В качестве иллюстрации возможностей комплекса можно рассмотреть примеры некоторых измеренных характеристик приземного слоя.

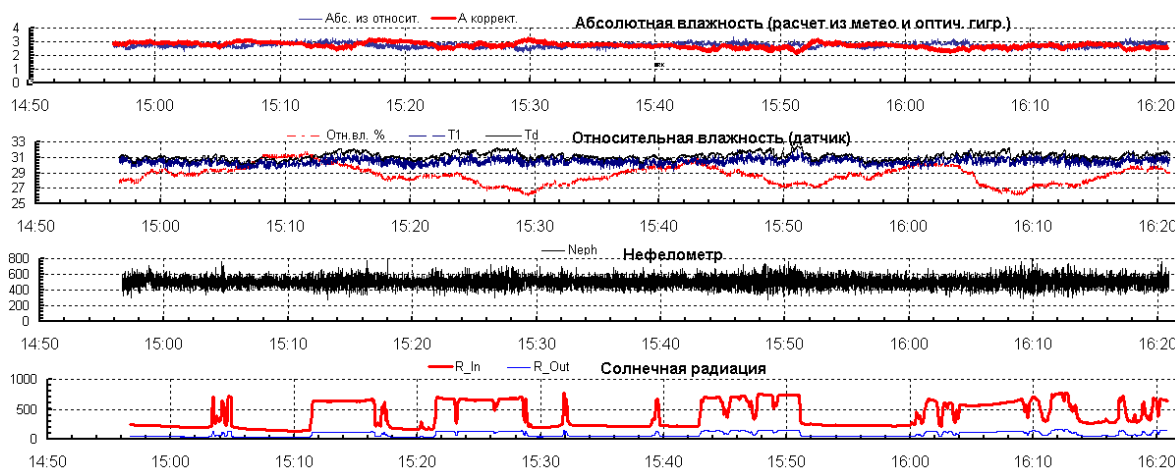


Рисунок 2 – Пример записи пульсаций абсолютной и относительной влажности, коэффициента аэрозольного рассеяния, приходящей и уходящей радиации

В процессе измерений нами регистрируется много параметров, данные измерений записываются с одновременной частичной обработкой в реальном времени. Затем записанные данные подвергаются более детальному анализу и статистической обработке. В конце каждого цикла измерений также генерируется файл отчета с указанием даты и времени, в котором содержатся рассчитанные в реальном времени средние значения и дисперсии скорости ветра и температуры.

Рассчитываются следующие статистические характеристики для каждой серии: для скорости ветра, температуры, абсолютной влажности и аэрозоля вычисляются средние значения, дисперсии, автоспектры, автокорреляционные функции, а также взаимные корреляционные функции, для временных рядов различных метеопараметров. Кроме того, вычисляются вертикальные турбулентные потоки количества движения, тепла и аэрозоля, а также масштаб скорости (скорость трения), масштаб температуры, масштаб Обухова. Таким образом, в каждой серии измерений может быть получена достаточно обширная и многообразная информация о статистических свойствах пространственно-временной структуры аэрозольных, температурных и ветровых полей приземного слоя атмосферы.

В дальнейшем записанная информация подвергается более детальной статистической обработке. С применением БПФ [3] рассчитываются одномерные спектры флуктуаций для всех

измеряемых параметров, а также взаимные спектры, спектры когерентности и фазы. Затем уже обратным БПФ вычисляются авто и взаимные корреляционные функции.

В центральной части прибора расположен оптический измеритель микропульсаций влажности. Он основан на использовании принципа инфракрасного гигрометра, измеряющего флуктуации коэффициента поглощения радиации в полосе поглощения водяного пара. Он предназначен для измерения турбулентных пульсаций абсолютной влажности и позволяет на базе дифференциальной методики получать ряды абсолютной влажности с частотой до 4 Гц.

Устройство также имеет дополнительно датчик кинетической температуры, датчик относительной влажности воздуха и датчики проходящей и уходящей солнечной радиации. Расстояние между всеми компонентами прибора не превышает 500 мм.

В составе прибора использован стандартный датчик относительной влажности. Как известно, принцип измерения основан на изменении натяжения пленочной мембраны при изменении относительной влажности воздуха. Датчик предназначен для измерения средних значений относительной влажности, а также используется при калибровке оптического измерителя абсолютной влажности.

Датчики проходящей и уходящей радиации имеют диапазон чувствительности в видимой спектральной области. Датчики ориентированы вертикально вверх и вниз и расположены на небольшой поворотной штанге, во избежание затенения конструктивными элементами прибора во время измерений.

С помощью данного прибора удастся существенно повысить точность и оперативность измерений, что имеет решающее значение для выявления тонких эффектов в структуре турбулентных полей. Привлекательной стороной прибора при этом является возможность проведения длительных автоматизированных измерений, гибкость и оперативность проведения статистической обработки для основных метеорологических параметров и возможность выявления взаимосвязей между ними.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИОА СО РАН.

1. *Разенков И.А., Ростов А.П.* // Оптика атмосферы и океана. 1997. Т. 10. № 8. С. 941-946.
2. *Тихомиров А.А.* // Оптика атмосферы и океана. 2010. Т. 23. №7. С. 585-600.
3. *Отнес Р., Энноксон Л.* Прикладной анализ временных рядов. М.: Мир, 1982. 428 с.

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ГОРИЗОНТАЛЬНОГО ЛАЗЕРНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ СЛОИСТОЙ ОБЛАЧНОСТИ

Илюшин Я.А.^{1,2}, Хунли Чжао¹

¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия

²Институт радиотехники и электроники В.А. Котельникова РАН, г. Москва, Россия

e-mail: ilyushin@phys.msu.ru

Исследовано распространение импульсного коллимированного пучка лазерного излучения в облачном слое в горизонтальном направлении. Моделирование проведено прямым численным решением векторного уравнения переноса поляризованного излучения с помощью высокопроизводительных параллельных суперкомпьютерных кластерных систем. Установлено, что спад интенсивности по мере распространения импульса в толще слоя облаков является информативной характеристикой, связанной с толщиной исследуемого облачного слоя. Показана возможность решения обратной задачи, т.е. определения физических характеристик слоистой облачности по данным зондирования.

Прохождение света сквозь оптически толстые облака представляет собой процесс многократного рассеяния. В докладе исследуется распространение импульсов лазерного излучения в тонких слоях облаков с учетом поляризации (конечно-разностная схема) и без учета поляризации (статистическое моделирование методом Монте-Карло) для приложений дистанционного обнаружения и навигации. Исследовано явление динамического кольцевого гало в слоях облаков, в частности, в контексте активного зондирования с самолета, находящегося внутри облака. В исследовании используются численные решения векторного уравнения переноса излучения и статистическое моделирование для моделирования переноса излучения в облачном слое.

Полученные результаты дают представление о характеристиках распространения лазерных импульсов в слоях облаков и предлагают потенциальные применения для зондирования атмосферы и дистанционной навигации.

В работах [1-6] рассмотрено распространение лазерных импульсов в плоскопараллельном облачном слое с нормальным падением лазерного излучения на поверхность слоя (Рис.1, (а), В и С) с поверхности Земли или с самолета или космического корабля. В этих работах исследовалось явление так называемого динамического кольцевого гало, возникающего в слоях облаков, не превышающих определенной пороговой толщины. В настоящее время в связи с развитием авиационной техники, в т.ч. беспилотные, открываются новые возможности для постановки экспериментов по активному и пассивному зондированию атмосферы. В данной работе исследуются возможности активного зондирования облачного слоя импульсным

лазерным излучением летательного аппарата, находящегося внутри облака. Выбор направления излучения определяется спецификой решаемой задачи. В данной работе мы ограничимся горизонтальными направлениями зондирования (параллельно границам плоскопараллельного слоя облаков, Рис.1, (a), A). В нашей работе перенос излучения в облачном слое моделируется двумя способами: путем прямого численного решения векторного уравнения переноса излучения (VRTE) [7] с использованием конечно-разностной схемы в дискретных ординатах [8], принимая с учетом поляризации, так и методом статистического моделирования (Монте-Карло) без учета поляризации.

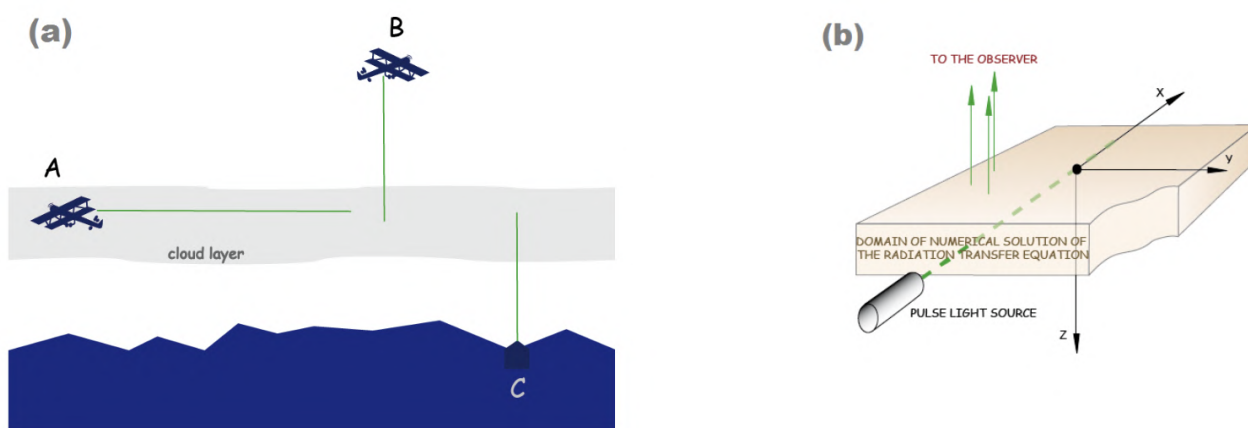


Рисунок 1 – Лидарное зондирование слоев облаков. Схематическое изображение экспериментальной установки (a) и соответствующей модели для численного моделирования RT (b)

В данной работе принята общая схема исследования, реализованная ранее в [5]. Он обеспечивает одновременный анализ численных решений уравнений переноса излучения различных типов.

При этом, следуя [5], используется дискретно-ординатное и статистическое решение уравнения переноса излучения с учетом поляризации и без нее соответственно. В то же время мы надеемся, что поляризационный анализ позволит структурировать диффузное поле и выделить в нем компоненты с преобладающим типом распространения/рассеяния (баллистический, малоугловой, диффузный и т. д.), как это было сделано в работе [5]. При успешном структурировании диффузного поля на этой основе, возможно, удастся построить приближенную аналитическую модель, качественно объясняющую выявленные эффекты в развитии динамики светового поля в регионе. Дальнейшую проверку построенной модели предполагается провести в сравнении с численным решением скалярного RTE методом статистического моделирования (Монте-Карло).

Пример результатов моделирования методом дискретных ординат представлен на Рис. 2. Для упрощения визуального анализа результатов расчета интенсивность I и поляризованная часть интенсивности I_p показаны в едином масштабе цветовой шкалы.

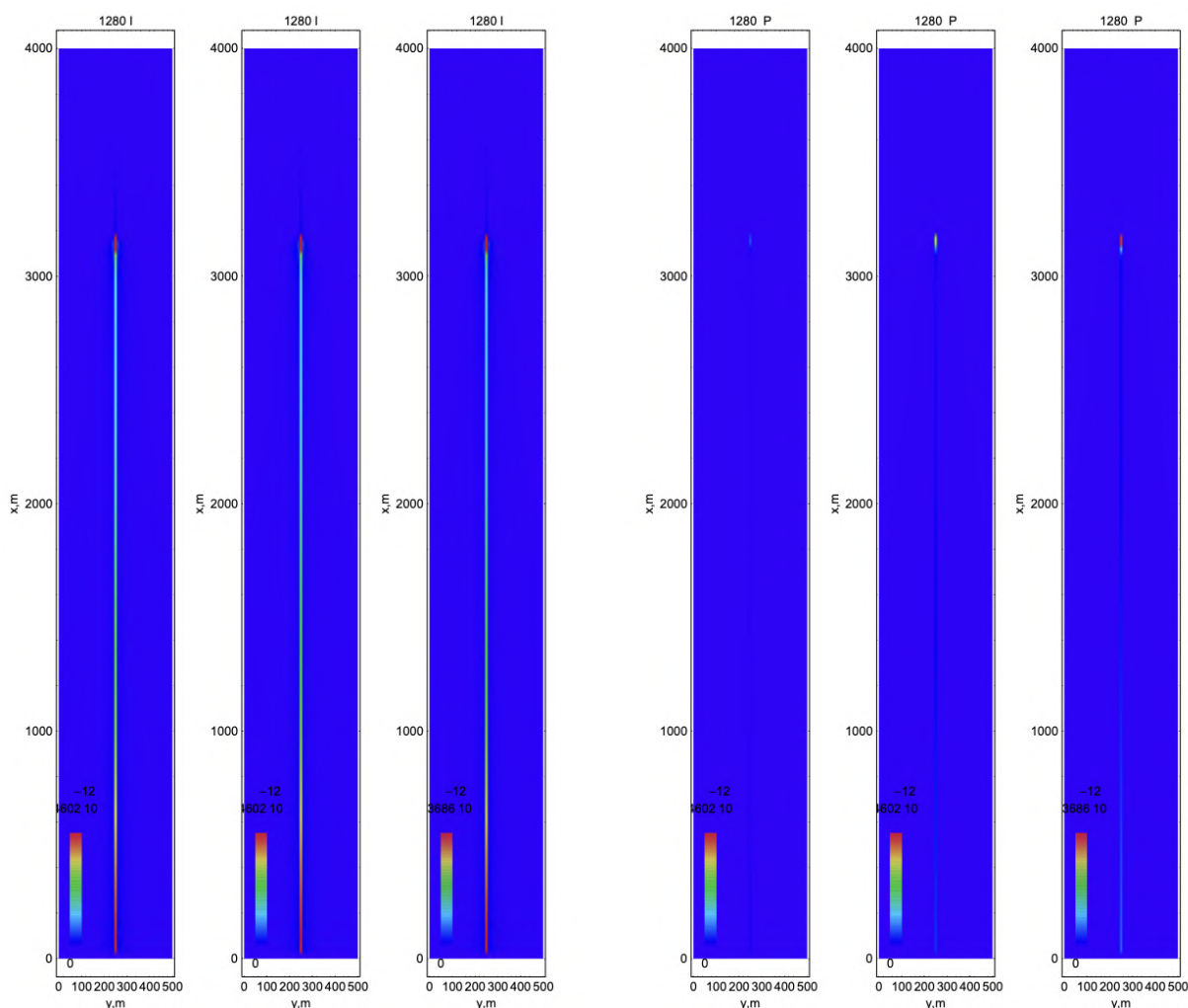


Рисунок 2 – Пример численного расчета распространения импульса в облачном слое. Три крайние левые панели: интенсивность наблюдаемого выходного излучения= I (неполяризованное падающее излучение (слева), круговая поляризация падающего излучения $V=1$ (в центре), линейная поляризация падающего излучения $Q=1$ (справа)). Три крайних правых панели: поляризованная часть интенсивности $P = I_p$ (неполяризованное падающее излучение (слева), круговая поляризация падающего излучения $V=1$ (в центре), линейная поляризация падающего излучения $Q=1$ (справа))

Исследована возможность лазерного импульсного зондирования облачных слоев в горизонтальных направлениях. Проведено компьютерное моделирование распространения импульса в облачном слое прямым численным решением уравнения переноса излучения с учетом поляризации (конечно-разностная схема) и без учета поляризации (статистическое моделирование методом Монте-Карло). Для различных состояний поляризации падающего

импульса исследована поляризация поля рассеянного излучения в слое облаков. Сделаны численные оценки спада интенсивности рассеянного поля со временем и пройденным расстоянием в зависимости от толщины облачного слоя. Показана возможность оценки толщины облачного слоя по наблюдениям динамики спада интенсивности рассеяния.

Работа выполнена с использованием оборудования Центра коллективного пользования сверхвысокопроизводительными вычислительными ресурсами МГУ имени М.В. Ломоносова [9].

1. *Cahalan R.F., McGill M., Kolasinski J., Varnai T., Yetzer K.* THOR—cloud thickness from offbeam lidar returns // *Journal of atmospheric and oceanic technology*. 2005. V. 22. № 6. P. 605–627.
2. *Polonsky I.N., Love S.P., Davis A.B.* Wide-angle imaging lidar deployment at the arm southern great plains site: Intercomparison of cloud property retrievals // *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. 2005. V. 22. № 6. P. 628–648.
3. *Prigarin S.M., Aleshina T.* Monte Carlo simulation of ring-shaped returns for CCD lidar systems // *Russian Journal of Numerical Analysis and Mathematical Modelling*. 2015. V. 30. № 4. P. 251–257.
4. *Prigarin S.M.* Monte Carlo simulation of the effects caused by multiple scattering of ground-based and spaceborne lidar pulses in clouds // *Atmospheric and Oceanic Optics*. 2017. V. 30. P. 79–83.
5. *Ilyushin Y.A.* Transient polarized radiative transfer in cloud layers: numerical simulation of imaging lidar returns // *J. Opt. Soc. Am. A*. 2019. V. 36. № 4. P. 540–548.
6. *Ilyushin Y.A.* Dynamic backscattering halo of pulsed laser beams in thin cloud layers // *Radiophysics and Quantum Electronics*. 2019. V. 62. № 3. P. 192–199.
7. *Chandrasekhar S.* Radiative Transfer. Courier Corporation, 1960.
8. *Рихтмайер Р., Мортон К.* Разностные методы решения краевых задач. М.: Мир, 1972. 418 с.
9. *Воеводин Вл.В., Жуматий С.А., Соболев С.И., Антонов А.С., Брызгалов П.А., Никитенко Д.А., Стефанов К.С., Воеводин Вад.В.* Практика суперкомпьютера "Ломоносов" // *Открытые системы*. Москва: Издательский дом "Открытые системы" 2012. № 7. С. 36-39.

ДИСПЕРСНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ АТМОСФЕРНЫХ АЭРОЗОЛЕЙ В ЗОНЕ БОРЕАЛЬНЫХ ЛЕСОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ СИБИРИ ПО ДАННЫМ ИЗМЕРЕНИЙ 2021-2022 ГГ.

Небосько Е.Ю., Шпак К.А., Михайлов Е.Ф.

Санкт-Петербургский Государственный Университет, г. Санкт-Петербург, Россия

e-mail: e.nebosko@spbu.ru, k.shpak@spbu.ru, eugene.mikhailov@spbu.ru

Представлены результаты анализа дисперсных характеристик атмосферных частиц по данным измерений на фоновой станции высотной мачты ZOTTO в период 2021-2022 гг. Исследованы сезонные спектры распределений частиц по размерам, среднемесячные общие концентрации частиц. Показано, что в регионе наблюдается межсезонная изменчивость концентраций аэрозоля с максимумом летом в 2021 и весной – в 2022г. Проанализирована возможность аппроксимации спектров распределений аналитическими функциями: наилучшее приближение соответствует логнормальному распределению преимущественно унимодальной формы.

Введение. Атмосферные аэрозоли оказывают на климат как прямое влияние, так и косвенное. Прямое влияние обуславливается рассеянием и поглощением частицами солнечного излучения. Косвенным фактором является способность аэрозолей выступать в качестве облачных ядер конденсации. Данные дисперсных характеристик необходимы для определения климатической и экологической роли аэрозолей при анализе их конденсационных и оптических свойств [1, 2].

Измерения на фоновых станциях, удаленных от крупных антропогенных источников загрязнения, имеют особое значение для изучения влияния дальнего атмосферного переноса и оценки вкладов эмиссий различного происхождения.

Методика измерений. Измерения дисперсных характеристик аэрозолей выполнялись с 2021 по 2022 год на международной станции высотной мачты ZOTTO (Zotino Tall Tower Observatory), расположенной в зоне бореальных лесов Центральной Сибири. Географические координаты станции: 60.80° с.ш., 89.35° в.д.. Отбор аэрозольных проб осуществлялся на высоте 302 м.

Для анализа дисперсных характеристик аэрозолей использовался спектрометр частиц (модель SMPS3396, TSI), на основе данных измерений которого были получены распределения частиц по размерам в диапазоне от 30 до 500 нм. Важной составляющей спектрометра является дифференциальный анализатор подвижности (DMA, модель TSI 3081), позволяющий выделить из исходного полидисперсного набора узкодисперсную фракцию частиц, имеющую одинаковую электрическую подвижность. Интегрируя спектры частиц (в диапазоне 30 – 500 нм), получены общие концентрации частиц в пределах интегрирования. Также были вычислены общие концентрации моды Айткена (30 – 100 нм) и аккумуляционной моды (100 – 500 нм). Для

спектров распределений частиц были определены значения таких важных характеристик, как геометрически средний диаметр и его стандартное отклонение, а также параметры приближения спектров функцией логарифмически нормального распределения.

Результаты и обсуждение. В таблице 1 представлены медианные значения общих концентраций частиц (N_{tot}) геометрических средних диаметров (D_p) и их стандартных отклонений (σ) как для полных распределений (30 – 500 нм), так и для моды Айткена (30 – 100 нм) и аккумуляционной моды (100 – 500 нм). В скобках указаны первый и третий квартили соответственно.

Таблица 1. Медианные значения дисперсных характеристик аэрозолей

Мода	$N_{tot} \cdot \text{cm}^{-3}$	D_p (нм)	σ
Айткена	64 (26 - 129)	67 (62-75)	1.3 (1.2 - 1.4)
Аккумуляционная	125 (65 - 216)	171 (163- 180)	1.4 (1.3-1.5)
Всего	196 (101 - 348)	123 (107- 142)	1.7 (1.6 - 1.8)

78 % спектров размеров частиц аппроксимируются логарифмически нормальным распределением, с коэффициентом детерминации, $R^2 > 0.80$. При этом для 90% случаев характерна унимодальность, а в оставшихся 10 % спектры имеют выраженную бимодальную форму (при использовании критерия бимодальности из [3]). Медианный геометрически средний диаметр для унимодальных приближений равен 129 (106 - 154), что достаточно близко к соответствующим значениям из таблицы 1. Для бимодальных аппроксимаций имеем соответствующие значения 53 (47 - 60) для моды Айткена и 158 (145 - 176) для аккумуляционной моды. Некоторый сдвиг влево относительно значений из таблицы 1 можно объяснить тем, что у измеренных спектров с бимодальным распределением мода Айткена вносит больший вклад в общую концентрацию, чем для унимодальных спектров.

На рисунке 1 представлены сезонные медианные спектры для каждого года измерений. Сезонный ход для двух лет отличается. В 2021 году максимальные концентрации частиц наблюдаются летом, для 2022 года характерны наибольшие значения весной. С помощью модели HYSPLIT (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectories) были рассчитаны обратные траектории движения воздушных масс и выявлены кластеры преимущественных направлений: южное и юго-западное. Источники загрязнения связаны с выбросами продуктов горения биомассы в результате лесных пожаров, зафиксированных в рассматриваемые сезонные периоды. [4, <https://firms.modaps.eosdis.nasa.gov>]. Что совпадает с результатами более ранних работ, где проанализированы основные сезонные источники угарного газа и углеродсодержащих фракций атмосферного аэрозоля в районе бореальных лесов [5-7].

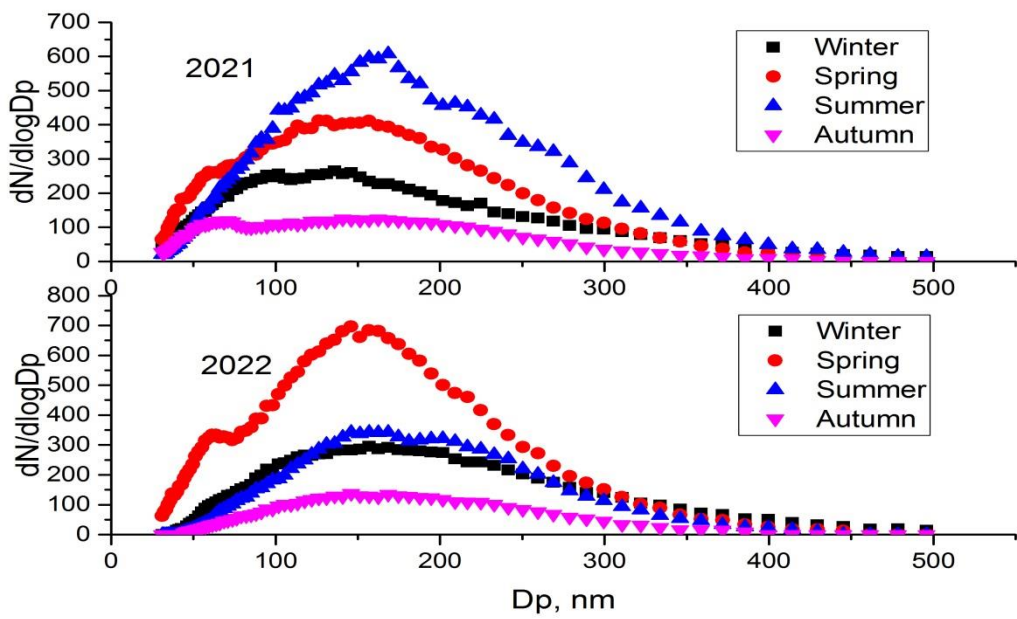


Рисунок 1 – Сезонные медианные спектры распределения частиц по размерам

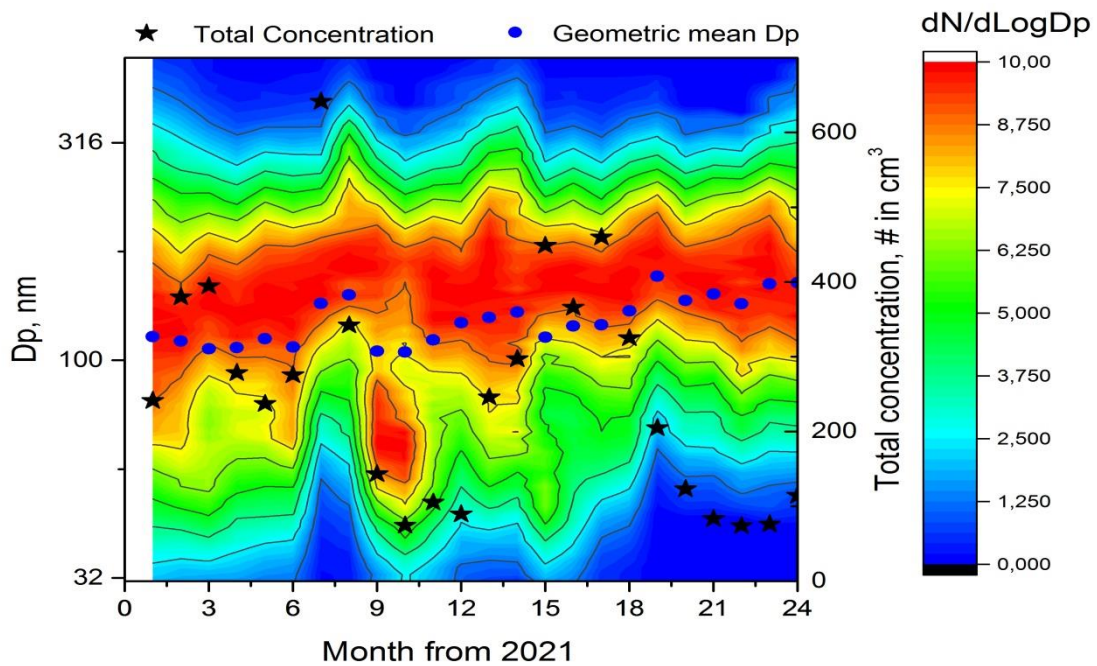


Рисунок 2 – Контурное представление спектров распределения частиц по размерам

Рисунок 2 отражает медианные спектры распределений частиц по размерам, рассчитанные для каждого месяца, за весь период измерений. На контурной части рисунка представлены спектры, нормированные по максимальному значению. Также представлены медианные геометрически средние диаметры распределений. Второй (справа) оси Оу соответствуют медианные значения общих концентраций частиц. Средний геометрический диаметр

варьируется в пределах 100 – 150 нм, что соответствует аккумуляционной моде. Также можно заметить, что осенью 2021 года выделяются бимодальные распределения частиц по размерам.

Данные таблицы и графиков демонстрируют вариативность значений общих концентраций частиц и достаточную устойчивость значений таких параметров распределений, как геометрически средний диаметр и его стандартное отклонение. Также можно отметить, что для данной климатической зоны больший вклад вносят частицы аккумуляционной моды.

Работа выполнена при поддержке НИР СПбГУ № 116234388. Для измерений использовалось оборудование РЦ «Геомодель» Научного парка СПбГУ.

1. Pöhlker M.L., Pöhlker C., Ditas F., Klimach T., Hrabec de Angelis I., Araújo A., Brito J., Carbone S., Cheng Y., Chi X., Ditz R., Gunthe S.S., Kesselmeier J., Könemann T., Lavrič J.V., Martin S.T., Mikhailov E., Moran-Zuloaga D., Rose D., Saturno J., Su H., Thalman R., Walter D., Wang J., Wolff S., Barbosa H. M. J., Artaxo P., Andreae M.O., and Pöschl U.: Long-term observations of cloud condensation nuclei in the Amazon rain forest – Part 1: Aerosol size distribution, hygroscopicity, and new model parametrizations for CCN prediction // *Atmos. Chem. Phys.* 2016. V. 16. P. 15709–15740.

2. Aaltonen V., Lihavainen H., Kerminen V.-M., Komppula M., Hatakka J., Eneroth K., Kulmala M., and Viisanen Y. Measurements of optical properties of atmospheric aerosols in Northern Finland // *Atmos. Chem. Phys.* 2006. V. 6. P. 1155–1164.

3. Tarbă N., Vencilă M.-L., Boiană C.-A. On Generalizing Sarle's Bimodality Coefficient as a Path towards a Newly Composite Bimodality Coefficient // *Mathematics.* 2022. V. 10. Art. 1042.

4. Ponomarev E.I., Zabrodin A.N., Shvetsov E.G., Ponomareva T.V. Wildfire Intensity and Fire Emissions in Siberia // *Fire.* 2023. V. 6. Art. 246.

5. Михайлов Е.Ф., Миронова С.Ю., Макарова М.В. и др. Исследование сезонной изменчивости углеродсодержащей фракции атмосферного аэрозоля центральной Сибири // *Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана.* 2015. Т. 51. № 4. С. 484-492.

6. Chi X., Winderlich J., Mayer J.C. et al. Long-term measurements of aerosol and carbon monoxide at the ZOTTO tall tower to characterize polluted and pristine air in the Siberian taiga // *Atmos. Chem. Phys.* 2013. V. 13. № 24. P. 12271–12298.

7. Mikhailov E.F., Mironova S., Mironov G. et al. Long-term measurements (2010–2014) of carbonaceous aerosol and carbon monoxide at the Zotino Tall Tower Observatory (ZOTTO) in central Siberia // *Atmos. Chem. Phys.* 2017. V. 17. P. 14365–14392.

СООТНОШЕНИЕ КОНЦЕНТРАЦИЙ УГЛЕКИСЛОГО ГАЗА, АММИАКА, ЭТИЛЕНА И АЦЕТОНА В ПРОБАХ ВЫДЫХАЕМОГО ВОЗДУХА ЗДОРОВЫХ ЛИЦ И ПАЦИЕНТОВ С РАЗЛИЧНЫМИ ЗАБОЛЕВАНИЯМИ

Агеев Б.Г., Никифорова О.Ю.

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

e-mail: ageev@iao.ru, nik@iao.ru

В работе представлены результаты сравнения концентраций углекислого газа, аммиака, этилена и ацетона в выдыхаемом воздухе здоровых лиц контрольной группы и пациентов с различными заболеваниями, определенных из спектров поглощения, зарегистрированных с помощью внутрирезонаторного оптико-акустического газоанализатора.

В последние десятилетия неуклонно растет количество исследований выдыхаемого человеком воздуха с целью диагностики различных заболеваний [1, 2]. Хотя технология диагностики на основе анализа выдыхаемого воздуха пока не нашла широкого применения в клинической практике, однако она выглядит очень привлекательной благодаря своей неинвазивности и относительной простоте реализации. Углекислый газ играет важную роль в метаболизме многих живых существ, известно, что концентрация CO_2 в выдыхаемом воздухе свидетельствует о состоянии здоровья человека [3]. Ранее нами были представлены результаты измерения концентрации CO_2 в пробах выдыхаемого воздуха здоровых лиц и пациентов с различными заболеваниями [4]. О состоянии организма может свидетельствовать также присутствие в выдыхаемом воздухе аммиака (NH_3), этилена (C_2H_4) и ацетона ($\text{C}_3\text{H}_6\text{O}$) [5].

Цель работы: исследовать соотношение концентраций углекислого газа, аммиака этилена и ацетона в выдыхаемом воздухе здоровых лиц и пациентов с различными заболеваниями.

Группу обследуемых составили пациенты с различными соматическими заболеваниями, находившиеся на стационарном лечении в Областной клинической больнице и в 3-й городской больнице г. Томска. Пробы выдыхаемого воздуха были получены также у здоровых лиц – студентов Сибирского государственного медицинского университета (127 проб), 12 из которых составили контрольную группу.

Для сбора проб выдыхаемого воздуха в нашем случае применялся калибровочный газовый шприц от серийного спирометра объемом 1 литр. Мундштуковая часть была сменяемой, чтобы избежать риска передачи инфекции от пациента к пациенту. Для газоанализа использовался резервный объем выдоха, производимый пациентом в шприц после соответствующей инструкции и под контролем медработника. Для записи спектров поглощения полученных проб использовался внутрирезонаторный оптико-акустический (ОА) газоанализатор на базе

перестраиваемого по частоте волноводного CO₂-лазера [6]: входной конец зонда газоанализатора помещался в шприц и осуществлялась прокачка смеси через ячейку детектора при работе газоанализатора на выбранной длине волны излучения. При достижении сигнала детектора максимального для данного напуска значения прокачка выключалась и производилось сканирование длины волны по всему спектру. Для анализа использовались газовые пробы без какой-либо селекции газовых компонент.

Величина сигнала ОА газоанализатора, определяемая как отношение амплитуды акустического сигнала микрофона ОА детектора к мощности лазера, с точностью до постоянного множителя, который находится в процессе калибровки газоанализатора, пропорциональна концентрации поглощающей компоненты исследуемой газовой пробы. Для калибровки газоанализатора были проведены измерения сканов спектра поглощения поверочной газовой смеси 0,5 % CO₂ в N₂. Перестройка длины волны излучения, измерение ОА сигналов, их предварительная обработка осуществлялась с помощью специально разработанной компьютерной программы.

Так как коэффициенты поглощения углекислого газа на линиях генерации CO₂-лазера отличаются менее чем вдвое, концентрация углекислого газа в пробах выдыхаемого воздуха определялась по одноволновой методике на линиях генерации лазера в полосе 10-мкм, для которых наблюдался разброс в значениях ОА сигнала для поверочной газовой смеси не более 5%. Были выделены 4 линии генерации, которым для большинства проб соответствовали наиболее низкие значения концентрации CO₂: более 70% проб студентов и более 95% пациентов с различными заболеваниями. Концентрация CO₂ в пробе определялась как 25%-квартиль этих 4 значений (среднее между двумя наименьшими значениями). Концентрации аммиака, этилена и ацетона определялись по величине ОА сигнала на линиях 10R(8), 10P(14) и 10P(20), соответственно, с учетом концентрации CO₂.

Следует отметить, что линии 10P(14) и 10P(20) оказались среди 4 линий, по которым была определена концентрация углекислого газа в пробах, поэтому для некоторых проб значения концентрации этилена или ацетона не могли быть рассчитаны. Средние значения и стандартные отклонения концентраций углекислого газа, аммиака, этилена и ацетона представлены на рисунке 1 и в таблице 1. При заборе пробы студентам было предложено заполнить небольшую анкету, характеризующую состояние здоровья. По результатам анкетирования было выделено 2 группы: группа 1 – 12 человек, некурящих и без признаков каких-либо проблем со здоровьем (контрольная группа), и группа 2 – 8 человек, отметивших наличие хронических заболеваний, расстройств и прием лекарственных препаратов. Для иллюстрации возможной вариабельности результатов у одного из участников было получено 10 проб выдыхаемого воздуха.

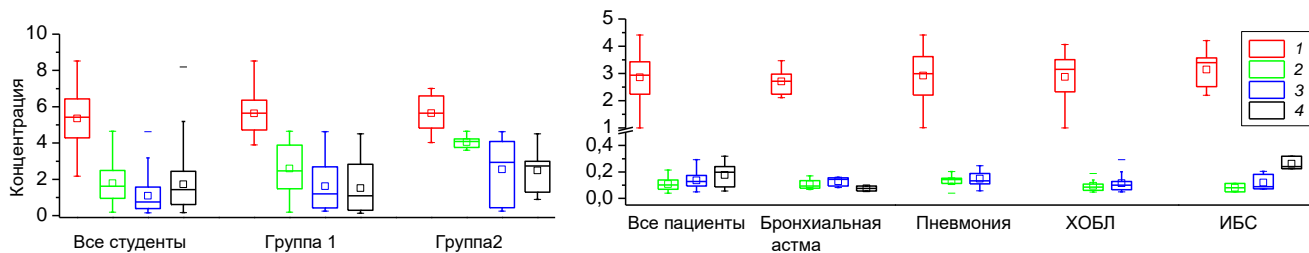


Рисунок 1 – Значения концентраций углекислого газа (%), аммиака (ppm), этилена (ppm) и ацетона (ppm) в выдыхаемом воздухе здоровых лиц и пациентов с различными заболеваниями

Таблица 1. Значения концентраций CO₂, NH₃, C₂H₄ и C₃H₆O в пробах здоровых лиц и пациентов с различными заболеваниями (в скобках указано количество проб, в которых газ обнаружен)

Объект	Количество проб	CO ₂ , %	NH ₃ , ppm	C ₂ H ₄ , ppm	C ₃ H ₆ O, ppm
Здоровые лица	127	5,4 ± 1,3	1,8 ± 1,1 (118)	1,1 ± 0,9 (81)	1,7 ± 1,5 (56)
группа 1	12	5,6 ± 1,3	1,6 ± 0,9 (12)	0,9 ± 0,6 (8)	0,9 ± 1,1 (6)
группа 2	8	5,6 ± 1,1	4,1 ± 0,3 (8)	2,5 ± 1,8 (6)	2,5 ± 1,4 (5)
1 лицо	10	6,4 ± 0,9	1,8 ± 0,9 (10)	1,3 ± 1,0 (9)	1,8 ± 1,4 (3)
Пациенты	62	2,9 ± 0,8	0,3 ± 0,1 (25)	0,4 ± 0,2 (47)	0,5 ± 0,3 (11)
бронхиальная астма	10	2,7 ± 0,5	0,3 ± 0,1 (4)	0,3 ± 0,1 (7)	0,2 ± 0,1 (3)
внебольничная пневмония	13	2,9 ± 1,0	0,4 ± 0,1 (5)	0,4 ± 0,2 (9)	–
ХОБЛ*	16	2,9 ± 0,9	0,2 ± 0,1 (9)	0,3 ± 0,1 (12)	–
ИБС*	11	3,1 ± 0,7	0,3 ± 0,1 (2)	0,4 ± 0,2 (8)	0,8 ± 0,3 (3)
язва желудка	4	2,6 ± 0,5	–	0,4 ± 0,2 (3)	–
язва ДПК*	3	2,3 ± 1,3	0,2 (1)	0,3 (3)	0,5 ± 0,2 (3)

* ХОБЛ – хроническая обструктивная болезнь легких, ИБС – ишемическая болезнь сердца, ДПК – двенадцатиперстная кишка.

Из рисунка видно, что концентрация всех четырех газов в выдыхаемом воздухе здоровых лиц значительно превосходит значения, полученные для пациентов стационара. Это может быть обусловлено как существенными различиями в возрасте, режиме активности и питания, так и в интенсивности дыхания обследованных лиц.

Полученные значения концентрации аммиака в выдыхаемом воздухе здоровых лиц согласуются с ранее полученными данными: $1,6 \pm 0,5$ ppm для здоровых лиц [5], однако значения концентраций ацетона и этилена оказались несколько выше данных той же работы: $0,42 \pm 0,17$ ppm и $0,16 \pm 0,05$ ppm, соответственно [5]. Такие различия в результатах могут быть обусловлены двумя обстоятельствами: во-первых, в работе [5] пробы выдыхаемого воздуха перед анализом подвергались фильтрации через КОН и CaCl_2 для осушения и удаления углекислого газа, а в данном исследовании предварительной пробоподготовки не проводилось; во-вторых, концентрации исследуемых газов ниже 0,2 ppm мы считали недостоверными, эти данные не представлены в таблице и не учитывались при усреднении, хотя их учет приводит к заметному снижению средней концентрации при расчетах по всей выборке.

Полученные значения концентраций аммиака, этилена и ацетона в пробах выдыхаемого воздуха являются оценочными, так как при расчетах использовались известные из литературы значения коэффициентов поглощения этих газов [7]. Для получения более точных величин необходимо проводить собственные калибровочные измерения с каждым из исследуемых газов.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИОА СО РАН.

1. *Righettoni M., Tricoli A., Pratsinis S.E.* Si:WO₃ sensors for highly selective detection of acetone for easy diagnosis of diabetes by breath analysis // *Analytical Chemistry*. 2010. V. 82. № 9. P. 3581–3587.

2. *Щербакова А.В., Анфимов Д.Р., Фуфурин И.Л., Голяк И.С., Трапезникова И.А., Карева Е.Р., Морозов А.Н.* Экспериментальная установка на базе перестраиваемого в диапазоне волн 5.3–12.8 мкм квантово-каскадного лазера для спектрального анализа выдыхаемого человеком воздуха // *Оптика и спектроскопия*. 2021. Т. 129. № 6. С. 747–754.

3. *Кузнецов В.И., Тараканов С.А., Рыжаков Н.И., Коган В.Т., Козленок А.В., Рассадина А.А.* Метод высокочувствительной неинвазивной диагностики функционального состояния организма // *Вестник новых медицинских технологий*. 2013. № 1. 2-72. С. 1-4.

4. *Ageev B.G., Nikiforova O.Yu.* Optoacoustic determination of carbon dioxide concentration in exhaled breath in various human diseases // *Journal of Applied Spectroscopy*. 2016. V. 83. № 5. P. 820–825.

5. *Mitrayana D., Nikita J.G., Wasono M.A.J., Satriawan M.* CO₂ laser photoacoustic spectrometer for measuring ethylene, acetone, and ammonia in the breath of patients with renal disease // *Sensing and Bio-Sensing Research*. 2020. V. 30. Art. 100387.

6. *Ageev B.G., Nikiforova O.Yu., Ponomarev Yu.N., Sapozhnikova V.A.* Optoacoustic gas-analysis for diagnostics of biosystems // *J. of Biomedical Photonics & Eng.* 2019. V. 5. № 1. P. 010304-1–010304-9.

7. *Козинцев В.И., Белов М.Л., Городничев В.А., Федотов Ю.В.* Лазерный оптико-акустический анализ многокомпонентных газовых смесей. М.: Изд-во МГТУ им. Н.Э. Баумана, 2003. 352 с.

АНАЛИЗ СИНЕРГЕТИЧЕСКОГО НАЗЕМНОГО МКВ+ИК МЕТОДА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ПРОФИЛЕЙ СОДЕРЖАНИЯ ОЗОНА

Бордовская Ю.И., Тимофеев Ю.М., Виролайнен Я.А., Поберовский А.В.

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

e-mail: bordovskaya@gmail.com, y.timofeev@spbu.ru, yana.virolainen@spbu.ru,

avpob@troll.spbu.ru

Озон является одной из важнейших малых газовых составляющих (МГС) атмосферы Земли. В данном исследовании анализируются синергетические наземные дистанционные методы восстановления содержания озона с использованием трёх приборов в Петергофе (СПбГУ, станция NDACC): МКВ озонметр, МКВ радиометр НАТPRO и ИК Фурье-спектрометр Bruker IFS-125HR. Численные оценки ошибок и вертикального разрешения показали, что на разных высотах неопределённости дистанционных измерений озона методом МКВ+ИК варьируют от 5 до 30%, а вертикальное разрешение такого метода варьирует от 10 до 20 км.

Введение. Атмосферный озон является основным поглотителем опасного УФ излучения Солнца в стратосфере, парниковым и токсичным газом в тропосфере [1, 2]. Важную роль в мониторинге общего содержания озона (ОСО) и вертикальных профилей (ВП) озона играют наземные пассивные методы, использующие поглощение молекулами озона ИК солнечного излучения, а также собственное тепловое излучение в МКВ вращательных линиях поглощения озона. В большинстве случаев эти измерения для определения содержания озона используются по отдельности, но в работе [3] показано, что использование совместных МКВ и ИК измерений повышает информативность дистанционного наземного зондирования озоносферы.

В настоящей работе анализируются синергетический метод дистанционных наземных измерений ВП озона с помощью МКВ+ИК измерений и в дополнение к нему метод МКВ+МКВ, поскольку ИК-измерений зачастую меньше, чем МКВ. Рассматривался только случай безоблачной атмосферы.

Параметры аппаратуры, используемой для моделирования. В настоящее время в Санкт-Петербургском государственном университете (59.88° с.ш. и 29.82° в.д.) функционирует ряд наземных приборов, позволяющих получать информацию о состоянии атмосферы по измерениям нисходящего (теплового и солнечного) излучения в разных областях спектра. В данной работе для оценки возможностей синергетического МКВ+ИК метода использовались параметры следующих приборов:

1. МКВ озонметр, измеряющий спектр нисходящего теплового МКВ излучения атмосферы в терминах яркостной температуры ($T_b(\nu)$) в области линии поглощения озона

110,836 ГГц [4]. Сама линия имеет амплитуду $\sim 7\text{-}9\text{К}$ на фоне тропосферного излучения водяного пара.

2. МКВ радиометр НАТПРО имеет 7 спектральных каналов в области линии поглощения водяного пара 22,235 ГГц и 7 каналов в области полосы поглощения кислорода 60 ГГц. Данный прибор позволяет получать информацию о температуре и плотности водяного пара в тропосфере [5].

3. ФС Bruker IFS 125HR регистрирует спектры прямого солнечного ИК-излучения с высоким спектральным разрешением ($\sim 0,005\text{ см}^{-1}$), для получения информации о содержании озона используются несколько «микроокон», например, MW1 (991,25–993,80 см^{-1}), MW2 (1001,47–1003,04 см^{-1}), MW3 (1005,00–1006,90 см^{-1}) и MW4 (1007,348–1009,000 см^{-1}) в полосе озона 9,6 мкм [6].

В рамках синергетического МКВ+ИК метода рассматривалась комбинация МКВ озонометра и ФС Bruker IFS 125HR, в методике МКВ+МКВ — МКВ озонометра и МКВ радиометра НАТПРО, что позволяет учесть вклад тропосферы в излучение в линии поглощения озона 110,836 ГГц.

Решение обратной задачи. Поставленная обратная задача восстановления содержания озона из наземных измерений спектров нисходящего микроволнового и солнечного излучения является некорректной в классическом смысле (по Адамару) и требует использования специальных методов с привлечением априорной информации. Одним из таких методов является метод множественной линейной регрессии, для реализации которого необходимо наличие широкого ансамбля состояний атмосферы и соответствующего ему ансамбля измерений. В этом методе используется простое соотношение [7]

$$\vec{\varphi} = R\vec{f},$$

где $\vec{\varphi}$ — искомая вариация ВП содержания озона, R — решающий оператор, \vec{f} — вектор вариаций измерений излучения относительно среднего.

В данной работе в качестве ансамбля состояний атмосферы использовался ансамбль, подготовленный в CNRM (Centre national de Recherches Météorologiques, Франция, https://iasi.aeris-data.fr/IASI-NG_4A_data/, дата доступа: 10.05.2022), были отобраны реализации безоблачной атмосферы, соответствующие широтному поясу 50-70° с.ш. — всего было отобрано 83829 реализаций. Для получения ансамбля МКВ и ИК измерений, соответствующих выбранному ансамблю реализаций атмосферы, было проведено численное моделирование наземных измерений МКВ озонометра и радиометра НАТПРО с помощью свободно распространяемой программы с открытым исходным кодом (doi:10.21982/M81013), а ИК

спектрометра с помощью кода LBLRTM. Случайная ошибка измерений ИК спектрометром составляла 1%, МКВ озонOMETром — 0,1 К, а МКВ радиометром RPG НАТPRO 0,1–0,2 К.

Оценка погрешностей методов. Для определения погрешностей наземного синергетических МКВ+МКВ и МКВ+ИК метода определения содержания озона были проведены численные эксперименты по замкнутой схеме. Ансамбль реализаций атмосферы и соответствующий ему ансамбль измерений были разделены на две части: обучающую выборку, которая использовалась для реализации самого метода множественной линейной регрессии, и тестовую, непосредственно использовавшуюся для оценки погрешностей. В ИК области окна MW1-MW4 рассматривались как единое окно. Результаты приведены на рис. 1 (левая панель) для разных схем измерений.

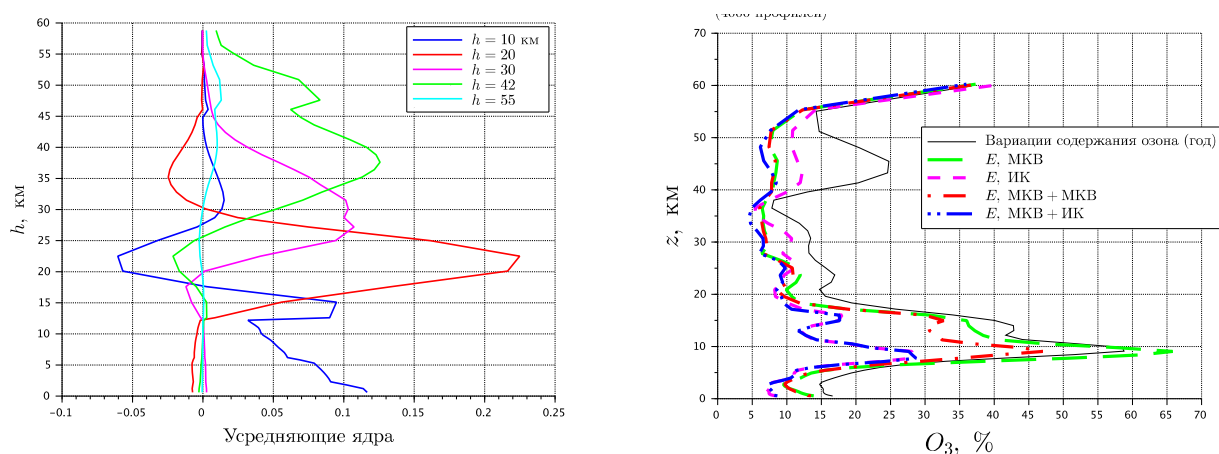


Рисунок 1 – Левая панель: оценка потенциальных погрешностей синергетических МКВ+МКВ и МКВ+ИК (окна MW1-MW4) методов восстановления объёмного отношения смеси озона. Здесь

E — погрешность восстановления. Правая панель: усредняющие ядра синергетического

МКВ+ИК-метода. Диагональная ковариационная матрица озона

Согласно рис. 1, озона вблизи 10 км МКВ+МКВ метод уменьшает априорную неопределённость (АН) содержания озона с 65 до 50%, МКВ+ИК метод — в 2 раза. В тропосфере погрешности МКВ+ИК метода не превышают 27%, в слое 10-20 км — 17%. В слое 20-40 км оценка погрешности метода составляет ~5-10%, в слое 40-50 — 5-8% при АН 14-25%, выше 50 км наблюдается рост оценки погрешности вместе с ростом АН содержания озона.

Важной характеристикой дистанционного метода является его вертикальное разрешение, которое обычно определяется как ширина усредняющего ядра на половине его максимума. На рис. 1 (правая панель) приведены расчеты усредняющих ядер МКВ+ИК-метода при использовании диагональной априорной матрицы. Полуширины усредняющих ядер составляют 10-20 км, а высотный потолок зондирования составляет ~ 50 км.

Основные выводы

1. МКВ+МКВ метод позволяет уменьшить погрешность восстановления содержания озона в области высот 9-16 км

2. Объединение МКВ- и ИК-методов приводит к увеличению диапазона высот, для которых наблюдается значимые уменьшения АН при определении ВП О₃.

3. МКВ+ИК метод показывают наилучшее вертикальное разрешение в тропосфере и нижней стратосфере. В тропосфере вертикальное разрешение ~10 км, в стратосфере от 10 до 20 км.

Работа по анализу различных дистанционных методов измерений элементов вертикальной структуры содержания озона выполнена в лаборатории “Исследование Озонного слоя и верхней атмосферы” Санкт-Петербургского государственного университета и при финансовой поддержке СПбГУ (номер Проекта 116234986).

1. WMO (World Meteorological Organization) Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2018 // Global Ozone Research and Monitoring Project–Report No. 58. Geneva, Switzerland. 2018. P. 588.

2. *Seinfeld J.H., Pandis S.N.* Atmospheric Chemistry and Physics: From Air Pollution to Climate Change, 2nd ed.; John Wiley & Sons, Inc.: Hoboken, NJ, USA. 2006. p. 1225

3. *Timofeyev Y., Kostsov V., Virolainen Y.* Synergetic ground-based methods for remote measurements of ozone vertical profiles // AIP Conf. Proc. 2013. V. 1531. № 1. P. 380-383.

4. *Косцов В.С., Поберовский А.В., Осипов С.И., Тимофеев Ю.М.* Комплексная методика интерпретации наземных микроволновых спектральных измерений в задаче определения вертикального профиля содержания озона // Оптика атмосф. и океана. 2012. Т. 25. № 4. С. 354–360.

5. *Зайцев Н.А., Тимофеев Ю.М., Косцов В.С.* Сравнение радиозондовых и наземных дистанционных микроволновых измерений профилей температуры в тропосфере // Оптика атмосферы и океана. 2014. Т. 27. № 5. С. 392-398.

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

7. *Rodgers C.D.* Inverse methods for atmospheric sounding. Theory and practice. Series on Atmospheric, Oceanic and Planetary Physics – V. 2. World Scientific. Singapore, New Jersey, L., Hong Kong, 2000. 238 p.

ЧЕРНЫЙ УГЛЕРОД, КОРИЧНЕВЫЙ УГЛЕРОД И АНОМАЛЬНОЕ СЕЛЕКТИВНОЕ
ПОГЛОЩЕНИЕ ДЫМОВОГО АЭРОЗОЛЯ ПРИ ЛЕСНЫХ ПОЖАРАХ НА АЛЯСКЕ
В 2019 Г. И В КАНАДЕ В 2023 Г.

Горчаков Г.И.¹, Карпов А.В.¹, Семутникова Е.Г.², Гушин Р.А.¹, Даценко О.И.¹

¹Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, г. Москва, Россия

²МГУ Физический факультет, г. Москва, Россия

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

datsenko@ifaran.ru

При крупномасштабном задымлении территория Канады и США во время массовых лесных пожаров в Канаде в июне 2023 г. обнаружены умеренные проявления аномального селективного поглощения дымового аэрозоля по данным AERONET, которые аналогичны проявлениям аномального селективного поглощения на станции AERONET Oliktok на территории Аляски летом 2019 г, и случаи повышенного содержания коричневого и черного углерода в частицах дымового аэрозоля. Проанализированы вариации оптических и микрофизических характеристик дымового аэрозоля при аномальном селективном поглощении.

Нами обнаружено явление аномального селективного поглощения дымового аэрозоля в видимый и ближней инфракрасных областях спектра [1,2] по данным AERONET при массовых лесных пожарах на Аляске 2019 г. При этом мнимая часть коэффициента преломления достигала 0,315 на длине волны 1020 нм и во всех случаях увеличивалось с увеличением длины волны [1,2]. В июне 2023 г. при массовых лесных пожарах в Канаде наблюдалось крупномасштабное задымление значительной части территории Канады, а также северо-востока США. Анализ данных мониторинга оптических и микрофизических характеристик дымового аэрозоля на станциях AERONET позволил выявить случаи умеренного проявления аномального селективного поглощения дымового аэрозоля (рис 1). В этих случаях спектральная зависимость мнимой части коэффициента преломления с удовлетворительной точностью аппроксимируются линейными функциями длины волны. Аналогичные спектральные зависимости имели место летом 2019 г. на станции AERONET Oliktok (Аляска) (рис. 2). Выполнен анализ вариаций оптических и микрофизических характеристик дымового аэрозоля при аномальном селективном поглощении. В рассматриваемых нами случаях доминировала тонкодисперсная фракция дымового аэрозоля.

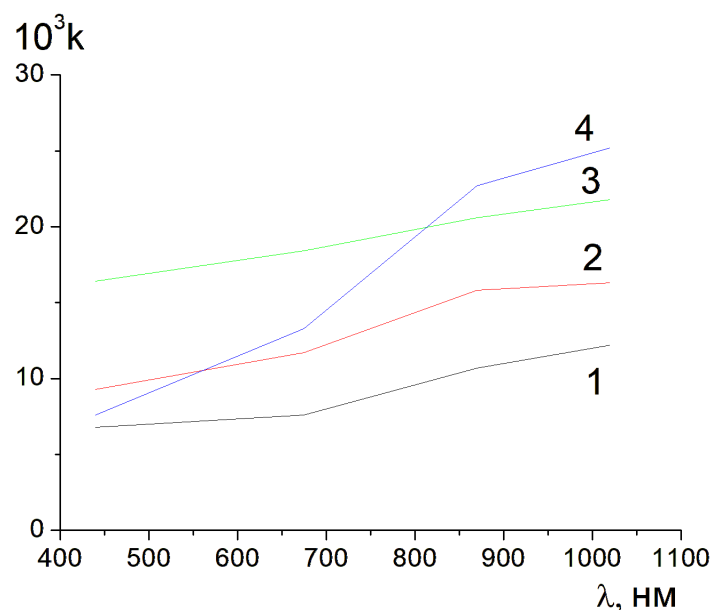


Рисунок 1 – Спектральная зависимость мнимой части коэффициента дымового аэрозоля при возникновении аномального селективного поглощения во время массовых лесных пожаров в Канаде по данным мониторинга на станциях AERONET East_Brunswick (1) 30.06 в 13:24, New_Haven (2) 25.06 в 22:57, Fort_McMurray (3) 24.06 в 12:54 и Brookhaven (4) 5.06 в 22:34

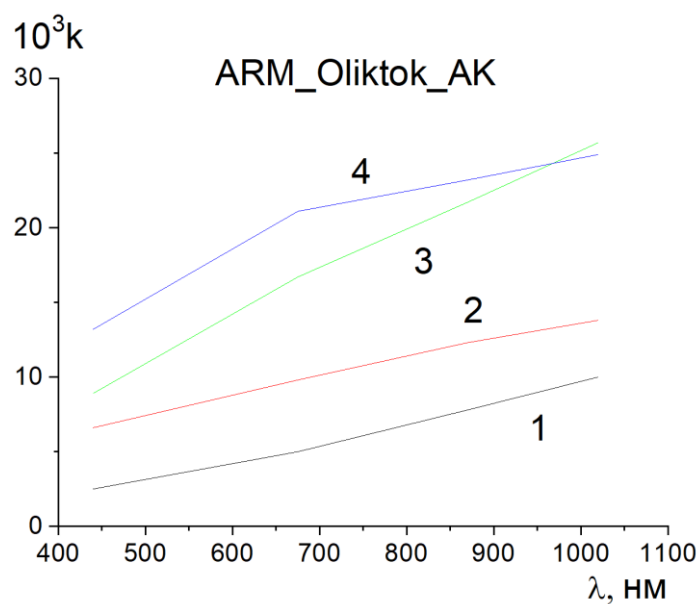


Рисунок 2 – Спектральная зависимость мнимой части коэффициента дымового аэрозоля при возникновении аномального селективного поглощения во время массовых лесных пожаров на Аляске по данным мониторинга на станции AERONET Oliktok 13.07.2019 23:17 (1), 08.07.2019 01:16 (2), 12.07.2019 20:17 (3) и 08.07.2019 00:16 (4)

При массовых лесных пожарах в Канаде летом 2023 г. обнаружено повышенное содержание в частицах дымового аэрозоля коричневого углерода (1) [3] и черного углерода (2) умеренное проявление аномального селективного поглощения дымового аэрозоля. На рис. 3

показан спектральный ход мнимой части коэффициента преломления в рассматриваемых случаях, который с удовлетворительной точностью аппроксимируется степенными функциями, а также спектральный ход мнимой части коэффициента преломления для типичных случаев проявления черного углерода (3) в частицах дымового аэрозоля.

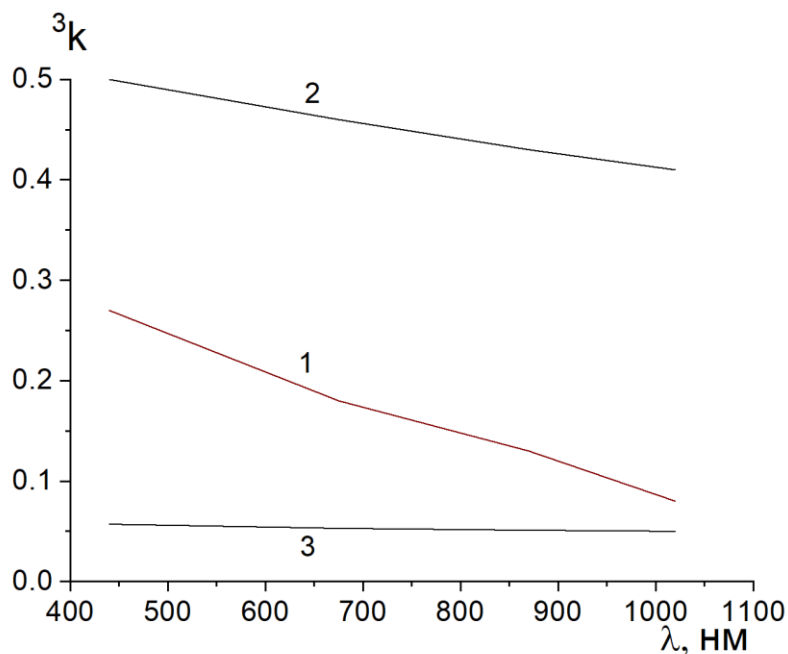


Рисунок 3 – Спектральные зависимости мнимой части коэффициента дымового аэрозоля при повышенном содержании коричневого углерода (2) и при различных содержаниях черного углерода (1 и 3)

Указанная спектральная зависимость (рис. 3) аппроксимирована для коричневого углерода (03.06.23 в 22:26 Fort McMurray) степенной функцией.

$$k(\lambda) = k_{BC} + k_0 \left(\frac{\lambda_0}{\lambda} \right)^{1.62}$$

для $\lambda = 440 - 870$ нм. Параметры аппроксимации $k_{BC}=0.06$, $k_0=0.21$ и $\lambda_0 = 440$ нм.

Аномально поглощающий дымовой аэрозоль при повышенном содержании в атмосфере может заметно влиять на радиационный режим атмосферы, а аэрозольной радиационной форсинг дымового аэрозоля при этом может оказаться положительным.

Фракция аномального поглощающего дымового аэрозоля, по-видимому, имеет общее происхождение с обнаруженной в дымах в первой декаде XXI века методами электронной микроскопии фракций частиц Tar Balls (смоляные шарики).

Авторы благодарят команду AERONET за возможность использовать данные измерений.

Работа выполнена в рамках Госзадания ИФА РАН (FMWR-2022-0010).

1. Горчаков Г.И., Гуцин Р.А., Копейкин В.М., Карпов А.В., Семутникова Е.Г., Даценко О.И., Пономарева Т.Я. Аномальное поглощение дымового аэрозоля в видимой и ближней инфракрасной областях спектра // Доклады РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 510. №1. С. 92-98.

2. Горчаков Г.И., Копейкин В.М., Гуцин Р.А., Карпов А.В., Семутникова Е.Г., Даценко О.И., Пономарева Т.Я. Аномальное селективное поглощение дымового аэрозоля при массовых лесных пожарах на Аляске в июле–августе 2019 г. // Изв. РАН. Физика атмосферы и океаны. 2023. Т. 59. №6. С. 740-753.

3. Горчаков Г.И., Карпов А.В., Панкратова Н.В., Семутникова Е.Г., Васильев А.В., Горчакова И.А. Коричневый и черный углерод в задымленной атмосфере при пожарах в бореальных лесах // Исследование Земли из космоса. 2017. №3. С. 11-21.

ОЦЕНКА ВАЛОВОЙ ПЕРВИЧНОЙ ПРОДУКЦИИ ДЛЯ ТЕРРИТОРИИ ЛЕНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ В 2014-2021 ГГ. ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВОЙ АППАРАТУРЫ ОСО-2

Фока С.С., Макарова М.В., Абакумов Е.В., Ионов Д.В.

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

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

В докладе представлены количественные оценки валовой первичной продукции для территории Ленинградской области, полученные с использованием данных флуоресцентного излучения хлорофилла (SIF), зарегистрированных спутниковой аппаратуры ОСО-2. Анализ данных проводился для периода 2014-2021 гг. Было установлено, что для исследуемого периода максимальное количество углекислого газа, поглощенного растениями (валовая первичная продукция), характерно для летних месяцев и достигает ~14 гС/м² в день, что в целом согласуется с результатами независимых исследований.

Валовая первичная продукция (GPP) является величиной, характеризующей количество поглощенного растительностью углекислого газа (CO₂) на единицу площади в результате процессов фотосинтеза [1,2]. Таким образом, количественная оценка GPP и понимание процессов, влияющих на нее, необходимы для изучения процессов поглощения CO₂ экосистемой Ленинградской области (южно-таежная зона), что является одной из целей карбонового полигона «Ладога», планируемого к созданию в 2024-2025 гг. на территории Ленинградской области [3].

В настоящее время эффективным индикатором фотосинтеза растений является флуоресцентное излучение хлорофилла, индуцированное солнечным излучением (SIF), спектральный диапазон которого составляет ~ 650-800 нм. Подтвержденная в работах линейная зависимость между SIF и GPP позволяет с использованием спутниковых измерений SIF оценить количество CO₂, поглощенного растениями [1,4,5,6].

Целью данной работы является количественная оценка валовой первичной продукции (GPP) для Ленинградской области (59°-61.2° с.ш., 28°-35.3° в.д.) в 2014-2021 гг. с использованием флуоресцентного излучения хлорофилла, индуцированного солнечным светом (SIF), измеренного спутниковой аппаратурой ОСО-2.

Впервые спутниковый мониторинг SIF стал возможен в 2006 году после запуска агентством ESA на борту спутника MetOp-A радиометра GOME-2. Однако низкое пространственное разрешение спутников (40x80 км до 2013 г. и 40x40 км после 2013 г.) приводило к большой неопределенности значений GPP. С 2014 года после запуска агентством NASA спутниковой обсерватории ОСО-2 начались непрерывные измерения SIF с высоким пространственным разрешением (1.3x2.25 км). С 2018 года на борту спутника Sentinel-5P,

запущенного агентством ESA, начались измерения спектрометром TROMOPi с пространственным разрешением (7×3.5 км) [6,7].

В данной работе использовались данные со спутниковой аппаратуры OCO-2, измеряющей SIF на длинах волн 757 и 771 нм [7,8]. Стоит отметить, что для оценки GPP принято использовать SIF на длине волны 740 нм, на которую приходится максимум излучения хлорофилла. Расчет значений SIF₇₄₀ осуществлялся с использованием следующей формулы [7]:

$$SIF_{740} = 0.75 \cdot (SIF_{757} + 1.5 \cdot SIF_{771})$$

В нашей работе использовались данные, удовлетворяющие условию: $SIF + 2 - \sigma \geq 0$ [7], где σ – значение неопределенности.

После коррекции суточных значений SIF, полученных с использованием алгоритмов обработки данных OCO-2 [7] и загруженных из хранилища NASA ESDS (Earth Science Data Systems) [8], была проведена количественная оценка GPP на территории Ленинградской области (59°-61.2° с.ш., 28°-35.3° в.д.). Для получения оценок GPP использовалось эмпирическое соотношение $GPP = k \cdot SIF$ [2]. В работе [5], основанной на анализе данных SIF TROMOPi и их верификации с наземными измерениями, было показано, что почти для всех типов растительности можно использовать коэффициент $k = 13.5 \text{ гС м}^{-2} \text{ день}^{-1} / \text{Вт м}^{-2} \text{ мкм}^{-1} \text{ ср}^{-1}$ [5].

Анализ данных GPP для периода 2014-2021 гг. показал, что для валовой первичной продукции характерен годовой ход с минимальными измеренными значениями в октябре, феврале-апреле и максимальными значениями в июне и в июле (~ 14 гС/м² в день) (Табл. 1, Рис. 1), что согласуется с результатами независимых исследований [9,10]. Кроме того, максимальные значения GPP в летний период (15-16.8 гС/м² в день), рассчитанные по данным OCO-2, сопоставимы с экспериментально измеренными GPP для южно-таежной зоны в работе [10] (~17 гС/м² в день).

Таблица 1. Среднемесячные, минимальные и максимальные значения дневной GPP по данным OCO-2 для Ленинградской области с 2014 по 2021гг.

месяц	GPP, гС/м ² день		
	среднее значение	минимум	максимум
1	-	-	-
2	3,3	2,3	4,7
3	2,9	2,1	4,4
4	2,4	1,8	3,3
5	7,1	4,2	9,6
6	13,3	9,7	16,8
7	13,9	11,2	15,0
8	9,9	7,5	11,5
9	5,8	3,4	7,5
10	2,8	0,1	4,5
11	-	-	-
12	-	-	-

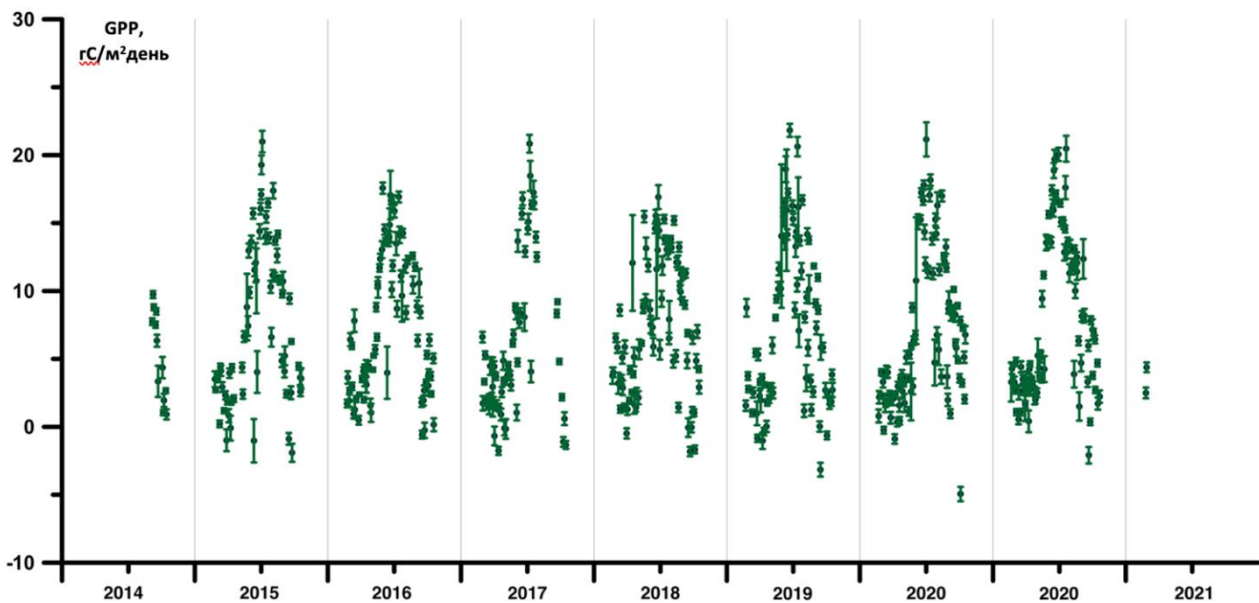


Рисунок 1 – Значения валовой первичной продукции (GPP) для территории Ленинградской области, полученные в 2014-2021 гг. по данным спутниковой аппаратуры ОСО-2

Работа выполнена при поддержке СПбГУ, шифр проекта 123042000071-8; ID Pure 103905601.

1. Wang M., Zhang L. Synchronous Changes of GPP and Solar-Induced Chlorophyll Fluorescence in a Subtropical Evergreen Coniferous Forest // *Plants*. 2023. V. 12. № 11. Art. 2224.

2. Дюкарев Е.А., Семенов С.П. Численное моделирование биогеохимических циклов углерода в болотных экосистемах // *Известия Алтайского государственного университета*. 2022. Т. 126. № 4. С. 104–109.

3. Makarova M.V., Abakumov E.V., Shevchenko E.V., Paramonova N.N., Pakhomova N.V., Lvova N.A., Vetrova M.A., Foka S.C., Guzov Iu.N., Ivakhov V.M., Ionov D.V., Khoroshavin A.V., Kostsov V.S., Mikushev S.V., Mikhailov E.F., Pavlovsky A.A., Titov V.O. From carbon polygon to carbon farm: The potential and ways of developing the sequestration carbon industry in the Leningrad Region and St. Petersburg // *Vestnik of Saint Petersburg University. Earth Sciences*. 2023. V. 1. № 68. P. 82–102.

4. Li X., Xiao J., He B. Chlorophyll fluorescence observed by OCO-2 is strongly related to gross primary productivity estimated from flux towers in temperate forests // *Remote Sensing of Environment*. 2018. V. 204. P. 659-671.

5. Li X., Xiao J. TROPOMI observations allow for robust exploration of the relationship between solar-induced chlorophyll fluorescence and terrestrial gross primary production // *Remote Sens. of Environ.* 2022. V. 268. Art. 112748.

6. Duveiller G., Filipponi F., Walther S., Köhler P., Frankenberg C., Guanter L., Cescatti A. A spatially downscaled sun-induced fluorescence global product for enhanced monitoring of vegetation productivity // *Earth Syst. Sci. Data*. 2020. V. 12. P. 1101–1116.

7. Doughty R., Kurosu T.P., Parazoo N., Köhler P., Wang Y., Sun Y., Frankenberg C. Global GOSAT, OCO-2, and OCO-3 solar-induced chlorophyll fluorescence datasets // *Earth Syst. Sci. Data*. 2020. V. 14. P. 1513–1529.

8. OCO-2 Science Team/Michael Gunson, Anmarie Eldering (2020), OCO-2 Level 2 bias-corrected solar-induced fluorescence and other select fields from the IMAP-DOAS algorithm aggregated as daily files, Retrospective processing V10r, Greenbelt, MD, USA, Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center (GES DISC), [Электронный ресурс]. URL: <https://doi.org/10.5067/XO2LBBNPO010> (дата обращения 21.12.2023).

9. Cui Y., Xiao X., Zhang Y. et al. Temporal consistency between gross primary production and solar-induced chlorophyll fluorescence in the ten most populous megacity areas over years // Sci Rep. 2017. V. 7. Art. 14963.

10. Алферов А.М., Блинов В.Г., Гитарский М.Л., Грабар В.А., Замолодчиков Д.Г., Зинченко А.В., Иванова Н.П., Ивахов В.М., Карабань Р.Т., Карелин Д.В., Калужный И.Л., Кашин Ф.В., Конюшков Д.Е., Коротков В.Н., Кровотынцев В.А., Лавров С.А., Марунич А.С., Парамонова Н.Н., Романовская А.А., Трунов А.А., Шилкин А.В., Юзбеков А.К. Мониторинг потоков парниковых газов в природных экосистемах / Под ред. Д.Г. Замолодчикова, Д.В. Карелина, М.Л. Гитарского, В.Г. Блинова. Саратов: Амирит, 2017. 279 с.

ИССЛЕДОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ ГОРЕНИЯ РАСТИТЕЛЬНЫХ ГОРЮЧИХ МАТЕРИАЛОВ НА ХАРАКТЕРИСТИКИ АТМОСФЕРЫ В ОКРЕСТНОСТИ МОДЕЛЬНОГО ПОЖАРА

Лобода Е.Л., Касымов Д.П., Агафонцев М.В., Рейно В.В., Луценко А.В., Лобода Ю.А.,
Мартынов П.С., Литвинова А.Е., Гордеев Е.В.

Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск, Россия
e-mail: loboda@mail.tsu.ru, denkasymov@gmail.com, kim75mva@gmail.com, reyno@ioa.ru,
lu_av@iao.ru, ysenchurova@yandex.ru, martypavel@bk.ru, alena.aseeva.93@mail.ru,
gordeev@iao.ru

В докладе представлены результаты экспериментальных исследований модельных очагов пожаров на локальные характеристики атмосферы. Эксперименты проводились в полунатурных условиях на Базовом экспериментальном комплексе ИОА СО РАН. Зарегистрировано, что вследствие распространения модельного пожара происходит формирование индуцированной атмосферной турбулентности, проявляющееся в изменении структурной характеристики флуктуаций показателя преломления, изменении локальных метеопараметров, выброс в атмосферу газообразных и конденсированных продуктов горения. Показано, что на расстоянии до 500 м от очага горения наибольшая концентрация конденсированных продуктов горения регистрируется на высоте 10-20 м. Установлено, что в результате горения в окрестности эксперимента преобладают фракции аэрозолей с диаметром частиц менее 0.65 мкм.

Природные пожары распространены на территории РФ в различных климатических зонах от степей до тундры. Крупные природные пожары могут приводить к возникновению ЧС с угрозой жизни и здоровью населения. Угрозу жизни и здоровью населения представляет не только фронт пожара, характеризующийся высокими температурами, но и выброс газообразных и конденсированных продуктов горения, которые при определенных концентрациях приводят к росту заболеваний и смертности населения. Отдельно следует отметить, что крупные природные пожары безусловно влияют на глобальные климатические процессы, приводят к изменениям ландшафта, биогеоценозов и пр.

В докладе представлены результаты обобщения накопленных экспериментальных данных о влиянии модельных очагов природных пожаров на изменение локальных метеопараметров и ряд других характеристик атмосферы, которые были получены в период с 2019 по 2023 гг. на территории Базового экспериментального комплекса Института оптики атмосферы СО РАН.

Эксперименты проводились на экспериментальных площадках различного размера: от 5x3 до 50x10 м, на которых моделировались степные и верховые лесные пожары. Верховые пожары моделировались на реконструированном пологом леса, который формировался из сосен, спиленных при проведении рубок ухода и обладали естественным влагосодержанием.

Зажигание крон деревьев осуществлялось путем перехода низового пожара на модельные подрост и кустарник с дальнейшим формированием верхового пожара. При проведении экспериментов использовался разнообразный набор оборудования: для регистрации полей температуры в пламени применялась ИК камера JADE J530SB, метеопараметры измерялись ультразвуковыми метеостанциями АМК-03, размещенными на разных высотах от 3 до 10 м, концентрации аэрозоля измерялись датчиками PMS 7003, размещенными как стационарно, так и на борту БПЛА, газовый состав регистрировался с помощью оборудования [1].

Дальнейшая обработка данных о структуре и полях температуры в пламени осуществлялась с применением оригинальных методов ИК термографии, а оценка характеристик турбулентности – по собственной методике [2]. На основе измерений флуктуации температуры воздуха, измеряемых с частотой до 70 Гц, встроенное программное обеспечение метеостанций АМК-03 позволяло получить структурную характеристику флуктуаций показателя преломления C_n^2 .

На рис. 1 показаны фотографии типичных моментов распространения фронта степного пожара (а) на экспериментальном участке размерами 50x10 м и верхового пожара (б) на модельном пологе леса.



Рисунок 1 – Типичное изображение распространения фронта степного пожара (а) и верхового пожара (б)

В результате измерений получены характерные значения температуры во фронте пожара и по методике [2] получены оценки масштабов турбулентности в пламени. Очевидно, что интенсивное тепловыделение во фронте горения, сопровождающееся интенсивными турбулентными процессами оказывает влияние на локальные метеопараметры и процессы переноса в воздухе. Установлено, что в окрестности очага горения на высотах до 10 м температура воздуха возрастает на 1-3 градуса и сопровождается пульсациями с разной частотой (рис. 2а). На рис. 2б и 2в показано изменение абсолютной влажности воздуха и колебания вертикальной компоненты скорости ветра. Анализ спектров пульсаций температуры

воздуха и оценка масштабов индуцированной атмосферной турбулентности в окрестности очага горения представлен в [3]. Эти турбулентные процессы проявляются в существенном увеличении величины C_n^2 в окрестности пожара (рис. 2г).

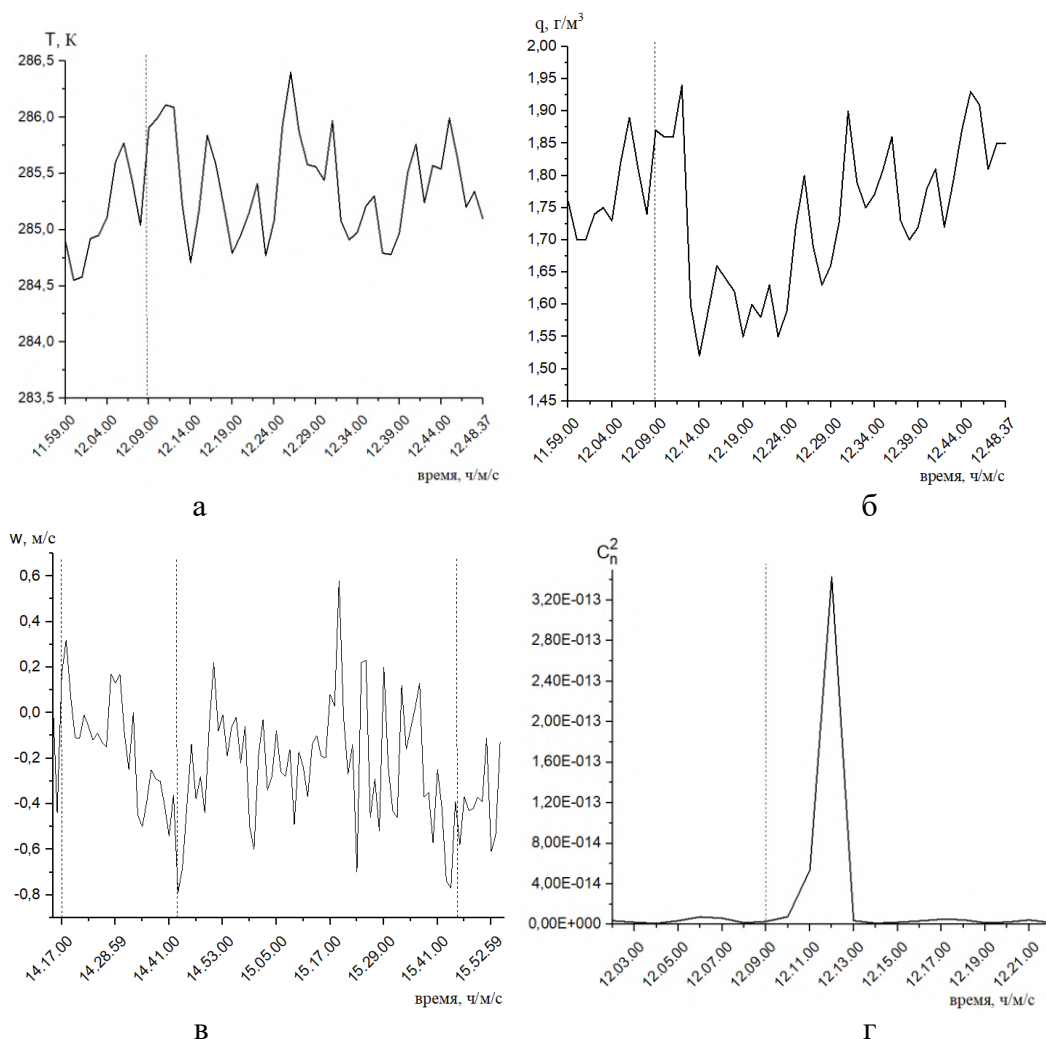


Рисунок 2 – Изменение локальных метеопараметров во время проведения эксперимента по моделированию природного пожара: а – температура воздуха, б – абсолютная влажность воздуха, в – вертикальная компонента скорости ветра, г - структурная характеристика показателя преломления

Следует отметить, что в результате горения в атмосферу при природных пожарах выбрасывается значительное количество дыма (аэрозоль) и газообразных продуктов горения. В работе [4] приведен состав газов, концентрации которых существенно изменяются при возникновении природного пожара. Кроме газообразных продуктов горения в атмосферу выбрасывается значительное количество дыма (аэрозолей). Следует отметить, в продуктах горения при природных пожарах доминирует мелкодисперсная фракция с диаметром частиц меньше 0.65 мкм, которая оказывает существенное влияние на состояние здоровья человека, а наибольшая концентрация этих частиц наблюдается на высотах до 20 м (рис. 3).

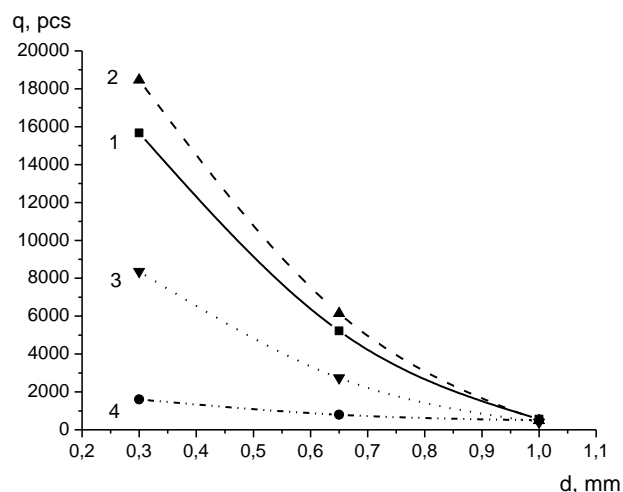


Рисунок 3 – Распределение концентрации аэрозолей по диаметру частиц на расстоянии 125 м от очага горения: 1 – высота 10 м, 2 – высота 20 м, 3 – высота 30 м, 4 – высота 2 м

Резюмируя опыт 5-летних исследований природных пожаров в вопросе их влияния на характеристики атмосферы в окрестности очага горения, можно сделать следующие выводы:

- в окрестности очага горения формируется индуцированная атмосферная турбулентность, вызванная интенсивным выделением энергии и диссипацией турбулентных структур пламени;
- выделение энергии в зоне горения приводит к локальному росту температуры воздуха на 1-3 градуса и изменению других метеопараметров;
- мощный конвективный поток над зоной горения влияет на изменение вертикальной компоненты скорости ветра и при крупных пожарах может формировать «собственный ветер»;
- в результате горения в атмосферу выбрасывается широкий спектр газообразных конденсированных продуктов горения с преобладающим размером частиц менее 0.65 мкм с наибольшей концентрацией на высоте 10-20 м.

Работа проведена с использованием оборудования ЦКП «Атмосфера». Работа выполнена в рамках государственного задания ИОА СО РАН.

1. Аршинов М.Ю., Белан Б.Д., Давыдов Д.К., Ивлев Г.А., Козлов А.В., Пестунов Д.А., Покровский Е.В., Толмачев Г.Н., Фофонов А.В. Посты для мониторинга парниковых и окисляющих атмосферу газов // Оптика атмосф. и океана. 2007. Т. 20. № 1. С. 53–61.

2. Loboda E.L., Matvienko O.V., Vavilov V.P., Reyno V.V. Infrared thermographic evaluation of flame turbulence scale // Infrared physics and technology. 2015. V. 72. P. 1–7.

3. Лобода Е.Л., Луценко А.В., Касымов Д.П., Агафонцев М.В., Колесников И.А. Влияние модельного пожара на характеристики турбулентности в атмосфере // Оптика атмосф. и океана. 2023. Т. 36. № 10. С. 854–860.

4. Лобода Е.Л., Касымов Д.П., Агафонцев М.В., Рейно В.В., Гордеев Е.В., Тараканова В.А., Мартынов П.С., Орлов К.Е., Савин К.В., Дутов А.И., Лобода Ю.А. Влияние малых природных пожаров на характеристики атмосферы вблизи очага горения // Оптика атмосферы и океана 2020. Т. 22. № 10. С. 818-823

ОЦЕНКА МАСШТАБОВ ТУРБУЛЕНТНОСТИ В ПЛАМЕНИ МОДЕЛЬНОГО ПОЖАРА И ИХ СВЯЗЬ С ХАРАКТЕРИСТИКАМИ ИНДУЦИРОВАННОЙ АТМОСФЕРНОЙ ТУРБУЛЕНТНОСТИ

Лобода Е.Л.¹, Луценко А.В.¹, Касымов Д.П.¹, Агафонцев М.В.¹, Рейно В.В.²

¹Томский государственный университет, г. Томск, Россия

²Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск, Россия

e-mail: loboda@mail.tsu.ru, lu.anastasil@gmail.com, kim75mva@gmail.com, reyno@ioa.ru

В работе представлены результаты исследований турбулентности в пламени и в окрестности очага горения при модельных степных и верховых пожарах, проведенных в период 2019-2023 гг. на БЭК ИОА СО РАН. Получены спектры изменения температуры воздуха и масштабы индуцированной атмосферной турбулентности в окрестности фронта модельного пожара. Показано, что в результате интенсивного тепловыделения в окрестности очага горения происходит локальное изменение метеопараметров и параметров атмосферы, отражающих протекание турбулентных процессов.

Ежегодно во всем мире происходит большое количество природных (лесных, степных и др.) пожаров. Последствия от них катастрофические: выгорание лесной подстилки и плодородного слоя почвы, ухудшение поверхностного стока воды, исчезновение большого количества птиц и животных, загрязнение атмосферного воздуха и водоемов.

При лесных пожарах реализуется турбулентный режим горения. При горении выделяется значительное количество тепловой энергии, а интенсивные турбулентные процессы в пламени природного пожара формируют турбулентность в конвективной колонке над очагом горения [1]. Очевидно, это сказывается на метеорологических параметрах, а именно на скорости ветра, индуцированной атмосферной турбулентности, изменениях температуры и относительной влажности воздуха

В работе приводятся результаты анализа и обработки экспериментальных данных о турбулентных процессах в атмосфере в окрестности очага горения. Экспериментальные данные получены с помощью бесконтактных методов измерений метеопараметров и ИК термографии с применением оригинальных методик, разработанных в ТГУ.

Эксперименты проводились в период 2019-2023 г. на БЭК ИОА СО РАН. Размеры экспериментальных площадок составляли 3x15 м и 4x10 м для степного и верхового пожара соответственно. Экспериментальная площадка верхового пожара представляла собой «разгонный участок» низового пожара, реконструированные участок подроста и кустарников, и полог леса, который состоял из сосен, заранее заготовленных при проведении рубок ухода на территории томских лесничеств.

Измерения проводились с использованием следующего оборудования: для регистрации полей температуры в пламени применялась ИК камера JADE J530SB, метеопараметры измерялись ультразвуковыми метеостанциями АМК-03, размещенными на высотах 3 и 10 м.

Измерения масштабов турбулентности в пламени проходили следующим образом: выбиралось по 5 точке на средней и верхней кромке пламени, и по этим точкам, с применением БПФ были получены спектры изменения температуры (рис. 1). Далее, по этим спектрам, с применением методики [2] были получены масштабы турбулентности в пламени. В соответствии с этой методикой, масштабы турбулентности в пламени фронта степного пожара составили $b=20-80$ см, а при верховом пожаре - $b=20-64$ см.

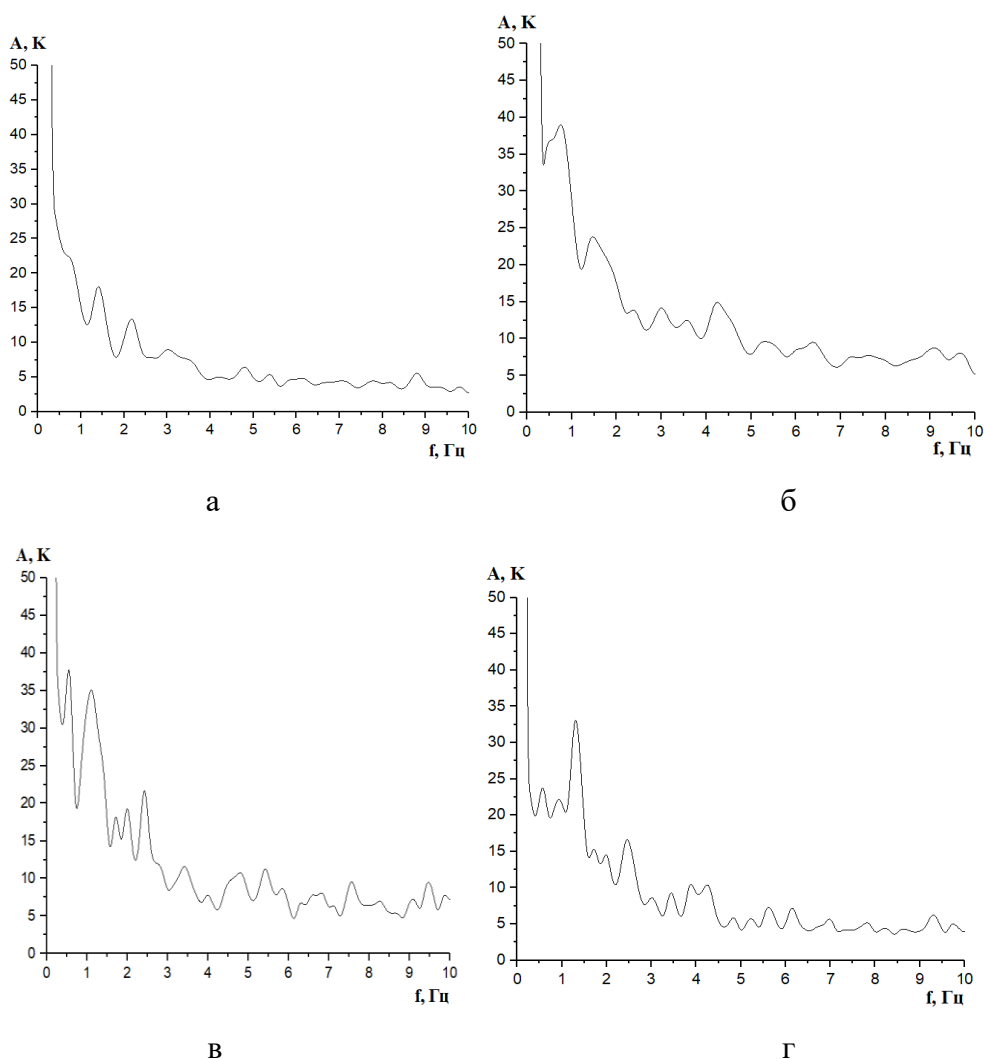


Рисунок 1 – Спектр пульсаций температуры в пламени на высоте $L/2$ для степного (а) и верхового (в) пожаров, и на высоте L для степного (б) и верхового (г) пожаров

Из представленных результатов можно сделать выводы, что пульсации температуры в пламени с частотами 0.1-1 Гц соответствуют внешнему масштабу (высоте пламени), а частоты 1,5-4 Гц определяются внутренними масштабами турбулентности в пламени, где происходит

интенсивное перемешивание газообразных продуктов пиролиза и окислителя и протекают окислительные реакции.

На рис. 2 приведены спектры изменения температуры воздуха на высоте 3 м до проведения эксперимента и во время эксперимента, в случае верхового пожара. Нетрудно заметить, что в результате воздействия пожара спектре изменения температуры воздуха появляются пульсации с большей амплитудой, чем в невозмущенном состоянии.

Используя подход, описанный в работе [3] на основе спектров изменения температуры, были получены масштабы турбулентности в воздухе в окрестности модельного пожара. В соответствии с этой методикой, получились следующие масштабы турбулентности в пламени: для степного пожара на высоте 3 м $b=7,6-83$ см, на высоте 10 м $b=7,9-286$ см; для верхового пожара на высоте 3 м $b=22-271$ см, на высоте 10 м $b=13-455$ см.

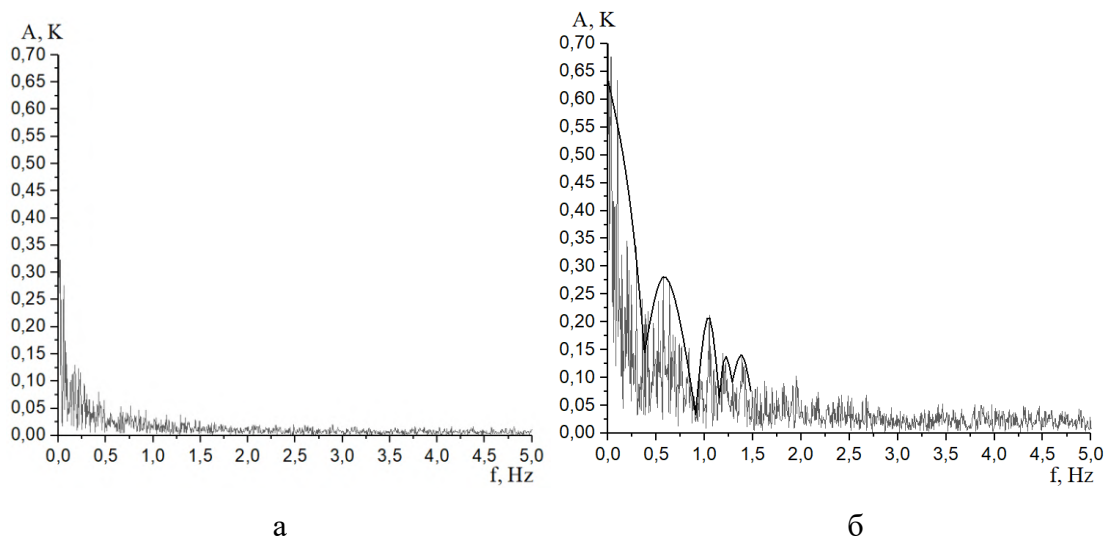


Рисунок 2 – Спектры пульсации температуры воздуха на высоте 3 м до проведения эксперимента (а), на высоте 3 м во время проведения эксперимента (б)

Анализируя изменения полученных масштабов турбулентности в пламени очевидно, что в результате экзотермических реакций наблюдается некоторое увеличение размеров турбулентных структур в следствие расширения. В дальнейшем эти турбулентные структуры, по мере завершения окислительных реакций, поднимаются вверх и формируют индуцированную атмосферную турбулентность, внутренние масштабы которой незначительно отличаются от масштабов турбулентности в пламени. Соответствующие турбулентные структуры поднимаются вверх за счет конвективных процессов и сохраняются вплоть до высоты 10 м. Данный вывод подтверждается данными, приведенными в [4], об изменении структурной функции показателя преломления, измеренной на высотах 3 и 10 м при моделировании степного пожара.

Турбулентные процессы в конвективной колонке в атмосфере приводят к пульсациям гидродинамических и термодинамических параметров (плотность, скорость, температура и др.). Это отражается на пульсациях скорости звука, и хорошо проявляется на изменении структурных постоянных флуктуации температуры C_t^2 (рис. 3а) и показателя преломления C_n^2 (рис. 3б).

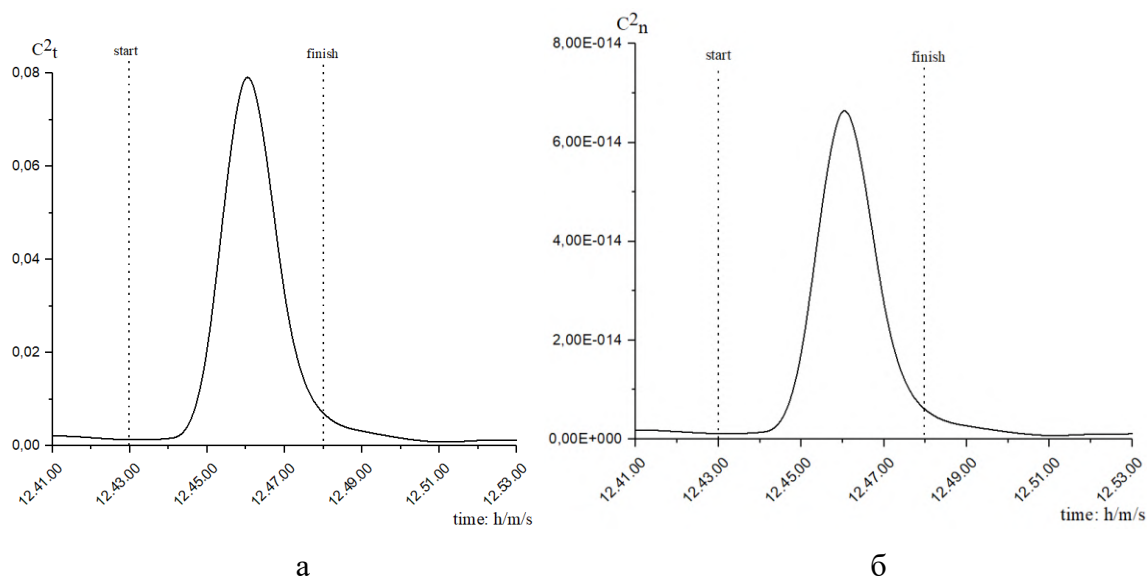


Рисунок 3 – Изменение локальных характеристик атмосферы в окрестности очага горения:
 а – изменение температуры воздуха, б – изменение структурной функции показателя преломления (оптическая)

На основании проведенных исследований, можно сделать вывод, что наблюдается согласование масштабов турбулентности в пламени и в атмосфере. Динамика развития и диссипации индуцированной атмосферной турбулентности связана с внешним масштабом турбулентности в пламени (высотой пламени).

Исследование выполнено при поддержке Программы развития Томского государственного университета (Приоритет 2030).

1. Loboda E.L., Kasymov D.P., Agafontsev M.V., Reyno V.V., Lutsenko A.V., Staroseltseva A.A., Perminov V.V., Martynov P.S., Loboda Ya. A., Orlov K.E. Crown fire modeling and its effect on atmospheric characteristics // Atmosphere. 2022. V. 13. № 12. P. 1–9.

2. Loboda E.L., Matvienko O.V., Vavilov V.P., Reyno V.V. Infrared thermographic evaluation of flame turbulence scale. Infrared Phys. Technol. 2015. V. 72. P. 1–7.

3. Лобода Е.Л., Луценко А.В., Агафонцев М.В. Исследование турбулентности в пламени модельного пожара и возникновение индуцированной атмосферной турбулентности // Известия вузов. Физика. 2023. Т. 66. № 4 (785). С. 48-56.

4. Loboda E., Kasymov D., Agafontsev M., Reyno V., Gordeev Y., Tarakanova V., Martynov P., Loboda Y., Orlo, K., Savin K. et al. Effect of Small-Scale Wildfires on the Air Parameters near the Burning Centers // Atmosphere. 2021. V. 12. № 1. P. 1-15.

СРАВНЕНИЯ НАЗЕМНЫХ И СПУТНИКОВЫХ ИЗМЕРЕНИЙ ОБЩЕГО СОДЕРЖАНИЯ CO₂ В ПЕТЕРГОФЕ

Никитенко А.А.¹, Тимофеев Ю.М.¹, Неробелов Г.М.^{1,2,3}, Виролайнен Я.А.¹, Рублев А.Н.⁴,
Киселева Ю.В.⁴, Успенский А.Б.⁴, Голомолзин В.В.⁵, Козлов Д.А.⁶

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

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

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

⁴Научно-исследовательский центр космической гидрометеорологии «Планета»,
г. Москва, Россия

⁵СЦ Научно-исследовательский центр космической гидрометеорологии «Планета»,
г. Новосибирск, Россия

⁶Государственный научный центр Российской Федерации «Исследовательский центр имени М.В. Келдыша», г. Москва, Россия

e-mail: nikki_nic@mail.ru, y.timofeev@spbu.ru, akulishe95@mail.ru, yana.virolainen@spbu.ru,
alex.rublev@mail.ru, julia.v.kiseleva@mail.ru, uspensky@planet.iitp.ru, vvg@rcpod.ru,
dima_kozlov@mail.ru

Важной задачей в исследованиях современных изменениях климата Земли и факторов их определяющих, является регулярный мониторинг антропогенных эмиссий CO₂. В настоящей работе проводится анализ сопоставления данных спутниковых измерений XCO₂ с помощью инфракрасного Фурье-спектрометра ИКФС-2, установленного на российском метеорологическом спутнике «Метеор-М» №2 и измеряющего уходящее тепловое ИК-излучение, и данных наземных измерений XCO₂, полученных из спектров солнечного излучения в БИК диапазоне, осуществленных в Петергофе (СПбГУ) в период 2019-2022 гг. Фурье-спектрометром Bruker IFS 125HR высокого спектрального разрешения. Различия между величинами XCO₂, полученными по спутниковым и наземным данным, находятся в пределах ~ 1%.

Введение. Важной задачей в исследованиях современных изменениях климата Земли и факторов их определяющих, является регулярный мониторинг антропогенных эмиссий CO₂ [5]. В последние десятилетия все более широко используются методы оценки эмиссий CO₂, основанные на спутниковых и/или наземных измерениях пространственно-временных вариаций общего содержания CO₂ и использование численных моделей атмосферного переноса [6]. Подобные методы представляют собой последовательность решения двух обратных задач – обратной задачи атмосферной оптики (дистанционное определение содержания XCO₂) и

обратной задачи атмосферного переноса (определение эмиссий) [4]. При этом требования к погрешностям измерений общего содержания CO_2 (XCO_2) очень высокие ($\sim 0,5-1,0$ ppm или менее 0,25%), что обусловлено относительно малыми антропогенными вкладами CO_2 , например, мегаполисов, составляющих 1 - 5 ppm.

Спутниковые измерения содержания CO_2 тщательно калибруются и валидируются с помощью наземных и самолетных измерений, например, в сравнениях с данными измерений международной системы наземных наблюдений TCCON (Total Carbon Column Observing Network) [10] для последующего определения антропогенных эмиссий CO_2 с помощью решения обратной задачи атмосферного переноса.

В работах [2, 9] описан новый метод определения XCO_2 с помощью измерений уходящего теплового излучения (метод ТИ) российским прибором ИКФС-2 на спутнике «Метеор-М» №2. Для независимой проверки в настоящей работе анализируются данные сравнений спутниковых измерений XCO_2 с помощью прибора ИКФС-2 и наземных измерений Фурье-спектрометром Bruker IFS 125HR, осуществленных в Петергофе (СПбГУ) в период 2019-2022 гг. с помощью измерений ИК солнечного излучения с высоким спектральным разрешением [8].

Анализ результатов. При сравнении спутниковых измерений ИКФС-2 и наземных измерений Фурье-спектрометра Bruker IFS 125HR измерений XCO_2 за временной период 2019-2022 гг. было получено 67 совпадающих дней. Для анализа использовались усредненные за день значения XCO_2 как по наземным, так и по спутниковым измерениям. Спутниковые данные ИКФС-2 для сравнения с наземными данными Bruker125HR были подобраны в диапазоне координат 58-62 с. ш., 28-32 в. д.

На рис. 1 приведен временной ход значений XCO_2 полученный по данным наземных измерений Фурье-спектрометра Bruker IFS 125HR и спутниковых измерений ИКФС-2 вблизи Санкт-Петербурга за 2019-2022 гг. Дополнительно на рис. 1 представлены межгодовой ход и аппроксимация измерений японского спутника GOSAT (Фурье-спектрометр TANSO-FTS) в районе финской геофизической обсерватории Соданкюля, где расположен один из пунктов измерительной сети TCCON. Зависимости были получены по опубликованным данным работы [7], подводящей итоги 11-летних измерений GOSAT.

Из рис. 1 видно, что спутниковые данные (при использовании первоначальной версии программы интерпретации измерений ИКФС-2) демонстрируют наличие традиционного сезонного хода XCO_2 максимальные значения наблюдаются зимой, а минимальные – летом. Но они показывают более сильные временные вариации и, в частности, более сильные сезонные вариации XCO_2 , чем наземные данные.

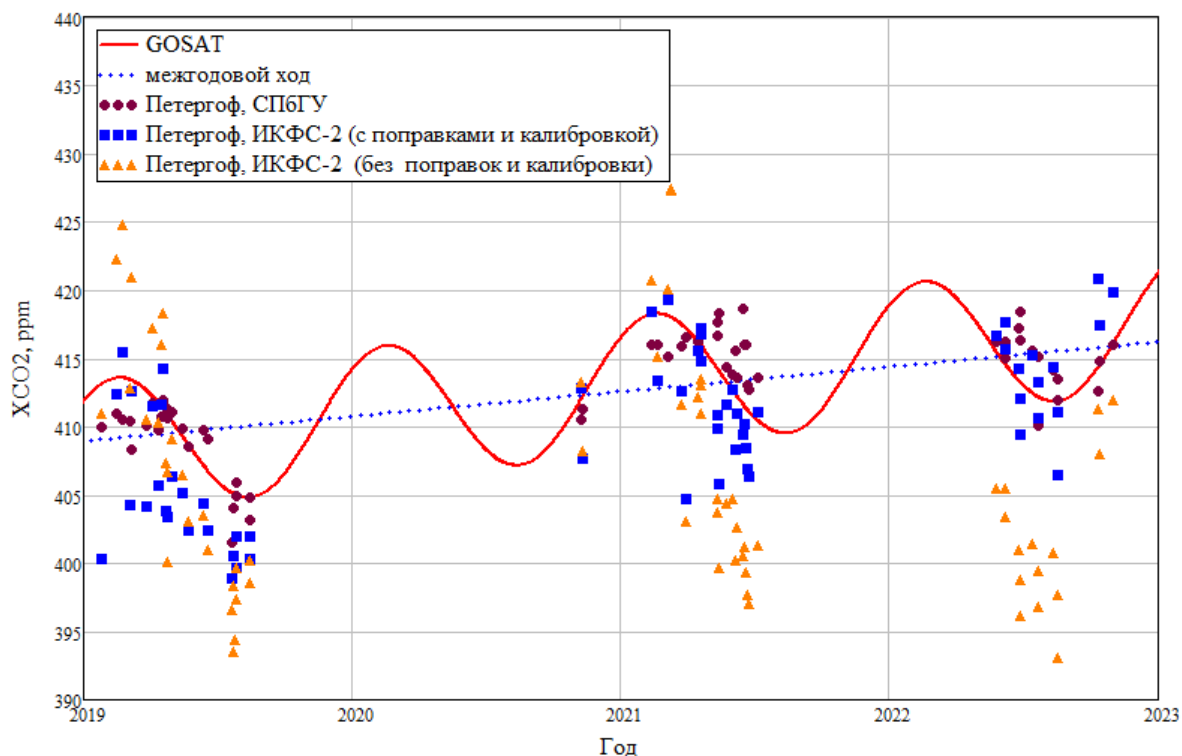


Рисунок 1 – Временной ход значений XCO₂, полученный по данным наземных и спутниковых измерений вблизи Санкт-Петербурга за 2019-2022 гг.

В табл. 1 представлены рассчитанные статистические характеристики спутниковых и наземных измерений содержания CO₂ для 67 совпадающих дней. Сопоставления двух ансамблей проводились на основе расчетов статистических характеристик рассогласований: σ – среднеквадратическое отклонение; M – среднее рассогласование; R – коэффициент корреляции; Δ – стандартное отклонение от среднего

Таблица 1. Сравнения статистических характеристик рассогласований наземных и спутниковых измерений XCO₂

Версия алгоритма	M, ppb	σ , ppb	Δ , ppb	R
Первая	-6,3	8,5	5,8	0,22
Вторая	-0,6	4,5	4,5	0,69

Из табл. 1 следует, что стандартные отклонения для первой версии программы интерпретации составляют 5,8 ppb, среднеквадратические рассогласования – 8,5 ppb, среднее рассогласования равно 6,3 ppb, причем наземные измерения заметно превышают спутниковые. Коэффициент корреляции между 2-мя сопоставляемыми типами измерений составил 0,21, что говорит о слабой взаимосвязи между наземными и спутниковыми измерениями.

Для повышения точности спутникового мониторинга содержания XCO₂ в методике [2, 9] были уточнены особенности высотного хода концентрации CO₂ по данным самолетных

измерений [1]. Кроме того, была выполнена калибровка получаемых значений ХСО₂ по результатам наземных измерений концентраций СО₂, выполненных в 2019-2022 гг., на Мауна-Лоа (обсерватории NOAA, остров Гавайи). Это позволило существенно снизить систематические рассогласования двух типов измерений (вторая версия алгоритма – табл. 1). Практически исчезли средние отклонения (-0,6 ppm), значительно уменьшились стандартные отклонения (4,5 ppm), а также среднеквадратические (4,5 ppm). Существенно повысился коэффициент корреляции между двумя типами измерений -0,69.

Приведенные выше стандартные отклонения описывают случайную компоненту рассогласований двух сравниваемых типов измерений и обусловлены погрешностями обоих измерений. Если предположить случайные погрешности наземных измерений в 2 и 3 ppm [3, 8] или одинаковые в обоих методах измерений, то случайные погрешности спутниковых измерений для ансамбля сопоставлений в Петергофе будут находиться в диапазоне 3,2-4,0 ppm.

Заключение. Использование метода ТИ демонстрируют широкий диапазон рассогласований спутниковых оценок общего содержания ХСО₂ от различных независимых измерений, достигающих 1% и более и зависящих от многих факторов, в частности от состояния облачности, температурной неоднородности атмосферы, содержания водяного пара и т.д. Важное преимущество метода ТИ – измерения в условиях полярных ночей - делает актуальным дальнейшее развитие метода на основе использования наземных эталонов и введения разнообразных критериев качества.

Работа по сравнению наземных и спутниковых измерений общего содержания СО₂ в Петергофе выполнена в лаборатории “Исследование Озонного слоя и верхней атмосферы” Санкт-Петербургского государственного университета и при финансовой поддержке СПбГУ (номер Проекта 116234986).

1. Аршинов М.Ю., Белан Б.Д., Давыдов Д.К., Креков Г.М., Фофанов А.В., Бабченко С.В., Inoue G., Machida T., Maksutov Sh., Sasakawa M., Shimoyama K. Динамика вертикального распределения парниковых газов в атмосфере // Оптика атмосферы и океана. 2012. Т. 25. № 12. С. 1051-1061.

2. Голомолзин В.В., Рублев А.Н., Киселева Ю.В., Козлов Д.А., Прокушкин А.С., Панов А.В. Определение общего содержания диоксида углерода над территорией России по данным отечественного космического аппарата «Метеор-М» №2 // Метеорология и гидрология. 2022. № 4. С. 79-95.

3. Тимофеев Ю.М., Березин И.А., Виротайнен Я.А., Макарова М.В., Поляков А.В., Поберовский А.В., Филиппов Н.Н., Фока С.С. Пространственно-временные вариации содержания СО₂ по данным спутниковых и наземных измерений вблизи Санкт-Петербурга // Изв. РАН, ФАО. 2019. Т. 55. № 1. С. 65–72.

4. Тимофеев Ю.М., Неробелов Г.М., Поберовский А.В. Экспериментальные оценки интегральных антропогенных эмиссий СО₂ города Санкт-Петербурга // Изв. РАН, ФАО. 2022. Т. 58. № 3. С. 1–10.

5. IPCC, 2014: Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)]. IPCC. Geneva. Switzerland. p. 151.

6. *Matsunaga T., Maksyutov S.* A Guidebook on the Use of Satellite Greenhouse Gases Observation Data to Evaluate and Improve Greenhouse Gas Emission Inventories // 1-st ed.; Satellite Observation Center, National Institute for Environmental Studies. Japan. 2018. P. 129.

7. *Taylor T.E., O'Dell C.W., Crisp D., Kuze A., Lindqvist H., Wennberg P.O., Chatterjee A., Gunson M., Eldering A., Fisher B., Kiel M., Nelson R.R., Merrelli A., Osterman G., Chevallier F., Palmer P.I., Feng L., Deutscher N.M., Dubey M.K., Feist D.G., Garcia O.E., Griffith D.W.T., Hase F., Iraci L.T., Kivi R., Liu C., De Maziere M., Morino I., Notholt J., Oh Y.S., Ohyama H., Pollard D.F., Rettinger M., Scheider M., Roehl C.M., Sha M.K., Shiomi K., Strong K., Sussmann R., Te Ya., Velasco V.A., Vrekoussis M., Warneke T., Wunch D.* An 11-year record of XCO₂ estimates derived from GOSAT measurements using the NASA ACOS version 9 retrieval algorithm // *Earth System Science Data*. 2022. V. 14. N 1. P. 325–360.[h](#)

8. *Timofeyev Y., Virolainen Y., Makarova M., Poberovsky A., Polyakov A., Ionov D., Osipov S., Imhasin H.* Ground-based spectroscopic measurements of atmospheric gas composition near Saint Petersburg (Russia) // *J. Mol. Spectr.* 2016. V. 323. P. 2–14.

9. *Uspensky A.B., Rublev A.N., Kozlov D.A., Golomolzin V.V., Kiseleva Yu.V., Kozlov I.A., Nikulin A.G.* Monitoring of the Essential Climate Variables of the Atmosphere from Satellite-based Infrared Sounder IKFS-2 // *Russian Meteorology and Hydrology*. 2022. V. 47. № 11. P. 819–828.

10. *Wunch D., Toon G.C., Blavier J-F.L., Washenfelder R.A., Notholt J., Connor B.J., Griffith D.W.T., Sherlock V., Wennberg P.O.* The Total Carbon Column Observing Network // *Phil. Trans. R. Soc. A*. 2011. V. 369. P. 2087–2112.

ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ АЭРОЗОЛЬНОЙ ОПТИЧЕСКОЙ ТОЛЩИ АТМОСФЕРЫ НАД СЕВЕРНЫМ ЛЕДОВИТЫМ ОКЕАНОМ ПО ДАННЫМ ЭКСПЕДИЦИОННЫХ ИЗМЕРЕНИЙ И РЕАНАЛИЗА MERRA-2

Кабанов Д.М., Круглинский И.А., Сакерин С.М.

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

e-mail: dkab@iao.ru, iak@iao.ru, sms@iao.ru

На основе данных многолетних (2013-2022) экспедиционных исследований анализируется пространственное распределение аэрозольной оптической толщи (АОТ) атмосферы в Евразийском секторе Северного Ледовитого океана (от Гренландского моря до Чукотского моря). Для отдельных арктических морей приводятся средние значения АОТ в диапазоне спектра 0,34 – 2,14 мкм, а также мелко- и грубодисперсные составляющие АОТ. Данные экспедиционных измерений АОТ сравниваются с модельными расчетами – реанализа MERRA-2.

Аэрозольная оптическая толщина (АОТ) атмосферы является характеристикой, получившей широкое распространение в мониторинге аэрозоля и расчетах потоков солнечной радиации. Спектральные АОТ измеряются с помощью солнечных фотометров или восстанавливаются по данным спутниковых наблюдений уходящего коротковолнового излучения (MODIS, AVHRR и др.). Аэрозольный мониторинг на сети фотометрических станций имеет глобальный охват, за исключением высоких широт. Дефицит информации в арктических районах обусловлен: малым числом станций, ограниченным периодом наблюдений (Полярный день), низкой высотой Солнца в сочетании с туманами и облачностью. Например, в Азиатском секторе Арктики, эпизодические измерения АОТ проведены только на двух станциях – Тикси и «Мыс Баранова». Поэтому важным дополнением являются результаты измерений АОТ с борта научных судов.

В настоящей работе обобщены результаты измерений АОТ в 12-и морских экспедициях (2007-2022 гг.) в Евразийском секторе Северного Ледовитого океана (СЛО). В измерениях использовался солнечный фотометр SPM [1]. По данным фотометрических наблюдений в диапазоне спектра 0,34 – 2,14 мкм рассчитывались среднечасовые значения спектральных АОТ $\tau^a(\lambda)$ и показателя Ангстрема α . Измерения в ИК диапазоне спектра ($\lambda > 1$ мкм) позволяют выделить грубо- и мелкодисперсную составляющие АОТ (τ^c и τ^f) на длине волны 0,5 мкм [2]. Общее количество данных составило 233 часовых значений АОТ за 86 дней наблюдений. На рис. 1 показаны места измерений, а на рис. 2 приведены гистограммы распределения АОТ и средние спектральные зависимости $\tau^a(\lambda)$ над СЛО в сравнении с данными многолетних измерений на полярных станциях Баренцбург и «Мыс Баранова» [2, 3]. Статистические характеристики АОТ (таблица 1) рассчитаны для Гренландского моря (GS), Норвежского (NS), Баренцева (BS), Карского (KS) и восточного сектора (ES – от моря Лаптевых до Чукотского).

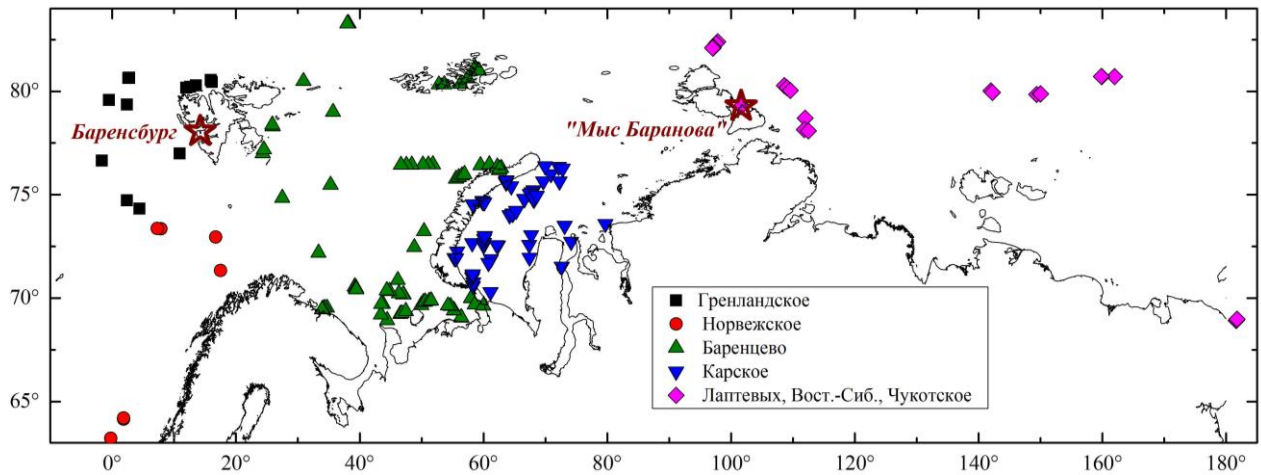


Рисунок 1 – Карта мест измерений АОТ атмосферы

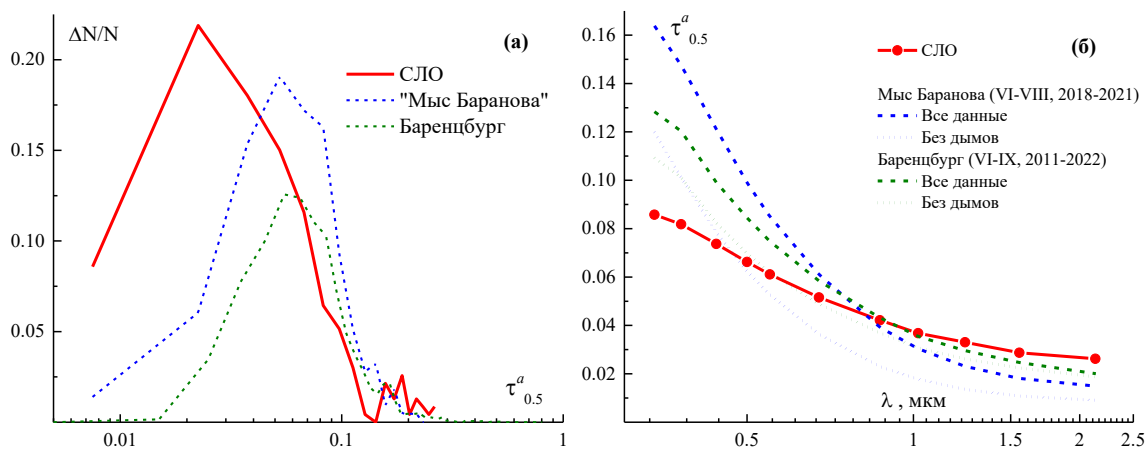


Рисунок 2 – Гистограммы распределений (а) и средние спектральные зависимости АОТ (б) в Евразийском секторе СЛО и на полярных станциях Баренцбург [2] и «Мыс Баранова» [3]

Таблица 1. Средние характеристики АОТ в разных районах (N – количество дней измерений)

Моря	N	$\tau^a (0.5)$	$\tau^j (0.5)$	$\tau^c (\approx\beta)$	α	$\tau_{0.55} (MERRA)$
GS	25	0,100 ± 0,057	0,074 ± 0,048	0,026 ± 0,011	1,03 ± 0,24	0,088 ± 0,012
NS	7	0,068 ± 0,025	0,025 ± 0,018	0,042 ± 0,025	0,47 ± 0,41	0,120 ± 0,010
BS	89	0,074 ± 0,054	0,048 ± 0,048	0,026 ± 0,017	1,02 ± 0,52	0,096 ± 0,009
KS	71	0,037 ± 0,034	0,015 ± 0,015	0,021 ± 0,023	0,69 ± 0,53	0,104 ± 0,009
ES	41	0,053 ± 0,053	0,038 ± 0,049	0,015 ± 0,011	1,00 ± 0,39	0,112 ± 0,011
Все данные	233	0,061 ± 0,052	0,038 ± 0,044	0,023 ± 0,019	0,90 ± 0,50	0,104 ± 0,014

Средние характеристики АОТ во всём Евразийском секторе СЛО согласуются с данными на полярных станциях. Однако вызывает сомнения самые большие АОТ над высокоширотным Гренландским морем, которые возникли из-за ситуации выноса продуктов вулканического извержения в Исландии 13-14 августа 2021 г. [3]. Более достоверными можно считать оценки средних значений АОТ в Российском секторе СЛО. Но и здесь есть труднообъяснимые отличия от особенностей пространственного распределения приземных концентраций аэрозоля и черного углерода [4, 5]: АОТ в восточном секторе оказались больше, чем над Карским морем.

По-видимому, количество данных и однородность мест измерений АОТ пока недостаточны для получения достоверных оценок над отдельными арктическими морями.

Поэтому дополнительно рассмотрены модельные значения АОТ по данным реанализа MERRA-2 [6, 7], которые рассчитываются на основе наземных и спутниковых наблюдений. Предварительно мы проанализировали взаимное соответствие двух видов данных путем сравнения измеренных и модельных значений АОТ (0,55 мкм), совмещенных по координатам ($\pm 1^\circ$) и времени (± 1 час). Результаты сравнения показали приемлемое согласие (таблица 2), но модельные значения АОТ немного больше измеренных (в среднем, на величину 0,015).

Таблица 2. Статистические характеристики различий измеренных (НИС) и модельных (MERRA) значений АОТ ($\Delta = \tau_{\text{MERRA}} - \tau_{\text{НИС}}$): N – количество данных; $\bar{\Delta}$ – средняя величина различия; SD – стандартное отклонение; R – коэффициент корреляции

	N	Средние значения		$\bar{\Delta}$	SD	R
		MERRA	НИС			
Все данные	233	0.072	0.056	0.015	0.032	0.75
Баренцево и Карское моря	160	0.068	0.052	0.016	0.030	0.74
Восточный сектор	41	0.057	0.049	0.009	0.038	0.66

На рис. 3 приведена карта распределения АОТ над СЛО, рассчитанная по среднемесячным значениям для основного периода экспедиционных измерений (июнь-сентябрь 2013-2022 гг.). Пространственное распределение АОТ характеризуется общим спадом в северном направлении и максимумами над Норвежским морем и в восточном секторе. Максимум АОТ в восточном секторе обусловлен выносами дымов лесных пожаров.

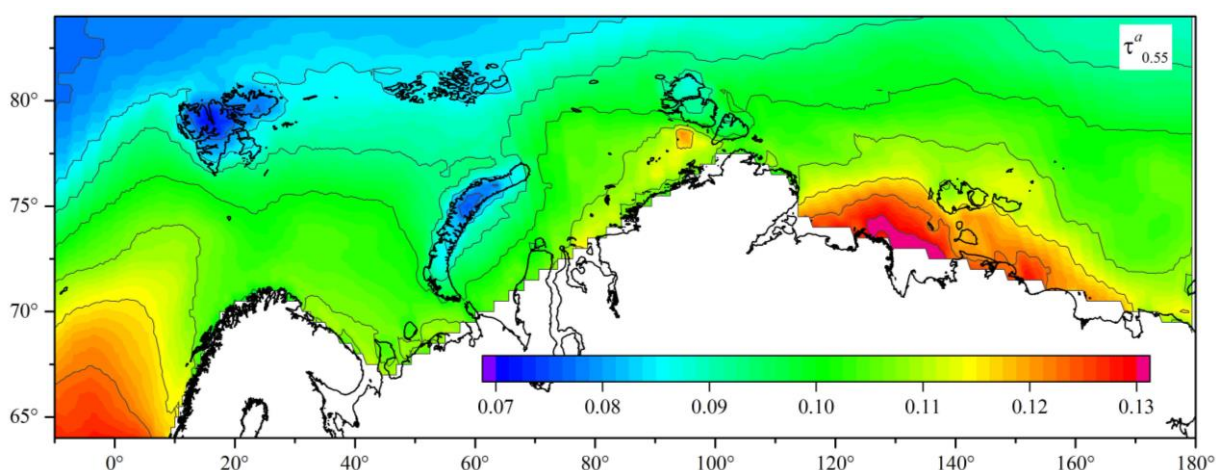


Рисунок 3 – Карта пространственного распределения АОТ (0,55 мкм) по данным реанализа MERRA-2 (все данные июнь-сентябрь, 2013-2022)

При исключении самых мощных выносов дымов в 2019 и 2021 гг., максимум в восточном секторе становится менее выраженным (рис. 4). Сравнение средних АОТ в Евразийском секторе СЛО показало (см. таблицу 1), что модельные значения больше измеренных на $\sim 0,04$. Указанное

различие обусловлено двумя составляющими: 1) погрешность статистических оценок из-за малого количества экспедиционных данных; 2) общее смещение модельных данных на 0,015.

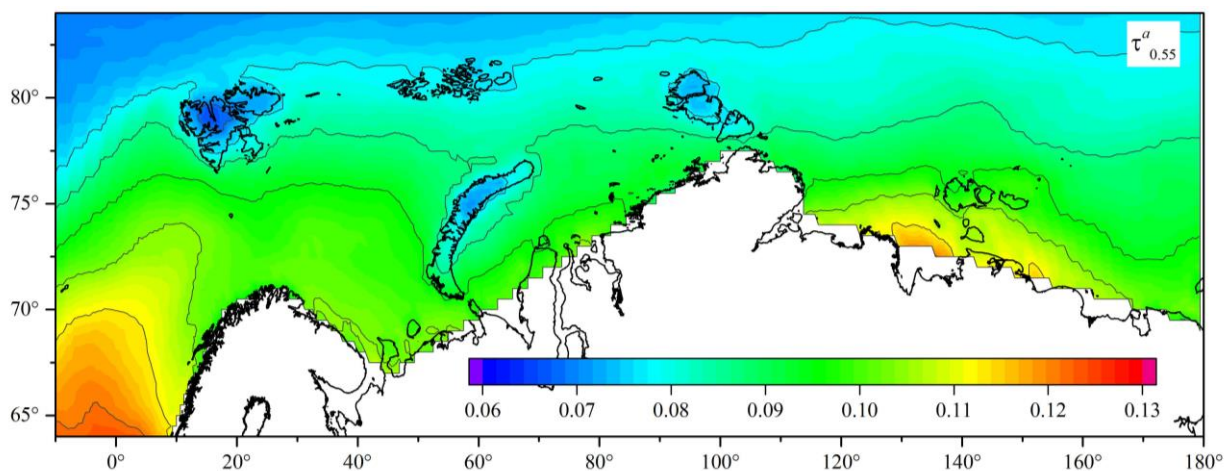


Рисунок 4 – Карта пространственного распределения АОТ по данным реанализа MERRA-2 без учета дымовых выносов в июле-августе в 2019 и 2021 гг.

Работа выполнялась при финансовой поддержке проекта РФФ № 21-77-20025.

1. Сакерин С.М., Кабанов Д.М., Ростов А.П., Турчинович С.А., Князев В.В. Солнечные фотометры для измерений спектральной прозрачности атмосферы в стационарных и мобильных условиях // Оптика атмосферы и океана. 2012. Т. 25. № 12. С. 1112–1117.

2. Kabanov D.M., Ritter C., Sakerin S.M. Interannual and seasonal variations in aerosol optical depth of the atmosphere in two regions of Spitsbergen Archipelago (2002-2018) // Atmospheric Measurement Techniques. 2020. V. 13. P. 5303-5317.

3. Сакерин С.М., Кабанов Д.М., Лоскутова М.А., Ризе Д.Д., Чернов Д.Г., Турчинович Ю.С. Характеристики аэрозоля на научно-исследовательском стационаре «Ледовая база Мыс Баранова» в 2018–2023 гг. // Проблемы Арктики и Антарктики. 2023. Т. 69. № 4. С. 421–434.

4. Sakerin S.M., Kabanov D.M., Kopeikin V.M., Kruglinsky I.A., Novigatsky A.N., Shevchenko V.P., Turchinovich Yu.S. Spatial distribution of atmospheric black carbon in the Eurasian sector of the Arctic Ocean from 28 marine expeditions (2007-2022) // Atmospheric pollution research. 2023. V. 14.

5. Сакерин С.М., Кабанов Д.М., Круглинский И.А. Особенности пространственного распределения концентраций аэрозоля в атмосфере Евразийского сектора Северного Ледовитого океана // см. настоящий сборник.

6. Global Modeling and Assimilation Office (GMAO), 2015a. MERRA-2 tavgM_2d_aer_Nx: 2d, Monthly mean, Time-averaged, Single-Level, Assimilation, Aerosol Diagnostics V5.12.4, Greenbelt, MD, USA, Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center (GES DISC). [Электронный ресурс]. URL: <https://doi.org/10.5067/FH9A0MLJPC7N> (дата обращения 27 2023).

7. Global Modeling and Assimilation Office (GMAO), 2015b. MERRA-2 tavg1_2d_aer_Nx: 2d, 1-Hourly, Time-averaged, Single-Level, Assimilation, Aerosol Diagnostics V5.12.4, Greenbelt, MD, USA, Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center (GES DISC). [Электронный ресурс]. URL: <https://doi.org/10.5067/KLICLTZ8EM9D> (дата обращения 27 2023).

ОСОБЕННОСТИ МЕЖГОДОВОЙ И СЕЗОННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ АЭРОЗОЛЬНОЙ ОПТИЧЕСКОЙ ТОЛЩИ АТМОСФЕРЫ В РАЙОНЕ ТОМСКА (2002-2023 ГГ.)

Кабанов Д.М., Круглинский И.А., Сакерин С.М.

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

e-mail: dkab@iao.ru, iak@iao.ru, sms@iao.ru

На основе многолетних измерений аэрозольной оптической толщи атмосферы (АОТ) в районе г. Томска рассматриваются закономерности сезонной и межгодовой изменчивости её мелко- и грубодисперсной составляющих. Анализируется вклад дымов лесных пожаров в замутнение атмосферы. Проводится сопоставление с данными реанализа MERRA-2.

Аэрозольная замутнение толщи атмосферы оказывает существенное влияние на приток солнечной радиации и, как следствие, на климат. В настоящем сообщении рассматриваются особенности временной изменчивости аэрозольной оптической толщи атмосферы (АОТ) в районе г. Томска за период 2002-2023 гг. Измерения АОТ проводились с помощью sun-sky радиометра CE-318 (0,34÷1,02 мкм), входящего в сеть AERONET [1] и(или) солнечного фотометра типа SP (0,34÷2,14 мкм) [2]. Анализ проводился на основе спектральных АОТ τ_{λ}^a , АОТ мелко- и грубодисперсного аэрозоля ($\tau_{0.5}^f$ и τ^c), параметров Ангстрема ($\tau^a(\lambda)=\beta\lambda^{-\alpha}$) и параметров, характеризующих спектральную зависимость $\tau^f(\lambda)=m\cdot\lambda^{-n}$. АОТ грубодисперсного аэрозоля при измерении фотометром SP определялся, как минимальное значение τ_{λ}^a для $\lambda\geq 1,2$ мкм ($\tau_{\lambda}^a=\tau_{\lambda}^f - \tau^c$) [2], а системе AERONET оценка τ_{λ}^f рассчитывается использованием специальной методики *spectral deconvolution algorithm* [3]. Для выделения ситуаций, когда в атмосфере присутствовали дымы лесных пожаров применялась методика [4], основанная на использовании пороговых значений параметров m , n : $m > 0.01$ и $n > -(1.080 + 1.006\cdot\ln m)$. Поскольку в зимние месяцы ряды измерений менее статистически обеспечены, чем летом, анализ выполнялся для периода март-октябрь. Общий массив данных составил 18990 среднечасовых значений АОТ (2993 дня), выборка «без дымов» – 14301 часа, 2570 дней.

Известно, что ряды наблюдений АОТ методом солнечной фотометрии прерывисты из-за необходимости проведения измерений светила, не перекрытого облаками, на высотах более 10°.

Поэтому представляет интерес провести сопоставление экспериментальных данных с результатами расчётов модели MERRA-2 [5] круглосуточных часовых значений $\tau_{0.55}^a$. Сопоставление выполнялось для двух вариантов: 1) совместные часовые значения $\tau_{0.55}^a$ и их декадные, годовые усреднения; 2) декадные и годовые усреднения экспериментальных данных с аналогичным усреднением полного массива модельных значений. Отметим, что для общего

массива данных совместных часовых АОТ наблюдается достаточно тесная корреляционная связь ($R=0,81$; $\tau_{0,55[MERRA]}^a = -2.931 \cdot 10^{-4} \pm 0.00104 + 1.003 \pm 0.005 \cdot \tau_{0,55[Измер]}^a$).

Годовой ход средних декадных АОТ представлен на рис. 1. Из рис. 1а видно, что в сезонной изменчивости АОТ основную роль играет мелкодисперсный аэрозоль. Годовой ходе $\tau_{0,5}^f$ (2002-2023 гг.) характеризуется двумя максимумами (весенним и летним), разделенных июньским минимумом и низкими значениями в холодные периоды. Сравнение выборок «все данные» и «без дымов» указывает на то, что значительную роль в формировании максимумов играет мелкодисперсный дымовой аэрозоль. Внутригодовая изменчивость τ^c – не значительна и характеризуется спадом от весны к осени.

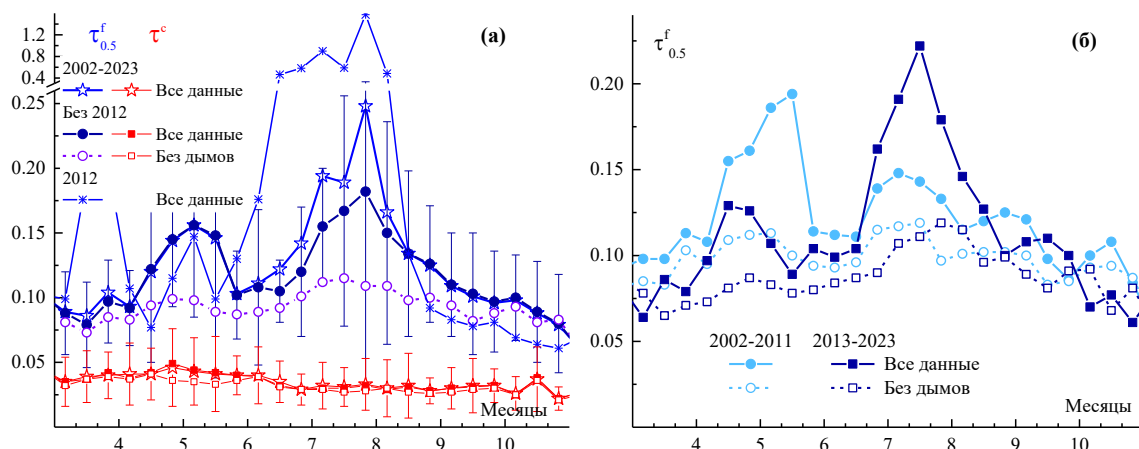


Рисунок 1 – Годовой ход: (а) τ^c и $\tau_{0,5}^f$ с учетом и без учета дымов; (б) $\tau_{0,5}^f$ для разных периодов наблюдений

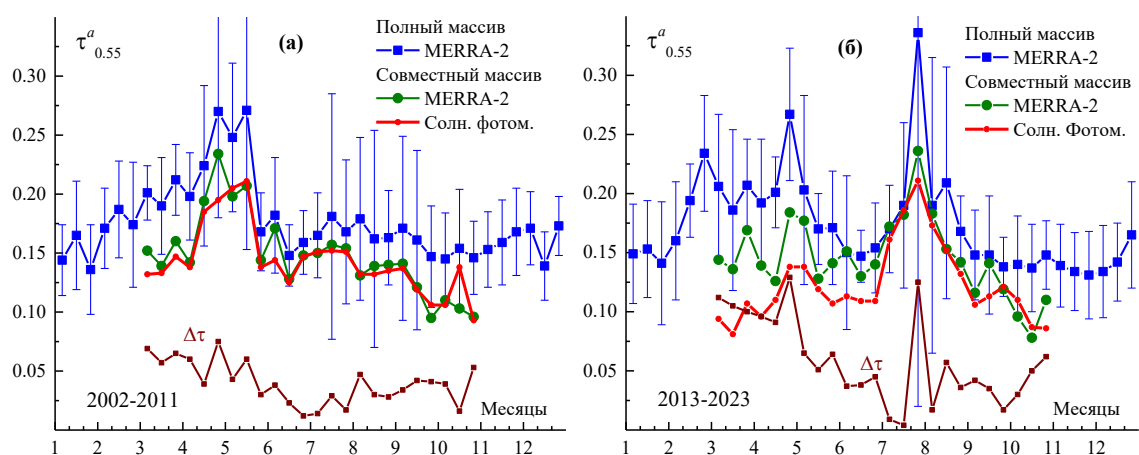


Рисунок 2 – Годовой ход $\tau_{0,55}^a$ для двух периодов, рассчитанный по массиву фотометрических данных и двум вариантам выборок модельных значений ($\Delta\tau = \tau_{0,55[MERRA-2]}^a - \tau_{0,55[Измер]}^a$)

Как отмечалось ранее [6], в последние два десятилетия произошло перераспределение вкладов весеннего и летнего максимумов в годовом ходе АОТ (рис. 1б). В период 2002-2011 гг. весенний максимум превышал летний, а в 2013-2023 гг. летний максимум увеличился (из-за увеличения лесных пожаров), а весенний уменьшился (из-за запрета весенних палов).

Увеличение летнего максимума в период 2013-2023 гг. прослеживается и по данным MERRA-2 (рис. 2). Однако, снижение весенних значений наблюдается только для выборки «совместных значений». Различие значений $\Delta\tau_{0,5}^a$ в годовом ходе на рис. 2 между «полным массивом» модельных и инструментальных значений составляет в среднем $0,040\pm 0,018$ (для 2002-2011 гг.) и $0,059\pm 0,037$ (2013-2023 гг.).

Основной вклад в межгодовые колебания АОТ (рис 3а), как и в сезонную изменчивость, вносит мелкодисперсный аэрозоль. Из рис. 3аб видно, что основные всплески замутнения атмосферы совпадают с всплесками вклада дымового аэрозоля. В среднем вклад дымового аэрозоля составляет величину 0,039 (24%). При этом значительное увеличение относительного количества дымовых ситуаций в году не всегда сопровождается заметным с ростом дымового вклада в АОТ, например, в 2019-2021 гг. По-видимому, это связано с удаленностью основных очагов лесных пожаров с пунктом наблюдения. В 2012 г., когда наблюдались наиболее сильное дымовое замутнение атмосферы, горение лесов происходило на территории томской области, а в 2019-2021 гг. основные очаги пожаров находились на севере иркутской области и в Якутии.

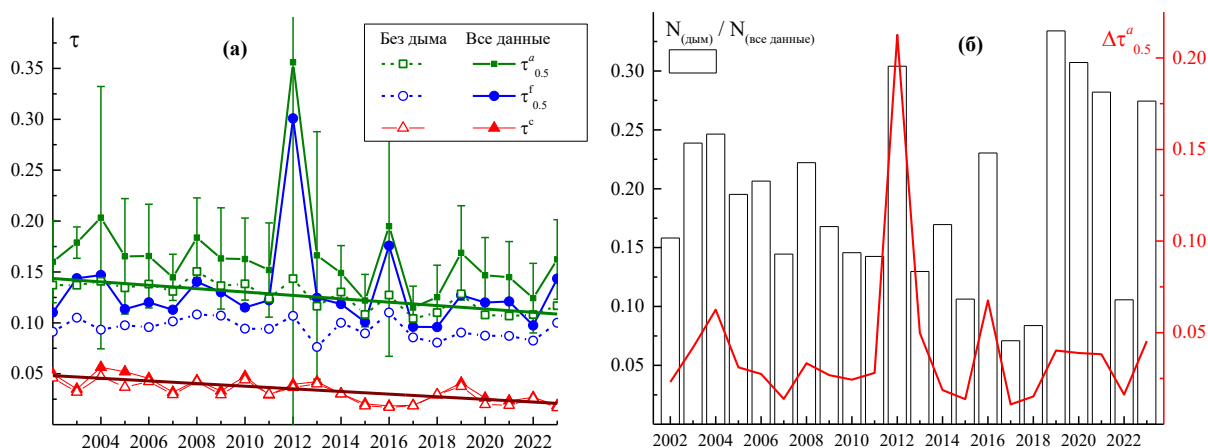


Рисунок 3 – Межгодовая изменчивость АОТ (апрель-октябрь), её мелко- и грубодисперсных составляющих (а) и относительного количества дымовых ситуаций и их вклада в АОТ (б)

Ранее уже отмечалось [7], что в межгодовой изменчивости τ^c (в данных до 2018 г.) обнаруживается статистически значимый отрицательный тренд (в среднем $-0,013$ в 10 лет). Измерения последних пяти лет подтвердили эту тенденцию для выборок «все данные» и «без дымов», поскольку дымовой аэрозоль не оказывает значительное влияния на содержание в атмосфере грубодисперсных частиц. Отрицательный тренд τ^c отразился и на межгодовой изменчивости $\tau_{0,5}^a$ при исключении дымовых ситуаций. Значимый тренд $\tau_{0,5}^a$ составляет $-0,017$ в 10 лет.

Сопоставление модельных среднегодовых значений $\tau_{0,55}^a$ результатами измерений выполнялось в следующих вариантах (рис. 4а): для совмещенных по часам данных, полного

массива модельных данных в период измерений с измерениями (апрель-октябрь) и полного массива модельных данных за весь год.

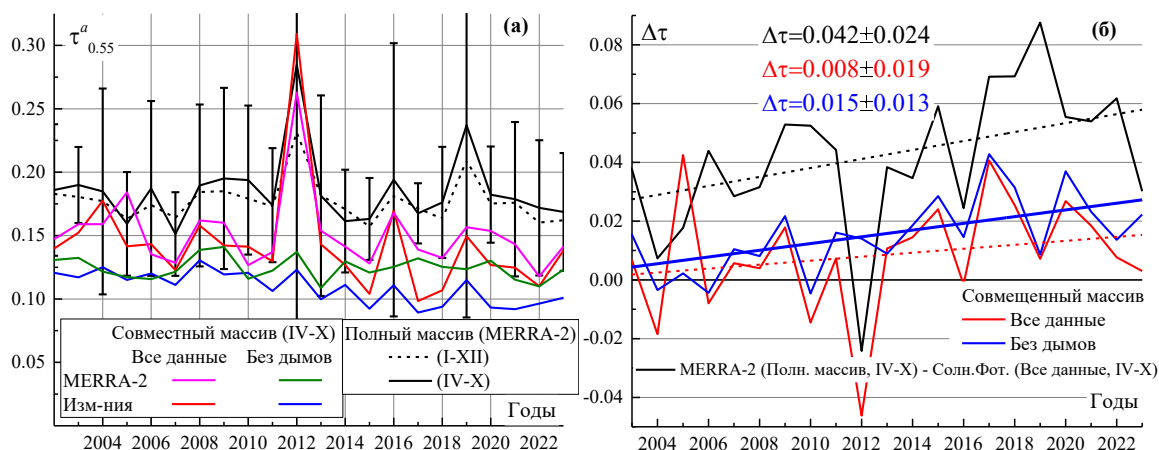


Рисунок 4 – Межгодовая изменчивость $\tau_{0.55}^a$ данным MERRA-2 в сопоставлении с фотометрическими измерениями (а) и их различия $\Delta\tau = \tau_{0.55}^a[\text{MERRA-2}] - \tau_{0.55}^a[\text{Измер}]$ (б)

Из рис. 4а видно, что межгодовые колебания АОТ по модельным данным достаточно хорошо согласуются экспериментальными, но превышают их по величине. Средние различия ($\bar{\Delta\tau}$) для разных выборок (рис.4б) колеблются от 0,008 до 0,042. При этом для всех выборок наблюдается тенденция роста $\Delta\tau_{0.55}^a$. Из них значимым является тренд $\Delta\tau_{0.55}^a$ для выборки совместных значений при исключении дымовых ситуаций (увеличение на 0,001 в год).

Работа выполнена в рамках госбюджетного проекта ИОА СО РАН № 121031500342-0.

1. Holben B.N., Eck T.F., Slutsker I., Tanre D., Buis J.P., Setzer A., Vermote E., Reagan J.A., Kaufman Y.J., Nakadjima T., Lavenu F., Jankowiak I., and Smirnov A. AERONET - A federated instrument network and data archive for aerosol characterization // Rem. Sens. Env. 1998. V. 66. № 1. P. 1-16.

2. Исследование радиационных характеристик аэрозоля в азиатской части России / под общей ред. С.М. Сакерина. Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2012. 484 с.

3. O'Neill N.T., Eck T.F., Smirnov A., Holben B.N., and Thulasiraman S. Spectral discrimination of coarse and fine mode optical depth // J. Geophys. Res. 2003. V. 108. № D17. P. 4559-4573.

4. Кабанов Д.М., Сакерин С.М. Анализ дымовых ситуаций в районе Томска и модификация метода их выделения по данным спектрофотометрических наблюдений // Тезисы докладов XII Сибирского совещания и школы молодых ученых по климато-экологическому мониторингу, 17-20 октября 2017, Томск. С. 49-50.

5. Global Modeling and Assimilation Office (GMAO), 2015a. MERRA-2 tavgM_2d_aer_Nx: 2d, Monthly mean, Time-averaged, Single-Level, Assimilation, Aerosol Diagnostics V5.12.4, Greenbelt, MD, USA, Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center (GES DISC). [Электронный ресурс]. URL: <https://doi.org/10.5067/FH9A0MLJPC7N> (дата обращения 27.02.2023).

6. Кабанов Д.М., Сакерин С.М., Турчинович Ю.С. Межгодовая и сезонная изменчивость аэрозольной оптической толщи атмосферы в районе г. Томска (1995–2018 гг.) // Оптика атмосферы и океана. 2019. Т. 32. № 07. С. 548–555.

СТАТИСТИЧЕСКАЯ ОБРАБОТКА РЕЗУЛЬТАТОВ МОДЕЛИРОВАНИЯ ПОЛЯ ОТРАЖЕННОЙ СОЛНЕЧНОЙ РАДИАЦИИ ДЛЯ БЕЗОБЛАЧНОЙ АТМОСФЕРЫ

Гендрина И.Ю.

Научный Исследовательский Томский государственный университет, г. Томск, Россия

e-mail: igendrina@bk.ru

Результаты численного моделирования поля отраженной солнечной радиации проанализированы с помощью некоторых приемов статистической обработки данных [1,2]. Целью такого анализа является построение параметрической модели яркости отраженной радиации в зависимости от пространственно-угловых характеристик схемы наблюдения.

В работах (например, [3]), исследующих закономерности трансформации поля солнечной радиации, отмечается существенное различие в формировании яркости в безоблачной атмосфере и в безоблачных промежутках вблизи облачных образований, что сказывается на последующем восстановлении характеристик аэрозоля и облачности. Для выявления влияния именно облаков желательно иметь базовую параметрическую модель — для безоблачной атмосферы. Такого вида модель может быть получена, например, в ходе статистической обработки результатов численного моделирования. Данная работа посвящена особенностям формирования солнечной радиации специального вида — отраженной солнечной радиации, в частности, солнечной дымки.

Геометрическая схема численных экспериментов приведена на рис.1: на верхнюю границу атмосферы падает плоскопараллельный поток солнечного излучения πS_λ в направлении, задаваемом зенитным и азимутальным углами $\omega_s = (\theta_s, \varphi_s)$. Приемник, регистрирующий угловое распределение отраженной солнечной радиации, находится в точке с координатами $D(0,0,H)$ и производит наблюдение в направлении $\omega_d = (\theta_d, \varphi_d)$.

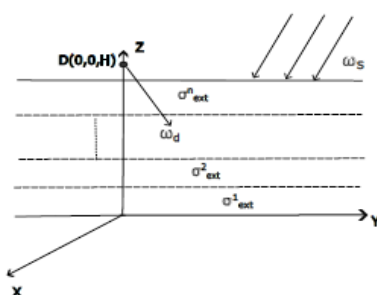


Рисунок 1 – Геометрическая схема

Оптическую модель атмосферы описывают следующие характеристики:

а) коэффициенты аэрозольного рассеяния $\sigma_{sc}(r)$ и ослабления $\sigma_{ext}(r)$; альbedo

однократного рассеяния $\omega_0 = \frac{\sigma_{sc}(r)}{\sigma_{ext}(r)}$;

б) аэрозольная индикатриса рассеяния $g(r, \omega, \omega')$;

в) вертикальные профили температуры и давления для расчета коэффициентов молекулярного рассеяния.

Имитационное моделирование было проведено для следующих условий:

Высота H , км: 100.

Длина волны, мкм: 0,44; 0,50; 0,67; 0,87.

Зенитные углы Солнца, град: 0, 30, 60.

Азимутальные углы Солнца, град: 0, 30, 45, 60.

Азимутальные углы наблюдения, град: 0, 90, 180.

Тип аэрозоля: континентальный, лето средних широт.

Теоретической базой для проведения численных экспериментов является интегральное уравнение переноса излучения [4] в горизонтально однородной модели атмосферы Земли.

Для решения этого уравнения был использован один из алгоритмов статистического моделирования - метод локальной оценки на сопряженных траекториях. На рисунках 2 и 3 приведены некоторые результаты моделирования.

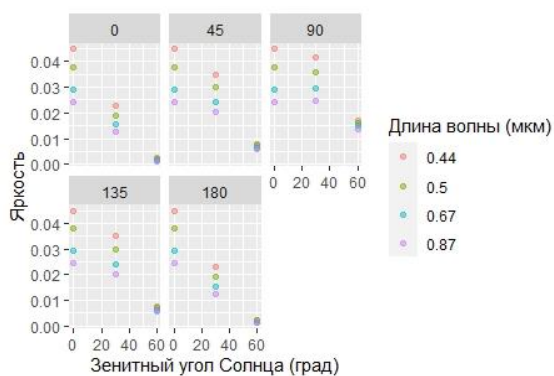


Рисунок 2 – Яркость солнечной дымки для различных азимутов Солнца при вертикальном наблюдении

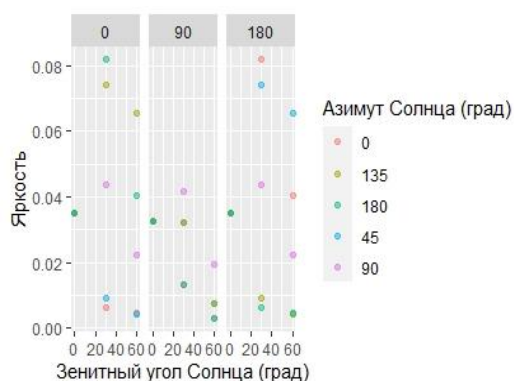


Рисунок 3 – Яркость солнечной дымки для различных азимутов наблюдения при $\theta = 45^\circ$

На следующих рисунках представлены некоторые результаты статистической обработки.

На рисунке 4 представлены значения интенсивности солнечной дымки в зависимости от угла между направлением падения солнечных лучей и направлением наблюдения для различных длин волн и различных положений Солнца. Точки отражают результаты численного моделирования с учетом многократного рассеяния. Сплошные кривые соответствуют линейной регрессии яркости солнечной дымки от указанного угла для определенной длины волны.

Обращает на себя внимание поведение регрессии в зависимости от длины волны: можно предположить, что длина может рассматриваться как качественный фактор при построении параметрической модели.

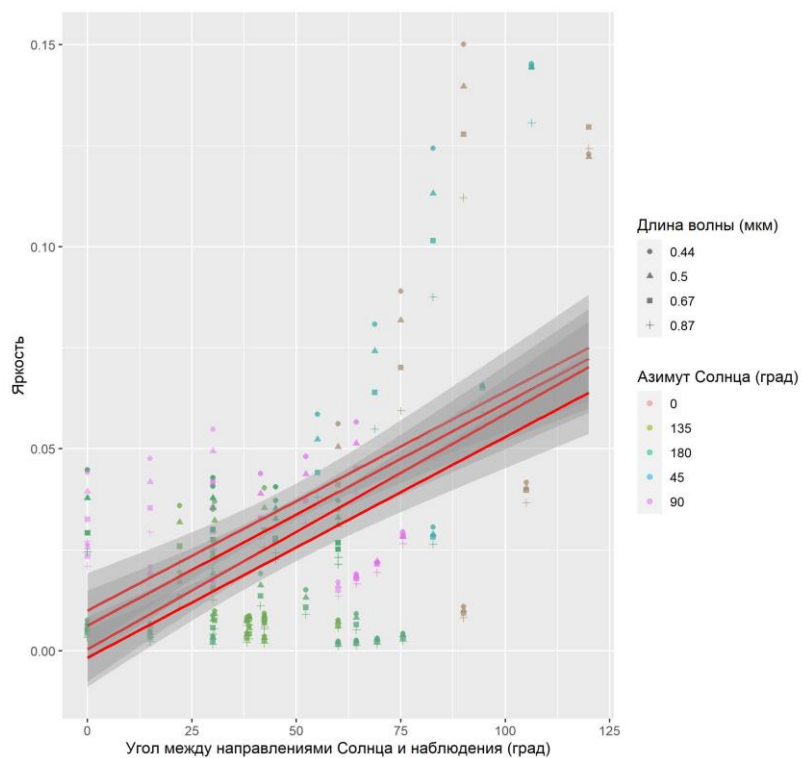


Рисунок 4 – Интенсивность солнечной дымки (с учетом многократного рассеяния)

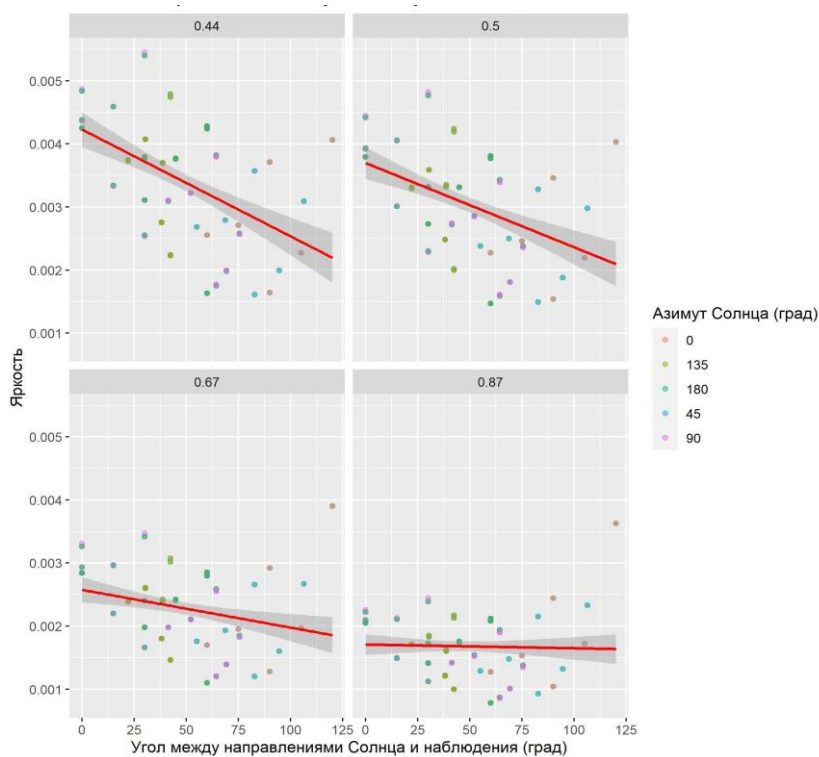


Рисунок 5 – Интенсивность солнечной дымки (в однократном приближении)

Еще одним интересным результатом является положительный тренд яркости солнечной дымки. Для сравнения приведем рисунок 5, на котором приведены результаты моделирования с учетом только однократного рассеяния.

Точки отражают результаты численного моделирования с учетом многократного рассеяния. Сплошные кривые соответствуют линейной регрессии яркости солнечной дымки от указанного угла для определенной длины волны.

На рисунке 5 хорошо виден отрицательный тренд яркости в зависимости от угла. Это еще раз говорит о необходимости учета многократно рассеянного излучения даже для безоблачной атмосферы.

Таким образом, в работе рассмотрены результаты моделирования для различных оптико-геометрических условий наблюдения. На основе анализа представленных данных можно сделать вывод, что для построения качественной параметрической модели необходим учет многократного рассеяния. Иначе возникают ошибки даже при оценке тренда.

1. Гендрина И.Ю. Моделирование поля отраженной солнечной радиации для безоблачной атмосферы // Новые информационные технологии в исследовании сложных структур. Материалы Четырнадцатой международной конференции, Томск: Издательский Дом Томского государственного университета, 2022. С. 21–22.

2. Гендрина И.Ю. Анализ закономерностей формирования поля отраженной солнечной радиации в безоблачной атмосфере // Информационные технологии и математическое моделирование. Материалы XXII Международной конференции имени А.Ф. Терпугова, Томск: Издательский Дом Томского государственного университета, 2023. С. 245–250.

3. Журавлева Т. Б., Насртдинов И. М., Русскова Т. В. Влияние 3D-эффектов облаков на пространственно-угловые характеристики поля отраженной солнечной радиации // Оптика атмосферы и океана. 2016. №9. С. 758–766.

4. Метод Монте-Карло в атмосферной оптике / Под ред. Марчука Г. М. Новосибирск: Наука, 1976. 283 с.

ИССЛЕДОВАНИЕ ПОЛЯРИЗОВАННОГО КОМБИНАЦИОННОГО РАССЕЙНИЯ МОНОКРИСТАЛЛОВ $ZnGeP_2$

Князькова А.И.¹, Вражнов Д.А.¹, Снегереv М.С.², Кистенев Ю.В.^{1,2}, Романовский О.А.¹

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

²Томский государственный университет, г. Томск, Россия

e-mail: knyazkova@iao.ru, vda@iao.ru, snegerev@mail.tsu.ru, yuk@iao.ru, roa@iao.ru

В работе исследовались кристаллы $ZnGeP_2$ с ориентацией кристаллографической оси (100) и (001). Показано, что в случае использования поляризационной приставки меняется соотношение мод кристалла. Работа выполнена в рамках государственного задания ИОА СО РАН.

Параметрическая генерация света на основе нелинейно-оптических кристаллов в среднем ИК диапазоне актуальна при создании систем дистанционного газового анализа и мониторинга атмосферы [1, 2]. Зависящие от ориентации и поляризации анизотропные электрические и оптические свойства кристалла $ZnGeP_2$ делают его наиболее эффективным кристаллом для параметрического инфракрасного сдвига частоты излучения [3, 4].

Для изучения фундаментальных характеристик и структурных дефектов кристаллов часто проводятся измерения спектров комбинационного рассеяния. Спектроскопия комбинационного рассеяния света широко используется для характеристики атомной структуры твердых тел. Полная характеристика материалов с помощью спектроскопии комбинационного рассеяния часто включает в себя не только измерение химического состава, но и получение поляризационных эффектов в спектрах комбинационного рассеяния, дающих информацию об ориентации молекул в монокристаллах, а также о симметрии колебательных мод.

Неупругое рассеяние можно визуализировать в спектре излучения, который сдвинут относительно длины волны падающего света на величину, соответствующую частоте колебаний самой решетки. Таким образом, колебательные моды, принадлежащие данной кристаллической структуре, лежат в основе происхождения отдельных полос комбинационного рассеяния света, составляющих спектр комбинационного рассеяния света. Как и сами колебательные моды, полосы комбинационного рассеяния света, которые они представляют, тесно связаны с кристаллографической структурой, ее текстурой и ориентацией. Использование образцов с ориентацией кристаллографической оси (100) и (001) необходимы, чтобы показать все формы вибрации [5, 6].

Выращенные монокристаллы отличаются наличием структурных дефектов, которые, очевидно, оказывают влияние на физические (оптические) свойства монокристаллов. Однако,

до сих пор имеются разночтения в вопросе о природе возникновения данных дефектов. Литературные данные о дефектах структуры и их связи с условиями роста ZnGeP_2 ограничены. Следовательно, вопрос об исследовании структурного совершенства кристаллов данного материала является открытым. Также открытым остается вопрос поиска быстрых, бесконтактных и неразрушающих методов выявления дефектов, которые можно применять как при исследовании физических свойств данных монокристаллов, так и при производстве для контроля качества, изготавливаемых оптических нелинейных элементов. Цель данного исследования заключалась в изучении поляризованных спектров комбинационного рассеяния света для исследования природы колебательных мод в кристаллах ZnGeP_2 .

Для исследования использовались четырнадцать образцов монокристалла ZnGeP_2 толщиной 2,5 мм. Они были вырезаны из монокристаллической булы ZnGeP_2 (производство ООО «ЛОК», Томск) параллельно оптической плоскости (100) и (001). Монокристаллическая буля ZnGeP_2 была выращена методом Бриджмена в вертикальном направлении на ориентированную затравку; рост осуществлялся из расплавленного поликристаллического соединения, предварительно синтезированного двухтемпературным методом [7]. Полировку рабочих поверхностей, исследуемых образцов проводили на полировально-отделочной машине 4-ПД-200 следующим образом. Сначала рабочую поверхность полировали на кембриковом полировальном круге порошком синтетического алмаза АСМ 0,5/0 (средний размер зерна 270 нм), затем порошком АСМ 0,25/0. Затем образцы полировали на полировальном диске из смолы с использованием синтетического алмазного порошка АСМ 0,25/0. Съем материала составил ~50 мкм, что позволило удалить слой трещин, образовавшийся при резке кристалла на ориентированные пластины и их предварительном шлифовании. На рабочую поверхность исследуемых образцов было нанесено интерференционное покрытие.

Измерения спектров поляризованного комбинационного рассеяния кристаллов ZnGeP_2 выполнены с помощью системы inVia Reflex компании Renishaw (Великобритания) с длиной волны возбуждения 785 нм. Спектрометр оснащен лазером RL785-08 с диаметром лазерного луча 700 ± 100 мкм. Спектральное разрешение спектрометра 1 см^{-1} позволяет различать близкие линии комбинационного рассеяния и дифференцировать крайне схожие по своему составу материалы. Регистрация спектров кристаллов производилась с использованием объектива Leica L $\times 50$ в спектральном диапазоне от 7 до 3500 см^{-1} . Для оптимизации в прибор устанавливалась дисперсионная решетка 1200шт/мм. Система inVia оснащена собирающей оптикой обратного рассеяния и может исследовать любые комбинации параллельной и перпендикулярной поляризации. Образцы исследовали при условии, что направление рассеянного света было неполяризованное и при использовании поляризатора. Для каждого образца регистрировалось

по 5 спектров в разных пространственных точках образца. Мощность лазерного излучения на образце составляла 0.1 % (0, 12 мВт), время экспозиции 10 с. При данных параметрах не происходит горения или разрушения исследуемого образца.

На рисунках 1 и 2 показаны спектры поляризованного и неполяризованного комбинационного рассеяния света, полученные для ориентированных кристаллов, имеющих 100 и 001 граней соответственно. Спектры комбинационного рассеяния света хорошо разрешены, пики наблюдаются отдельно в зависимости от грани кристалла и поляризации света.

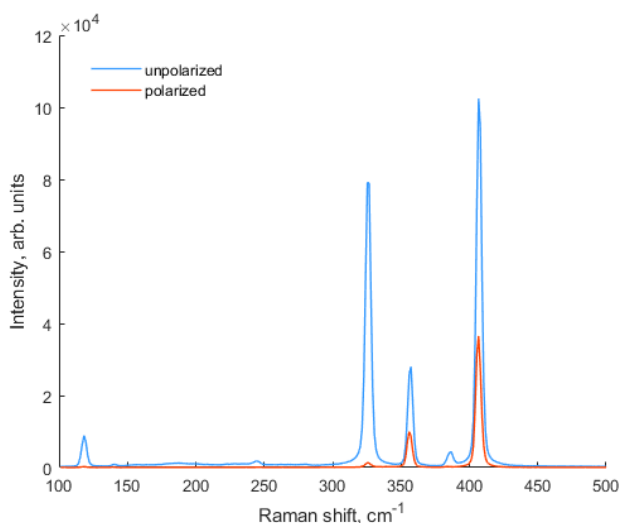


Рисунок 1 – Спектры поляризованного и неполяризованного комбинационного рассеяния света кристаллов ZnGeP₂ для кристаллографического направления (001)

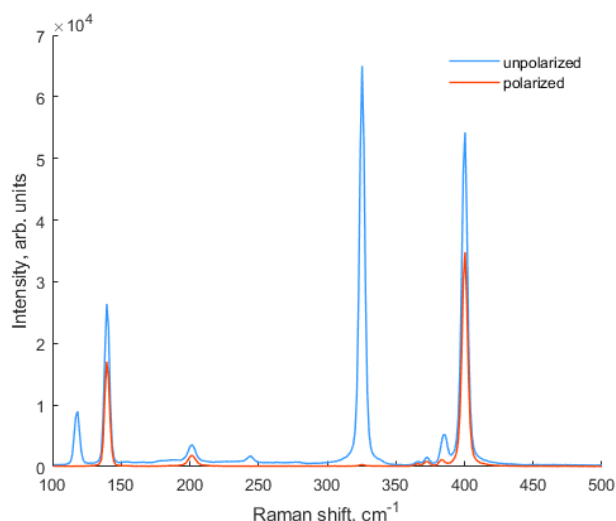


Рисунок 2 – Спектры поляризованного и неполяризованного комбинационного рассеяния света кристаллов ZnGeP₂ для кристаллографического направления (100)

Показано, что в случае использования поляризационной приставки меняется соотношение мод кристалла. Знание поляризационной зависимости мод комбинационного рассеяния

полезно, поскольку его можно использовать для определения кристаллической ориентации образцов.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИОА СО РАН.

1. *Romanovskii O.A., Sadovnikov S.A., Kharchenko O.V., Yakovlev S.V.* Development of Near/Mid IR differential absorption OPO lidar system for sensing of atmospheric gases // *Optics and Laser Technology* . 2019. V. 116. P. 390.

2. *Kistenev Yu.V., Cuisset A., Romanovskii O.A., Zherdeva A.V.* Study of trace atmospheric gases at the “water – atmosphere” interface using remote and local laser IR gas analysis: review. // *Optika Atmosfery i Okeana*. 2022. V. 35. No. 10. P. 799–810.

3. *Qian C., Yao B., Zhao B., Liu G., Duan X., Ju Y., Wang Y.* High repetition rate 102 W middle infrared ZnGeP₂ master oscillator power amplifier system with thermal lens compensation // *Opt. Lett.* 2019. V. 44. P. 715–718.

4. *Das S.* Optical parametric oscillator: Status of tunable radiation in mid-IR to IR spectral range based on ZnGeP₂ crystal pumped by solid state lasers // *Opt. Quant. Electron.* 2019. V. 51. P. 70.

5. *Zhang G. et al.* Growth and polarized Raman spectroscopy investigations of single crystal CdSiP₂: Experimental measurements and ab initio calculations // *Journal of Crystal Growth*. 2017. V. 473. P. 28-33.

6. *Shirakata S.* Raman scattering and its hydrostatic pressure dependence in ZnGeP₂ crystal // *Journal of applied physics*. 1999. V. 85. №. 6. P. 3294-3300.

7. *Yudin N.N., Antipov O.L., Gribenyukov et al.* Effect of postgrowth processing technology and laser radiation parameters at wavelengths of 2091 and 1064 nm on the laser-induced damage threshold in ZnGeP₂ single crystal. *Quantum Electron.* 2021. V. 51. P. 306-316.

ОПТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ КВАЗИГОРИЗОНТАЛЬНО ОРИЕНТИРОВАННЫХ ЧАСТИЦ ПЕРИСТЫХ ОБЛАКОВ, ДЛЯ ВОССТАНОВЛЕНИЯ МИКРОФИЗИКИ ИЗ ДАННЫХ КОСМИЧЕСКОГО ЛИДАРА EarthCARE

Кустова Н.В.¹, Коношонкин А.В.^{1,2}, Боровой А.Г.¹

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

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

e-mail: kustova@iao.ru, sasha_tvo@iao.ru, borovoi@iao.ru

В данной работе мы решаем задачу рассеяния света в направлении рассеяния назад в рамках приближения физической оптики для четырех типичных форм ледяных частиц перистых облаков: гексагональные пластинки, столбики, пули и дроксталлы в предположении, что эти частицы квазигоризонтально ориентированы в пространстве. Для того чтобы соответствовать техническим характеристикам лидара ATLID, установленного на спутнике EarthCARE мы использовали длину волны 0.355 мкм, показатель преломления – 1.3249 и угол наклона лазера от зенита 3°. Представленные в докладе результаты могут быть использованы для интерпретации данных, получаемых как при космических так и наземных лидарных наблюдениях

Облака вносят наибольший вклад в вариации прогнозов изменения климата [1]. Микрофизические свойства перистых и жидко-капельных облаков оказывают влияние на эффекты охлаждения и потепления. Климатические модели часто просто предполагают зависимость температуры от соотношения льда и воды в атмосфере [2], а механизмы формирования перистых и жидко-капельных облаков остаются малоизученными.

Оптические и микрофизические свойства перистых облаков в основном изучаются при помощи лидаров [3-4]. Для интерпретации получаемых данных необходимо решить задачу рассеяния лазерного излучения на частицах перистых облаков. Запуск спутника EarthCARE [5] (the Earth Cloud, Aerosol and Radiation Explorer), который является совместной миссией Японского агентства аэрокосмических исследований JAXA и Европейского космического агентства ESA, ожидается в мае 2024 года. Атмосферный лидар (ATLID), установленный на нем, будет измерять коэффициент экстинкции и деполяризационное отношение. Информация о них даст уникальную возможность изучить взаимосвязь между лидарным и деполяризационным отношениями перистых облаков.

В данной работе мы рассматриваем четыре формы ледяных частиц: гексагональные пластинки, столбики, пули и дроксталлы с размерами от 10 до 1000 мкм [6]. Предполагается, что эти частицы квазигоризонтально ориентированы в пространстве. Их эффективный угол наклона в наших численных расчетах выбирался в диапазоне от 0 до 20°. Для того чтобы соответствовать техническим характеристикам лидара ATLID мы использовали длину волны

0.355 мкм, показатель преломления – 1.3249 и угол наклона лазера от зенита 3° . Для интерпретации космических и наземных лидарных наблюдений мы выполнили численные расчеты матриц рассеяния света в направлении рассеяния назад методом физической оптики, разрабатываемым в последние годы в ИОА СО РАН [7].

Ориентация ледяных частиц определяется тремя углами Эйлера α , β и γ . Углом α задается поворот кристалла вокруг вертикального направления \mathbf{z} ($|\mathbf{z}| = 1$); β – угол между вертикальным направлением и главной осью кристалла; угол γ описывает поворот кристалла вокруг главной оси (см. рис. 1). Предполагается, что главная ось частицы проходит через центры гексагональных граней, нормаль частицы \mathbf{N} выбирается вдоль главной оси. Гексагональные пластинки и дроксталлы ориентируются горизонтально, если их угол наклона $\beta = 0$, где $\beta = \arccos(\mathbf{z} \cdot \mathbf{N})$, $0 \leq \beta \leq \pi/2$. Ледяные гексагональные столбики и пули, наоборот, ориентируются горизонтально, если $\arccos(\mathbf{z} \cdot \mathbf{N}) = \pi/2$. Поэтому мы определили угол наклона около горизонтальной плоскости $t = \beta$ для пластинок и дроксталлов и $t = \pi/2 - \arccos(\mathbf{z} \cdot \mathbf{N})$ для столбиков и пуль. Произвольные ориентации задаются распределением Гаусса по эффективному углу наклона частицы β_{eff} :

$$p(t) = \exp(-t^2 / 2\beta_{eff}^2) / \int_0^{\pi/2} \exp(-t^2 / 2\beta_{eff}^2) \sin \beta d\beta.$$

Здесь случай $\beta_{eff} = 0$ соответствует полностью горизонтально ориентированным кристаллам.

Мы используем равномерное распределение по углам поворота α и γ в диапазоне $0 \leq \alpha < 2\pi$ и $0 \leq \gamma < 2\pi$.

В рамках данной работы мы построили банк данных матриц обратного рассеяния (матриц Мюллера) \mathbf{M} , который содержит полную информацию об оптических свойствах частиц с фиксированными размерами. Кроме того, банк данных содержит информацию о площади проекции частиц CS , их объеме V , линейном деполяризованном отношении δ , лидарном отношении χ , о параметре $q = M_{11}/V$. Лидарное отношение вычисляется по следующей формуле

$$LR = \frac{2 \cdot CS}{M_{11}},$$

где M_{11} – сечение обратного рассеяния. Мы предполагаем, что сечение экстинкции равно удвоенной геометрической проекции частицы CS .

На рисунке 1 показаны линейное деполяризованное отношение, лидарное отношение и параметр q для рассматриваемых ледяных частиц с фиксированными размерами.

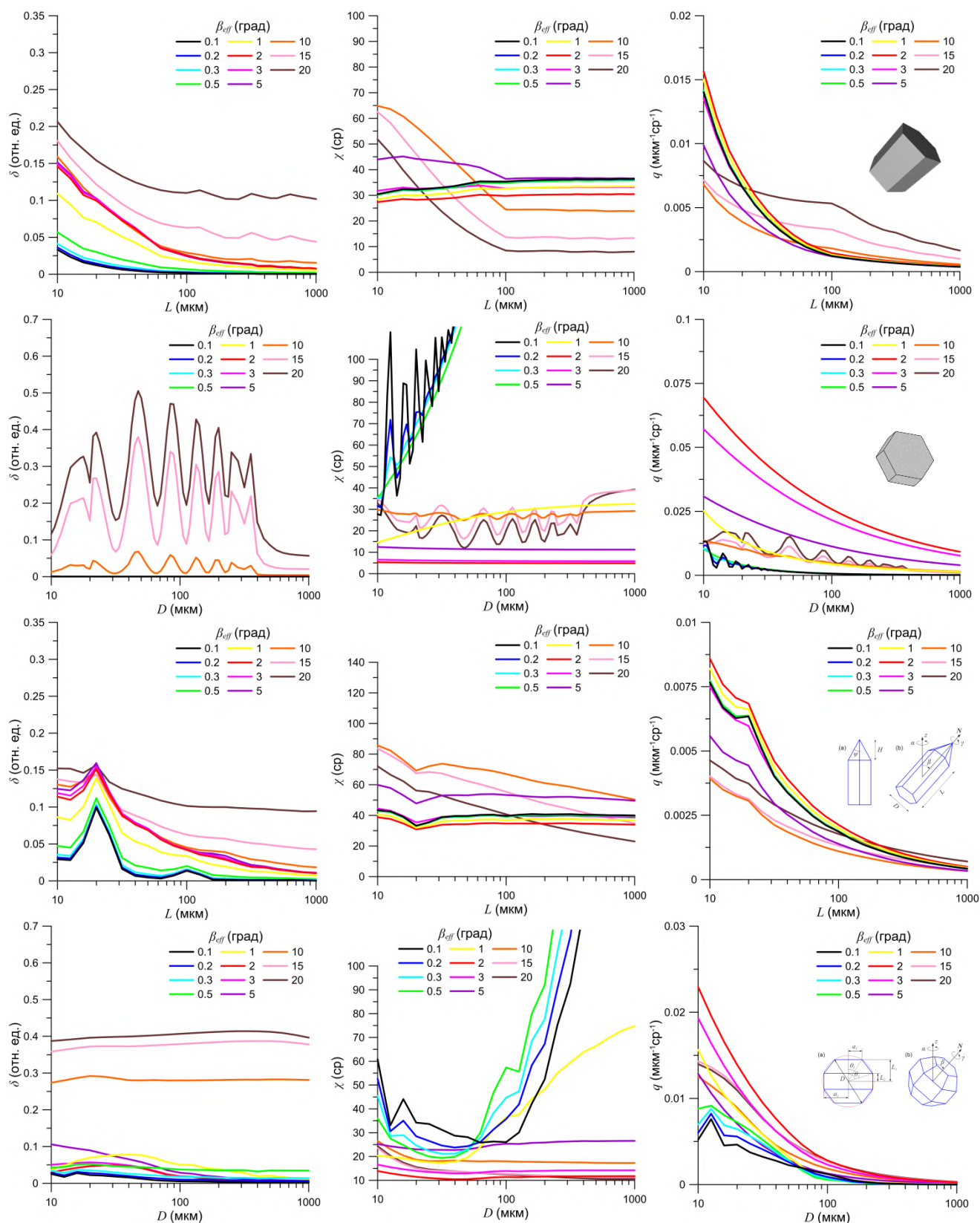


Рисунок 1 – Линейное деполаризационное отношение δ , лидарное отношение χ и параметр q , рассчитанные для квазигоризонтально ориентированных частиц с фиксированными размерами.

Угол наклона лидара 3° , длина волны $0.355 \mu\text{m}$

Любой статистический ансамбль кристаллов имеет размеры, распределенные с некоторой функцией плотности вероятности. В большинстве работ используется мономодальное Гамма-распределение для максимального размера частицы l , где l – это расстояние между двумя максимально удаленными точками частицы. Поскольку размеры рассматриваемых в данной работе ледяных частиц распределены в пределах некоторого конечного интервала $[\min l, \max l]$, Гамма-распределение должно быть ограничено следующим образом

$$p(l) = l \exp(-l/l_{mode}) / \int_{\min l}^{\max l} l \exp(-l/l_{mode}) dl ,$$

где l_{mode} – модальный размер.

В накопленном банке данных содержатся численные расчеты усредненные с распределением частиц по размерам для элемента матрицы $\langle M_{11} \rangle$, среднего сечения рассеяния $\langle CS \rangle$, среднего объема $\langle V \rangle$ и отношений $\langle \delta \rangle$, $\langle \chi \rangle$. Кроме того, удобно отдельно рассматривать параметр $\langle q \rangle$, который связан с коэффициентом обратного рассеяния σ следующим образом

$$\sigma = n \langle M_{11} \rangle = \frac{IWC}{\rho_{ice}} \langle q \rangle , \quad q = \frac{\langle M_{11} \rangle}{\langle V \rangle} ,$$

где ρ_{ice} – плотность льда, n – концентрация частиц в облаке (количество частиц в единице объема), IWC – это объемное содержание льда, которое определяется следующим выражением

$$IWC = n \rho_{ice} \langle V \rangle .$$

На рисунке 2 показаны оптические характеристики, усредненные по Гамма-распределению частиц по размерам. Полученные результаты хорошо согласуются с данными экспериментальных наблюдений.

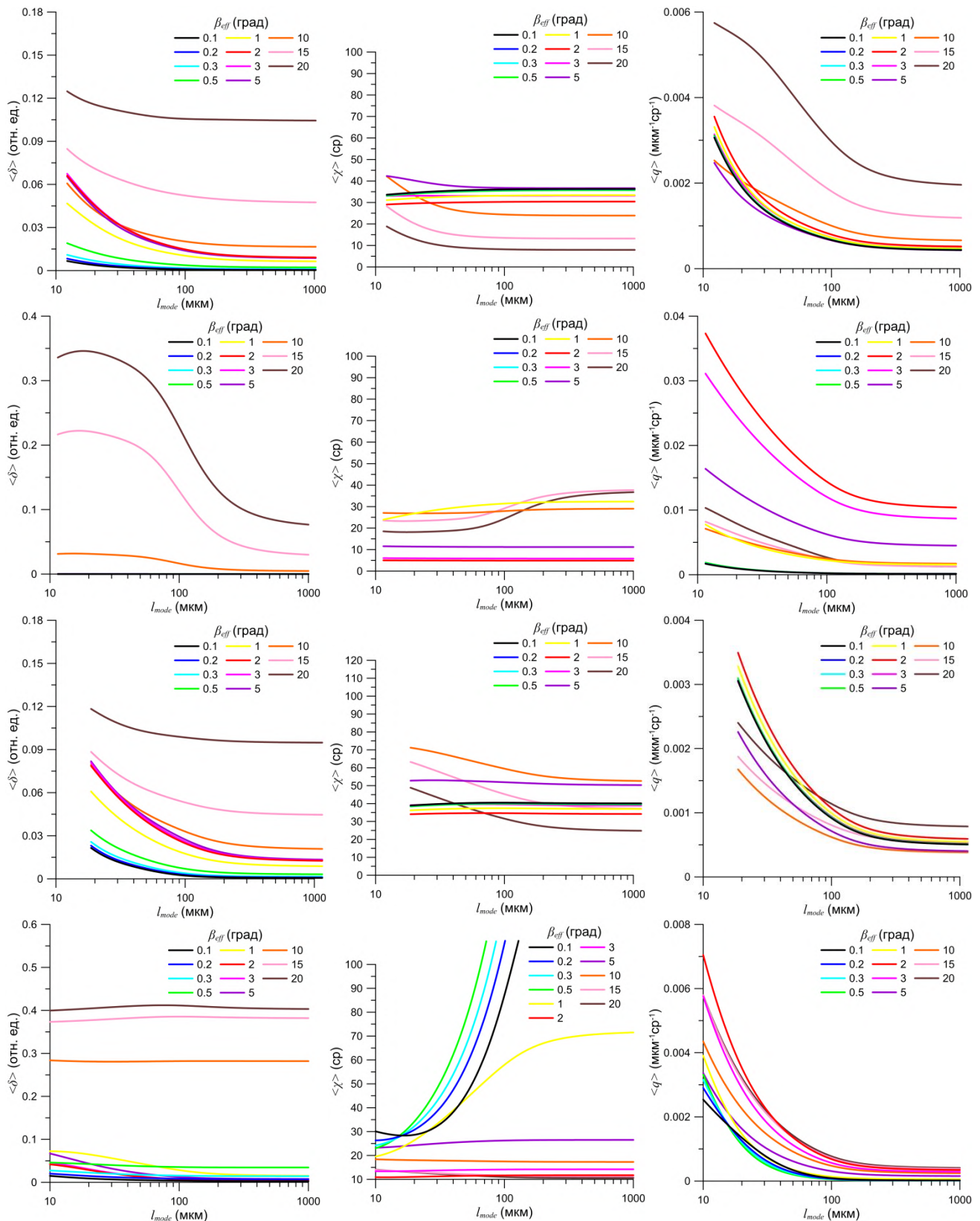


Рисунок 2 – То же что на рис. 1 с усреднением по Гамма-распределению частиц по размерам

Исследование выполнено в рамках государственного задания ИОА СО РАН.

1. Defresne J.-L., Bony S. An assessment of the primary source of spread of global warming estimates from coupled atmosphere-ocean models // J. Clim. 2008. V. 21. № 19. P. 5135–5144.

2. *Tsushima Y., Emori S., Ogura T., Kimoto M., Webb M. J., et al.* Importance of the mixed-phase cloud distribution in the control climate for assessing the response of clouds to carbon dioxide increase: A multi-model study // *Clim. Dyn.* 2006. V. 27. № 2-3. P. 113–126.
3. *Noel V., Sassen K.* Study of planar ice crystal orientations in ice clouds from scanning polarization lidar observations // *J. Appl. Meteorol.* 2005. V. 44. P. 653–664.
4. *Reichardt J., Wandinger U., Klein V., Mattis I., Hilber B., Begbie R.* RAMSES: German Meteorological Service autonomous Raman lidar for water vapor, temperature, aerosol, and cloud measurements // *Appl. Opt.* 2012. V. 51. P. 8111–8131.
5. *Illingworth A.J., Barker H.W., Beljaars A., Ceccaldi M., Chepfer H., et al.* The EarthCARE satellite: the next step forward in global measurements of clouds, aerosols, precipitation, and radiation // *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 2015. V. 96. № 8. P. 1311–1332.
6. *Konoshonkin A., Borovoi A., Kustova N., Reichardt J.* Power laws for backscattering by ice crystals of cirrus clouds // *Opt. Express.* 2017. V. 25. P. 22341–22346.
7. *Borovoi A., Konoshonkin A., Kustova N.* The physics-optics approximation and its application to light backscattering by hexagonal ice crystals // *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer* 2014. V. 146. P. 181–189.

ИЗУЧЕНИЕ КОЛЕБАНИЙ ПЛАМЕНИ, ИНДУЦИРОВАННЫХ ВНЕШНЕЙ АКУСТИЧЕСКОЙ ВОЛНОЙ

Агафонцев М.В., Лобода Е.Л., Рейно В.В.

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

e-mail: amv@mail.tsu.ru, loboda@mail.tsu.ru, reyno@iao.ru

В работе проведено экспериментальное исследование влияния внешних пульсаций давления малой интенсивности на факел пламени метана. В качестве метода исследования процессов, протекающих в факеле пламени, использовалась ИК-диагностика. Исходя из анализа поля температуры были получены соответствующие спектры изменения температуры в пламени для различных режимов внешнего воздействия. Было получено, что на соответствующих спектрах присутствуют, помимо основной частоты, которая соответствует частоте внешнего воздействия, в спектре присутствуют две гармоники, амплитуда которых уменьшается с ростом частоты.

Введение. Зачастую, возникновение пожаров происходит неожиданно, что в совокупности с довольно большой скоростью распространения приводит к значительным материальным потерям. Пожары могут возникать в любом месте и в любое время, и эффективные методы и средства тушения могут значительно снизить их разрушительные последствия. Изучение поведения и распространения пожаров является актуальной задачей, ввиду того, что до настоящего времени нет универсального способа по быстрой ликвидации очага горения. Как правило, для ликвидации пожаров используются специальные огнетушащие вещества, введение которых в очаг горения позволяет подавить открытое (пламенное) горение, а также снизить в нем температуру. К основным таким веществам можно отнести воду, различные поверхностно-активные вещества (ПАВ), пены, порошки и т.д. По экономическим соображениям самым распространенным веществом, применяемым для тушения пожаров, является вода.

Помимо существующих, классических методик тушения пожаров, также ведутся разработки других, например, основанных на взаимодействии электрического поля или пульсаций давления с факелом пламени [1-5]. В основном, пульсации давления создаются за счет периодического движения мембраны в акустической головке.

В работе [4] Маккинни и Данн-Ранкин экспериментально исследовали возможность использования звука для тушения пламени. В 2012 году проект "DARPA" [1] подтвердил эффективность акустических волн в подавлении пламени газовой горелки. В их экспериментах частота звука варьировалась от 35 до 150 Гц, а звуковое давление - от 0,2 до 112 Па. В работе Ксионгом и др. [6] отмечено, что сильные колебания пламени имели решающее значение для успешного подавления горения. Проанализировав случаи тушения для различных типов

пламени, они пришли к выводу, что тушение может быть связано с нарушением цикла "топливо - пламя", вызванным колебаниями пламени.

В данной работе было проведено экспериментальное исследование влияние пульсаций давления малой интенсивности на факел пламени метана. Для исследования влияния акустических волн на факел пламени используется метод ИК диагностики. По результатам регистрации процесса горения производится анализ поля температуры с использованием ПРОГРАММЫ, включающей в себя алгоритм быстрого преобразования Фурье.

Описание экспериментальной установки. Экспериментальный стенд включал в себя горелочное устройство ГСП-3, закрепленное на столешнице таким образом, чтобы сопловая часть располагалась вертикально, генератор сигнала специальной формы FeelTech FeelElec FY6900-60M, усилитель LV-103, низкочастотный динамик 25-ГД-26 с мягким подвесом, осциллограф Tektronix TDS-1002. Диаметр отверстия в сопловой части горелки был равен $d = 2.5$ мм. В качестве рабочего газа использовался метан. С помощью генератора сигналов формировался синусоидальный сигнал амплитудой 1 В, который затем подавался на усилитель, а из усилителя на динамик. Форма сигнала на выходе из усилителя дополнительно контролировалась осциллографом. Рабочий диапазон изменения частоты сигнала составлял 0 – 15 Гц, с шагом 1 Гц. Скорость выхода рабочего газа из сопловой части горелки контролировалось с использованием анемометра KURZ 444 M и в данной работе была равна 0.5 м/с.

Для регистрации температуры в факеле пламени использовался метод ИК-термографии. В качестве регистрирующей аппаратуры была использована инфракрасная камера JADE J530SB с узкополосным оптическим фильтром с полосой пропускания 2.5 – 2.7 мкм. Частота регистрации составляла 150 кадров в секунду, а длительность 60 с. Проведя одновременное измерение температуры в пламени контактными и бесконтактными способами, было получено значение эффективного коэффициента излучения в пламени, которое составило $\varepsilon = 0.225$. При этом была зарегистрирована температура пламени 840 °С.

Результаты и выводы. В результате регистрации процесса горения метана с наличием внешних источников возмущений были получены наборы термограмм (рисунок 1).

Их обработка производилась в программной среде «Altair» следующим образом. По центру факела, на одной вертикальной оси, устанавливались 20 контрольных точек с фиксированным шагом 5 пикселей. Для каждой из точек была получена таблица изменения температуры во времени. Для получения спектров изменения температуры была использована программа, разработанная в среде MatLab, в которой реализован алгоритм быстрого преобразования Фурье. Используя ее, для каждой точки был получен спектр изменения

температуры. Проводя усреднение (среднее арифметическое), был получен спектр изменения температуры для всего факела пламени (рисунок 2).



Рисунок 1 – Мгновенная термограмма факела пламени метана без внешних воздействий (а) и при внешнем воздействии пульсаций давления с частотой 5 Гц (b)

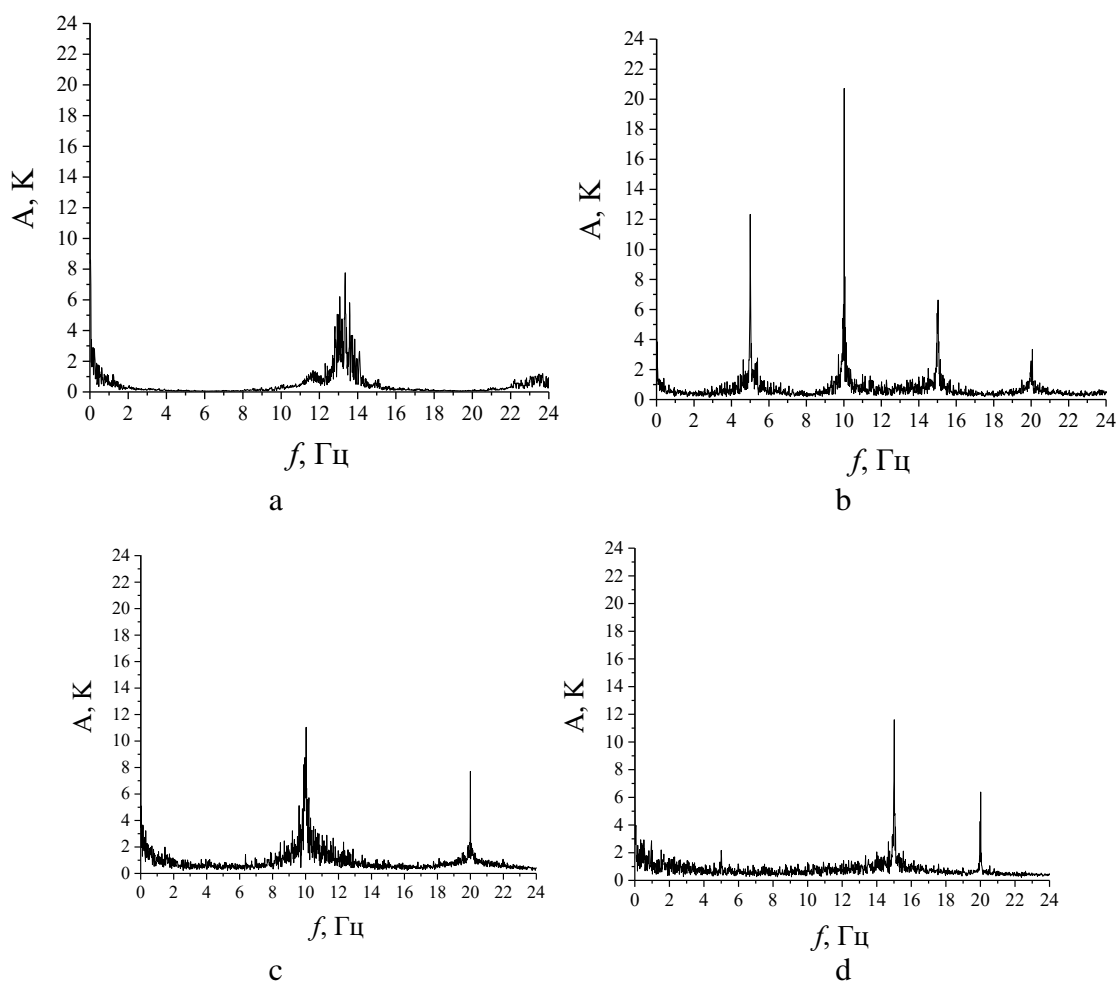


Рисунок 2 – Спектр изменения температуры в пламени без внешних воздействий (а) и при внешнем воздействии пульсаций давления с частотой 5 Гц (b), 10 Гц (c), 15 Гц (d)

В результате анализа полученных спектров, можно сделать вывод, что на полученных спектрах видна аналогичная картина локальных частотных максимумов, полученная в результате математического моделирования, проведенного на первом этапе выполнения проекта. На спектре изменения температуры без каких-либо внешних воздействия выделяется основная частота 13 Гц, обусловленная процессами течения газа в горелочном устройстве, в независимости от диаметра сопла и скорости истечения газа. После нее следуют три гармоники с частотой 26 Гц, 39 Гц, 52 Гц, амплитуда которых уменьшается с ростом частоты.

Исследование выполнено в рамках государственного задания ИОА СО РАН.

1. DARPA, Instant Flame Suppression Phase II - Final Report, Defense Advanced Research Projects Agency (DARPA).

2. *Friedman A.N., Stoliarov S.I.* Acoustic extinction of laminar line-fames // *Fire Saf. J.* 2017. V. 93. P. 102–113.

3. *Niegodajew P. et al.* Application of acoustic oscillations in quenching of gas burner fame // *Combust. Flame.* 2018. V. 194. P. 245–249.

4. *McKinney D.J., Dunn-Rankin D.* Acoustically driven extinction in a droplet stream fame // *Combust. Sci. Technol.* 2000. V. 161. P. 27–48.

5. *Niegodajew P., Gruszka K., Gnatowska R., Šofer M.* Application of acoustic oscillations in fame extinction in a presence of obstacle // *J. Phys.: Conf. Ser.* 2018. V. 1101. Art. 012023.

6. *Xiong C., et al.* Acoustical Extinction of Flame on Moving Firebrand for the Fire Protection in Wildland–Urban Interface // *Fire Technology*, 2020.

ДИСТАНЦИОННОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ИНДУЦИРОВАННОЙ ТУРБУЛЕНТНОСТИ В КОНВЕКТИВНОЙ КОЛОНКЕ НАД ОЧАГОМ МОДЕЛЬНОГО ПОЖАРА

Лобода Е.Л.^{1,2}, Разенков И.А.¹, Рейно В.В.¹, Агафонцев М.В.^{1,2}

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

²Томский государственный университет, г. Томск, Россия

e-mail: loboda@mail.tsu.ru, lidaroff@iao.ru, reyno@ioa.ru, kim75mva@gmail.com

В докладе представлены результаты эксперимента дистанционного зондирования дымового шлейфа и конвективной колонки над модельным очагом природного пожара с использованием специализированного лидара, работающего на эффекте увеличения обратного рассеяния и регистрирующего оптическую турбулентность. Установлено, что во время горения лидар фиксировал повышение эхосигнала в основном приемном канале, регистрирующем аэрозольное рассеяние и турбулентную компоненту, относительно эхосигнала в дополнительном приемном канале, регистрирующем только плотность аэрозоля. Проведено сравнение лидарной оценки значений структурной характеристики показателя преломления C_n^2 на высоте 10 м над очагом горения с данными ультразвуковой метеостанции АМК-03 на высоте 3 м и данными моделирования низового природного пожара, опубликованными ранее.

Атмосферная турбулентность является одним из ключевых аспектов изучения атмосферы и ее взаимодействия с окружающей средой. Она определяет процессы переноса, а ее масштабы изменяются от мельчайших вихрей до крупных вихревых структур. В работах [1-3] отмечено, что при природных пожарах происходит значительное изменение атмосферной турбулентности. Пожары вызывают интенсивный нагрев воздуха, что в свою очередь приводит к вертикальному движению воздушных масс. При них возникает, помимо газообразных продуктов, выброс большого объема [3] конденсированных продуктов горения в виде пепла и сажи в атмосферу, что приводит к повышению концентрации вредных веществ в воздухе и оказывает влияние на здоровье людей и экосистемы в целом. В работах проф. А.М. Гришина [4, 5] отмечается, что в результате природного пожара над очагом горения формируются области с внутренней циркуляцией объемов воздуха, характерные размеры которых могут превышать 10 м. Такие термики можно рассматривать как крупномасштабную турбулентность. В [6, 7] экспериментально показано, что в результате модельного природного пожара в окрестности очага горения на высотах до 10 м формируются турбулентные структуры с масштабами 0,07-4,5 м, которые оказывают влияние на изменение структурной характеристики показателя преломления C_n^2 . Следует обратить внимание, что представленные в [6, 7] результаты получены в непосредственной близости от фронта горения, но технической возможности измерить характеристики турбулентности непосредственно над фронтом горения (в конвективной

колонке) у авторов работы не было. Данная работа посвящена дистанционному изучению атмосферной турбулентности, возникающей непосредственно над очагом модельного низового пожара и исследованию возможности применения турбулентного лидара для дистанционного обнаружению очага горения.

Исследования производились в окрестности аэродрома ДОСААФ в д. Головино Томской области. Для уменьшения влияния естественной турбулентности в атмосфере измерения производилось в ночное время с 20:55 до 21:55 14 сентября 2023 г. при значениях скорости ветра менее 1 м/с и устойчивой температурной стратификации. Температура окружающего воздуха составляла 8°C, относительная влажность воздуха 96%, абсолютная влажность 8,5 г/м³. В качестве горючего материала использовался растительный горючий материал (РГМ) в виде сена. Общая масса РГМ составляла 60 кг. Было произведено 3 измерения с различными размерами очага горения и запасом топлива и выделенной энергией: 1,0 × 1,0 м (запас топлива – 1,5 кг/м²), 3,0 × 3,0 м (запас топлива – 1,4 кг/м²), 5,0 × 5,0 м (запас топлива – 1,83 кг/м²).

В непосредственной близости от очага горения осуществлялась регистрация метеопараметров с применением ультразвуковой метеостанции АМК-03 с частотой регистрации данных 10 Гц на высоте 3 м. На открытой трассе на расстоянии около 1,6 км от модельного очага горения размещался ультрафиолетовый (355 нм) турбулентный лидар УОР-5, работающий на эффекте увеличения обратного рассеяния (УОР). Лидар относится к классу безопасных для глаз микро импульсных лазерных систем. От других подобных систем наш лидар отличается тем, что в нем два принимающих канала, причем, один из них совмещен с передающим каналом [8]. Все каналы используют один афокальный телескоп, поэтому конструкция системы термомеханически стабильная, что позволяет ей длительное время работать в автоматическом режиме. Подробное описание турбулентного лидара УОР-5 дано в [9].

На рис. 1 показано пространственно-временное распределение относительного изменения величины эхосигнала, скорректированной на квадрат расстояния, которая качественно и количественно отражает содержание аэрозоля в дымовом шлейфе. Следует отметить, что в результате обработки и получения разностного эхосигнала [9] были получены восстановленные значения структурной характеристики C_n^2 . Сравнение C_n^2 , полученные с помощью лидара и измеренные с помощью метеостанции АМК-03 на высоте 3 м в окрестности очага горения приведено на рис. 2.

Из рис. 2 видно, что изменение C_n^2 , регистрируемое метеостанцией на высоте 3 м происходит с некоторой задержкой по времени и на два порядка меньше по амплитуде. Задержку по времени и заниженную амплитуду в нашем эксперименте можно объяснить тем

фактом, что направление ветра не обеспечивало перенос конвективных потоков в сторону метеостанции, а турбулентные процессы в конвективной колонке над очагом горения обладают значительно большей интенсивностью. Отдельно следует отметить, что на рис. 2 кривая 1 имеет локальные максимумы в 21:19 и 21:23, незарегистрированные лидаром ? и превышающие значения C_n^2 (кривая 2) во время проведения эксперимента. Эти максимумы обусловлены тем, что после окончания эксперимента остатки тлеющих РГМ были убраны с экспериментальной площадки и сожжены в стороне от нее, а изменявшееся направление ветра обеспечило снос конвективных потоков в сторону метеостанции.

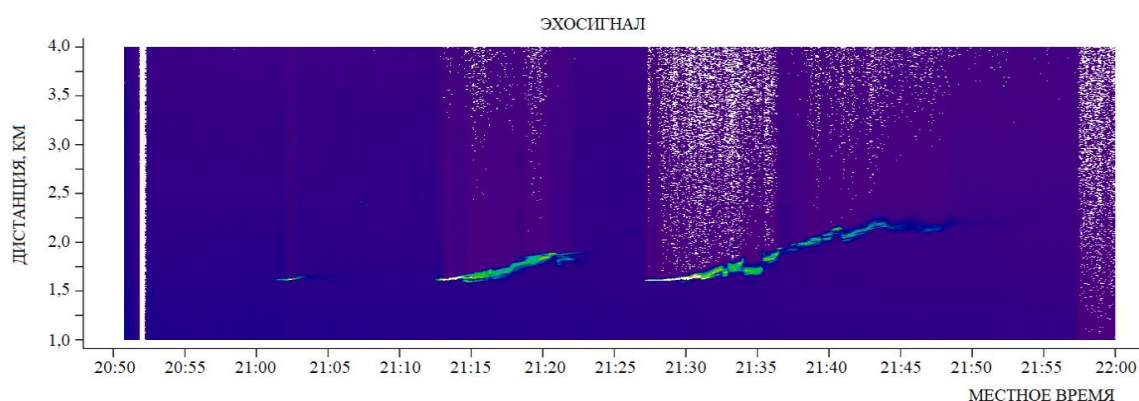


Рисунок 1 – Пространственно-временное распределение эхосигнала аэрозольного канала, полученного лидаром УОР-5

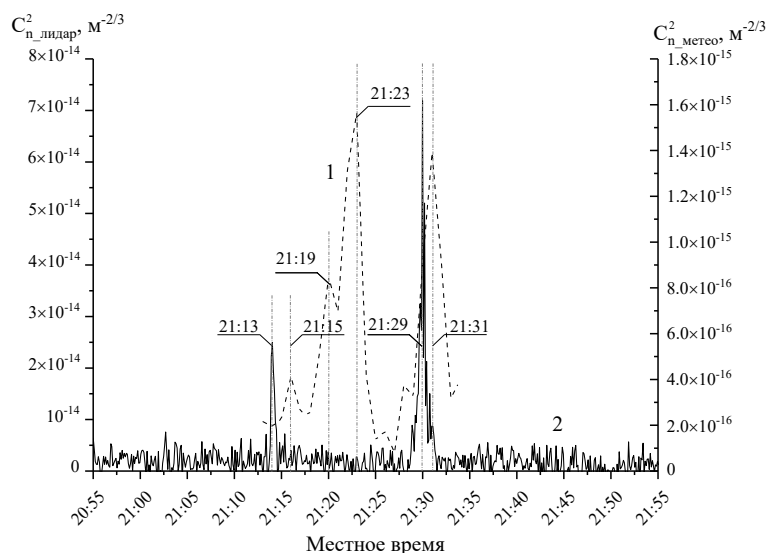


Рисунок 2 – Графики изменения C_n^2 , полученные на высоте 3 м в непосредственной близости от очага горения (кривая 1, правая шкала) и полученные на высоте 10 м с помощью лидара (кривая 2, левая шкала)

В результате проведенных исследований с применением микро импульсного турбулентного лидара УОР-5 подтверждено существенное изменение от фоновых значений величины C_n^2 в окрестности модельного пожара, которое ранее также регистрировалось с

помощью ультразвуковых метеостанций АМК-03. С помощью лидара получены значения C_n^2 непосредственно над очагом горения на высоте около 10 м. Сделано предположение о том, что индуцированная пиковая атмосферная турбулентность и увеличение концентрации плотности аэрозоля над очагом пожара может рассматриваться как характерный признак наличия очага пламенного дымного горения.

Исследование выполнено при поддержке Программы развития Томского государственного университета (Приоритет-2030) и в рамках государственного задания ИОА СО РАН.

1. *Копылов Н.П., Хасанов И.Р.* Прогнозирование параметров загрязнения атмосферы при крупных пожарах // Стратегические риски чрезвычайных ситуаций: оценка и прогноз: Материалы VIII Всероссийской научно-практической конференции по проблемам защиты населения и территорий от чрезвычайных ситуаций, Москва, 15–16 апреля 2003 года / Центр стратегических исследований гражданской защиты МЧС России. Москва: ООО "Триада". 2003. С. 302-308. EDN VCVJQP.

2. *Барсукова Н., Корнелюк А.* Влияние лесных пожаров на атмосферу // Экология и рациональное природопользование агропромышленных регионов: Сборник докладов III Международной молодежной научной конференции, Белгород, 10–11 ноября 2015 года / Белгородский государственный технологический университет им. В.Г. Шухова. Том Часть 1. Белгород: Белгородский государственный технологический университет им. В.Г. Шухова. 2015. С. 153-156. EDN VQVEUH.

3. *Куценогий К.П., Самсонов Ю.Н., Чуркина Т.В., Иванов А.В., Иванов В.А.* Содержание микроэлементов в аэрозольной эмиссии при пожарах в бореальных лесах центральной Сибири // Оптика атмосферы и океана. 2003. Т. 16. № 5-6. С.461-465.

4. *Гришин А.М., Алексеев Н.А., Бранднер О.П., Зальмеж В.Ф.* Распространение в приземном слое атмосферы термиков, возникающих при лесных пожарах // В кн.: Теплофизика лесных пожаров. Новосибирск: ИТФ СО АН СССР. 1984. С. 76-85.

5. *Гришин А.М., Катаева Л.Ю., Алексеенко Е.М.* Исследование влияния окружающей среды и слоя инверсии на параметры движения односкоростного, однотемпературного и однофазного термика // В сборнике: Сопряженные задачи механики и экологии. Избранные доклады международной конференции. 2000. С. 174-190.

6. *Loboda E., Kasymov D., Agafontsev M., Reyno V., Lutsenko A., Staroseltseva A., Perminov V., Martynov P., Loboda Yu., Orlov K.* Crown fire modeling and its effect on atmospheric characteristics // Atmosphere. 2022. Т. 13. № 12. С. 1982.

7. *Лобода Е.Л., Луценко А.В., Касымов Д.П., Агафонцев М.В., Колесников И.А.* Влияние модельного пожара на характеристики турбулентности в атмосфере // Оптика атмосферы и океана. 2023. Т. 36. № 10 (417). С. 854-860.

8. *Устройство для регистрации усиления обратного рассеяния в атмосфере:* Пат. 153460. Россия, МПК G01S17/95. Разенков И.А., Банах В.А., Надеев А.И.; Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева Сибирского отделения Российской академии наук (ИОА СО РАН). № 2014149951/28; Заявл. 10.12.2014; Опубл. 20.07.2015. Бюл. № 20.

9. *Разенков И.А., Надеев А.И., Зайцев Н.Г., Гордеев Е.В.* Ультрафиолетовый турбулентный лидар УОР-5. // Оптика атмосферы и океана. 2020. Т. 33. № 04. С. 289–297.

КОМБИНИРОВАННЫЙ ПОДХОД К ЛОКАЛИЗАЦИИ ОЧАГОВ ГОРЕНИЯ РАСТИТЕЛЬНЫХ ГОРЮЧИХ МАТЕРИАЛОВ

Лобода Е.Л.^{1,2}, Агафонцев М.В.^{1,2}, Старосельцева А.А.¹, Базаров Д.Д.¹

¹Томский государственный университет, г. Томск, Россия

²Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск, Россия

e-mail: loboda@mail.tsu.ru, kim75mva@gmail.com, 222-pro@mail.ru

В докладе представлено описание экспериментальной установки и результаты экспериментальных исследований тушения модельного очага горения растительных горючих материалов (РГМ) с применением ударных волн и последующим охлаждением РГМ водой. Показана эффективность комбинированного тушения очага горения по сравнению с тушением распыленной водой, заключающаяся в снижении почти в 2 раза расхода воды для гарантированного тушения. Определен критерий гарантированного тушения очага горения по максимальной температуре поверхности РГМ.

В борьбе с природными пожарами человек использует разные подходы, которые основаны на двух принципах: охлаждение зоны химических реакций и создание преград, препятствующих распространению огня. К первому подходу следует отнести разнообразные способы тушения водой и различными огнетушащими растворами. Ко второму – создание минерализованных полос, противопожарных разрывов, встречные палы и иные способы создания препятствия для распространения огня и зоны, где отсутствуют проводники горения. Оба эти способа обладают недостатками, влияющими на эффективность их применения. Например, для тушения водой необходимо обеспечить ее доставку в зону горения, что зачастую невозможно наземными средствами и сопряжено с рисками для жизни и здоровья пожарных, а сброс воды с применением авиации в результате тепловыделения в зоне горения и мощных конвективных потоков кратно снижает эффективность и увеличивает необходимый для тушения объем воды. Создание встречных палов и минерализованных полос не всегда возможно и в случае порывистого или сильного ветра может оказаться неэффективным за счет переноса горящих частиц, от которых могут преодолевать создаваемые препятствия и могут образовывать новые очаги пожаров.

Известны способы тушения лесных пожаров с применением шнуровых зарядов ПЖВ-20 [1], где в результате воздействия ударной волны (УВ) происходит прерывание пламенного горения, срыв веток и других проводников горения, что обеспечивает формирование разрыва (зоны с отсутствием проводников горения), препятствующего распространению верхового пожара. Этот способ также обладает главным недостатком, заключающемся в том, что несмотря на прерывание пламенного горения, элементы РГМ имеют достаточно высокую

температуру и при наличии достаточного запаса РГМ и ветра возможно возобновление пламенного горения.

В данной работе представлены результаты экспериментальных исследований комбинированного тушения очага горения РГМ и сравнение с тушением водой без воздействия УВ.

В качестве РГМ для проведения экспериментов была выбрана хвоя сосны, которая размещалась в кювете с адиабатическими стенками, препятствующими в том числе выдуву элементов РГМ потоком газов из «поля зрения» камер. Воздействие УВ осуществлялась с помощью ударной трубы [2] с расширяющимися насадками. Поступление воды в очаг горения осуществлялось при помощи форсунки, распыляющей воду из резервуара, нагнетаемую насосом.

Температура элементов РГМ регистрировалась ИК камерой JADE J520SB в узком спектральном диапазоне 3.7-3.9 мкм, выбор которого обусловлен спектром излучения пламени, рекомендациями [3] и достаточным диапазоном измеряемых температур 400-1100 К. Коэффициент излучения РГМ составлял 0.95. Скорость съемки составляла 25 кадров/с и выбиралась из необходимости длительной записи для регистрации изменения температуры при этом размер кадра выбирался максимальным с разрешением 320x240 пикселей. Для регистрации процесса детонации продуктов пиролиза в одном из серии повторяющихся экспериментов съемка осуществлялась в другом узком спектральном интервале 2.5-2.7 мкм со скоростью записи 690 кадров/с при времени экспозиции 64 мкс и размерами кадра 160x120 пикселей.

Первая серия опытов была проведена без использования УВ в результате чего была определена масса воды, необходимая для тушения модельного очага горения. На рис. 1а представлен характерный график изменения максимальной температуры поверхности РГМ во всей области измерений со временем. Момент времени начала подачи воды форсункой взят за ноль, а момент времени, когда температура поверхности РГМ опустилась ниже температуры вспышки [4, 5] и далее не поднималась отмечен пунктирной линией и точкой А. Время, необходимое для снижения температуры поверхности РГМ ниже температуры вспышки без воздействия УВ составило 5.4-5.6 с за которое израсходовано 4.77-5.97 г воды.

Анализируя изменение температуры поверхности РГМ было замечено, что имело место некоторое повышение температуры после достижения значений около 600 К, а затем происходило довольно быстрое снижение температуры поверхности РГМ. Следует отметить, что после достижения значений температуры 503-534 К регистрировалось еще большее увеличение темпа снижения температуры поверхности РГМ, что следует расценивать как

полное прекращение тепловыделения в слое РГМ и прекращение экзотермических реакций. В противном случае протекание химических реакций при определенных условиях может привести к испарению воды с поверхности РГМ и дальнейшему росту температуры с возобновлением пламенного горения.

На рис. 1б представлен осредненный по всем опытам график изменения максимальной температуры поверхности РГМ во всей области измерений со временем, где за ноль взят момент времени воздействия УВ, а пунктирными линиями отмечены моменты времени, когда температура поверхности РГМ опускается ниже температуры вспышки (точка А) и температуры 503 К (точка В). Время, необходимое для снижения температуры поверхности РГМ ниже температуры вспышки [4, 5] в данном случае составило 4.00-4.5 с за которое израсходовано 3.53-4.8 г воды.

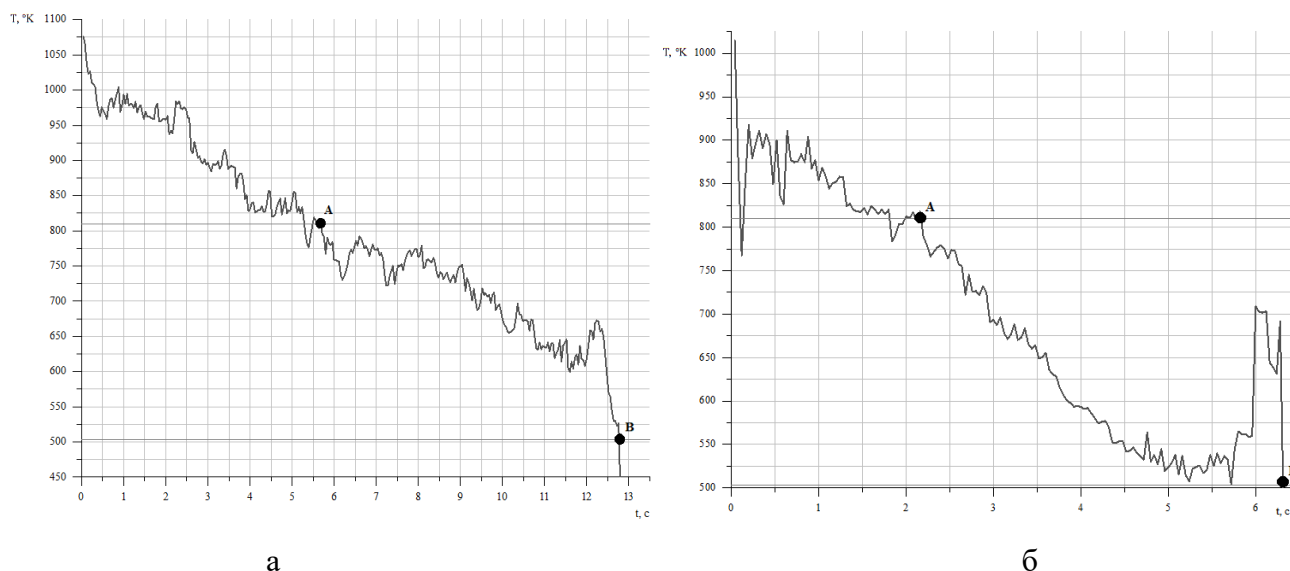


Рисунок 1 – Изменение максимальной температуры поверхности РГМ при тушении очага горения без воздействия УВ (а) и при воздействии УВ (б)

Аналогично опытам по тушению без воздействия УВ на графике изменения температуры поверхности РГМ можно видеть, что по достижении температуры ниже 503 К наблюдается увеличение темпа снижения температуры без заметных на графике колебаний, что подтверждает правильность выбора критерия гарантированного тушения очага горения. В этом случае гарантированное тушение рассматриваемого очага горения происходило за 6.2-6.44 с и на него было израсходовано 5.69-6.87 г воды.

В результате проведенных исследований можно утверждать, что при воздействии УВ на очаг горения РГМ в результате детонации продуктов пиролиза [2] происходит прерывание пламенного горения РГМ, что приводит к уменьшению времени орошения очага горения и соответственно расхода воды для гарантированного тушения, а применение комплексного

подхода к тушению очагов горения РГМ создает предпосылки для разработки нового эффективного способа тушения природных пожаров при возникновении ЧС или угрозе особо важным объектам, который будет сочетать в себе эффективное прерывание пламенного горения в результате воздействия УВ и последующее охлаждение РГМ в окрестности фронта пожара.

Исследование выполнено при поддержке Программы развития Томского государственного университета (Приоритет-2030) и в рамках государственного задания ИОА СО РАН.

1. *Ковалев Ю.М.* Математическое и физическое моделирование инициирования детонации в твердых взрывчатых веществах и распространение ударных волн в пологе леса при лесных пожарах: дис... канд. физ.-мат. наук: 01.04.05; Том. гос. ун-т им. В.В. Куйбышева; НИИ прикладной математики и механики. Томск, 1987. 195 с.

2. *Лобода Е.Л., Агафонцев М.В., Старосельцева А.А.* Детонационные процессы во фронте горения растительных горючих материалов // Пожарная безопасность. 2023. № 1(110). С. 27-34.

3. *Лобода Е.Л., Рейно В.В., Агафонцев М.В.* Выбор спектрального интервала для измерения полей температуры в пламени и регистрации экранированных пламенем высокотемпературных объектов с применением методов ИК-диагностики // Известия вузов. Физика. 2015. Т. 58, № 2. С. 124-128.

4. *Конев Э.В.* Физические основы горения растительных материалов. - Новосибирск: «Наука». Сиб. отд-ние, 1977. 239 с.

5. *Гришин А.М.* Физика лесных пожаров. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1994. 218 с.

ВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ МАССОВОЙ КОНЦЕНТРАЦИИ ЧЁРНОГО УГЛЕРОДА (САЖИ) В ПРИЗЕМНОМ АЭРОЗОЛЕ Г. МОСКВЫ В 2023 Г.

Козлов В.С., Карпов А.В., Горчаков Г.И., Гуцин Р.А., Даценко О.И.

Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, г. Москва, Россия
e-mail: vkozlov@ifaran.ru, karpov@ifaran.ru, gengor@ifaran.ru, gushchin@ifaran.ru,
datsenko@ifaran.ru

В работе анализируются особенности вариаций концентрации чёрного углерода в приземном аэрозоле г. Москвы по результатам ее круглосуточных измерений в 2023г. с помощью аэталометра АЕ33, размещенного в здании Института физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН. Проанализированы особенности межсезонной динамики и среднего суточного хода концентрации чёрного углерода. Получены оценки вариаций концентрации в недельном цикле.

В центре г. Москвы сотрудниками Института физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН в течение многих десятилетий измеряется концентрация черного углерода в приземном аэрозоле с помощью различных приборов. На начальном этапе измерения сажи опирались на сравнительно малочисленные заборы проб приземного аэрозоля на отдельные волокнистые фильтры с их последующей обработкой [1-4]. Современная методика измерений обеспечивает автоматизированный забор и обработку проб черного углерода на фильтровой кварцевой ленте, значительно повышая регулярность измерения массовой концентрации чёрного углерода в составе атмосферного аэрозоля, что позволяет анализировать его динамику на различных (сутки, неделя, месяц, год) временных интервалах. С 2022 г. отмеченные измерения в ИФА РАН начали выполняться в круглосуточном автоматическом режиме с использованием аэталометра АЕ33-7 последней модификации [5]. В 2023 г. продолжен цикл круглосуточных аэталометрических измерений концентрации чёрного углерода.

На рис. 1 показан годовой ход среднесуточных значений массовой концентрации чёрного углерода M_{BC} . Из указанного рисунка видно, что наблюдается сильная изменчивость среднесуточных значений M_{BC} на синоптических масштабах вариаций (примерно на порядок). В 2023 г. также отчётливо выражена долгопериодная (сезонная) изменчивость суточных концентраций M_{BC} .

Выполнено исследование особенностей суточного хода концентрации чёрного углерода в 2023 г. На рис. 2 показан средний суточный ход M_{BC} для весеннего, летнего, осеннего и зимнего сезонов.

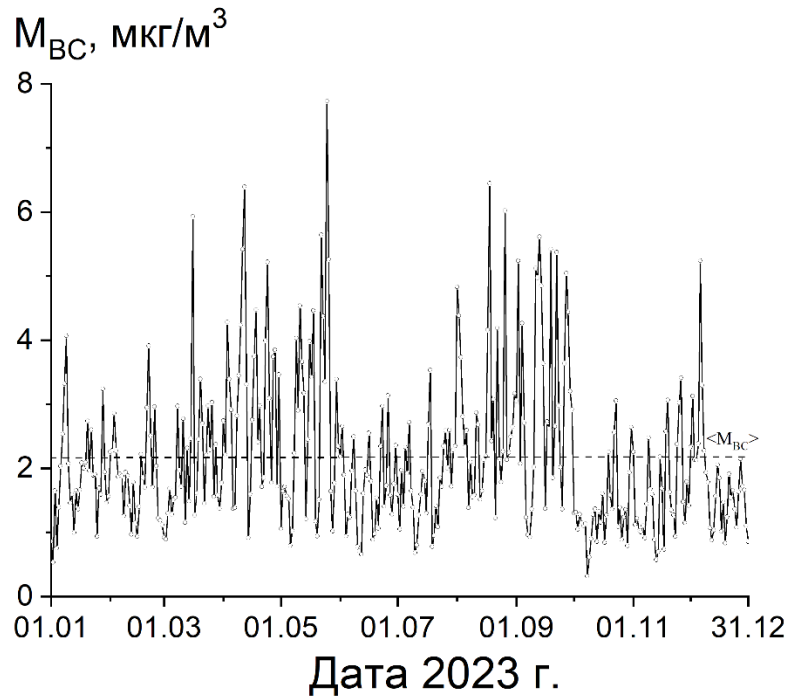


Рисунок 1 – Годовой ход среднесуточных значений массовой концентрации черного углерода в 2023 г.

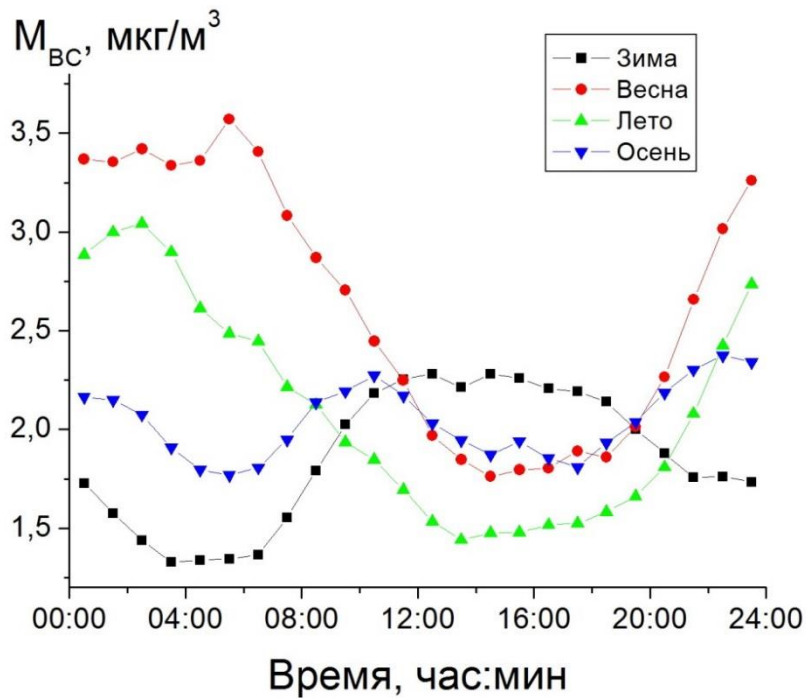


Рисунок 2 – Средний суточный ход массовой концентрации черного углерода для различных сезонов 2023 г.

В весенний сезон концентрация M_{BC} в течение суток варьирует в среднем в 2 раза, а в осенний - на 30%. Весной и летом выражены дневной минимум и ночной максимум M_{BC} . Зимой

максимум в среднесуточном ходе наблюдается в дневные часы. Отметим что, среднесезонные значения M_{BC} от зимы к осени составили 1.86 мкг/м^3 , 2.64 мкг/м^3 , 2.10 мкг/м^3 и 2.04 мкг/м^3 .

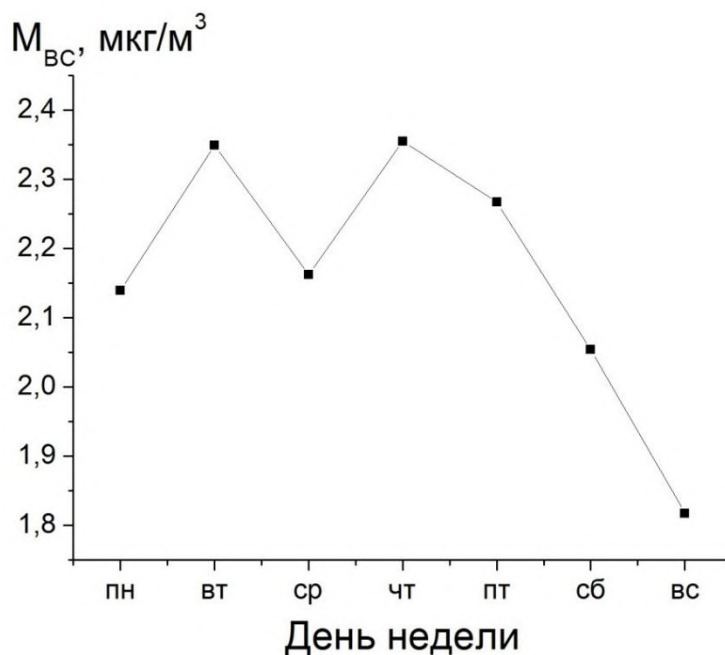


Рисунок 3 – Недельный цикл концентрации черного углерода в 2023 г.

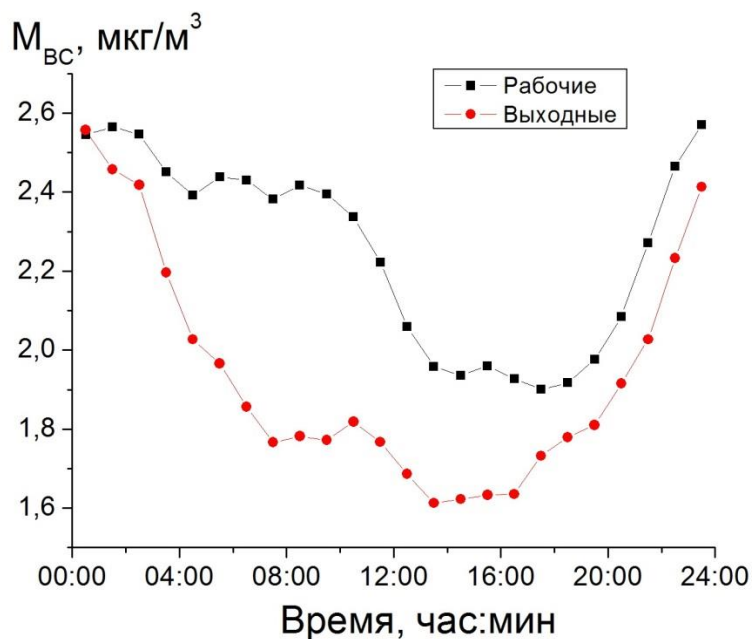


Рисунок 4 – Средний суточный ход массовой концентрации чёрного углерода в рабочие и выходные дни в 2023 г.

В среднем недельном цикле минимум M_{BC} наблюдается в воскресенье, когда среднее значение примерно на 25% меньше среднего значения M_{BC} в рабочие дни (рис. 3). По данным измерений в 2023 году рассчитан средний суточный ход M_{BC} в рабочие и выходные дни

(рис. 4). Минимальные значения M_{BC} в дневное время суток меньше максимального ночного в среднем меньше примерно на 60%.

Работа выполнена в рамках Госзадания ИФА РАН (FMWR-2022-0010).

1. *Копейкин В.М., Капустин В.Н., Пекур М.С.* Контроль сажевого аэрозоля в атмосфере города Москвы // Изв. АН. Физика атмосферы и океана. 1993. Т. 29. № 2. С. 213-217.

2. *Копейкин В.М.* Сажевый аэрозоль в атмосфере города Москвы // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 1998. Т. 34. № 1. С. 104-110.

3. *Копейкин В.М., Емиленко А.С., Исаков А.А., Лоскутова О.В., Пономарева Т.Я.* Изменчивость сажевого и субмикронного аэрозоля в Московском регионе в 2014-2016 гг. // Опт. атмосфер. океана. 2018. Т. 31. № 1. С. 5–10.

4. *Копейкин В.М., Пономарева Т.Я.* Зависимость вариаций содержания сажи в атмосфере Москвы от направления переноса воздушных масс // Опт. атмосфер. океана. 2020. Т. 33. № 10. С. 811-817.

5. *Drinovec L., Močnik G., Zotter P., Prévôt A.S.H., Ruckstuhl C., Coz E., Rupakheti M., Sciare J., Müller T., Wiedensohler A., Hansen A.D.A.* The "dual-spot" Aethalometer: an improved measurement of aerosol black carbon with real-time loading compensation // Atmos. Meas. Tech. 2015. V. 8. P. 1965–1979.

ДЕТЕКТИРОВАНИЕ И ОПРЕДЕЛЕНИЕ БАЛЛА СЛОИСТО-КУЧЕВОЙ И ВЫСОКО-КУЧЕВОЙ ОБЛАЧНОСТИ ПО ДАННЫМ ИЗМЕРЕНИЙ СУММАРНОЙ РАДИАЦИИ

Зуев С.В., Золотов С.Ю.

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

e-mail: zuev@imces.ru, sergey-zo@yandex.ru

Предлагается методика детектирования и определения среднего и высокого балла слоисто-кучевой и высоко-кучевой облачности на основе непрерывных автоматических измерений суммарной радиации незатененным пиранометром.

Несмотря на широкое распространение спутникового мониторинга, наземный мониторинг нижней и средней облачности по ряду причин более актуален для конкретных точек наблюдения. В отличие от спутниковых методов автоматизация наземного определения формы и балла облачности сталкивается с определенными трудностями, в первую очередь связанными со спецификой используемого оборудования. Основными на данный момент являются визуальный [1] и радиолокационный [2] способы, а также способ получения панорамных изображений всего небосвода с последующей их обработкой различными алгоритмами [3-5]. При визуальном наблюдении результат зависит от субъективного восприятия наблюдателем реальной обстановки на небосводе. Радиолокационный способ является не только самыми точными, но и самыми затратными и в основном используется для обеспечения авиационной безопасности. В третьем способе используется специальная панорамная камера [6, 7], требующая регулярного обслуживания оптических поверхностей, устройство слежения за Солнцем для перемещения теневого экрана, а также достаточно мощный компьютер для обработки получаемых изображений в реальном времени. Для построения регулярной сети наземного мониторинга требуются такие решения, которые могли бы, пусть даже не в полной мере и не с максимальной точностью, обеспечить наблюдение за локальным состоянием небосвода при относительной простоте используемого оборудования. Ранее авторами был предложен и опробован способ определения формы и балла кучевой облачности [8-10], основанный на статистическом анализе непрерывных рядов суммарной радиации и позволяющий в 70-80% случаев детектировать кучевую облачность S_i и определять ее средний и высокий балл. В данной работе предпринята попытка использовать подобный подход применительно к слоисто-кучевой S_c и высоко-кучевой A_c облачности, имеющих схожие с S_i временные и амплитудные актиметрические признаки. В отличие от кучевой облачности, слоисто-кучевые и высоко-кучевые облака кроме плотных непросвечивающих участков имеют

менее плотные участки вокруг них и сквозь которые просвечивает солнечный диск, что приводит к уменьшению амплитуды между максимальными и минимальными значениями суммарной радиации и к менее резким, чем при кучевой облачности, перепадам между ними. Другим отличием является меньшее количество участков ясного неба между отдельными облаками (или грядами) или замена их тонкой размытой пеленой, что приводит к уменьшению в суммарной радиации Q доли прямой S' и увеличению доли рассеянной D радиации при нахождении солнечного диска в них. Для сравнения на Рисунке 1 приводится суточный ход суммарной радиации Q при кучевой и высоко-кучевой облачности, а на Рисунке 2 – характерный вид участков суммарной радиации для них.

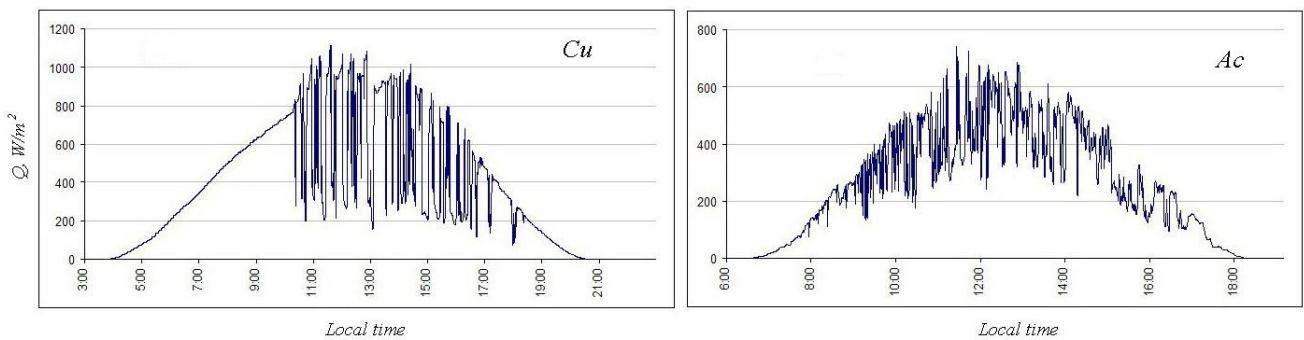


Рисунок 1 – Суточный ход суммарной радиации Q при кучевой Cu (слева) и высоко-кучевой Ac (справа) облачности

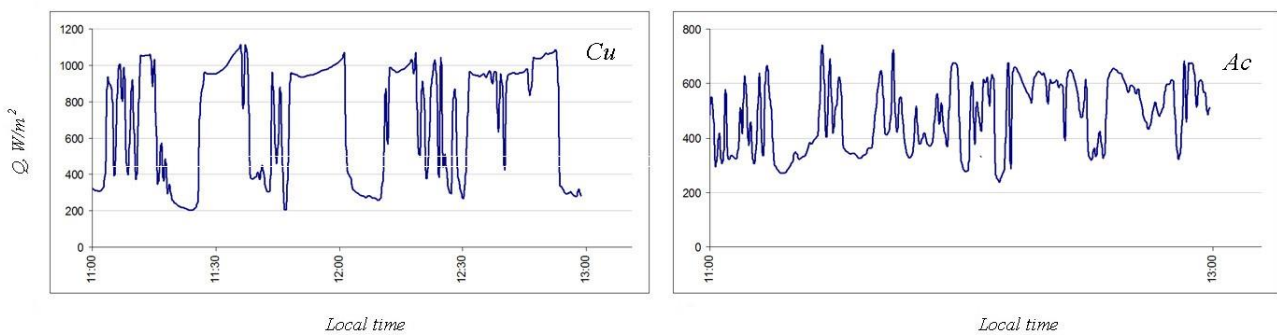


Рисунок 2 – Характерный вид участков суммарной радиации Q при кучевой Cu (слева) и высоко-кучевой Ac (справа) облачности

Суть методики заключается в том, чтобы на непрерывном ряде измеренной суммарной радиации Q с помощью 21-минутного скользящего окна (± 10 мин. от точки анализа) детектировать такие участки, для которых выполняются следующие условия:

$$\begin{cases} 0,15 \leq V_{21} < 0,33; \\ Q_{\max} / Q_{\min} \geq 1,5, \end{cases} \quad (1)$$

где V_{21} – коэффициент вариации на 21-минутном участке, Q_{\max} и Q_{\min} – максимальное и минимальное значение суммарной радиации на 21-минутном участке.

Точки анализа, удовлетворяющие данным условиям, принимаются за точки, когда на небе преимущественно находились Sc и/или Ac .

Предварительная проверка предлагаемой методики проводилась с использованием данных измерений суммарной радиации пиранометра CM11 и визуальных наблюдений метеообсерватории ИМКЭС СО РАН за 12.03.2024, 22.09.2023, 10.06.2022 и 02.05.2022, когда на небосводе наблюдалась преимущественно слоисто-кучевая и/или высоко-кучевая облачность, при высоте Солнца $h > 10-15^\circ$. Всего было детектировано 1703 точки, удовлетворяющих условиям (1). Полученные результаты контролировались по панорамным изображениям всего небосвода All sky камеры, установленной в непосредственной близости от пиранометра CM11, с использованием бинарной классификации. Балл облачности определялся как

$$n = \frac{t_D}{21}, \quad (2)$$

где t_D – суммарное время в минутах, когда $Q < Q_{cp}$ на анализируемом участке.

Результаты детектирования и определения балла облачности представлены в Таблице 1.

Таблица 1. Результаты детектирования Sc и Ac и определения балла облачности

Дата	Количество точек анализа	Полнота выборки	Точность выборки	Ср. ошибка определения балла облачности	Примечание
12.03.2024	635	0,93	1,0	1,0	
22.09.2023	363	0,58	1,0	1,7	Присутствовали Ci
10.06.2022	286	0,58	0,62	1,4	Присутствовали Ci
02.05.2022	419	0,61	0,90	2,7	Присутствовали Ci и Cs

Предлагаемый способ позволяет определять средний (4-7) и высокий (8-10) балл большинства видов слоисто-кучевой (кроме непросвечивающих Sc *op.*) и высоко-кучевой облачности путем анализа непрерывных рядов суммарной радиации.

Исследование выполняется при финансовой поддержке РАН в рамках государственного задания ИМКЭС СО РАН (проект № 121031300155-8).

1. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 3. Часть 1. Метеорологические наблюдения на станциях. Л.: Гидрометеоиздат. 1985. С. 144-156.

2. Капустин А.В., Сторожук Н.Л. Технические средства гидрометеорологической службы. СПб. : Энергомашиностроение, 2005. 283 с.

3. *Tulpan D., Bouchard C., Ellis K., Minwalla C.* Detection of clouds in sky/cloud and aerial images using moment based texture segmentation // 2017 International Conference on Unmanned Aircraft Systems (ICUAS), Miami, FL, USA. 2017. P. 1124-1133.
4. Патент РФ 2525625. Способ определения балла облачности. Опубликовано: 20.08.2014, Бюл. № 23.
5. *Krinitzkiy M.* Cloud cover estimation using all-sky images: state of the art algorithms, its results and applicability // EMS Annual Meeting Abstracts. 2016. V. 13. P. EMS2016-350.
6. Automatic Total Sky Imager Model TSI-880 : catalog / Yankee Environmental System, Inc., USA. 2002.
7. *Galileiskii V.P., Morozov A.M.* All-sky photometric complex // Atmospheric and oceanic optics. 1993. V. 6. N 09. P. 645-647.
8. Патент РФ 2758343. Способ детектирования кучевой облачности. Опубликовано: 28.10.2021, Бюл. № 31.
9. *Zuev S.V., Krasnenko N.P.* Monitoring cumulus clouds using global horizontal irradiance data // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. 2020. V. 611. P. 012003.
10. *Zuev S.V., Zolotov S.Yu.* Determination of *Cu* amount using global horizontal irradiance // Proc. SPIE. 2023. V. 12780. P. 127802X.

СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ВАРИАЦИЙ КОНЦЕНТРАЦИИ ЧЁРНОГО УГЛЕРОДА В Г. МОСКВЕ ПО ДАННЫМ ИЗМЕРЕНИЙ В 2023 Г.

Карпов А.В., Козлов В.С., Горчаков Г.И., Гуцин Р.А., Даценко О.И.

Институт физики атмосферы им. А.М.Обухова РАН, г. Москва, Россия
e-mail: karpov@ifaran.ru, vkozlov@ifaran.ru, gengor@ifaran.ru, gushchin@ifaran.ru,
datsenko@ifaran.ru

Выполнен статистический анализ вариаций концентрации чёрного углерода в г. Москве по данным измерений в 2023 г. для весеннего, летнего, осеннего и зимнего сезонов. Представлен годовой ход среднемесячных концентраций и эмпирическая функция распределения концентрации чёрного углерода в 2023 г. Получена спектральная плотность мощности вариации концентрации чёрного углерода. Показано, что существенный вклад во временную изменчивость массовой концентрации вносят вариации синоптического масштаба. Установлено, что спектр внутрисуточной изменчивости концентрации чёрного углерода аппроксимируется степенной функцией.

Регулярные измерения массовой концентрации чёрного углерода (сажевого аэрозоля) проводятся в г. Москве с 1989 г [1-3].

Проанализирована временная изменчивость массовой концентрации чёрного углерода в г. Москве по данным измерений в 2023 г. с временным разрешением 20 мин. Годовой ход среднемесячной концентрации M_{BC} показан на рис. 1, на котором отчётливо выявляется долгопериодная изменчивость концентрации чёрного углерода.

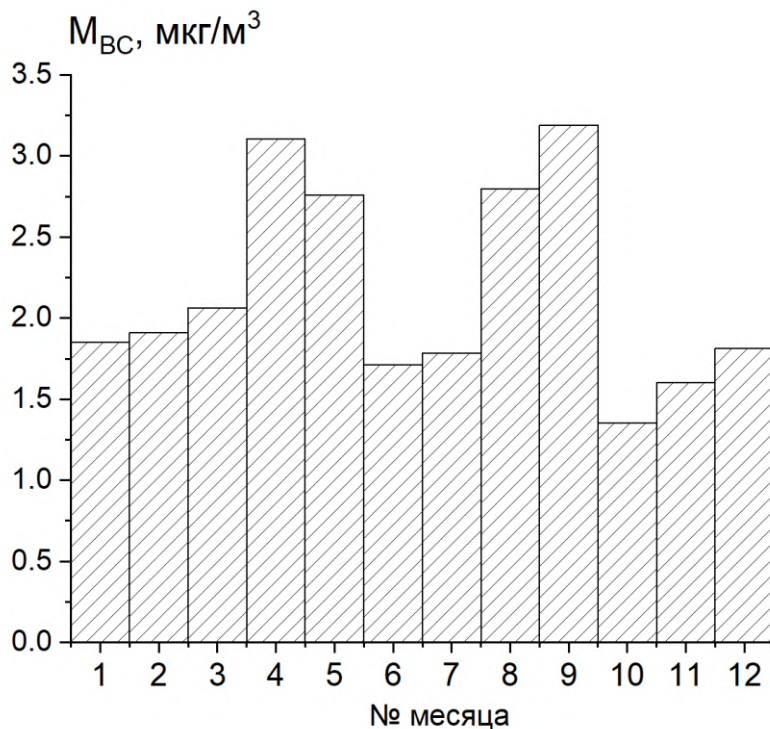


Рисунок 1 – Годовой ход среднемесячных концентраций чёрного углерода в 2023 г.

Рассчитаны (табл. 1) статистические характеристики вариаций массовой концентрации чёрного углерода для четырёх сезонов, включая средние значения, стандартные отклонения, коэффициенты вариаций, значения асимметрии и эксцесса. Эмпирическая функция распределения концентрации чёрного углерода для года в целом показана на рис 2.

Таблица 1 Статические характеристики вариаций массовой концентрации черного углерода в г. Москве в 2023 г.

Статистические характеристики	Сезоны			
	Весна	Лето	Осень	Зима
средние мкг/м ³	2.64	2.10	2.04	1.86
станд. откл. мкг/м ³	2.25	1.69	1.86	1.14
коэф. вар.	0.85	0.80	0.91	0.61
ассиметрия	2.46	2.88	2.88	2.57
эксцесс	9.44	13.0	15.1	12.4

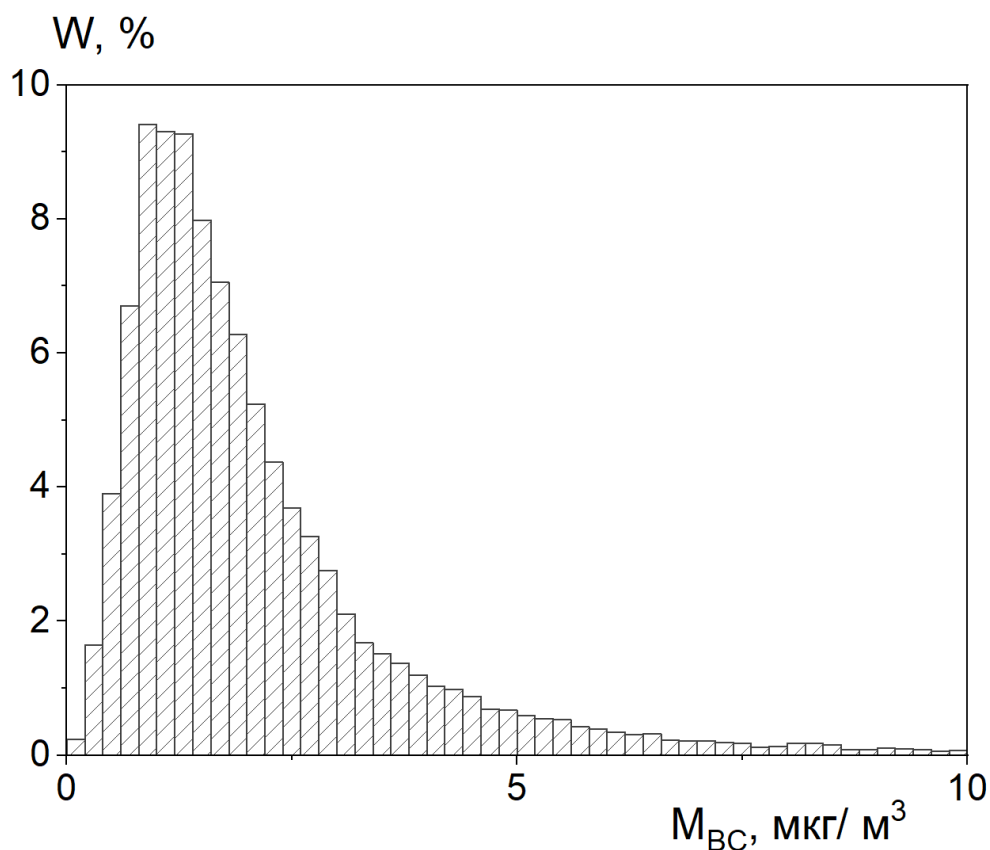


Рисунок 2 – Эмпирическая функция распределения массовой концентрации чёрного углерода для г. Москвы по данным измерений в 2023 г.

Из табл. 1. следует, что распределения вероятностей концентрации чёрного углерода для всех четырёх сезонов ассиметричны. Значения эксцесса для всех сезонов сравнительно велики и изменяются в пределах от 9.44 до 15.1.

Рассчитан спектр временной изменчивости массовой концентрации чёрного углерода, $P(f) = fS(f)$, где f – частота и $S(f)$ – спектральная плотность мощности. На спектре (1 на рис. 4) отчётливо проявляются суточная (2) и полусуточная (3) гармоники временной изменчивости, а также отчетливо выделяются спектральные диапазоны 4,5 и 6 синоптической изменчивости (в области примерно от 2 до 10 суток) концентрации черного углерода. Предложена степенная аппроксимация $P_1(f) = C_1(f)^{-n_1}$ спектра внутрисуточной изменчивости (7) с показателем примерно 0.75, что близко к показателю $-2/3$ для изотропной турбулентности. В синоптическом диапазоне для сглаженного спектра применена аппроксимация с показателем $n_2 = 0$.

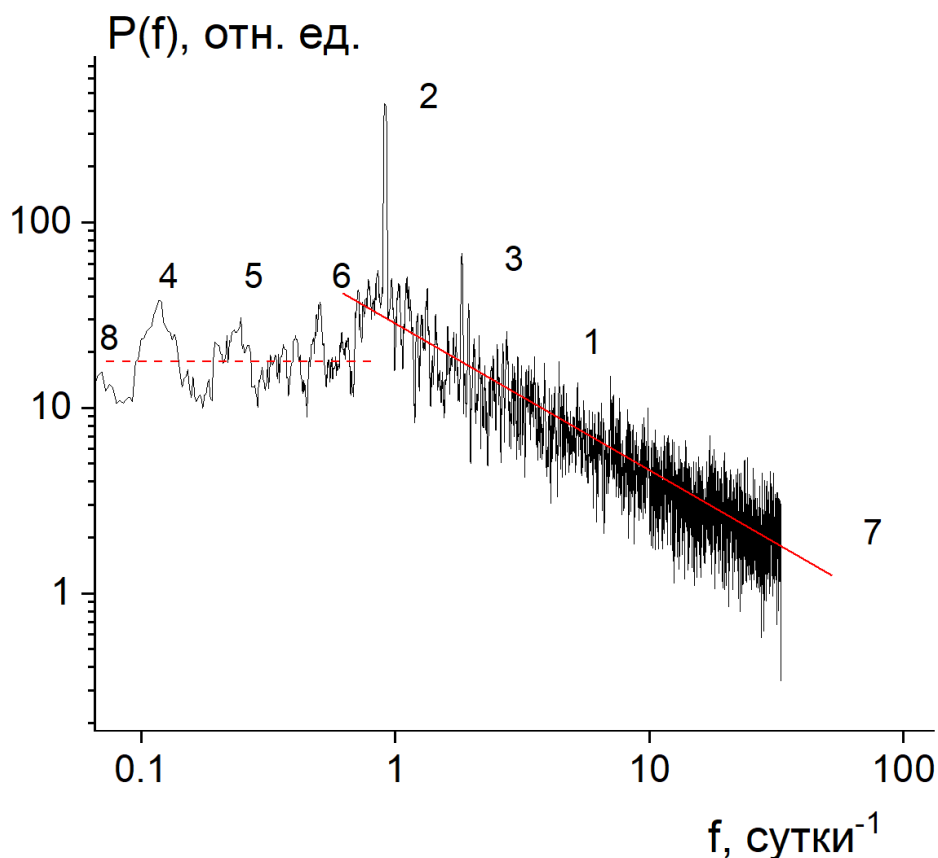


Рисунок 3 – Спектральная плотность мощности временной изменчивости массовой концентрации чёрного углерода в г. Москве $P(f) = fS(f)$, где $S(f)$ – спектральная плотность мощности по данным измерений в 2023 г. (1 – рассчитанный спектр, 2 и 3 – суточная и полусуточная гармоники, 4,5 и 6 – максимумы синоптической изменчивости, 7 и 8 – степенные аппроксимации участков спектров)

Времена изменчивость концентрации чёрного углерода в 2023 г. сопоставлено с её изменчивостью в 2022 г.

Работа выполнена в рамках Госзадания ИФА РАН (FMWR-2022-0010).

1. *Копейкин В.М., Капустин В.Н., Пекур М.С.* Контроль сажевого аэрозоля в атмосфере города Москвы // Изв. АН. Физика атмосферы и океана. 1993. Т. 29. № 2. С. 213-217.

2. *Копейкин В.М.* Сажевый аэрозоль в атмосфере города Москвы // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 1998. Т. 34. № 1. С. 104-110.

3. *Копейкин В.М., Емиленко А.С., Исаков А.А., Лоскутова О.В., Пономарева Т.Я.* Изменчивость сажевого и субмикронного аэрозоля в Московском регионе в 2014-2016 гг. // Опт. атмос. океана. 2018. Т. 31. № 1. С. 5–10.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВЗАИМОСВЯЗИ ЭЛЕМЕНТНОГО СОСТАВА ПОЧВ ПОСЕЛКА САГАН-НУР РЕСПУБЛИКИ БУРЯТИЯ И ИХ СПЕКТРАЛЬНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК С ПРИМЕНЕНИЕМ ИК-СПЕКТРОСКОПИИ ДИФФУЗНОГО ОТРАЖЕНИЯ

Осипова Н.А., Иванов В.П., Новиков С.А.

Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

e-mail: osipova@tpu.ru

Изучен элементный состав почв на территории, прилегающей к угольному месторождению. Выявлен ряд элементов, содержание которых в почвах превышает кларковые значения; выделены геохимические ряды относительно кларка ноосферы Yb(7,1) – Hf (6,8) – Cr (2,9) – Br (2,5) – As (1,9) – U(1,8). Методом ИК-спектроскопии в области 4000–600 см⁻¹ показано, что структура органического вещества почв сильно не изменяется, в ней происходит рекомбинация связей углерод-углерод и углерод - кислород, доля которых снижается по мере воздействия загрязнителя на связи углерода с неорганическими элементами, содержание которых увеличивается из-за привнесения загрязнителей в почву. Увеличение содержаний в почве ряда элементов коррелирует с показателями, отражающими развитие карбоксильных групп и вещественный состав почв в виде углеводородных и инертных (циклических) соединений.

Проблема изучения структуры почв в районе воздействия на них отработки месторождений, в том числе угольных, является частью глобальной проблемы, связанной с изменением состава и состояния почв, в первую очередь верхнего плодородного слоя, в условиях антропогенеза [1].

В работе изучен элементный состав почв территории населенного пункта, находящегося на расстоянии 4 км от Тугнуйского угольного разреза [2-3], и их спектральные характеристики.

Точечный отбор проб был приурочен к основным зонам поселка, с различной функциональной значимостью, а также к зонам, претерпевающим промышленное воздействие (буровзрывные работы на карьере, пыление во время транспортировки, сжигание угля на ТЭЦ). Объекты наблюдения были разделены на эко зоны, в которых парк - условная единица по близости к незагрязнённой площади, принят для сравнения в качестве эталона в бытовой зоне («Бытзона»). Две социальные площади в этой зоне (стадион и школа), приняты за объекты бытового загрязнения. «Промзона» (промышленная зона) включала две промышленные площади: котельная и дорога, где загрязнителями являются транспорт и уголь для сжигания (рис.1).

Для определения состава почв (анализ на 29 элементов) использовали метод нейтронно-активационного анализа. Для регистрации ИК-спектров использовали метод инфракрасной спектроскопии диффузного отражения с Фурье-преобразованием (DRIFTS) в диапазоне

волновых чисел 350–7500 см⁻¹ и приставкой для порошков в виде автоматизированного программного комплекса «Спектротест», позволяющего получать спектры для последующей их обработки программой СКАУФВ [4-6].

На рисунке 1 показано отношение содержания элементов в пробах почв поверхностного горизонта к кларку земной коры. Анализ результатов расчета кларков концентраций химических элементов в почвах с горизонта 0-20 см района расположения Олонь-Шибирского каменноугольного месторождения и поселка Саган-Нур относительно среднего содержания химических элементов в верхней части континентальной земной коры [7] подтвердил геохимическую специализацию почв, установленную относительно кларка ноосферы и заключающуюся в приоритетной геохимической ассоциации Ca, Cr, Sc, Zn, Cr, Br, Sr, La, Ce, Eu, U. Содержания большинства рассматриваемых химических элементов в почвах характеризуются значениями выше кларка верхней части континентальной земной коры.

По расчетам кларков концентраций выделены геохимические ассоциации элементов в почвах: по расчетам кларка концентрации относительно кларка ноосферы: Yb(7,1) – Hf (6,8) – Cr (2,9) – Br (2,5) – As (1,9) – U(1,8); по расчётам кларка концентрации относительно кларка земной коры: Sr (4,3) – Cr (4,2) – Zn (2,4) –As (1,9) – Eu (1,9) – Hf (1,7)

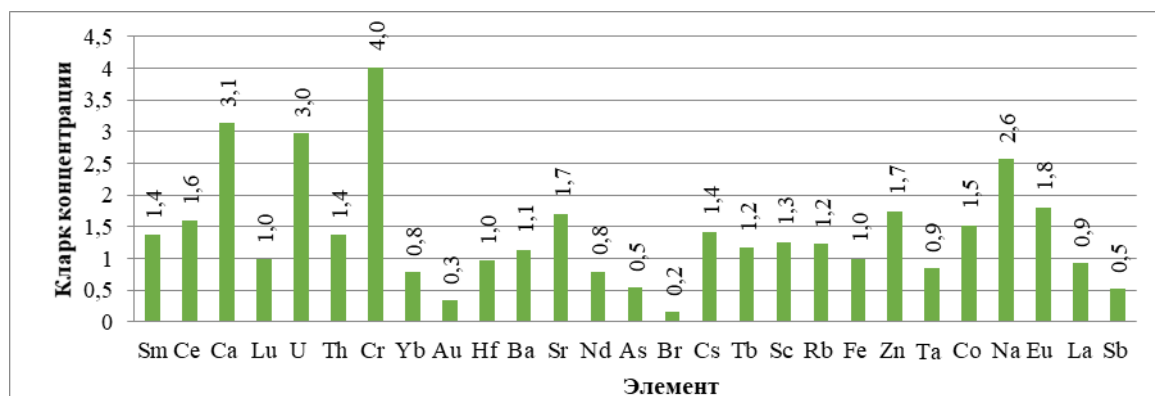


Рисунок 1 – Отношение содержания элементов в пробах почв поверхностного горизонта к кларку земной коры

На рисунке 2 представлен спектр диффузного отражения почв различных функциональных зон в поселке Саган-Нур и вблизи угольного разреза. Сравнительный анализ почв поселка Саган-Нур проводился по функционально - структурным единицам, характеризующим атомарно-молекулярное строение вещества в изометрии в виде основных структурных кластеров, а именно почв, и по количеству связей углерода с кислородом, азотом, водородом, углеродом и условно неорганическими элементами – кремний, фосфор, сера (табл. 1).

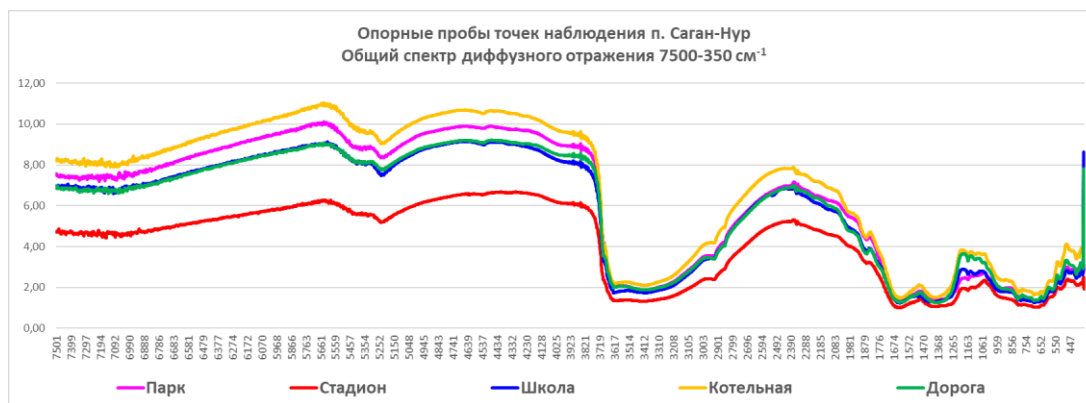


Рисунок 2 – Спектр диффузного отражения почв различных функциональных зон в поселке Саган-Нур и вблизи угольного разреза

Первые 5 столбцов отражают долю колебаний плоскостных связей, остальные – долю колебаний межплоскостных связей: углерод-кислород, углерод-азот, углерод-водород, азот-водород. Последний столбец отражает колебания связей кремний-кислород, фосфор-кислород, оксиды.

В правой части таблицы 1 показано количество связей по соединениям, в процентах. Данные были получены путем сложения углерод-кислород, азот-углерод, водород-углерод, углерод-углерод, углерод-неорганические.

Изначально сравнивали по точкам: парк, стадион, школа, котельная и дорога. Установлено, что в направлении к зонам техногенного воздействия - к котельной и дороге, отмечается увеличение по группе NH, CH, CCN и неорганических соединений. Желтым отмечено возрастание структурных единиц, светло-коричневым - понижение, белым – не изменяется. При этом нет никаких изменений по группе углерод-водород в промзоне, но наблюдается уменьшение структурных единиц при движении от бытзоны к промзоне.

При проведении сравнения объектов, где парк был выделен как экологический эталон чистоты почв, его отличие от школы и стадиона, обозначенных «Бытзоной», и от котельни и дороги, как «Промзона», показало уменьшение большинства функционально-структурных связей при движении к «Промзоне».

Сравнение «Бытзоны» и «Промзоны» показало, что при сложении по видам связи наблюдается общая тенденция – от бытовой к промзоне происходит уменьшение количества связей углерод-кислород, водород-углерод, углерод-углерод, возрастание углерод - неорганика и азот-углерод. При движении к промзоне уменьшается содержание кислорода, увеличивается содержание азота, вследствие чего уменьшается содержание микроэлементов.

Таблица 1

Наименование образца и объектов	Функциональные структурные единицы (ФСЕ), %									Наименование и количество связей				
	νCO	νNH	νCH	νCCN или νCNS	νCC	δNH	δCH	δCOC	ν+δ inorg	углерод-кислород	азот-углерод	водород-углерод	углерод-углерод	углерод-НО
парк	3,79	17,4	2,5	5,5	23,1	19,6	16,7	10,3	1,2	14,1	42,5	19,2	23,1	1,2
стадион	3,98	16,9	3,5	4,6	22,5	19,1	15,9	10,4	3,2	14,4	40,5	19,4	22,5	3,2
школа	3,66	17,6	2,7	5,7	22,0	18,7	16,6	9,3	3,7	12,9	42,1	19,3	22,0	3,7
котельная	4,10	17,5	2,2	6,2	22,2	18,9	16,39	7,9	4,7	12,0	42,5	18,6	22,2	4,7
дорога	3,58	17,2	2,9	6,1	21,9	18,3	16,39	7,5	6,2	11,0	41,5	19,3	21,9	6,2
ПАРК	3,79	17,4	2,5	5,5	23,1	19,6	16,7	10,3	1,2	14,1	42,5	19,2	23,1	1,2
СТАДИОН+ШКОЛА	3,82	17,2	3,1	5,2	22,2	18,9	16,2	9,8	3,4	13,7	41,3	19,4	22,2	3,4
КОТЕЛЬНАЯ+ДОРОГА	3,84	17,3	2,6	6,1	22,1	18,6	16,4	7,7	5,5	11,5	42,0	19,0	22,1	5,5
БЫТЗОНА	3,81	17,30	2,9	5,3	22,5	19,1	16,39	10,0	2,7	13,8	41,7	19,3	22,5	2,7
ПРОМЗОНА	3,84	17,32	2,6	6,1	22,1	18,6	16,39	7,7	5,5	11,5	42,0	19,0	22,1	5,5

Таким образом, особых структурных изменений органического вещества почв не наблюдается, но в ней хорошо видна рекомбинация связей углерод-углерод и углерод - кислород, доля которых снижается по мере воздействия загрязнителя на связи углерода с неорганическими элементами. Увеличение содержаний в почве ряда элементов коррелирует с показателями, отражающими развитие карбоксильных групп и вещественный состав почв в виде углеводородных и инертных (циклических) соединений.

1. Осипова Н.А., Язиков Е.Г., Тарасова Н.П., Осипов К.Ю. Тяжелые металлы в почвах в районах воздействия угольных предприятий и их влияние на здоровье населения // Безопасность в техносфере. 2015. № 2. С. 16-26.

2. Куклина М.В., Баяскаланова Т.А., Богданов В.Н., Уразова Н.Г. Перспективы использования малых угольных разрезов республики Бурятия // Фундаментальные исследования. 2018. №4. С. 98-103.

3. Новолодская Э.В. Эколого-геохимическая характеристика углей Олонь-Шибирского каменноугольного месторождения // Проблемы геологии и освоения недр: труды XXV Международного симпозиума. Томск, ТПУ, 2021. Т. 1. С. 387-389.

4. Накамото К. ИК-спектры и спектры КР неорганических и координационных соединений. М.: Мир. 1991. 536 с.

5. Иванов В.П., Дмитриенко А.А. Рычкова И.В. Возможности инфракрасной спектроскопии диффузного отражения для изучения органических веществ каустобиолитов. Кокс и химия. 2023. Т. 13. №5. С.28-33.

6. Иванов В.П., Тимкин Т.В., Болдина Т.А., Пахтаева М.Г. Особенности определения металлоорганических соединений в углеродистых веществах черно-сланцевых отложений с применением ИК-спектроскопии диффузного отражения // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2024. Т. 335. № 2. С. 141–156.

7. Касимов Н.С, Власов Д.В. Кларки химических элементов как эталоны сравнения в экогеохимии // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2015. № 2. С. 7-17.

ИССЛЕДОВАНИЕ ГЕНЕРАЦИОННЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ПАРАМЕТРИЧЕСКОГО ЛАЗЕРА НА КРИСТАЛЛЕ AgGaS_2 В ДИАПАЗОНЕ 1,41-9,01 МКМ

Айрапетян В.С., Макеев А.В.

Сибирский государственный университет геосистем и технологий, г. Новосибирск, Россия

e-mail: v.hayr10004@mail.ru, makeeffsan@yandex.ru

В работе приведены результаты расчетного и экспериментального исследований характеристик параметрического лазера с активным элементом из нелинейного кристалла AgGaS_2 . Разработанная оптическая схема кольцевого резонатора параметрического лазера при плавной перестройке длины волны от 1,41 до 9,01 мкм позволила получить энергию излучения в импульсе до 11 мДж, спектральную ширину излучения $4,6 \text{ см}^{-1}$ и расходимость менее 1 мрад.

Перестраиваемые лазеры, позволяющие осуществлять перестройку длины волны в ближнем и среднем инфракрасном (ИК) диапазонах становится все более актуальным инструментом для применения в различных областях науки и техники. Существует два способа перестройки лазерного излучения в ИК диапазон от 1 до 9 мкм: использование многочисленных линий генерации CO_2 -лазера и их гармоник [1] и параметрический генератор света (ПГС) [2–10]. Неэффективность применения излучения CO_2 -лазера в задачах спектроскопии обусловлена нестрогим совпадением частот его дискретных линий с собственными частотами колебаний исследуемых молекул. В случае ПГС на халькогенидных кристаллах можно достичь резонансного совпадения частот излучения лазера и собственных колебаний исследуемой молекулы. Поэтому ПГС является наиболее эффективным инструментом, для изучения резонансного взаимодействия лазерного излучения с молекулами исследуемого вещества. В данной работе представлены расчетные и экспериментальные исследования генерационных характеристик излучения параметрического лазера с активным элементом из вновь синтезированных нелинейнооптических кристаллов (НК) триаголлата серебра AgGaS_2 (AGS):

Оптимальные значения генерационных характеристик ПГС, оптическая схема которого представлена в работе [4] можно получить в результате решения системы уравнений [2, 6]:

$$\begin{cases} \frac{\partial A_1}{\partial z} + \frac{1}{v_1} \cdot \frac{\partial A_1}{\partial t} = -\delta_1 A_1 + \sigma A_2^* A_3 \exp(-i\Delta z) \\ \frac{\partial A_2}{\partial z} + \frac{1}{v_2} \cdot \frac{\partial A_2}{\partial t} = -\delta_2 A_2 + \sigma A_3^* A_1 \exp(-i\Delta z) \\ \frac{\partial A_3}{\partial z} + \frac{1}{v_3} \cdot \frac{\partial A_3}{\partial t} = -\delta_3 A_3 + \sigma A_1^* A_2 \exp(-i\Delta z) \end{cases} \quad (1)$$

где $A_j(z, t)$ ($j = 1, 2, 3$) – амплитуда волны накачки, сигнальной волны и холостой соответственно, распространяющиеся по направлению оси z ; A_j^* – сопряженная амплитуда волны накачки, сигнальной волны и холостой соответственно; v_j – групповые скорости волн; δ_j –

коэффициент поглощения НК, (при отсутствии поглощения $\delta_1 = \delta_2 = \delta_3 = \delta = -\frac{1}{l} \ln T_{кр}$; $T_{кр}$ – пропускание НК на данной длине волны; l – длина НК АГС); $\sigma = \frac{\omega_j d_{эф}}{n_j c}$ – нелинейный коэффициент НК; $d_{эф}$ – эффективный нелинейный коэффициент, который определяется геометрией взаимодействия волн в кристалле; n_j – показатель преломления НК; c – скорость света в вакууме; ω_j – частота волны накачки, сигнальной волны и холостой соответственно. Эти волны удовлетворяют условиям синхронизма:

$$\begin{cases} \omega_H = \omega_c + \omega_x \\ k_H = k_c + k_x + \Delta \end{cases} \quad (2)$$

Здесь k_H, k_c, k_x – волновые числа волн накачки, сигнальной и холостой соответственно.

Решение системы уравнений (1) упрощается с учетом условий, имеющих место при проведении данных исследований: апертура нелинейного кристалла намного больше диаметра пучка лазера накачки, волновая расстройка $\Delta = 0$, пространственно-временная модуляция пучка лазера накачки имеет гауссовскую форму, а его амплитуда определяется выражением:

$$A_3(r, t) = A_{30} \exp \left[-2 \ln 2 \left(\frac{t}{\tau_H} \right)^2 - \left(\frac{r}{\rho_0} \right)^2 \right], \quad (3)$$

где: $A_{30} = \frac{1}{\sigma} \left[2\delta + \frac{1}{l} \ln \frac{1}{R_1 R_2 R_3} \right]$; A_{30} – амплитуда излучения лазера накачки в центре луча и в максимуме импульса; τ_H – длительность импульса накачки по уровню половины максимума интенсивности; ρ_0 – радиус перетяжки пучка накачки в НК; R_1, R_2 и R_3 – коэффициенты отражения зеркал резонатора; r – радиус-вектор обхода луча в кольцевом резонаторе; t – время обхода луча в кольцевом резонаторе с периметром L определяется формулой $t = \frac{nl + (L-l)}{c}$.

С целью оптимизации геометрических и оптических параметров НК и кольцевого резонатора, а также исследования генерационных характеристик ПГС после упрощения дифференциальных уравнений (1) варьированием параметров $\tau_j, A_{30}, L, \delta_j, l, R_1, R_2$ и R_3 с помощью ПК в программной среде Matlab был реализован расчет интенсивности выходного излучения ИК ПГС. При неизменных значениях $\tau_j, A_{30}, L, \delta_j, l, R_1$ и R_3 , изменяя коэффициент отражения R_2 зеркала M_3 , можно достичь оптимального режима работы ИК ПГС.

Расчетная зависимость энергии излучения ПГС от длины волны излучения ПГС приведена на рис.1



Рисунок 1 – Зависимость выходной энергии ПГС в зависимости от длины волны

В целях повышения эффективности действия диспергирующего элемента была определена оптимальная толщина ЭФП, выполненного из материала сапфира

Для случая нормального падения луча максимум пропускания эталона Фабри-Перо (ЭФП) описывается как: $\gamma = \frac{k}{2\pi P}$, где k – порядок интерференции, n – показатель преломления материала эталона (для германия 4), P – толщина ЭФП. Оптимальное пропускание ЭФП описано как $A = \frac{(1-R^2)}{1+R^2+2R\cos 2\varphi}$, коэффициент отражения R для используемого эталона составляет 0,16, φ – фазовая толщина слоя. Коэффициент пропускания ЭФП для падающей на него плоской монохроматической волны зависит от угла падения. Оптимальный угол поворота ЭФП в зависимости от длины волны излучения определен как: $\alpha = \arccos\left(\frac{\lambda \cdot \varphi}{2\pi n d}\right)$. Спектральная ширина выходного излучения оценена как $\Delta\vartheta = \frac{\Delta\lambda}{\lambda_0^2}$, где $\Delta\lambda$ – разность длин волн на уровне полувысоты интенсивности лазерного излучения, λ_0 – центральная длина волны лазерного излучения.

На рис. 2 представлен сравнительный спектр выходного излучения ПГС без использования и с использованием ЭФП толщиной 615 мкм. Результаты полученных расчетов показывают, что ввод в резонатор ПГС диспергирующего элемента ЭФП сужает спектр излучения не менее чем в 3,5 раза

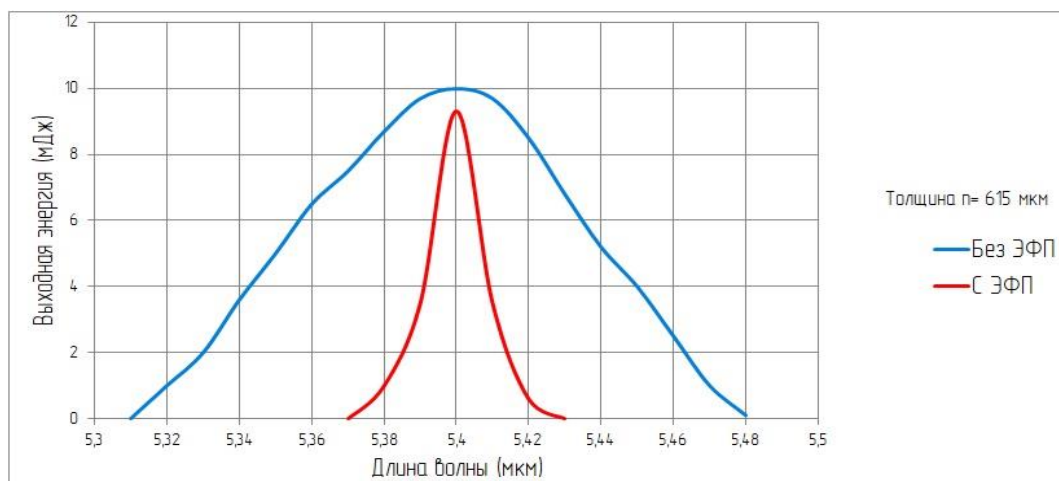


Рисунок 2 – Спектр выходного излучения ПГС при вводе в резонатор ЭФП

Результаты расчета оптимальной толщины ЭФП представлены в таблице 1.

Таблица 1. Зависимость спектральной ширины выходного излучения ПГС от толщины ЭФП

Толщина ЭФП (мкм)	Спектральная ширина излучения $\Delta\nu$ (см^{-1})
450	17,2
500	16,8
550	16,5
600	15,4
610	6,8
615	4,7
620	6,8
630	6,87
640	6,17
650	6,8

На основе результатов, полученных при расчетном и экспериментальном исследовании системы уравнений (1) произведена существенная модернизация отдельных узлов резонатора, описанного в работах [3,4] .

Полученные энергетические (до 11 мДж в импульсе), спектральные (менее 5 см^{-1} ширина излучения), пространственные (расходимость излучения менее 1 мрад) данные излучения ПГС с плавной перестройкой (шаг перестройки от импульса к импульсу менее 1 нм) в ближнем и среднем ИК диапазонах (1-9мкм) позволяют говорить о возможности его применения для широкого круга задач науки и техники, при определении амплитудно-временных, спектроскопических, и физико-химических параметров сложных органических молекул.

1. *Ананьев Ю.А.* Оптические резонаторы и проблема расходимости лазерного излучения / Ю. Ананьев. М.: Мир, 1982. 355 с.

2. *Айрапетян В.С., Широкова Т.А., Пасько П.Г.* ИК параметрический лазер с высокой эффективностью излучения во всем диапазоне перестройки частоты // Вестник НГУ. Серия: Физика. 2013. Т. 10. № 4. С. 6–10.

3. Айрапетян В.С., Макеев А.В. Параметрический генератор света на кристалле HGS с плавной перестройкой длины волны в диапазоне 4,75–9,07 мкм // Оптика атмосферы и океана. 2021. Т. 34. № 01. С. 57–60.
4. Hayrapetyan V., Makeev A., et al. Optical parametric oscillator on HGS crystal with 5-9 mkm frequency reset // Proc. SPIE. V. 11208. Art. 112081P.
5. Baumgartner R.A., Byer L.R. High Energy Near Diffraction Limited Output from Optical Parametric Oscillators Using Unstable Resonators // IEEE J. Quant. Electron. 1979. V. 15. P. 432–444.
6. Дмитриев В.Г., Тарасов Л.В. Прикладная нелинейная оптика: Генераторы второй гармоники и параметрические генераторы света. М.: Радио и связь, 1982.
7. Carrion L., Girardeau-Montaut J.-P. Development of a simple model for optical parametric generation // J. Opt. Soc. Am. B. 2000. V. 17. №1.
8. Ахманов С.А., Хохлов Р.В. Об одной возможности усиления световых волн // ЖЭТФ. 1962. Т. 43. № 1. С. 351–353.
9. Rawiharjo J., Hung H.S.S., Hanns D.C., Shepherd D.P. Theoretical and numerical investigations of parametric transfer via difference frequency generation for indirect mid-infrared pulse shaping // Journal of The Optical Society of America B-optical Physics – J OPT SOC AM B-OPT PHYSICS. 2007. V. 24. № 4.
10. Калинин А.Г., Назаров В.В., Хлопонин Л.В., Храмов В.Ю. Исследование динамики внутрирезонаторной параметрической генерации на длине волны 1.54 мкм. // Оптический журнал. 2002. №3. Т.69. С.54–58.

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ И МИНЕРАЛЬНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ТВЕРДЫХ ЧАСТИЦ ПО АНАЛИЗУ СНЕГОВОГО ПОКРОВА (НА ПРИМЕРЕ Г. ТОМСКА)

Таловская А.В., Санарова Р.Ю., Язиков Е.Г.

Национальный исследовательский Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

e-mail: talovskaj@yandex.ru, sanarovaraya15@bk.ru, yazikoveg@tpu.ru

В работе приведены результаты исследования твердых частиц, осевших из атмосферного воздуха на снеговой покров урбанизированной территории, на примере Томска. Показано применение метода лазерной дифракции и сканирующей электронной микроскопии для анализа гранулометрического и минерально-вещественного состава твердых частиц, соответственно. Выявлено распределение твердых частиц нерастворимого осадка снегового покрова различных гранулометрических фракций и генезиса в районах города, различающихся по техногенным условиям. Выделены типы техногенных микрочастиц разного размера, представленные преимущественно металлосодержащими образованиями и микросферами.

В атмосферном воздухе городов содержатся твёрдые частицы (взвешенные вещества), источниками которых являются природные и техногенные процессы. По рекомендациям Всемирной организации здравоохранения, Международной организации по стандартизации и Европейского комитета по стандартизации в атмосферном воздухе необходимо проводить мониторинг за крупными твердыми частицами с диаметром до 10 мкм (PM10) и мелкими частицами – до 2,5 (PM2,5) и 1 мкм (PM1), поскольку эти частицы могут проникать в дыхательную систему человека и оказывать воздействие на организм.

Получить информацию о количественных и качественных характеристиках взвешенных частиц и об их источниках в условиях города возможно по исследованию гранулометрического и минерально-вещественного состава нерастворимого осадка снегового покрова, который содержит твердые частицы, осевшие из атмосферного воздуха на дневную поверхность [1–2].

На территории г. Томска, где функционируют предприятия различных отраслей производства, по результатам нашего многолетнего мониторинга загрязнения снегового покрова определены уровни пылевой нагрузки и минералого-геохимические особенности состава нерастворимого осадка снегового покрова в зависимости от промышленных источников [3–4].

Целью данной работы является оценка пространственного распределения различных гранулометрических фракций нерастворимого осадка снегового покрова на территории г. Томска и определение типов микрочастиц, связанных с этими фракциями.

Анализ гранулометрического состава 40 проб нерастворимого осадка снегового покрова выполнялся методом лазерной дифракции на приборе фирмы Shimadzu (анализатор SALD-710),

позволяющем в ходе измерений устанавливать распределение частиц в диапазоне от 300 до 0,01 мкм (НОЦ «Наноцентр» ТПУ). Для определения степени антропогенного воздействия проведено сравнение данных по городу с данными для проб из фонового района (Обсерватория «Фоновая» ИОА СО РАН, 70 км от Томска). Изучение типов микрочастиц с определением их полуколичественного элементного состава выполнялось в МИНОЦ «Урановая геология» ТПУ на электронном сканирующем микроскопе S-3400N фирмы Hitachi с энергодисперсионной приставкой для микроанализа Bruker XFlash 4010 (при консультации к.г.-м.н., старшего преподавателя отделения геологии Ильенка С.С.).

На основе литературных данных в изучении гранулометрического состава твердых частиц [1–2, 5] и результатов измерений на лазерном анализаторе, нами в нерастворимом осадке снегового покрова выделены и охарактеризованы пять фракций: 1) 50–300 мкм; 2) 10–50 мкм; 3) менее 10 мкм (соответствует PM10); 4) менее 2,5 мкм (соответствует PM2,5) и 5) менее 1 мкм (соответствует PM1).

По результатам исследования определено, что в пробах нерастворимого осадка снегового покрова на территории Томска размеры частиц изменяются от 0,5 до 100 мкм, при среднем значении 17,6 и фоне 52,2 мкм. В нерастворимом осадке снегового покрова города гранулометрические фракции по среднему значению массовой доли образуют следующий ряд: 10–50 мкм (49 %) > PM10 (29 %) > 50–300 мкм (22 %) > PM2,5 (18 %) > PM1 (16 %) (таблица). Как видно, в пробах преобладают (в сумме > 50 %) наименее опасные, точки зрения экологии и гигиены, частицы, размером более 10 мкм, вплоть до 300 мкм.

В районах расположения предприятий строительной индустрии средние размеры твердых частиц в нерастворимом осадке снегового покрова составляют 15–20 мкм и близки к среднегородскому значению, но значительно ниже фоновых уровней. Средний размер частиц в нерастворимом осадке снега рекреационных зонах (34,2 мкм) в 2 раза выше среднегородского показателя и близок среднегородским значениям. Средний размер твердых частиц в пробах в районах крупных транспортных развязок (13,7 мкм) близок к среднегородскому уровню, но в 3 раза ниже фонового значения. В районе расположения предприятия теплоэнергетики средний размер частиц равен 9,5 мкм, который в 2 раза ниже среднегородского значения.

Определено, что на фракции PM10 и PM2,5 приходится около 20 и 10 % от общего числа частиц, соответственно, в нерастворимом осадке снегового покрова в районах расположения предприятий строительной индустрии и рекреационных зонах. На территории города наиболее высокие массовые доли мелкодисперсных фракций PM10 (около 30 %), PM2,5 и PM1 (более 14 %) обнаружены в районе расположения предприятия теплоэнергетики и крупных транспортных развязок.

Таблица. Средний размер (мкм) и распределение гранулометрических фракций (%) твердых частиц в функциональных зонах на территории Томска по данным изучения нерастворимого осадка снегового покрова

Фракция	Содержание, %						
	Город	Рекреационные зоны	Транспортные зоны	Теплоэнергетика	Кирпичные заводы	Заводы по произ. ЖБК	Фон
PM1	16,0	14,0	14,5	19,8	10,6	3,3	н.о.
PM2,5	18,0	12,3	14,1	14,7	10,2	4,7	н.о.
PM10	29,0	18,6	27,8	32,0	20,8	17,4	10,0
10-50 мкм	49,0	36,8	53,1	48,5	58,5	59,6	37,5
50-300 мкм	22,0	42,6	16,9	12,0	19,0	22,6	52,5
Средний размер, мкм	17,6	29,4	13,7	9,5	15,7	19,9	52,2

Детальные исследования распределения твердых частиц по мере удаления от некоторых промышленных предприятий города показали следующее. В районе расположения основного предприятия теплоэнергетики города средний размер частиц в пробах в 2,4 и в 6,4 раз меньше среднегородского и фоновое значения, соответственно, и изменяется от 17 до 4 мкм по мере удаления на расстояние от 0,7 до 2 км. Доли фракций PM10, PM2,5 и PM1 в зоне воздействия ГРЭС-2 в 1,5 раз превышают среднегородские значения. По мере удаления долевое содержание мелкодисперсных частиц увеличивается в 2–6 раз относительно доли грубодисперсных частиц. Содержание частиц с размерностью 50–300 мкм уменьшается в 4 раза на расстоянии от 0,73 до 2 км. Доля фракции 10–50 мкм существенно не изменяется по мере удаления и находится на уровне около 40 %. В дальней зоне (1,3–2 км) доля PM2,5 и PM1 в 2–2,5 раза превышает долю этих же частиц в ближней зоне (0,73–1 км). Все точки отбора расположены в зоне переноса выбросов ГРЭС-2, где находится жилая застройка. На расстоянии до 1 км расположены средние этажные жилые здания, а на расстоянии выше 1 км встречаются кварталы со смешанной застройкой (средне и высокоэтажной). Высота зданий влияет на микроциркуляцию атмосферного воздуха в городе. Пункт отбора проб на расстоянии 2 км находится в пониженном рельефе (долина реки), где так же расположен частный сектор, который может являться дополнительным локальным источником мелких частиц.

В нерастворимом осадке снега из окрестностей кирпичных заводов средний размер частиц в 1,5 раза меньше среднего по городу значения. Для проб характерно преобладание грубодисперсных частиц от 70 до 90 % (50–300 и 10–100 мкм). Доли мелкодисперсных фракций

(менее 10 мкм) здесь близки к среднегородским показателями. Доли мелкодисперсной фракции PM10 изменяются от 9 до 27 % на расстоянии от 0,2 до 1 км от кирпичных заводов.

По результатам электронно-микроскопических исследований выделены техногенные твердые частицы в нерастворимом осадка снегового покрова, которые разделены на четыре типов с учетом их элементного состава и морфологии: 1) шлаки; 2) угольные частицы; 3) микросферулы и 4) микрочастицы металлов и металлоидов (металлосодержащие), которые разделены на пять видов – сульфиды (Me-S), сульфаты (Me-S-O), оксиды (Me-O), интерметаллиды (Me-Me) и фосфаты редкоземельных элементов. Например, пробах нерастворимого осадка снегового покрова из района расположения предприятия теплоэнергетики PM10 представлены угольными и шлаковыми частицами, минеральными образованиями, а PM10 и PM2,5 – микросферулами различного состава (диаметр 0,5–45 мкм), металлосодержащими микрочастицами, близкие по составу к сульфидам (1,7–12 мкм), сульфатам (3,6–26 мкм), оксидам (1,9–97,5 мкм) металлов и металлоидов, интерметаллидам (0,9–5,6 мкм) и цериевым фосфатам (1,9 мкм).

Таким образом, на основе данных по изучению гранулометрических фракций нерастворимого осадка снегового покрова выявлены особенности распределения различных фракций твердых частиц на территории г. Томск.

1. Голохваст К.С., Христофорова Н.К., Кику П.Ф., Гульков А.Н. Гранулометрический и минералогический анализ взвешенных частиц в атмосферном воздухе // Бюллетень физиологии и патологии дыхания. 2011. № 40. С. 94–100.

2. Геохимия ландшафтов Восточной Москвы / Н.С. Касимов, Д.В. Власов, Н.Е. Кошелева, Е.М. Никифорова. М.: АПР, 2016. 276 с.

3. Таловская А.В. Экогеохимия атмосферных аэрозолей на урбанизированных территориях юга Сибири (по данным изучения состава нерастворимого осадка снегового покрова): дис. ... д-ра геолог.-минерал. наук / Таловская Анна Валерьевна. Томск, 2022. 373 с.

4. Язиков Е.Г., Таловская А.В., Жорняк Л.В. Оценка эколого-геохимического состояния территории г. Томска по данным изучения пылеаэрозолей и почв. Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2010. 264 с.

5. Pope C.A., Dockery D.W. Health effects of fine particulate air pollution: lines that connect // Journal of the Air & Waste Management Association. 2006. V. 56. № 6. P. 709–742.

ОПТИЧЕСКИЕ И МИКРОФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПЫЛЬНОЙ МГЛЫ НА СЕВЕРНОЙ КИТАЙСКОЙ РАВНИНЕ И НА БЛИЖНЕМ ВОСТОКЕ

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

Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, г. Москва, Россия

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

С использованием данных AERONET проанализированы вариации микроструктуры и поглощательной способности пылевого аэрозоля в двух случаях: для возникающей при дальнем переносе из пустыни Такла-Макан пыльной мглы на Северную Китайскую Равнину и для региональной пыльной мглы на Ближнем Востоке.

Обсуждаются характерные особенности функции распределения частиц по размерам пыльной мглы на Северной Китайской Равнине и на Ближнем Востоке, а также спектральных зависимостей мнимой части коэффициента преломления и аэрозольной оптической толщины в пыльной мгле на Ближнем Востоке.

Важной характеристикой пылевого аэрозоля является распределение частиц по размерам. В [1] проанализированы результаты мониторинга распределения объемов частиц по размерам $dV(r)/d \ln r$, где r - радиус частицы и $V(r)$ - накопленный объем на станциях AERONET в регионе Пекина. При исследовании микроструктуры пылевого аэрозоля в приземном слое атмосферы часто измеряется зависимость от размера счётной концентрации $N(r)$ частиц, где $N(r)$ накопленная концентрация и для описания микроструктуры пылевого аэрозоля используются аппроксимация $dN(r)/d \ln r = Cr^{-n}$, где C и n - параметры аппроксимации. Согласно данным [2] $n = 2$ для диапазона изменения размера частиц от 2 до 10 мкм. В [3] показано, что при больших значениях скорости ветра (15-20 м/с) показатель степени n может быть заметно меньше 2.

На рис. 1 приведены примеры результатов измерений распределений объемов частиц пылевого аэрозоля в регионе Пекина (1,2,3) и на Ближнем Востоке на станции AERONET IASBS с координатами $N = 36^{\circ}42'19''$ и $E = 48^{\circ}30'24''$ (4,5).

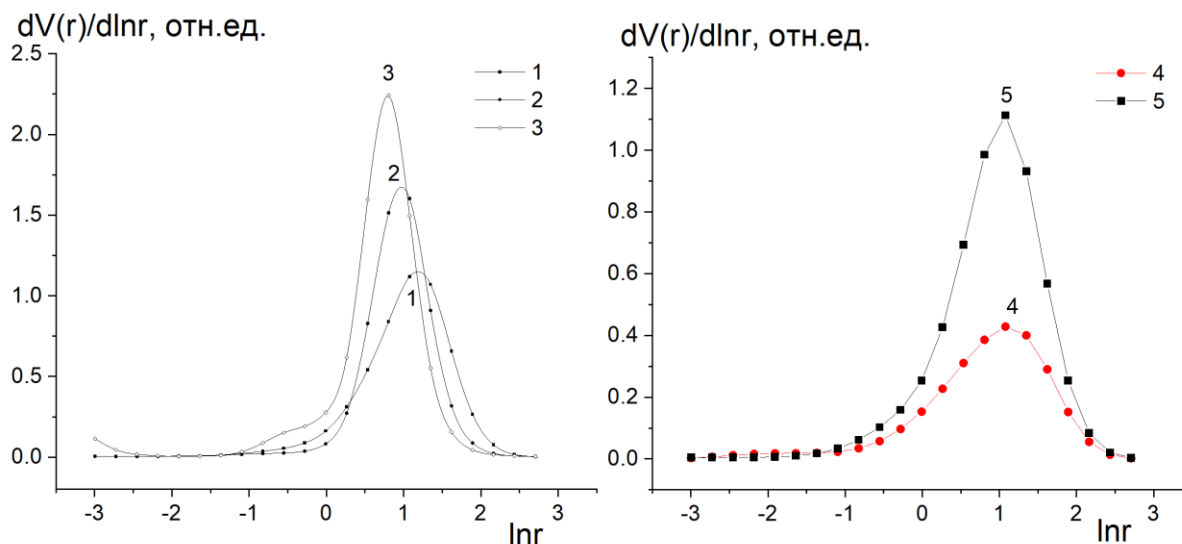


Рисунок 1 – Распределение объемов частиц по размерам по данным мониторинга на станциях AERONET (1 – Beijing 23.04.2006 в 0:11, 2 – Beijing-CAMS 22.03.21 в 0:18, 3 – Beijing-CAMS 28.03.21 в 2:31, 4 – IASBS 24.05.22 в 15:32, 5 – IASBS 23.05.22 в 5:44)

Для характеристики распределения частиц по размерам более информативными являются счетные распределения $dN(r)/d \ln r$ (рис. 2).

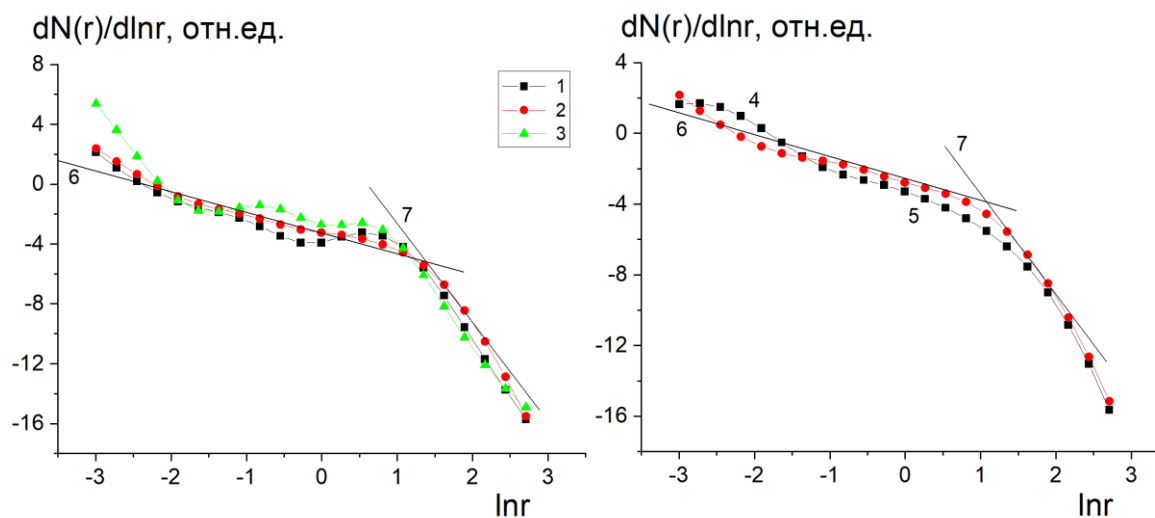


Рисунок 2 – Распределение частиц по размерам по данным мониторинга на станциях AERONET (1 – Beijing-CAMS 22.03.21 в 0:18, 2 – Beijing 23.04.06 в 0:11, 3 – Beijing-CAMS 28.03.21 в 2:31, 4 – IASBS 23.05.22 в 5:44, 5 – IASBS 24.05.22 в 4:15) и их кусочно-степенной аппроксимацией (6,7)

Нетрудно видеть, что в рассматриваемых случаях $dN(r)/d \ln r$ аппроксимируется кусочно-степенными распределениями. Показатели степени n_1 для левой части кривых (меньшие размеры) для региона Пекина равны 0.7-2.5, а для данных, полученных на станции

AERONET IASBS 1.1-1.8 в области больших размеров показатель степени n_2 значительно больше n_1 .

Большой интерес представляет мнимая часть коэффициента преломления пылевого аэрозоля и другие характеристики поглощательной способности. В регионе Пекина пыльная мгла отличается слабым поглощением (малыми значениями коэффициента преломления). Согласно данным мониторинга на станции IASBS пылевой аэрозоль слабо поглощает инфракрасное излучение на длинах волн 870 и 1020 нм и отличается сравнительно большими значениями мнимой части коэффициента преломления в видимой области спектра на длинах волн 440 и 675 нм, причем максимальные значения мнимой части достигаются на длине волны 675 нм (рис. 3).

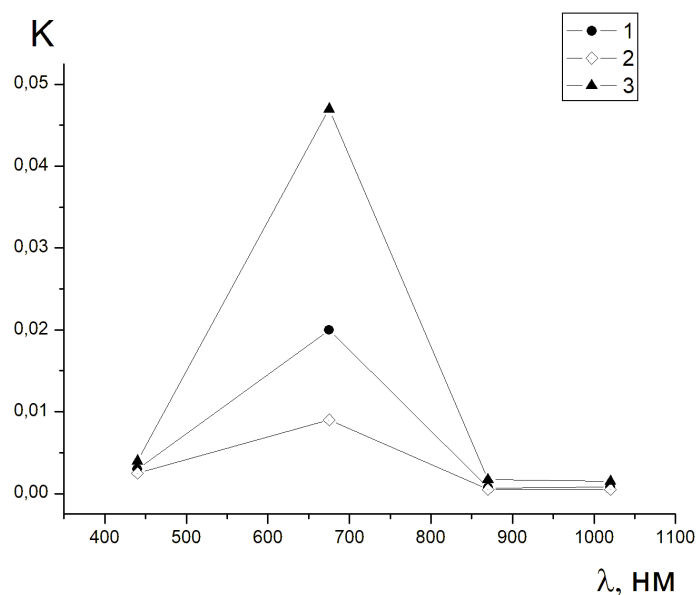


Рисунок 3 – Мнимая часть коэффициента преломления для пылевого аэрозоля по данным мониторинга на станции AERONET IASBS в мае 2022 г. (1- 23.05 в 3:22, 2 – 24.05 в 4:15 и 3 – 25.05 в 4:40)

Аналогичные особенности имеют спектральные зависимости аэрозольной оптической толщины поглощения (рис. 4).

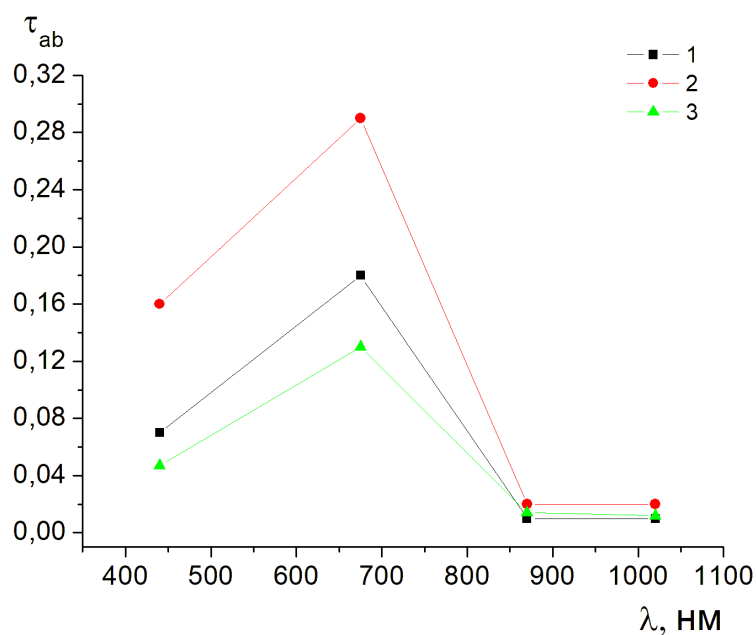


Рисунок 4 – Аэрозольная оптическая толщина поглощения дымового аэрозоля по данным мониторинга на станции AERONET IASBS (обозначены на рис. 3)

Авторы доклада благодарят команду AERONET за возможность использовать данные мониторинга.

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

1. Горчаков Г. И., Даценко О. И., Копейкин В. М., Карпов А. В., Гуцин Р. А., Горчакова И. А., Мирсаитов С. Ф., Пономарева Т. Я. Пыльная мгла на Северо-Китайской равнине // Оптика атмосферы и океана. 2021. Т. 34. № 12. С. 948–955.

2. Gillette D.A., Blifford I.H., Fryrear D.W. The Influence of Wind Velocity on the Size Distributions of Aerosols Generated by the Wind Erosion of Soils // J. Geophys. Res. V. 79. P. 4068-4075.

3. Горчаков Г.И., Копров Б.М., Шукуров К.А. Влияние ветра на вынос аэрозоля с подстилающей поверхности // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2004. Т. 40. № 6. С. 759-775.

АНАЛИЗ ВОЗМОЖНОСТЕЙ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ ВЕРТИКАЛЬНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ АТМОСФЕРНОГО ОЗОНА ПО СПЕКТРАЛЬНЫМ ИЗМЕРЕНИЯМ УХОДЯЩЕГО ИК ИЗЛУЧЕНИЯ АТМОСФЕРЫ ПРИБОРОМ ИКФС-2

Акишина С.В., Поляков А.В., Виролайнен Я.А.

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

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

Спектры уходящего теплового излучения, измеренные спектрометром ИКФС-2 на борту спутника "Метеор-М" №2, содержат информацию об атмосферном содержании озона. Для изучения информативности спектров относительно вертикальных профилей озона построена ковариационная матрица вертикального распределения озона и кросс-ковариационная матрица между озоном и температурой. Для построения матриц использованы экспериментальные данные со станций озонзондирования атмосферы за годы работы прибора на спутнике. В работе приводится анализ осредняющих ядер обратной задачи и оценки числа степеней свободы (DOFS), характеризующие информативность уходящего ИК излучения. Расчеты выполнены для различных средноклиматических профилей температуры.

Введение. Участие озона в ряде важных атмосферных процессов потребовало создание глобальной системы его мониторинга. Информацию о содержании озона в атмосфере содержат спектры уходящего теплового излучения, измеряемые прибором ИКФС-2, который расположен на борту российского метеорологического спутника «Метеор-М» №2. Спектральное разрешение спектров ИКФС-2 без аподизации составляет 0.4 см^{-1} , спектральный диапазон: $660\text{--}2000 \text{ см}^{-1}$ [1]. В работе получены оценки информативности и относительной погрешности измерений относительно вертикального распределения озона, основываясь на статистике данных озонзондирования атмосферы, собранных за период с 2015 по 2022 годы (время работы аппарата ИКФС-2 на орбите).

Описание методики. Число независимых компонент профиля озона характеризует информативность спектров уходящего теплового излучения и соответствует числу степеней свободы DOFS (Degrees Of Freedom for Signal). Для определения DOFS необходимо найти след матрицы осредняющих ядер задачи A :

$$A = (K^T S_\varepsilon^{-1} K + S_a^{-1})^{-1} K^T S_\varepsilon^{-1} K, \quad (1)$$

где S_a – ковариационная матрица озона, S_ε – ковариационная матрица ошибок измерения, K – матрица оператора прямой задачи [2]. Строки матрицы A показывают вклад вариаций содержания озона на различных высотных уровнях в результат на уровне, соответствующем рассматриваемой строке.

Для нахождения осредняющих ядер задачи построена ковариационная матрица S_a озона и кросс-ковариационная матрица озон-температура для случая одновременного получения профилей озона и температуры с учетом их взаимных корреляций. Нормированная ковариационная матрица представлена на Рисунке 1.

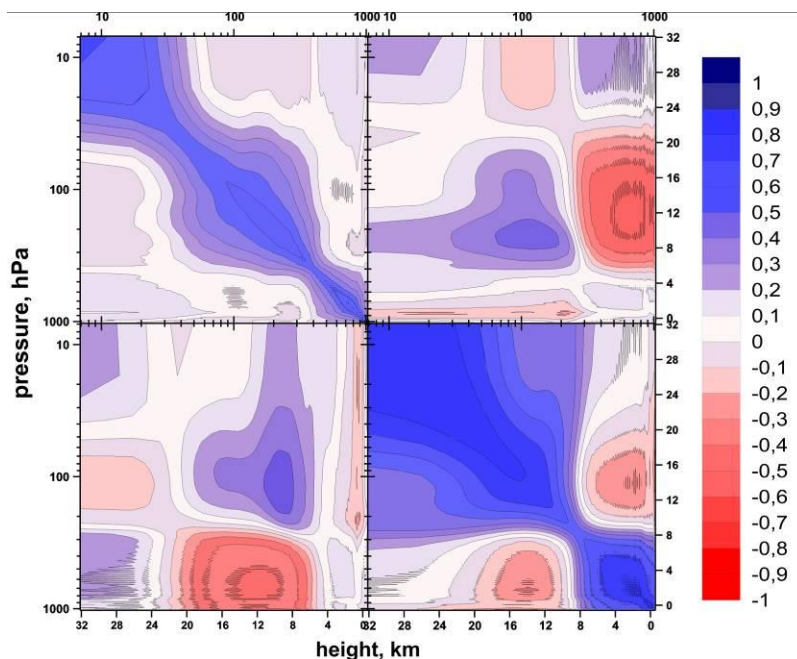


Рисунок 1 – Кросс-корреляционная матрица озона и температуры

С помощью известной модели переноса излучения LBLRTM (Line-By-Line Radiative Transfer Model) [3] рассчитана матрица производных уходящего теплового излучения K . Для дальнейшего анализа информативности спектров была рассмотрена только область $660\text{--}1210\text{ см}^{-1}$, представляющая собой наиболее информативный диапазон относительно числа независимых параметров атмосферы [4]. Для расчетов были рассмотрены измерения в условиях отсутствия облачности.

Ковариационная матрица погрешностей измерения S_ε была представлена диагональной матрицей с заданными значениями радиационного шума прибора ИКФС-2, который равен примерно $0.15\text{ мВт}/(\text{м}^2\text{ ср см}^{-1})$ [1].

Поскольку профиль температуры является основным фактором, влияющим на информативность уходящего теплового излучения относительно газового состава атмосферы, расчеты выполнены для различных среднеклиматических профилей температуры. Температура поверхности была определена согласно взятым профилям с поправкой +3 градуса.

Результаты. В Таблице 1 представлены результаты расчета DOFS. Расчеты произведены как с использованием отдельно ковариационной матрицы озона, так и с кросс-ковариационной матрицей озона и температуры. Из Таблицы 1 видно, что спектры ИКФС-2 наиболее информативны относительно вертикальных профилей для теплых моделей, где число степеней

свободы превышает значения 4 (тропики и лето всех широт). Это соответствует более резкому высотному градиенту профилей температуры.

Таблица 1. Число независимых компонент профиля озона (DOFS) для различных моделей температуры. Расчеты без учета и с учетом взаимных ковариаций озон-температура

	DOFS				
	Тропики	Средние широты		Субарктические широты	
		лето	зима	лето	зима
Без учета ковариаций	4.5	4.3	3.8	4.3	3.4
Учет ковариаций	4.2	4.0	3.4	3.9	3.0

На Рисунке 2 изображены осредняющие ядра обратной задачи для моделей лета и зимы средних широт. Видно, что вертикальное разрешение метода составляет около 10 км в тропосфере и увеличивается до 15 км и более в стратосфере.

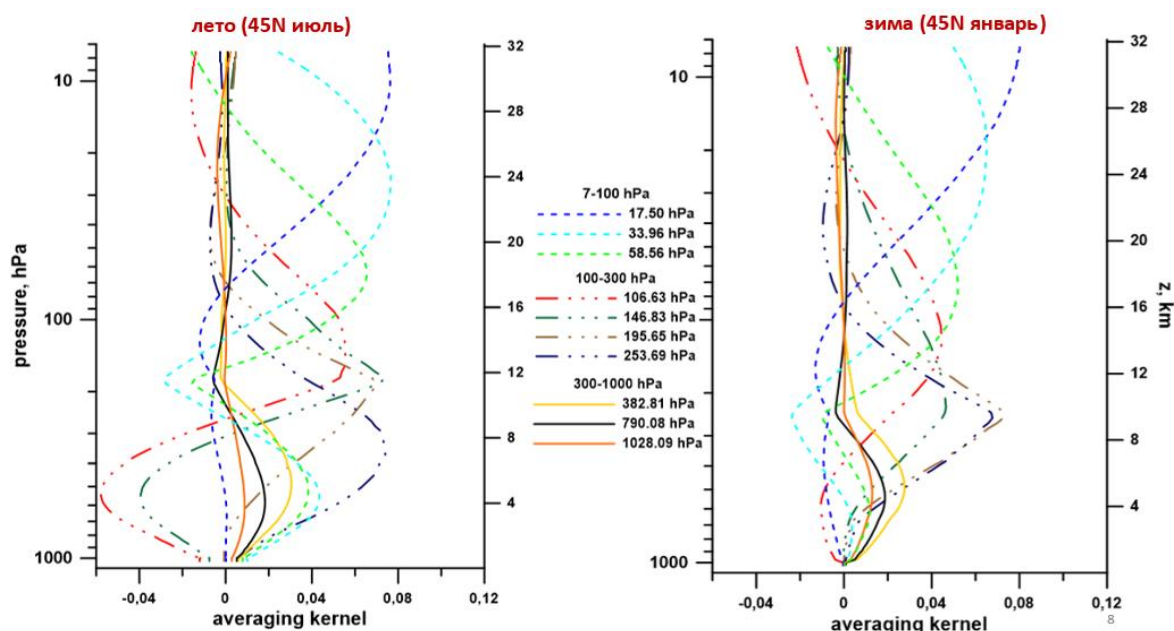


Рисунок 2 – Осредняющие ядра некоторых высотных уруней для среднеклиматических моделей температуры лета и зимы средних широт

Оценки относительных погрешностей определения содержания озона в выделенных по числу степеней свободы слоях показали, что учет взаимных ковариаций озона и температуры позволяет уменьшить погрешность на 0.5–2.5%, в зависимости от атмосферного слоя и профиля температуры.

Заключение. В работе показана возможность определения элементов вертикального распределения озона из спектров уходящего теплового излучения спутникового прибора ИКФС-2. На основе полученных ковариационных матриц и рассчитанных производных уходящего теплового излучения рассчитаны осредняющие ядра обратной задачи, получены

оценки DOFS относительно сглаженного профиля озона. Максимум информативности ($\text{DOFS} > 4$) приходится на тропики и лето всех широт. Минимальное число степеней свободы наблюдается для зимы средних и субарктических широт (3.0–3.8).

Одновременное восстановление содержания озона и температуры, с учетом их взаимных ковариаций, позволяет уменьшить погрешность определения содержания озона.

Работа выполнена при поддержке СПбГУ, номер проекта 116234986.

1. *Timofeyev Y.M., Uspensky A.B., Zavelevich F.S., Polyakov A.V., Virolainen Y.A., Rublev A.N., Kukharsky A.V., Kiseleva J.V., Kozlov D.A., Kozlov I.A., Nikulin A.G., Pyatkin V.P., Rusin E.V.* Hyperspectral infrared atmospheric sounder IKFS-2 on “Meteor-M” No. 2 – Four years in orbit // *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*. 2019. V. 238. P. 106579.

2. *Rodgers C.D.* Inverse Methods for Atmospheric Sounding: Theory and Practice, in: Series on Atmospheric, Oceanic and Planetary Physics: Volume 2, World Scientific Publishing, Singapore, 2000. 238 pp.

3. *Clough S.A., Shephard M.W., Mlawer E.J., Delamere J.S., Iacono M.J., Cady-Pereira K., Boukabara S., Brown P.D.* Atmospheric radiative transfer modeling: a summary of the AER codes // *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*. 2005. V. 91. P. 233–244.

4. *Виролайнен Я.А., Тимофеев Ю.М., Поляков А.В., Успенский А.Б.* Оптимальная параметризация спектров уходящего теплового излучения на примере данных спутникового ИК-зондировщика ИКФС-2 // *Оптика атмосферы и океана*. 2010. Т. 23. № 02. С. 143–148.

СЕЗОННЫЕ ОСОБЕННОСТИ И ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ИЗМЕНЧИВОСТИ ЭЛЕМЕНТНОГО СОСТАВА ПРИЗЕМНОГО АЭРОЗОЛЯ В МОСКВЕ И ПРИГОРОДЕ

Виноградова А.А.¹, Антонова В.А.¹, Губанова Д.П.¹, Таловская А.В.²

¹Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, г. Москва, Россия

²Национальный исследовательский Томский политехнический университет, г. Томск, Россия
e-mail: anvinograd@yandex.ru, antonovavm23@mail.ru, gubanova@ifaran.ru, talovskaj@yandex.ru

Обсуждаются результаты анализа и сравнения элементного состава аэрозоля в приземном слое атмосферы в Москве и вблизи г. Звенигорода (Московская обл.) зимой и летом 2021 года. Изучалась массовая концентрация 33 элементов терригенного и нетерригенного происхождения глобального и локального распространения, а также распределение элементов по размерам аэрозольных частиц. Выявлен ряд качественных и количественных различий состава аэрозоля в городе и пригороде в контрастные сезоны зимой и летом. Применялись различные методы статистического анализа при сопоставлении с метеорологическими параметрами. Оценены величины скорости изменения концентрации элементов при возрастании относительной влажности/давления в приземном воздухе в условиях города и сельской местности.

Элементный состав атмосферного аэрозоля содержит информацию об источниках аэрозоля (природных и антропогенных, локальных и удаленных), об эффективности и механизмах стока различных составляющих аэрозоля из атмосферы и о роли этих процессов в изменении состава аэрозоля в течение года при разных метеоусловиях. Сравнение элементного состава приземного аэрозоля в воздухе города и пригорода показывает степень влияния антропогенных городских источников на состав воздуха, которым дышит человек, на состав тех осадков, которые выпадают в почву и в водные объекты, а затем поступают в пищевые цепочки экосистем.

В настоящей работе обсуждаются результаты сравнения типичного элементного состава атмосферного аэрозоля Москвы и пригорода для контрастных сезонов зима и лето. Самые сильные искажения типичного состава приземного аэрозоля вызывают эпизоды дальнего атмосферного переноса воздушных масс, содержащих аэрозоли горения или пылевой аэрозоль в Московскую область из других регионов [1], а также местные локальные источники аэрозольного загрязнения [2].

Рассматриваются данные об элементном составе аэрозольных частиц в приземном слое атмосферы, полученные в 2020 и 2021 гг. в рамках комплексного аэрозольного эксперимента, проводимого Институтом физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН (ИФА РАН) в двух пунктах наблюдений: в центре столичного мегаполиса (пункт ИФА РАН) и пригороде, на Звенигородской научной станции ИФА РАН (пункт ЗНС). Подробно условия, методы и

средства экспериментальных исследований физико-химических характеристик приземного аэрозоля в ИФА РАН описаны в [1, 3].

Сезонная и межгодовая изменчивость метеорологических и синоптических процессов, влияющих на состав приземного аэрозоля, затрудняет формирование однородных массивов данных для параллельного статистического анализа элементного состава. Для данного исследования выбраны сезоны, наименее подвергшиеся адвекции загрязнений, приносимых воздушными массами из других регионов, а также поступающих от ближних локальных источников: для ЗНС – все 4 сезона 2021 года, для ИФА – 3 сезона (зима, весна и осень) 2021 года и лето 2020 года.

Вся работа построена на анализе величин концентрации 33 элементов, выбранных по степени надежности полученных значений их концентрации и с учетом известной геохимической классификации, включающих элементы глобального распространения (ЭГР), терригенные, антропогенные элементы, металлы и металлоиды [4]. Считаем, что основными процессами формирования приземного аэрозоля являются: эмиссия транспорта, промышленных предприятий, объектов городской инфраструктуры и жизнеобеспечения, ветровое и транспортное поднятие частичек пыли и почвы с поверхности, а также осаждение на поверхность (включая крыши наземных построек, растения и др.) и адвекция воздушными массами от пунктов наблюдений. Важную роль в накоплении аэрозолей в приземном воздухе играют явления НМУ (неблагоприятные метеорологические условия) – совокупность повышенного давления (антициклон), слабого ветра или штиля, низкой влажности и отсутствия осадков [5].

Погода в городе и пригороде характеризовалась схожими условиями и зимой, и летом, только температура воздуха в городе была на 2-4 градуса выше, чем в пригороде (городской остров тепла [6]). Лето 2021 года в центре Европейской части России было аномально сухим и жарким. В табл. 1 приведены метеорологические данные для Москвы (в среднем за дни отбора проб для элементного анализа) [<http://rp5.ru>, <http://www.pogodaiklimat.ru/archive.php>].

Средние концентрации различных химических элементов в аэрозоле отличаются на порядки, что затрудняет сопоставление их изменчивости, поэтому на рис. 1 показаны соответствующие значения отношения величин концентрации каждого элемента.

В обработку статистическими методами были включены значения концентрации 33 химических элементов, а также мелкодисперсных $PM_{2.5}$ (<2.5 мкм) и грубодисперсных $PM_{10-2.5}$ (от 2.5 до 10 мкм) аэрозольных частиц в рассматриваемые сезоны. Результаты качественного сравнения величин концентрации элементов в 2021 году (рис. 1) позволили установить: 1) как в городе, так и в пригороде концентрация терригенных элементов и частиц $PM_{10-2.5}$ примерно в 3

раза больше летом, чем зимой; 2) в городе и пригороде зимой концентрации одних и тех же элементов Na, K, Cs, Ni, Hf и частиц $PM_{10-2.5}$ примерно одинаковы; 3) в пригороде концентрация частиц $PM_{2.5}$ примерно одинакова зимой и летом; 4) в пригороде зимние значения концентрации элементов Na, Cd, As, Pb, Se, Hg более чем в 2 раза превосходят соответствующие летние; 5) зимой концентрация Zn и Cd меньше в городе, чем в пригороде, а Ca и Sr – больше (в 3 раза и более), а также и всех остальных элементов (в 1.5-2 раза).

Таблица 1. Метеорологические параметры в Москве в рассматриваемые сезоны

Метеорологические параметры	2021 г.		Лето 2020 г.
	Зима	Лето	
Атмосферное давление, р, мм. рт. ст.	747	749	748
Температура воздуха, t, °C	-8.0	24.1	20.3
Температура воздуха (норма), t, °C	-6.2	19.7	19.7
Относительная влажность воздуха, U, %	80	53	63
Скорость ветра, WS, м/с	1.3	1.1	1.0
Осадки, мм/сут	1.6	1.3	2.0
Осадки (норма), мм/сут	1.8	2.8	2.8

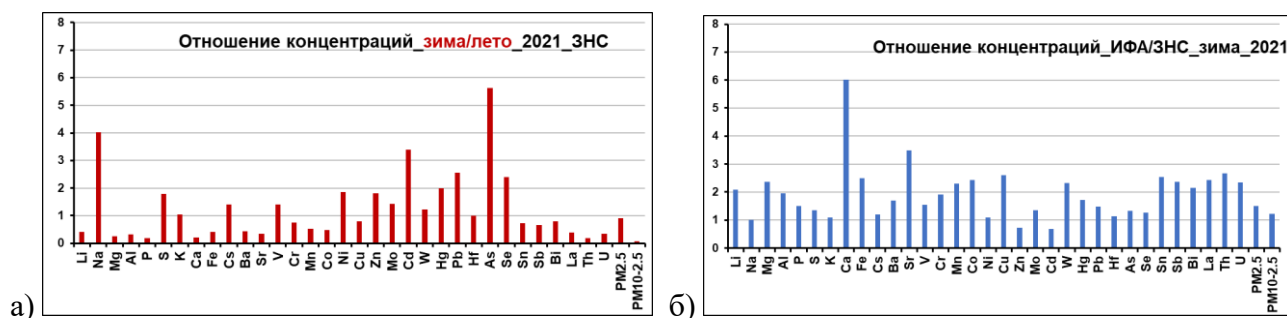


Рисунок 1 – Отношение концентраций рассматриваемых элементов, $PM_{2.5}$ и $PM_{10-2.5}$ в приземном аэрозоле: а – зима/лето 2021 года на ЗНС; б – ИФА/ЗНС зимой 2021 года

Размер аэрозолей – один из физических параметров, который сильно влияет на скорость осаждения частиц на поверхность, т.е. на основной процесс очищения приземной атмосферы. На рис. 2 схематически показаны распределения изучаемых в данной работе химических элементов по двум размерным фракциям аэрозолей. Круглый год терригенные элементы (Li, Al, Fe, Ca, Mg, Th, La) переносятся в воздухе на более крупных частицах, а антропогенные (Cd, As, Sb, Bi), ряд металлов (Cr, Ni, Zn) и ЭГР (S, Se) – на более мелких. Некоторые элементы меняют размер аэрозольных частиц от зимы к лету (P, K, Mn), когда, по-видимому, меняются и их основные источники (антропогенные и терригенные). Ряд элементов (Na, Co, Mo, W, Pb, Sn, U) в один и тот же сезон в городе и пригороде сосредоточены на частицах разных размеров, что также может отражать их разные преимущественные источники в городе и пригороде.

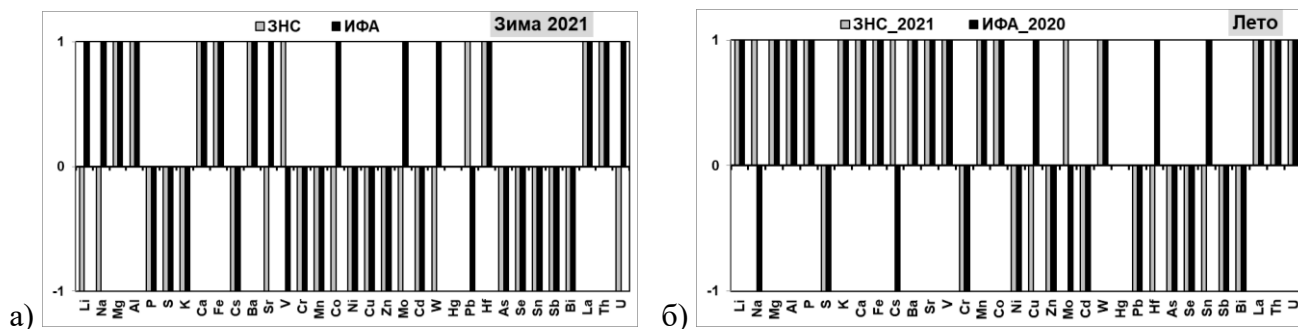


Рисунок 2 – Распределение химических элементов по размерам аэрозольных частиц в городе и пригороде: а – зима 2021; б – лето 2020 (ИФА) и 2021 (ЗНС). +1 – грубодисперсные (>2.5 мкм) и -1 – тонко- и среднедисперсные (<2.5 мкм) частицы

Статистический многофакторный анализ [7] рассматриваемых массивов концентрации элементов, частиц $PM_{2.5}$ и $PM_{10-2.5}$ и значений метеопараметров с учетом направления ветра показал следующие результаты. Зимой в городе, а летом и в городе, и в пригороде выявляются первые факторы (объясняющие 18-20% изменчивости данных), объединяющие терригенные и многие антропогенные элементы, связанные с транспортом и строительно-ремонтными работами, а также грубодисперсные частицы $PM_{10-2.5}$, основную массу которых составляют эти элементы. Для зимних данных на ЗНС выявить больше одного фактора не удалось из-за малой представительности данных. В остальных трех массивах проявился и второй фактор, объясняющий 7-10% изменчивости. Летом в городе и пригороде этот фактор достоверно (95%) с положительными коэффициентами включал В-СВ направления ветра и элементы, связанные с дорожным транспортом (Cd, Cu, Pb, Sb, Mo, Sn, Bi). Зимой в пригороде при ветре ЗСЗ-СЗ направлений и возрастании его скорости повышалась концентрация терригенных Li, Na, Mg, Al, Ca, Sr, Hf, Nh, U. Летом 2020 года в городе фактор 2 также включает в себя и ряд метеопараметров (давление, частоту штиля), указывающих на то, что синхронная изменчивость этих составляющих усиливалась эпизодами НМУ.

Изменения величин метеопараметров влияют на содержание различных элементов в приземном воздухе Москвы и пригорода. На рис. 3 для примера показаны зависимости концентрации нескольких элементов от давления и влажности воздуха. Там же приведены эмпирические уравнения этих связей и коэффициенты достоверности R^2 .

Для удобства сравнения скоростей изменения концентрации элемента C от величины метеопараметра удобно рассматривать скорость изменения относительной концентрации $\Delta C/C_{CP}$, где C_{CP} – средняя концентрация элемента за дни проведения наблюдений в конкретном сезоне. В табл. 2 приведены численные оценки такого показателя для наиболее значимых связей с давлением и влажностью воздуха для разных пунктов и сезонов.

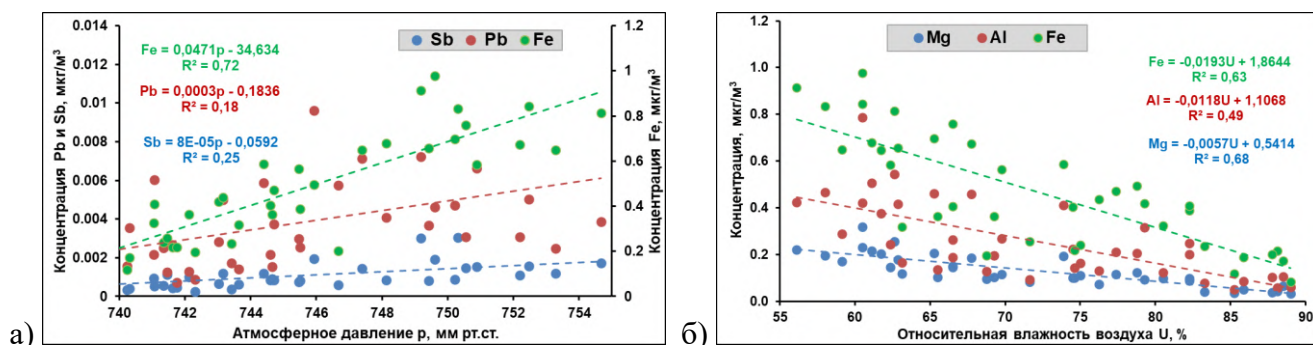


Рисунок 3 – Линейные связи величин концентрации ряда элементов и метеопараметров – давления (а) и влажности (б) – летом 2021 года на ЗНС

Таблица 2. Скорость изменения относительной концентрации $\Delta C/C_{CP}$ химических элементов при изменении давления p и относительной влажности U воздуха. Выделены шрифтом элементы с близкой скоростью в городе и в пригороде

Показатель	ЗИМА			ЛЕТО		
	Скорость	Город	Пригород	Скорость	Город	Пригород
		Химические элементы			Химические элементы	
Изменение давления: ($\Delta C/C_{CP}$)/ Δp , (мм рт.ст.) ⁻¹	0.045±0.009	Cr, Mn, Fe, Mg, Zn, Co, P, Bi, Th, Al, Li, K, Cu, As, PM _{2.5} , Na	Cr, W, Bi, Mn, Cd, Se, Li, K, Fe, Sr, Mg, Ca, PM _{10-2.5} , U, Ba, Al	0.038±0.010	Cs, K, Hg, Ba, Al, Cu, Hf, Fe, Se, Th, Sr, Mn, Ca, U, Mo, S, Li, Na, La, Sn, W	Ni, PM _{2.5} , PM _{10-2.5} , Cd
	0.068±0.010	Ca, Sb, Cd, W, Sr, Pb, La, PM _{10-2.5} , Se, U, Sn, Cd	Sn, Sb, Cu, PM _{2.5} , Co	0.071±0.011	Bi, Cd, V	Sr, Mn, Cu, Cr, Cs, W, Mo, Hg, Sb, Sn, Bi, Pb, As
	0.092±0.0002		Pb, La	0.111±0.009		La, Th, Al, Li, U, Ca, Co, V, Fe, Hf
Изменение влажности: ($\Delta C/C_{CP}$)/ ΔU (мм рт.ст.) ⁻¹	-0.037±0.015	W, Na, Th, Sr, Al, Ca, Mg	La, Cr, Sn, Mg, Na	-0.018±0.011	K, Mg, Sr, Cs, Hg, Al, V, Sb, Cd, PM _{2.5}	PM _{10-2.5} , Ni, Pb, Bi, Na, Cs
	0.031±0.007	Se, As, Pb, K, Zn	Li, Co, Al, K, Th, Se, V, Fe, As, Pb	-0.043±0.007		Sn, Mo, As, Mn, Sr, Ba, Cr, Hg, Fe, V, Cu, Sb, Mg, Co, Al, Li, Hf, Th, U, La, Ca, W
	0.058±0.008	PM _{2.5} , S, Cs	Hf, Mo, S, Cs, U			

Из табл. 2 видно, что повышение давления ведёт к повышению концентрации всех элементов, что, в какой-то степени, является просто следствием повышения плотности воздуха. Скорость этого процесса различна для разных элементов, но есть ряд элементов с близкими скоростями изменений в городе и пригороде. Процесс изменения концентрации частиц и отдельных элементов с повышением влажности воздуха определяется обводнением частиц с разной гигроскопичностью. Изменение концентрации элементов с влажностью зимой может быть разнонаправленным для разных элементов, как видно из табл. 2. В пригороде повышение влажности воздуха ведет к понижению содержания практически всех элементов, тогда как в

городе это касается только части элементов, в основном содержащихся на более мелких частицах. Видимо, мощный городской источник более крупных аэрозолей и соответствующих элементов противостоит влиянию влажности.

Это лишь небольшая часть материалов и выводов по теме данного исследования.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ, грант № 23-27-00063.

1. *Gubanova D.P., Vinogradova A.A., Iordanskii M.A., Skorokhod A.I.* Variability of Near-Surface Aerosol Composition in Moscow in 2020–2021: Episodes of Extreme Air Pollution of Different Genesis // *Atmosphere*. 2022. V. 13. № 4. P. 574–599.

2. *Губанова Д.П., Виноградова А.А., Скороход А.И., Иорданский М.А.* Аномальное аэрозольное загрязнение воздуха в Москве вблизи локального антропогенного источника в июле 2021 года // *Гидрометеорологические исследования и прогнозы*. 2021б. № 4. С. 133–147.

3. *Губанова Д.П., Виноградова А.А., Лезина Е.А., Иорданский М.А., Исаков А.А.* Условно фоновый уровень аэрозольного загрязнения приземного воздуха в Москве и пригороде: сезонные вариации // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2023. Т. 59. № 6. С. 754–773.

4. *Иванов В.В.* Экологическая геохимия элементов: Справочник в 6 кн. М.: Недра, 1994. Кн. 2: Главные р-элементы. 303 с.

5. *Кузнецова И.Н., Шальгина И.Ю., Нахаев М.И., Глазкова А.А., Захарова П.В., Лезина Е.А., Звягинцев А.М.* Неблагоприятные для качества воздуха метеорологические факторы // *Труды Гидрометеорологического научно-исследовательского центра Российской Федерации*. 2014. № 351. С. 154-172.

6. *Lokoshchenko M.A., Alekseeva L.I.* Influence of Meteorological Parameters on the Urban Heat Island in Moscow // *Atmosphere*. 2023. V. 14. Art. 507.

7. *Михальчук А.А., Язиков Е.Г.* Многомерный статистический анализ эколого-геохимических измерений. Часть II. Компьютерный практикум: учебное пособие. Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2015. 152 с.

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДИКИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ОБЩЕГО СОДЕРЖАНИЯ ОЗОНА ИЗ СПЕКТРАЛЬНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ ИКФС-2 В ПЕРИОД 2021–2022 ГГ.

Поляков А.В.¹, Крюковских Е.П.¹, Виrolайнен Я.А.¹, Неробелов Г.М.^{1,2,3}, Тимофеев Ю.М.¹

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

²СПб ФИЦ РАН – НИЦ экологической безопасности РАН, г. Санкт-Петербург, Россия

³Российский государственный гидрометеорологический университет,

г. Санкт-Петербург, Россия

e-mail: a.v.polyakov@spbu.ru, kriukovskikh1967@mail.ru, yana.virolainen@spbu.ru,

akulishe95@mail.ru, y.timofeev@spbu.ru

Методика определения общего содержания озона (ОСО) из спектров ИКФС-2, разработанная ранее для измерений с шириной полосы сканирования 1000 км, применена к измерениям 2021–2022 гг. с шириной полосы 1500 км. Показано, что незначительный рост различий между данными ИКФС-2 и результатами независимых измерений вызван увеличением диапазона измерения угла сканирования, но не расширением статистики изменчивости ОСО. После доработки методики для ширины полосы сканирования 1500 км среднеквадратичные отклонения разности с результатами наземных и спутниковых измерений не увеличились по сравнению с первыми 6 годами измерений, составив менее 3%. Показано хорошее качественное согласие данных ИКФС-2 и озонзондов, включая экстремальное уменьшение ОСО в высоких широтах обоих полушарий.

Введение. Жизненно важная роль стратосферного озона широко известна, как и актуальность мониторинга озона. Спутниковые дистанционные методы обеспечивают глобальный пространственный охват и непрерывность измерений. Непрерывно получать информацию об общем содержании озона (ОСО) в полярных областях позволяют только методы, основанные на измерении уходящего теплового излучения. Мы рассматриваем такой метод определения ОСО из спектров уходящего теплового ИК излучения, измеряемого прибором ИКФС-2 на борту космического аппарата (КА) «Метеор М» №2.

Методика и данные. В работах [1, 2] предложена, реализована и валидирована методика решения обратной задачи для получения ОСО из спектров, измеренных Фурье-спектрометром ИКФС-2 на КА Метеор-М №2 в 2015—2020 гг. Алгоритм основан на использовании метода искусственных нейронных сетей (ИНС), метода главных компонент (ГК) и результатов измерений прибора ОМІ на борту КА AURA [3]. Погрешность методики составляет менее 3%. В период до декабря 2020 измерения выполнялись с шириной полосы сканирования (ШПС) 1000 км, позднее ШПС была увеличена до 1500 км. В работе используется как оригинальная методика, так и ее модификация для лучшего соответствия полному периоду измерений 2015–2022 гг.

Входными параметрами ИНС являются зенитный угол спутника, доля года, широта и ГК спектра ИКФС-2. На основании оценок работы [4] используются ГК участка спектра 660–1210 см⁻¹, содержащего информацию о состоянии атмосферы и поверхности, и ГК участка спектра, содержащего полосу поглощения озона, 980–1080 см⁻¹. Для обучения ИНС создан набор пар спектральных измерений ИКФС-2 и данных об ОСО (см. [2, 4]).

Приборы ИКФС-2 устанавливаются на КА серии «Метеор-М» и выполняют измерения в спектральной области 660–2000 см⁻¹ с неаподизированным спектральным разрешением 0.5 см⁻¹. Данные для валидации измерений включают спутниковые (прибор TROPOMI на борту КА Sentinel5P [5]), наземные данные, представленные на сайте WOUDC [6], и данные озонозондирования.

Применение методики к 2021–2022 гг. Первоначально методика, разработанная на основе данных 2015–2020 гг., была применена для обработки спектров 2021–2022 гг. без каких-либо изменений. Результаты сопоставлены с данными ТРОПОМИ и данными наземной озонометрической сети [6] (приборы Добсона и Брюера, измерения по прямому Солнцу) - см. табл. 1. В табл. 1 также приведены результаты аналогичных сопоставлений для 2015–2020 и 2015–2022 гг. Строки 1–5 табл. 1 показывают результаты сравнений данных об ОСО, полученных по ИНС, обученной на измерениях периода 2015 –ноябрь 2020 гг., т.е. с ШПС 1000 км, а строки 1–6 – полученных для ИНС, обученной на данных измерений периода 2015–2022 гг., т.е. включая измерения с ШПС 1500 км.

Таблица 1. Результаты сравнения ОСО по данным ИКФС-2 с данными спутниковых и наземных измерений. Средние (СР) и стандартное отклонение разности измерений (СОР)

№	Период обучения ИНС (ширина полосы сканирования)	Период сравнения (ширина полосы сканирования)	Спутниковые измерения		Наземные измерения	
			СР, %	СОР, %	СР, %	СОР, %
1	2015-2020 (1000)	2015-2020 (1000)	-2.14	2.71	-0.35	2.78
2	2015-2020 (1000)	2015-2022 (1500)	-2.04	3.00	-0.22	2.83
3	2015-2020 (1000)	2021-2022 (1500)	-1.91	3.29	0.14	2.93
4	2015-2020 (1000)	2021-2022 (1000)	-2.61	2.88	0.89	2.52
5	2015-2020 (1000)	2021-2022 (1000-1500)	-0.57	3.60	-2.5	3.0
6	2015-2022 (1500)	2015-2022 (1500)	-2.22	2.73	-0.41	2.67
7	2015-2022 (1500)	2021-2022 (1500)	-2.36	2.82	-0.80	2.35
8	2015-2022 (1500)	2021-2022 (1000)	-2.52	2.77	0.21	2.28
9	2015-2022 (1500)	2021-2022 (1000-1500)	-2.05	2.88	-1.02	2.30
10	2015-2022 (1500)	2015-2020 (1500)	-2.09	2.64	-0.27	2.76

Из строки 2 можно видеть, что при добавлении измерений за последние два года средние разности (СР) незначительно уменьшились, а стандартные отклонения разностей (СОР) – увеличились для обоих типов сравнений. Причинами увеличения могут быть как а) увеличение

ШПС, так и б) Неадекватность статистики изменчивости озона за 6 лет ей же за 2021–2122 гг. Из строк 3–5 видно, что сравнение за последние два года измерений приводит к росту СОР до 3.29% (строка 3), в то время как сравнение только с данными внутри полосы шириной 1000 км за эти два года практически не изменяет СОР. Выделение измерений вне полосы 1000 км (строка 5) показывает существенный рост СОР: до 3.6% для спутниковых и 3.0% для наземных данных. Из этого можно заключить, что рост СОР вызван преимущественно увеличением ШПС. Строки 6–10 таблицы 1 показывают результаты сравнений, повторяющих строки 1–5, но для ИНС, обученной на всем объеме данных. «Новая» ИНС позволяет для всего 8-летнего периода измерений получить рассогласования не хуже, чем для первых 6 лет, не ухудшая результатов за первые 6 лет относительно «старой» ИНС.

Сопоставление с данными озонозондирования. Данные наземных, а также спутниковых (OMI и Tropomi) измерений в период полярной ночи отсутствуют, а при малой высоте Солнца их погрешности могут возрастать. Данные озонозондирования в то же время поступают с постоянной периодичностью, и сравнение с ними дает новые результаты. Для сопоставлений использовались 6 станций, расположенных севернее 70°с.ш. и станция SouthPole. Для сравнений отбирались измерения ОСО ИКФС-2 в круге с центром с координатами станции радиусом 70 км, рассчитывались их среднедневные значения.

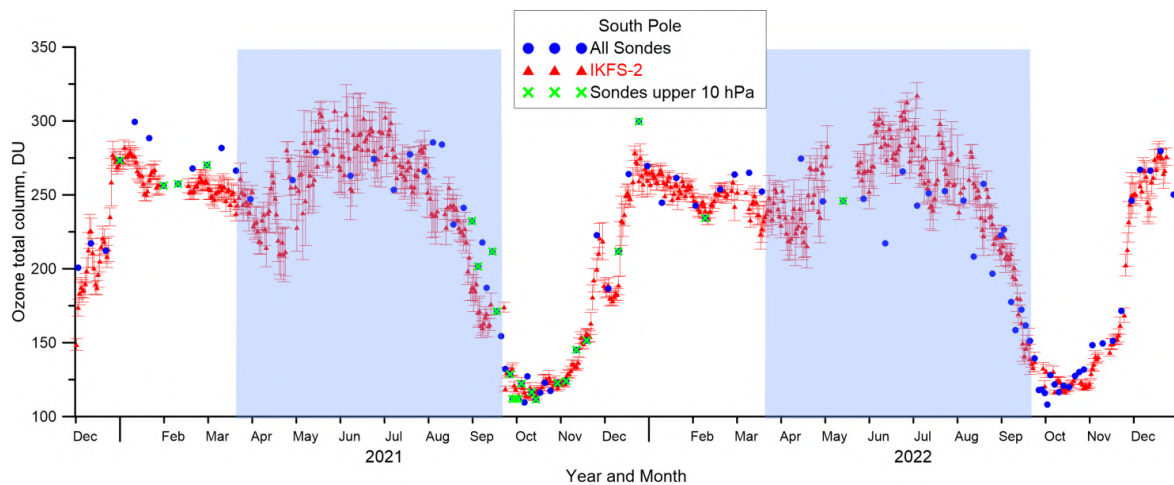


Рисунок 1 – ОСО по данным станции South Pole и среднесуточные ОСО по данным ИКФС-2 в круге радиусом 200км. Вертикальные красные линии показывают стандартное отклонение в течение суток. Цветом выделены периоды полярной ночи

Даже для ШПС 1500 км круг радиусом около 150 км вокруг Южного полюса не доступен для измерений, поэтому для сопоставлений с данными этой станции использовались данные ИКФС-2 в круге радиусом 200 км. Данные об ОСО поставляются станциями озонозондирования. Из-за разрыва баллона верхняя граница измеренного профиля (ВГП)

изменяется, и точность расчета ОСО улучшается с достижением профилем максимальной высоты ВГП. Поэтому на рис. 1 выделены данные для измерений с ВГП выше 10 гПа.

Сравнение данных ИКФС-2 и ОСО по данным высокоширотных станций озонзондирования показало, что СР изменяется от -1.6 до 3%, а СОР от 7.2 до 10.8%, что согласуется с погрешностями озонзондирования.

Заключение. Показано, что после переобучения на данных с шириной полосы сканирования 1500 км методика определения ОСО из спектров ИКФС-2 применима без потери точности ко всем имеющимся измерениям ИКФС-2. Также показано удовлетворительное качественное соответствие между величинами ОСО ИКФС-2 и данными озонзондирования.

Гомогенизированные данные озонзондирования предоставлены рабочей группой HEGIFTOM в рамках проекта TOAR-II, данные доступны на сайте [7]. Данные наземных измерений получены с сайта WOUDC [6], doi:10.14287/10000003, данные ОМІ и Tropomi получены с сайта [8].

Исследование выполнено при поддержке СПбГУ (номер Проекта 116234986).

1. Polyakov A., Virolainen Y., Nerobelov G., Timofeyev Y., Solomatnikova A. Total ozone measurements using IKFS-2 spectrometer aboard Meteor-M N2 satellite in 2019–2020 // International Journal of Remote Sensing, 2021. V. 42. № 22. P. 8709–8733.

2. Polyakov A., Virolainen Y., Nerobelov G., Kozlov D., Timofeyev Y. Six Years of IKFS-2 Global Ozone Total Column Measurements // Remote Sens. 2023. V. 15. N 9. Art. 2481.

3. McPeters R.D., Frith S., Labow G.J. OMI Total Column Ozone: Extending the Long-Term Data Record // Atmospheric Measurement Techniques. 2015. V. 8. № 11. P. 4845–4850.

4. Garkusha A.S., Polyakov A.V., Timofeev Y.M., Virolainen Y.A. Determination of the total ozone content from data of satellite IR Fourier-spectrometer // Izv. Atmos. Ocean. Phys. 2017. V. 53. P. 433–440.

5. Veeffkind J.P., Aben I., McMullan K., Förster H., De Vries J., Otter G., Claas J., Eskes H.J., De Haan J.F., Kleipool Q. et al. TROPOMI on the ESA Sentinel-5 Precursor: A GMES Mission for Global Observations of the Atmospheric Composition for Climate, Air Quality and Ozone Layer Applications // Remote Sens. Environ. 2012. V. 120. P. 70–83.

6. WMO/GAW Ozone Monitoring Community, World Meteorological Organization-Global Atmosphere Watch Program (WMO-GAW)/World Ozone and Ultraviolet Radiation Data Centre (WOUDC) Total Ozone - Hourly Observations. Retrieved March 17, 2024, from <https://woudc.org>. A list of all contributors is available on the website. doi:10.14287/10000001.

7. База данных озонзондирования. [Электронный ресурс]. URL: <https://hegiftom.meteo.be/> (дата обращения 03.02.2024).

8. База данных спутниковых измерений озона. [Электронный ресурс]. URL: <https://disc.gsfc.nasa.gov/> (дата обращения 03.03.2024).

РЕЗУЛЬТАТЫ ЛИДАРНЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ ПО ИЗУЧЕНИЮ ВОЛНОВЫХ И ТУРБУЛЕНТНЫХ СТРУКТУР В УСТОЙЧИВОМ ПОГРАНИЧНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ

Банах В.А., Гордеев В.Е., Смалихо И.Н., Сухарев А.А., Фалиц А.В., Шерстобитов А.М.

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

e-mail: banakh@iao.ru, gordeev@iao.ru, smalikh@iao.ru, sukharev@iao.ru, falits@iao.ru,

shrarm@iao.ru

Представлены результаты экспериментов по исследованию внутренних гравитационных волн (ВГВ) и ветровой турбулентности в термически устойчивом пограничном слое атмосферы с использованием импульсных когерентных доплеровских лидаров (ИКДЛ) Stream Line и ЛРВ. Показано, что из измерений ИКДЛ, разнесенных на расстояние от 1 до 6 км, можно определять временной сдвиг моментов прохождения передним фронтом ВГВ через вертикальные плоскости нахождения лидаров. Статистический анализ 880 лидарных оценок спектральной плотности скорости ветра показал, что из-за ВГВ зависимость спектра от частоты становится степенной с показателем степени, в среднем равным -3.

В докладе представлены результаты анализа экспериментальных данных, полученных в экспериментах по исследованию высотно временных распределений скорости ветра, турбулентности, внутренних гравитационных волн (ВГВ) и взаимодействия волновых и турбулентных структур в устойчиво стратифицированном пограничном слое атмосферы (ПСА). Долговременные эксперименты проводились с использованием импульсных когерентных доплеровских лидаров (ИКДЛ) Stream Line и ЛРВ в двух регионах: 1) на территориях Базового экспериментального комплекса (БЭК) ИОА СО РАН и Академгородка (Томск) и 2) в прибрежной зоне озера Байкал вблизи поселков Листвянка, Танхой, Порт Байкал и Горы (Иркутская область и республика Бурятия).

Одной из задач проведенных экспериментов является изучение возможностей получения информации о скорости и направлении распространения ВГВ из лидарных измерений. Так как для этого необходимо, как минимум, три ИКДЛ, разнесенных на определенные расстояния друг от друга по горизонтали, а у нас имелись в распоряжении только два лидара: Stream Line и ЛРВ, мы рассмотрели возможность определения временного сдвига T_L моментов прохождения передним фронтом ВГВ через вертикальные плоскости нахождения лидаров (если бы гравитационная волна распространялась вдоль линии, соединяющей точки нахождения лидаров, без учета ветра легко определить скорости распространения ВГВ, как $C_v = L/T_L$, где L - расстояние между лидарами). Для получения информации о скорости и направлении ветра, ВГВ и ветровой турбулентности нами была использована геометрия лидарных измерений, предложенная в [1]. При этом задавались различные расстояния между лидарами. Так, в

экспериментах в Томске $L \approx 3$ км (Академгородок - БЭЖ ИОА СО РАН) и в прибрежной зоне озера Байкал $L \approx 1$ км (п. Торы), $L \approx 6$ км (п. Порт Байкал - п. Листвянка) и $L \approx 36$ км (п. Листвянка - п. Танхой).

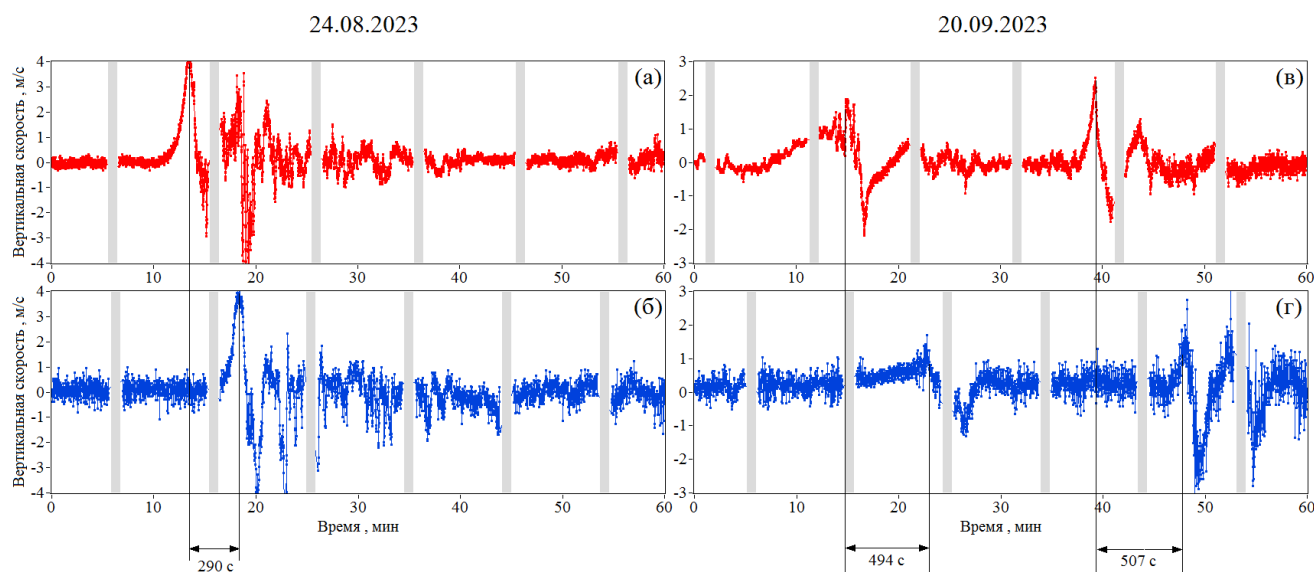


Рисунок 1 – Временные ходы вертикальной скорости ветра на высоте 350 м, полученные из измерений лидаром Stream Line в томском Академгородке (красные кривые) и лидаром ЛРВ на БЭЖе ИОА СО РАН (синие кривые), начиная с 22:30 24.08.2023 (а, б) и с 19:30 местного времени 20.09.2023 (в, г)

На рис. 1 приведены два примера временных ходов вертикальной компоненты вектора скорости ветра во время прохождения ВГВ. Видно, что начальная амплитуда волны может достигать 4 м/с. По положению максимумов представленных на рисунке красной и синей кривых мы определяли временные сдвиги Δt . Так из измерений 24.08.2023 мы получили $T_L = 290$ с. В предположении, что гравитационная волна распространялась вдоль линии, соединяющей точки положения лидаров, оценка ее скорости $C_v = 11$ м/с, что сопоставимо со скоростью ветра. При этом длина ВГВ $\lambda_v = C_v T_v = 2,3$ км, где период волны $T_v = 3,5$ мин был определен из данных рис.1(б) (в пределах первого цуга волны). Как видно на рис.1(в, г), 20-го сентября в течение часа два раза возникла ВГВ. В первом и втором случае сдвиг T_L равен 494 с и 507 с соответственно. Оценки скорости распространения ВГВ C_v составляют около 9 м/с, а длина волны $\lambda_v \approx 2,4$ км.

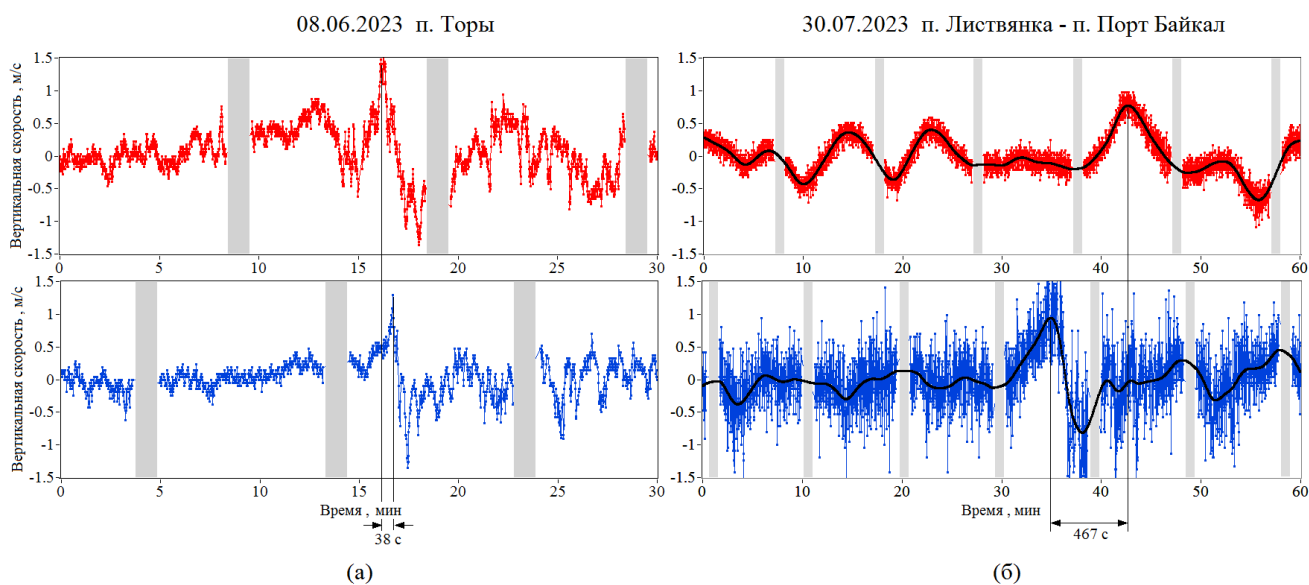


Рисунок 2 – Временные ходы вертикальной скорости ветра на высоте 250 м (а) и 350 м (б), полученные из измерений лидаром Stream Line (красные кривые) и лидаром ЛРВ (синие кривые), начиная с 20:45 08.06.2023 в п. Горы (а) и с 19:30 местного времени 30.07.2023 в п. Листвянка и Порт Байкал (б)

На рис. 2 приведены примеры временных ходов вертикальной скорости ветра, полученных из лидарных измерений в п. Горы ($L \approx 1$ км) и п. Листвянка и Порт Байкал ($L \approx 6$ км), при наличии ВГВ в ПСА. При $L \approx 1$ км возможно определение временного сдвига T_L (38 с), но предположение о совпадении направления распространения ВГВ с линией, соединяющей точки положения лидаров Stream Line и ЛРВ, в случае эксперимента в п. Горы приводит к существенному завышению оценки скорости распространения ВГВ (превышение C_v скорости ветра более, чем в 3 раза). Из данных рис.2(б), путем применения процедуры сглаживания, была получена оценка для временного сдвига $T_L = 467$ с. При этом имеем следующие оценки: $C_v = 13,4$ м/с, $T_v = 6,5$ мин и $\lambda_v = 5,2$ км.

Из данных эксперимента, в котором расстояние между лидарами составило около 36 км (лидар Stream Line был установлен в п. Танхой, а лидар ЛРВ - в п. Листвянка), не удалось определить временной сдвиг T_L . По-видимому, это связано с тем, при прохождении гравитационной волны такого большого расстояния (над Байкалом) она успевает полностью затухнуть. Действительно, если скорость распространения ВГВ равна, например, 10 м/с, то передний фронт волны достиг бы противоположного берега через 1 час. Как показывает практика, продолжительность непрерывного наблюдения ВГВ редко превышает 1 час.

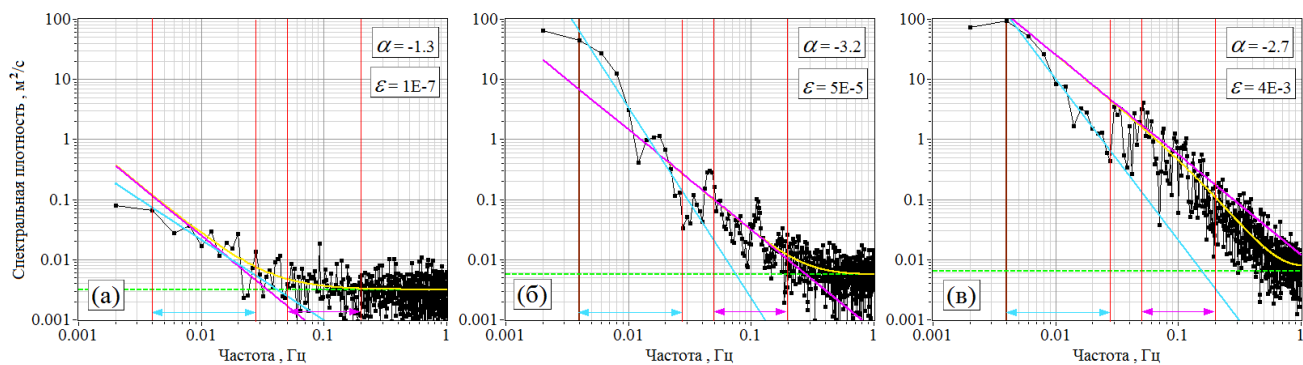


Рисунок 3 – Спектральные плотности вертикальной скорости ветра (черные кривые), полученные из лидарных измерений 24 августа 2023 года в промежутки времени 21:57 - 22:28 (а), 22:17 - 22:48 (б) и 22:37 - 23:08 (в) местного времени на высоте 440 м. Обозначения на рисунке, такие же как и в [2]. Значения скорости диссипации ε даны в $\text{м}^2/\text{с}^3$ ($x\text{E}-y \equiv x \cdot 10^{-y}$)

Рис. 3(б, в) иллюстрирует изменения спектральной плотности вертикальной скорости ветра $S(f)$ после возникновения ВГВ. Видно, что гравитационная волна вызывает увеличение спектральной плотности на низких частотах на 3 порядка. Со временем, в следствие турбулентно волнового взаимодействия, т.е. передачи части энергии ВГВ турбулентным пульсациям ветра, происходит значительное увеличение спектральной плотности на частотах инерционного интервала турбулентности. На это указывают приведенные на рис.3 значения скорости диссипации турбулентной энергии ε . Здесь также приведены значения показателя степени α , определяемые предложенным в [2] методом из измеренных лидаром $S(f)$ в пределах частотных интервалов, указанных на рис.3 голубыми стрелками. Статистический анализ 880 лидарных оценок спектральной плотности скорости ветра, полученных из измерений в 2023 году показал, что из-за ВГВ зависимость спектральной плотности от частоты становится степенной с показателем степени α , в среднем равным -3, что подтверждает полученные ранее результаты [2].

Работа выполнена по проекту Российского научного фонда № 24-17-00179.

1. Banakh V.A., Smalikhо I.N., Falits A.V., Sherstobitov A.M. Estimating the parameters of wind turbulence from spectra of radial velocity measured by a pulsed Doppler lidar // Remote Sensing. 2021. V. 13. 2071.

2. Смалихо И.Н., Банах В.А., Шерстобитов А.М. Влияние внутренней гравитационной волны на форму кривой для спектральной плотности вертикальной компоненты скорости ветра // Оптика атмосферы и океана. 2024. Т. 37. № 03. С. 244–253.

МЕТОДИКИ ИЗМЕРЕНИЯ АТМОСФЕРНОГО ОЗОНА С БОРТА КА «МЕТЕОР М» №2

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

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

²СПб ФИЦ РАН – НИЦ экологической безопасности РАН, г. Санкт-Петербург, Россия

³Российский государственный гидрометеорологический университет,

г. Санкт-Петербург, Россия

e-mail: a.v.polyakov@spbu.ru, kriukovskikh1967@mail.ru, y.virolainen@spbu.ru,

s.akishina@spbu.ru, akulishe95@mail.ru

Рассматриваются методики определения общего (ОСО) и тропосферного содержания озона (ТСО) из спектров уходящего теплового инфракрасного излучения, основанные на методах искусственных нейронных сетей и главных компонент. Методики валидированы на основе сопоставления с независимыми спутниковыми и наземными данными, результатами озонозондирования. Погрешность измерений ОСО составляет меньше 2% в тропической области, возрастая до 6-8 % в полярных областях в зимне-весенний период. Средние стандартные отклонения разностей ТСО составили около 3 е.Д. Средние разности зависят от высоты и географического расположения наземной станции, варьируя от +3 до -12 е.Д. Это соответствует результатам зарубежных авторов для близкого по характеристикам спутникового прибора IASI.

Введение. Озон жизненно важен для биосферы, озон в стратосфере защищает растительный и животный мир (в том числе, человека) от губительного УФ излучения Солнца. Вместе с тем, озон, находящийся в тропосфере, является загрязнителем и парниковым газом. Мониторинг озона в период его постепенного восстановления после принятия Монреальского протокола и расширяющих его соглашений актуален, особенно в полярных областях, где в период полярной ночи невозможно применение методов, основанных на использовании излучения Солнца (напр. спутниковые приборы OMI [1], Tropomi, и наземные спектрофотометры Брюера, Добсона, Фурье-спектрометры).

Для наблюдения как общего содержания озона (ОСО), как и тропосферного содержания озона (ТСО) в атмосфере только спутниковые дистанционные методы обеспечивают глобальные непрерывные измерения. Получить информацию об ОСО и ТСО в период полярной ночи позволяют методы, основанные на измерении уходящего теплового излучения атмосферы. Мы рассматриваем методы определения ОСО и ТСО из спектров уходящего теплового ИК излучения, измеряемого прибором ИКФС-2 [2] на борту космического аппарата (КА) «Метеор М» №2.

Метод и данные. Для решения обратных задач определения содержания атмосферных газов из спектров уходящего излучения применяются два основных подхода: методы,

опирающиеся на физико-математическую модель переноса излучения, и методы статистические, основанные на регрессионных подходах. Теория первого из них была хорошо развита в последние десятилетия [3]. Вторым подходом используется либо линейную регрессию, либо искусственные нейронные сети (ИНС). Регрессионный подход требует, в первую очередь, создания учебного набора данных (УНД), статистически адекватного области применения ИНС. При удачном построении УНД метод позволяет получить результаты не менее, а часто и более точные и достоверные, чем физико-математический подход. Этот подход мы и используем для определения как ОСО, так и ТСО.

В основе данной работы лежит методика, ранее представленная в работах [4, 5] для определения ОСО. Методика была разработана и провалидирована на основе измерений прибором ИКФС-2 на борту спутника «Метеор-М» №2 в 2015-2020 гг. с шириной полосы сканирования 1000 км, с декабря 2020 она была расширена до 1500 км. На рис. 1 показан один из спектров, измеренных прибором ИКФС-2. Как видно из рисунка, спектральная область измерений содержит полосу поглощения озона, несущую информацию об атмосферном озоне.

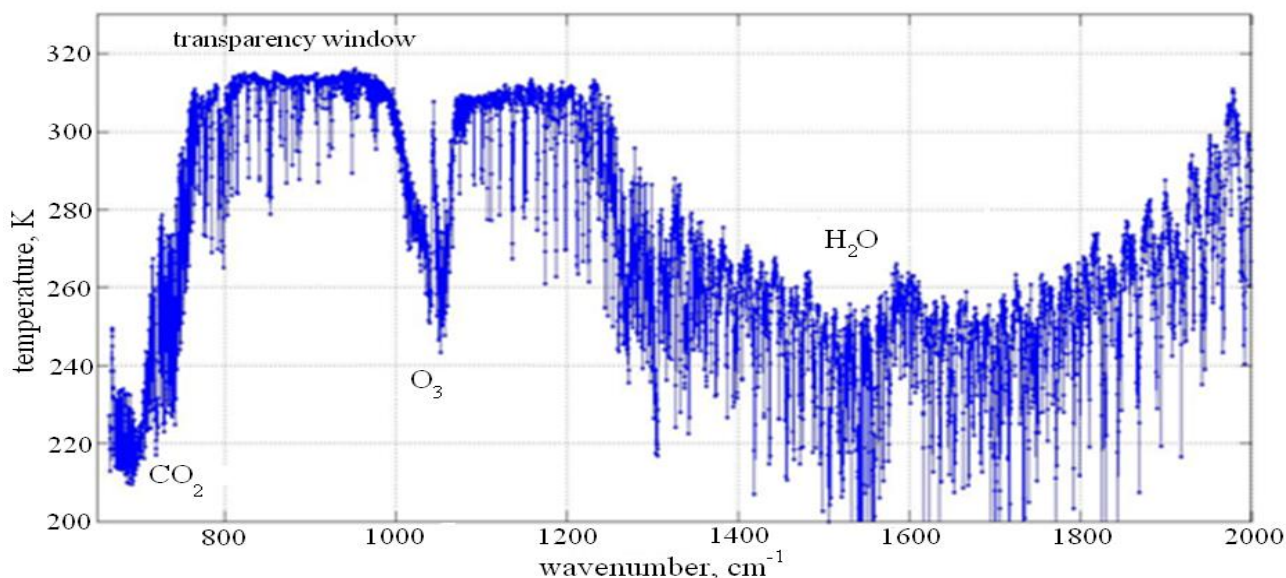


Рисунок 1 – Пример спектра уходящего излучения, зарегистрированного бортовым спектрометром ИКФС-2

Оба алгоритма для определения как ОСО, так и ТСО организованы сходным образом.

Опишем этапы построения оператора решения:

А. Подготовка данных для обучающих выборок

1. Подготовка спектральных измерений ИКФС-2:

1,7×10⁸ спектров с 2105 по ноябрь 2020 г., ширина полосы 1000 км.

6,3×10⁷ спектров с декабря 2020 по декабрь 2022 года, ширина полосы 1500 км.

2. Подготовка данных по содержанию озона, данных ОМІ для ОСО, данных озонозондов для ТСО.

3. Расчет среднего спектра, ковариационных матриц, эмпирических ортогональных функций.

Б. Построение обучающих выборок

1. Подбор пар измерений:

ОС – критерий 70 км, 5 часов, в результате подобрано 1.7×10^7 пар до декабря 2020 г., 3.0×10^6 пар после декабря 2020 г.

ТСО – критерий 200 км, 24 часа, в результате подобрано 7.1×10^4 пар в период 2015-2022 гг.

2. Расчет главных компонент (ГК) и сборка обучающей выборки

В. Обучение ИНС (минимизация ошибки аппроксимации)

Г. Тестирование различных структур ИНС, выбор оптимального варианта (разное количество различных видов ГК, количество нейронов скрытого слоя (НСС), включение широтно-сезонных параметров в предикторы)

Результаты – оптимизация ИНС

Методика определения ОСО была неоднократно описана, например, в статьях [4, 5]. Более подробно мы проанализировали оптимизацию ИНС для определения ТСО, поскольку ранее эта методика не рассматривалась. Для этого на первом этапе мы рассмотрели различные варианты УНД и включение в предикторы широты и сезона измерений и провели серию обучения ИНС, варьируя эти параметры. Анализ результатов позволил остановиться на варианте обучения: (1) по всем ситуациям, включая облачные, (2) набор предикторов включает помимо ГК спектров зенитный угол, широту и день года, (3) допустимы величины рассогласования в парах данных 200 км по пространству и 24 часа по времени. Далее мы оптимизировали структуру ИНС, выбрав на основе результатов серии расчетов оптимальное число ГК, входящих в набор предикторов, и число НСС, выполнив также серию обучения ИНС, варьируя эти параметры.

Взяв за основу вариант ИНС, использованный ранее при определении ОСО с 25 ГК всего спектра, 50 ГК полосы озона, 40 НСС в числе предикторов, мы выбрали для дальнейшей работы вариант ИНС с 35 ГК спектра и 55 НСС, не используя в отличие от методики для ОСО ГК спектра в полосе озона.

Применение методик. О применении методик рассказывается в докладах Полякова и др. «Применение методики определения ОСО из спектральных измерений ИКФС-2 в период 2021-2022 гг.» и Виролайнен и др. «Измерения тропосферного содержания озона спутниковым прибором ИКФС-2».

Исследование профинансировано грантом Российского научного фонда № 23-27-00166, <https://rscf.ru/project/23-27-00166/>., спектры ИКФС-2 предоставлены НИЦ «Планета».

1. *McPeters R.D., Frith S., Labow G.J.* OMI Total Column Ozone: Extending the Long-Term Data Record // Atmospheric Measurement Techniques. 2015. V. 8. № 11. P. 4845–4850.

2. *Golovin Y.M., Zavelevich F.S., Nikulin A.G., Kozlov D.A., Monakhov D.O., Kozlov I.A., Arkhipov S A., Tselikov V.A., Romanovskii A.S.* Spaceborne Infrared Fourier-Transform Spectrometers for Temperature and Humidity Sounding of the Earth's Atmosphere // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. 2014. V. 50. № 9. P. 1004–1015.

3. *Rodgers C.D.* Inverse methods for atmospheric sounding: Theory and Practice, Series on Atmospheric, Oceanic and Planetary Physics, V. 2. Singapore: World Scientific Publishing Co., 2000. P. 256.

4. *Garkusha A.S., Polyakov A.V., Timofeev Y.M., Virolainen Y.A.* Determination of the total ozone content from data of satellite IR Fourier-spectrometer // Izv. Atmos. Ocean. Phys. 2017. V. 53. P. 433–440.

5. *Polyakov A., Virolainen Y., Nerobelov G., Kozlov D., Timofeyev Y.* Six Years of IKFS-2 Global Ozone Total Column Measurements // Remote Sens. 2023. V. 15. № 9. 2481.

БИКУБИЧЕСКАЯ ИНТЕРПОЛЯЦИЯ ЦИФРОВОЙ ГОЛОГРАММЫ ДЛЯ УВЕЛИЧЕНИЯ РАЗРЕШЕНИЯ ВОССТАНОВЛЕННЫХ ИЗОБРАЖЕНИЙ

Давыдова А.Ю.

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

e-mail: starinshikova@mail.ru

В данной работе используется бикубическая интерполяция цифровой голограммы для увеличения разрешения изображений, восстановленных из такой обработанной голограммы, и представлены предварительные экспериментальные результаты ее применения.

Методы цифровой голографии являются перспективным инструментом для определения характеристик аэрозольных частиц [1], изучение которых важно для понимания роли аэрозолей в климатической системе [2]. Суть метода цифровой голографии [3,4] заключается в освещении исследуемых частиц когерентным светом и регистрации ПЗС- (или КМОП-) матрицей картины интерференции, возникающей в результате интерференции света, прошедшего мимо частиц (опорная волна), со светом, рассеянным на частицах (предметная волна). Полученная таким образом цифровая голограмма содержит в себе информацию обо всех частицах исследуемого объема. Путем численного расчета дифракционного интеграла из цифровой голограммы восстанавливаются изображения частиц [3,4], а последующая цифровая обработка изображений позволяет получить информацию о каждой частице [3-5].

Размер аэрозольных частиц составляет от 15 нм для частиц сажи и до >100 мкм для облачного льда и минеральной пыли [1]. Возможности цифровой голографии ограничиваются минимальным разрешаемым размером регистрируемых частиц. Разрешение изображений частиц, получаемых с помощью методов цифровой голографии, ограничено несколькими факторами. К таким факторам относятся:

- дифракция (соотношение таких параметров, как расстояние между частицами и матрицей, длина волны регистрирующего излучения),
- конфигурация оптической схемы (применение микрообъектива для формирования изображения или использование расходимости освещающего излучения),
- характеристики матрицы (размер пикселя и размер массива пикселей матрицы) [6].

Предыдущая работа [7] показала, что среди цифровых голографических устройств для исследования частиц различного происхождения микроскоп в работе [8] позволяет разрешить частицы, размером около 1-2 мкм. Кроме того, существуют различные численные методы повышения разрешения изображения, восстановленного по цифровой голограмме. Примерами

таких методов являются методы субпиксельной апертуры и методы фазовой апертуры. Числовая апертура позволяет разрешать частицы размером до $\sim 0,6$ мкм [9].

В работе [10] предлагается метод интерполяции цифровой голограммы, обеспечивающий плавный и непрерывный переход между значениями интенсивности в соседних пикселях. Таким образом увеличивается низкочастотная составляющая голограммы, которая способна восстановить как общую форму, так и границу изображения частицы. Такой метод эквивалентен использованию матрицы с малым размером пикселя.

В настоящей работе используется бикубическая интерполяция цифровой голограммы для увеличения разрешения изображений, восстановленных из такой обработанной голограммы, и представлены предварительные экспериментальные результаты ее применения.

Используемая осевая схема регистрации цифровых голограмм представлена на рисунке 1. Регистрация цифровых голограмм производилась с помощью камеры VRmagic с CMOS матрицей размером 2048×2048 пикселей и размером пикселя 5.5×5.5 мкм. В качестве источника когерентного излучения использовался лазерный диод с длиной волны 0.66 мкм. Для определения минимально разрешаемого размера частиц использована калибровочная стеклянная пластинка для микроскопа (рисунок 2), на которую методом фотолитографии нанесена линейка с ценой деления 0.01 мм. Пластинка находилась на расстоянии 24 мм от поверхности матрицы камеры.

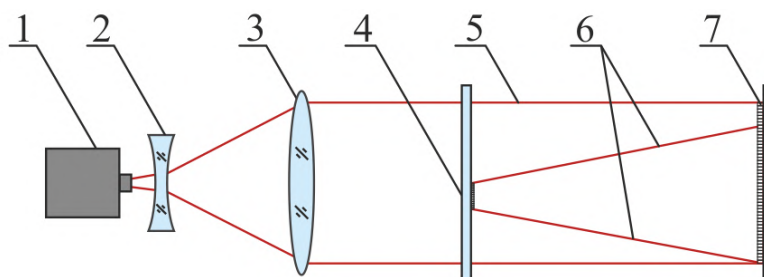


Рисунок 1 – Осевая схема регистрации цифровой голограммы: 1 – лазерный диод, 2 и 3 – расширитель пучка, 4 – калибровочная стеклянная пластинка, 5 – опорная волна, 6 – предметная волна, 7 – матрица CMOS камеры

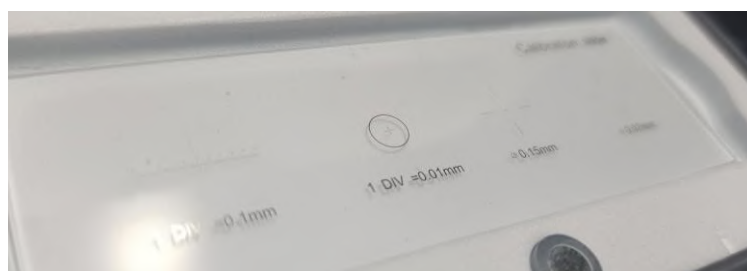


Рисунок 2 – Калибровочная пластинка

Экспериментальные результаты показали, что бикубическая интерполяция цифровой голограммы увеличивает разрешение изображения, восстановленного из такой голограммы.

1. *Berg M.J.* Tutorial: Aerosol characterization with digital in-line holography // *J. Aerosol Sci.* Elsevier Ltd. 2022. V. 165, № May. P. 106023.

2. *Сакерин С.М., Кабанов Д.М., Калашиникова Д.А., Круглинский И.А., Макаров В.И., Новигатский А.Н., Полькин В.В., Попова С.А., Почуфаров А.О., Симонова Г.В., Турчинович Ю.С., Шевченко В.П.* Результаты измерений физико-химических характеристик аэрозоля в 80-м рейсе НИС "Академик Мстислав Келдыш" на маршруте от Балтийского до Баренцева моря // *Оптика атмосферы и океана.* 2021. Т. 34. № 7(390). С. 515-523.

3. *Yaroslavsky L.* Digital Holography and Digital Image Processing Principles, Methods, Algorithms // Academic, 2004.

4. *Picart P.* New Techniques in Digital Holography // John Wiley & Sons, 2015.

5. *Dyomin V., Olshukov A.S., Davydova A.* Data acquisition from digital holograms of particles // *SPIE.* 2018. V. 10677. 106773B.

6. *Berg M.J., Videen G.* Digital holographic imaging of aerosol particles in flight // *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transf.* 2011. V. 112, № 11. P. 1776–1783.

7. *Davydova A.Y.* Review of characteristics of digital holographic camera for aerosol studies // *SPIE.* 2023. V. 12780. 127803D.

8. *Mudanyalia O., Tsenga D., Oha C., Isikmana S.O., Sencana I., Bisharaa W., Oztopraka C., Seoa S., Khademhosseinia B. and Ozcan A.* Compact, light-weight and cost-effective microscope based on lensless incoherent holography for telemedicine applications // *Lab Chip.* 2010. V. 10. P. 1417–1428.

9. *Claus D., Fritzsche M., Iliescu D., Timmerman B., Bryanston-Cross P.* High-resolution digital holography utilized by the subpixel sampling method // *Appl. Opt.* 2011. V. 50. P. 4711–4719.

10. *Huang Z., Cao L.* Bicubic interpolation and extrapolation iteration method for high resolution digital holographic reconstruction // *Opt. Lasers Eng.* 2020. V. 130. P. 106090.

ОПТИМИЗАЦИЯ ИСТОЧНИКА ИЗЛУЧЕНИЯ И АЛГОРИТМИЧЕСКОГО ОБЕСПЕЧЕНИЯ ЛАЗЕРНОГО ИЗМЕРИТЕЛЯ НИЖНЕЙ ГРАНИЦЫ ОБЛАЧНОСТИ

Баранов Н.А.¹, Петров Г.А.², Романова Г.Э.³

¹Вычислительный центр им. А.А. Дородницына РАН, г. Москва, Россия

²Санкт-Петербургский государственный электротехнический университет «ЛЭТИ»,
г. Санкт-Петербург, Россия

³Университет ИТМО, г. Санкт-Петербург, Россия

e-mail: baranov@ccas.ru, gapetrov@etu.ru, geromanova@itmo.ru

В работе приведены результаты оптимизации технических характеристик комплектующих прибора измерения нижней границы облачности. Оптико-электронная система построена по коаксиальной оптической схеме, разделение зондирующего пучка и приемного канала выполнено с использованием наклонного зеркала, а также частичного объединения приемного и передающего канала. В рамках оптимизации произведена замена лазерного источника излучения. Также проведена отработка программно-алгоритмического обеспечения. Оптическая схема построена на линзовой оптике, диаметр приемной апертуры составляет 100 мм. Прибор работает с излучением длиной волны 905 нм.

Приборы для измерения высоты нижней границы облачности (НГО) применяются при мониторинге погодных условий. Такие измерители входят в состав оборудования автоматических необслуживаемых метеостанций. Высота НГО, а также количество облачных слоёв и их оптические свойства являются необходимыми данными для мониторинга метеобстановки в аэропортах.

Принцип действия оптических приборов измерения высоты НГО заключается в излучении оптического импульса в атмосферу, как правило, по вертикальной трассе, и последующей регистрации рассеянного от облачного слоя сигнала. Оптические приборы строятся на основе лазерных источников излучения, обеспечивающих короткий импульс и энергию в импульсе, достаточную для зондирования атмосферы на дальностях до 8 – 10 км в зависимости от погодной ситуации и характеристик оптической системы. Существуют варианты оптических систем облакомера, как на основе зеркальных, так и на основе зеркально-линзовых схем, а также отличающиеся использованием коаксиальной и биаксиальной схемы. В настоящей разработке выбрана схема с коаксиальным расположением передающего и приемного каналов. Схема системы представлена на рисунке 1.

В измерителе НГО используется импульсный лазерный источник излучения с длиной волны 905 нм, частота повторения импульсов 10 кГц, длительность каждого импульса 25-30 нс.

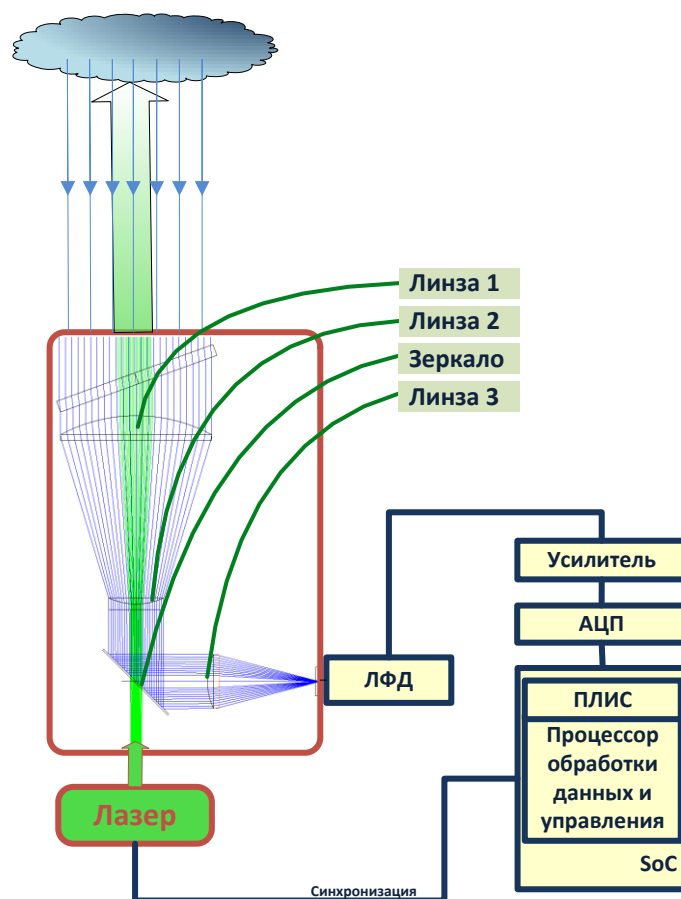


Рисунок 1 – Оптическая схема системы

Используемый в настоящей работе лазерный источник построен на основе 4-х лазерных диодов, выход которых совмещён. Внешний вид лазерного источника показан на рисунке 2. На рисунке 3 приведена фотография внешнего вида сборки лазерного источника, оптического тракта и приёмника излучения. Основные технические характеристики лазерного источника приведены в таблице 1.

Таблица 1. Технические характеристики лазерного источника

Параметры	Значения
Длина волны излучения лазера	905±10 нм
Ширина спектральной линии, не более	10 нм
Энергия импульса лазера на выходе модуля, не менее	7 мкДж
Размер пятна на выходе, не более	10 мм
Расходимость излучения, по уровню 0.5 от максимума, не более	2 x 10 мрад
Максимальная частота повторения импульсов	0-10000 Гц
Длительность импульса по уровню 0,5 от максимума	25 - 30 нс

Лазерный источник обеспечивает временное, спектральное и пространственное совмещение отдельных лазерных излучателей. Для синхронизации работы электронного тракта в конструкцию лазерного источника включён фотодиод, фиксирующий момент появления светового импульса на выходе. Это показано на рисунке 1 линией «синхронизация».

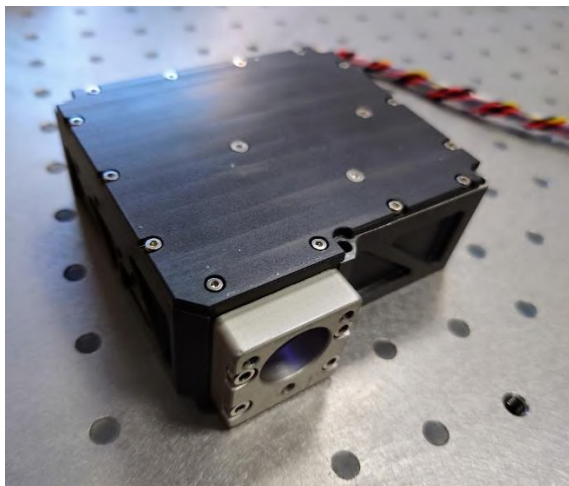


Рисунок 2 – Внешний вид лазерного источника



Рисунок 3 – Установка лазерного источника на оптический тракт

Для детектирования сигнала используется фотоприёмник на основе лавинного фотодиода. Уровень сигнала на выходе фотоприёмника согласован со входом аналого-цифрового преобразователя (АЦП). В приборе используется АЦП с частотой дискретизации 200 МГц, что обеспечивает достаточные возможности по цифровой обработке сигнала.

После преобразования оптического сигнала в электрический и, далее, цифровой вид, принятый сигнал проходит несколько стадий обработки. Начальная обработка данных производится в программируемой логической интегральной схеме (ПЛИС). На этом этапе принятые сигналы усредняются от импульса к импульсу. Теоретически, использование усреднений сигнала должно приводить к росту отношения сигнал / шум в корневой зависимости от числа усреднений. На практике известно, что этот рост прекращается при достижении определенных значений числа усреднений. Это ограничивает возможности накопления и усреднения полезного сигнала.

Этапы обработки сигнала показаны на рисунке 4. На вход цифрового тракта поступают отсчёты сигнала $\{S_i\}_j$. Индекс i – номер отсчёта сигнала для одного импульса лазерного источника. Этот индекс соответствует дальности, с которой принят отсчёт сигнала. Индекс j – номер лазерного импульса для цифровой системы усреднений от импульса к импульсу.

По результатам экспериментов оптимальным значением числа усреднений сигналов является 10000. Такое количество обеспечивает частоту обновления данных на выходе ПЛИС равную 1

Гц (с учётом частоты зондирующих импульсов на выходе лазерного источника излучения). Частота в 1 Гц на выходе первого этапа обработки данных обеспечивает достаточную динамику для регистрации изменчивости облачного покрова с одной стороны, и, с другой, - освобождает процессорное время для алгоритмической обработки принятых сигналов.



Рисунок 4 – Этапы обработки сигнала

На уровне процессорной обработки производится дополнительная внутриимпульсная фильтрация сигнала. Для этого применяется цифровой фильтр – бегущее среднее. Окно фильтра составляет от 10 до 50 отсчётов и влияет на пространственное разрешение измерительного тракта. Кроме того, при расчёте среднего значения для отсчёта сигнала дополнительно отбрасываются крайние по значениям отсчёты, что позволяет избавиться от выбросов.

Индекс k в итоговом сигнале на рисунке 4 показывает снижение частоты дискретизации после цифровой фильтрации, т. к. с учётом применения цифрового фильтра, частоту оцифровки можно снизить.

1. *Petrov G.A., Baranov N.A., Romanova G.E.* Laser ceilometer design and testing // Proc. SPIE. 2023. V. 12780. Art. 127803G.

2. *Baranov N.A., Petrov G.A., Romanova G.E., Gao S.* Comparative analysis of the detectors in the laser ceilometer // Proceedings. 2023. V. 12771. Art. 127711Q.

3. *Münkel C., Eresmaa N., Räsänen J., Karppinen A.* Retrieval of mixing height and dust concentration with lidar ceilometer // Boundary-Layer Meteorol. 2007. V. 124. P. 117–128.

4. *Hey J.D.V.* A Novel Lidar Ceilometer: Design, Implementation and Characterisation. Springer, 2015. 177 p.

5. Handbook of Optics. Volume II: Design, Fabrication and Testing, Sources and Detectors, Radiometry and Photometry / ed. Michael Bass. McGraw Hill Professional, 2009. 1264 p.

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗАВИСИМОСТИ СПЕКТРАЛЬНОГО ОТНОШЕНИЯ ОТ ХАРАКТЕРНОГО РАЗМЕРА АТМОСФЕРНЫХ ЛЕДЯНЫХ ЧАСТИЦ ДЛЯ ДЛИН ВОЛН ОПТИЧЕСКОГО И БЛИЖНЕГО ИК ДИАПАЗОНА В ЗАДАЧАХ ЛАЗЕРНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Тимофеев Д.Н.¹, Ткачѐв И.В.¹, Коношонкин А.В.^{1,2}, Кустова Н.В.¹, Шишко В.А.¹

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

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

e-mail: tdn@iao.ru, tiv@iao.ru, sasha_tvo@iao.ru, kustova@iao.ru, sva@iao.ru

В работе исследуется спектральное отношение для атмосферных ледяных частиц с размером от 10 до 1000 мкм, характерных для облаков верхнего яруса. В ходе исследования была обнаружена зависимость спектрального отношения от размера частиц для поглощающих и непоглощающих длин волн падающего излучения. Исследование проводилось с использованием банка данных матриц рассеяния света ИОА СО РАН, на данных, полученных методом физической оптики, для случая хаотической пространственной ориентации частиц и однократного рассеяния. Исследовалось несколько форм частиц, характерных для ледяных облаков, на длинах волн падающего излучения от 0,355 до 2,15 мкм. Полученные результаты могут быть использованы для интерпретации данных лазерного зондирования кристаллических облаков с Земли и космоса.

Предметом изучения современных исследований в области атмосферного излучения являются, в том числе, кристаллические частицы ледяных облаков. Данный тип облаков оказывает влияние на процесс переноса излучения в атмосфере и, соответственно, на климат планеты в целом [1]. Главной проблемой в разработке численных климатических моделей является недостаток информации о микрофизической структуре ледяных облаков. Более того, на данный момент не существует исчерпывающей базы данных оптических характеристик для частиц, из которых состоят облака данного типа, даже для случая однократного рассеяния.

Для получения актуальной информации о микрофизической структуре облаков используются методы активного и пассивного мониторинга атмосферы. Активный мониторинг проводится с помощью радиометров, например таких, которые используются в международной сети AERONET [2]. Пассивный мониторинг проводится при помощи различных наземных [3-5] и космических [6, 7] лидаров. Оба подхода недостаточно применимы к определению микрофизической структуры ледяных облаков в силу того, что длины волн, используемые в лидарах (0,355, 0,532, 1,064 нм), значительно меньше, чем размеры ледяных частиц в атмосфере. Если судить в терминах задачи интерпретации лидарного сигнала, то это означает, что элементы матрицы рассеяния света не содержат никакой информации о размере таких частиц, потому что: 1) интенсивность сигнала пропорциональна размеру и концентрации; 2) деполяризация остаётся неизменной; 3) использование нескольких длин волн не даёт

дополнительной информации. На практике для интерпретации лидарного сигнала используются отношения измеряемых величин, такие как лидарное (LR), деполаризационное (DR) и спектральное отношения (CR). Данные отношения не зависят от концентрации частиц в облаке. Однако величины LR и DR являются спектральнонезависимыми (т.е. их значения на разных длинах волн слабо отличаются друг от друга). Такое положение дел объясняется тем, что процесс рассеяния на разных длинах волн происходит почти одинаково. Поэтому большинство современных лидаров могут получать информацию о форме частиц, но не об их размере.

Одно из возможных решений проблемы определения размера частиц может оказаться использование длин волн ближнего ИК диапазона, на которых значительно влияние поглощения падающего излучения атмосферными ледяными частицами [8]. Поглощение также усиливается с увеличением размера частиц, так как увеличивается расстояние, проходимое излучением внутри поглощающей среды. В последнее время разрабатываются лидары работающие на длинах волн 1,5 и 2 мкм [9, 10], которые подходят для решения данной задачи, при одновременном зондировании с одной из стандартных для лидаров длин волн. Получая спектральное отношение для выбранных длин волн можно восстановить размер частиц в облаке используя зависимости спектрального отношения от размера и формы частиц.

Таким образом, целью данной работы является вывести зависимость спектрального отношения от размера частиц для форм, характерных для перистых облаков, для длин волн оптического и ближнего ИК диапазона, используемых в лазерном зондировании.

Спектральное отношение можно выразить через лидарный сигнал (β), который, в общем случае, пропорционален произведению концентрации частиц (c) на дифференциальное сечение рассеяния одной частицы (σ) в направлении рассеяния строго назад (180°):

$$\beta \propto c \cdot \sigma \quad (1)$$

Концентрация частиц, в большинстве случаев, заранее неизвестна, поэтому получить реальное значение величины σ и, соответственно, размера частицы, невозможно. Таким образом спектральное отношение выражается следующим образом:

$$CR_2^1 = \frac{\sigma_1}{\sigma_2} = \frac{M_{11}^1}{M_{11}^2}, \quad (2)$$

где индексы 1 и 2 означают величины, полученные на первой и второй длине волны соответственно; M_{11} – первый элемент матрицы рассеяния света.

Для получения зависимости CR от характерного размера частиц в облаке (D_{max}) для различных форм, в данной работе был использован банк данных матриц рассеяния света ИОА СО РАН (далее БД), рассчитанный методом физической оптики [11]. Величина D_{max} характеризует расстояние между двумя самыми удалёнными друг от друга вершинами частицы,

поэтому она была выбрана в качестве характерного размера. Для исследования из БД были выбраны формы частиц, представленные на рис. 1. Из имеющихся длин волн (λ) в БД для были выбраны шесть, которые используются в лазерном зондировании, и соответствующие им показатели преломления (n) [12] (см. табл. 1). Три из них, на которых существенно влияние поглощения для атмосферных ледяных частиц, будем называть «поглощающими» (выделены серым цветом). Для $\lambda = 0,355$ и $\lambda = 0,532$ мкм мнимая часть n пренебрежимо мала и слабо влияет на рассеяние [8], поэтому она была опущена в данном исследовании. Диапазоны D_{max} для разных форм, для которых в БД рассчитаны матрицы рассеяния света, отличаются. Для гексагональных столбика и пластинки D_{max} варьируется в диапазоне 5-1000 мкм; для дроксталлов и частиц произвольной формы – 10-400 мкм и 5-300 мкм соответственно.

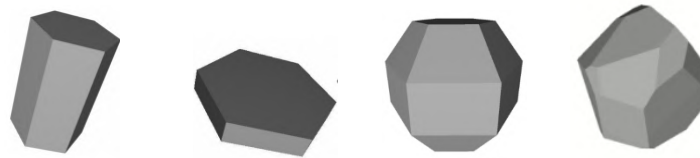


Рисунок 1 – Формы частиц из БД, слева направо: гексагональный столбик, гекс. пластинка, дроксталл, частица произвольной формы

Таблица 1. Длины волн и показатели преломления для выбранных форм частиц

λ , мкм	n
0,355	1,3243
0,532	1,3116
1,064	$1,3004 + i1,9000 \cdot 10^{-6}$
1,550	$1,2893 + i4,2400 \cdot 10^{-4}$
2,000	$1,2744 + i1,6400 \cdot 10^{-3}$
2,150	$1,2663 + i4,0300 \cdot 10^{-4}$

Для элемента M_{11} матриц рассеяния света по формуле (2) были рассчитаны зависимости CR от D_{max} (см. рис. 2). Параметры λ_1 и λ_2 указывают, для каких длин волн было построено CR . В качестве λ_1 были взяты поглощающие длины волн, а в качестве λ_2 – все длины волн ниже текущей λ_1 . На рисунке фигура в каждом ряде указывает на форму частицы для всего ряда, а λ_1 над каждым столбцом соответствует каждой частице в столбце.

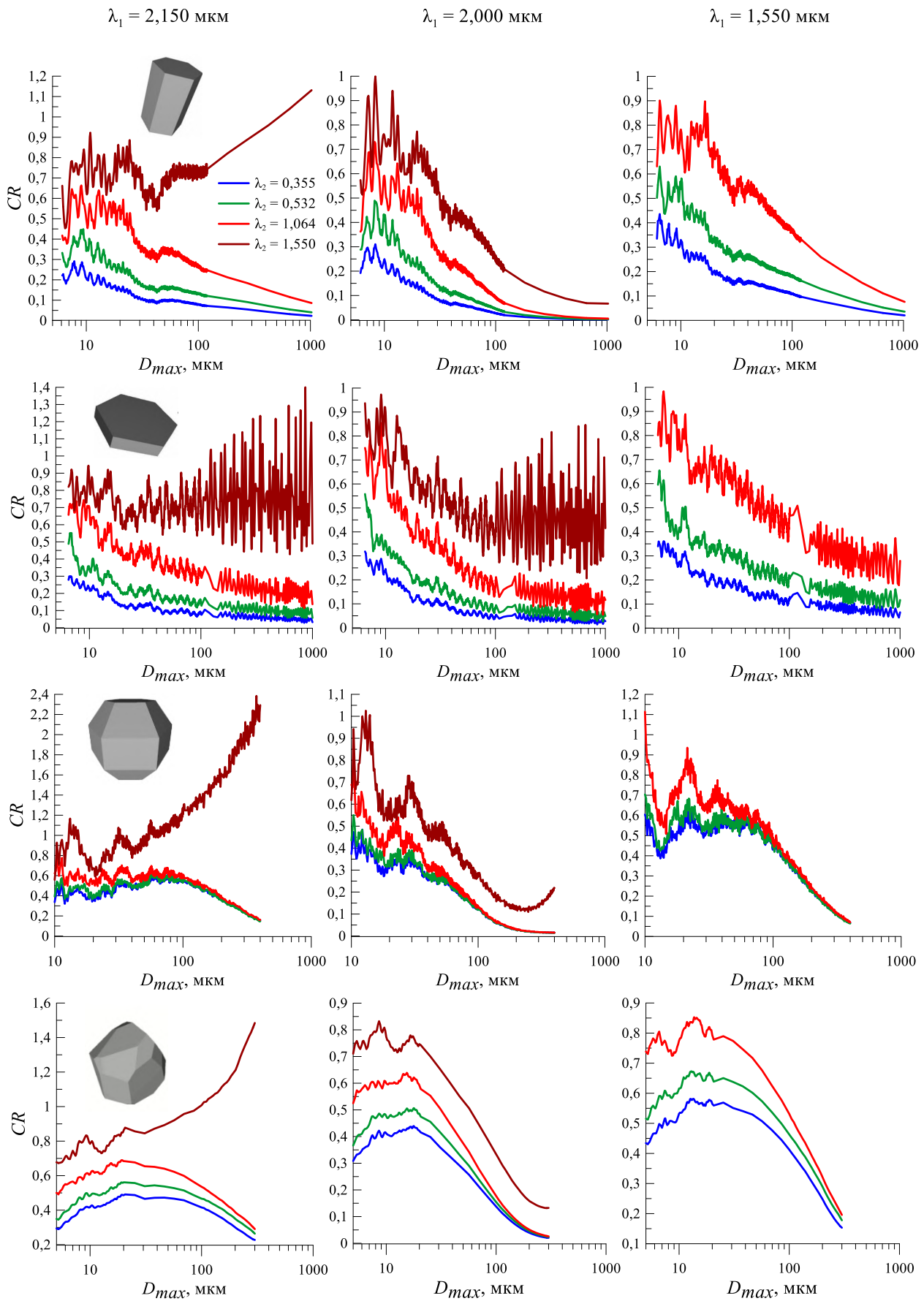


Рисунок 2 – Зависимости CR от D_{max}

Для того чтобы определить D_{max} частиц, необходимо сначала определить их форму. Предположим, что мы зондировали облака на трёх длинах волн: 0,532, 1,064 и 1,55 мкм. Величина $CR_{0,532}^{1,064}$ указывает на микрофизические параметры облака, то есть позволяет определить доминирующую форму кристаллов в облаке. Например, значение 0,5 указывает на преобладание в облаке гексагональных столбиков и пластинок, а значение 0,9 – на дроботаллы и близкие к сферическим случайные формы. Далее можно определить D_{max} по величине $CR_{1,064}^{1,55}$. Например, для гексагональных частиц величина 0,35 будет указывать на D_{max} около 100 мкм.

1. *Kärcher B.* Cirrus Clouds and Their Response to Anthropogenic Activities // *Curr. Clim. Change Rep.* 2017. V. 3. P. 45–57.

2. *Khademi F., Bayat A.* Classification of aerosol types using AERONET version 3 data over Kuwait city. *Atmospheric Environment* // *Atmos. Environ.* 2021. V. 265. P. 118716.

3. *Baars H. et al.* The unprecedented 2017–2018 stratospheric smoke event: decay phase and aerosol properties observed with the EARLINET // *Atmos. Chem. Phys.* 2019. V. 19. P. 15183–15198.

4. *Nishizawa T., Sugimoto N., Matsui I., Shimizu A., Higurashi A., Jin Y.* The Asian Dust and Aerosol Lidar Observation Network (AD-NET) // *EPJ Web of Conferences* 2016. V. 119. P. 19001.

5. *Guerrero-Rascado J.L. et al.* Latin American Lidar Network (LALINET) for aerosol research: Diagnosis on network instrumentation // *J. Atmos. Sol-Terr. Phys.* 2016. V. 138–139. P. 112–120.

6. *Winker D.M., Pelon J., McCormick M.P.* The CALIPSO mission: Spaceborne lidar for observation of aerosols and clouds // *Proc. SPIE.* 2002. V. 4893.

7. *Wehr, T., Kubota T., Tzeremes G., Wallace K., Nakatsuka H., Ohno Y., Koopman R., Rusli S., Kikuchi M., Eisinger M., Tanaka T., Taga M., Deghaye P., Tomita E., Bernaerts D.* The EarthCARE mission - science and system overview // *Atmos. Meas. Tech.* 2023. V. 16(15). P. 3581–3608.

8. *Тимофеев Д.Н., Коношонкин А.В., Кустова Н.В., Шишко В.А., Боровой А.Г.* Оценка влияния поглощения на рассеяние света на атмосферных ледяных частицах для длин волн, характерных для задач лазерного зондирования атмосферы // *Оптика атмосфер. и океана.* 2019. Т. 32. № 05. С. 381–385.

9. *Shangguan M., Xia H., Dou X., Qiu J., Yu C.* Development of Multifunction Micro-Pulse Lidar at 1.5 Micrometer // *EPJ Web of Conferences* 2020. V. 7010. P. 237.

10. *Refaat T.F., Petros M., Antill C.W., Singh U.N., Choi Y., Plant J.V., Digangi J.P.* Airborne testing of 2- μ m pulsed IPDA Lidar for active remote sensing of atmospheric carbon dioxide // *Atmosphere* 2021. V. 12(2). P. 412.

11. *Ткачев И.В., Тимофеев Д.Н., Кустова Н.В., Коношонкин А.В.* Банк данных матриц обратного рассеяния света на атмосферных ледяных кристаллах размерами 10–100 мкм для интерпретации данных лазерного зондирования // *Оптика атмосфер. и океана.* 2021. Т. 34. № 03. С. 199–206.

12. *Warren S.G., Brandt R.E.* Optical constants of ice from the ultraviolet to the microwave: A revised compilation // *J. Geophys. Res.* 2008. V. D14220. P. 113.

ОПТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЛЕДЯНЫХ МНОГОГРАННЫХ КРИСТАЛЛОВ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ЧИСЛА ГРАНЕЙ

Ткачев И.В.¹, Коношонкин А.В.^{1,2}, Шишко В.А.¹, Тимофеев Д.Н.¹, Кустова Н.В.¹

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

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

e-mail: tiv@iao.ru, sasha_tvo@iao.ru, sva@iao.ru, tdn@iao.ru, kustova@iao.ru

В 2023 году используя новый построенный банк данных матриц обратного рассеяния света, было проведено исследование частиц произвольной формы, размеры которых варьировались от 10 до 300 мкм на длине волны 0,532 мкм. Проводилось сравнение параметров эталонной частицы и набора частиц с разным количеством граней. Результаты анализа показали, что большинство частиц из набора соответствуют эталонной частице, что подтверждает правильность ее выбора. Данная работа дополняет предыдущую и посвящена сравнению частиц с 20 и 40 гранями с частицами, имеющими 15 граней, использовавшихся в прошлой работе. Также, помимо этого, здесь представлен новый подход генерации частиц с 20 и 40 гранями, отличающийся от того, который применяется для 15-гранных частиц.

В настоящее время изучение явления рассеяния света на перистых облаках представляет особый интерес. Активно используются как контактные [1], так и дистанционные [2] методы зондирования для исследования этого вида облаков. Для изучения перистых облаков задействованы не только наземные платформы [3], но и воздушные средства, включая самолеты, а также космические лидары [4], установленные на спутниках. Эксперименты показали, что кристаллы льда, присутствующие в перистых облаках, имеют значительное воздействие на радиационные процессы в атмосфере Земли, что может привести к изменениям в радиационном балансе и, как следствие, в климате планеты [5].

В настоящее время отсутствует полноценная оптическая модель, способная корректно анализировать данные, полученные при лазерном исследовании атмосферных частиц льда в перистых облаках.

Несмотря на то, что проводились активные исследования в области рассеяния света на частицах перистых облаков точными численными методами [6] и методами геометрической оптики [7], существенный прорыв удалось достичь только с использованием приближения физической оптики [8], которое было разработано в ИОА СО РАН и не так давно превращенным в компьютерный алгоритм. Благодаря методу удалось добиться решения обратной задачи для активного зондирования, а также удалось решить задачу рассеяния света не только на идеальных ледяных кристаллических частицах перистых облаков, но и на частицах неправильной формы и успешно интерпретировать полученные лидарные данные.

Как уже ранее говорилось в 2023 году был составлен банк данных матриц обратного рассеяния света [9], включающий в себя частицы неправильной формы. Используя данный банк был проведен анализ поведения набора частиц с эталонной частицей №1. Анализ показал, что в основном частицы из набора находятся довольно плотно к графику функции эталонной частицы №1, что наглядно демонстрирует справедливость решения для выбранной частицы. Такой результат подтверждает, что с помощью банка данных, построенного для эталонной частицы №1, можно интерпретировать данные лазерного зондирования атмосферы. Исследование проводилось для частиц с 15 гранями, часть из этого набора представлено на рисунке 1, где слева представлены некоторые частицы из набора в количестве 6 штук, а справа эталонная частица №1.

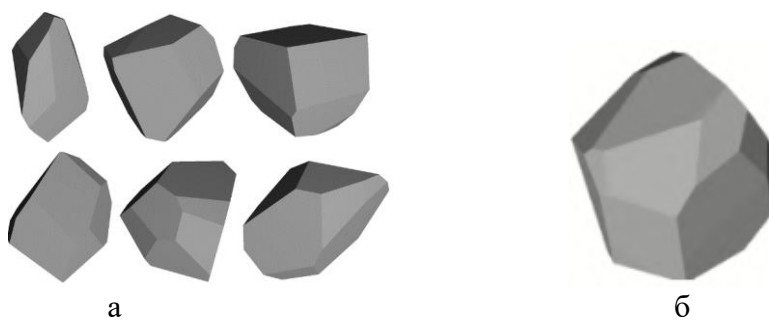


Рисунок 1 – Набор частиц с 15 гранями (а) и эталонная частица №1 (б)

Для более адекватного моделирования выпуклой частицы случайной формы с 15 гранями использовался следующий алгоритм:

Сначала на некотором расстоянии R_i от центра координат случайным образом строилось N плоскостей. Затем частица определялась как совокупность точек пространства между началом координат и построенными N плоскостями. Расстояние R_i выбиралось случайным образом для каждой плоскости из заданного диапазона. Таким образом, был построен набор частиц, содержащий 15 граней.

В данной работе рассматривается как ведет себя новый набор частиц, содержащий 20 и 40 граней. Пример набора частиц представлен на рисунке 2, где слева частицы с 20 гранями, а справа частицы с 40 гранями.

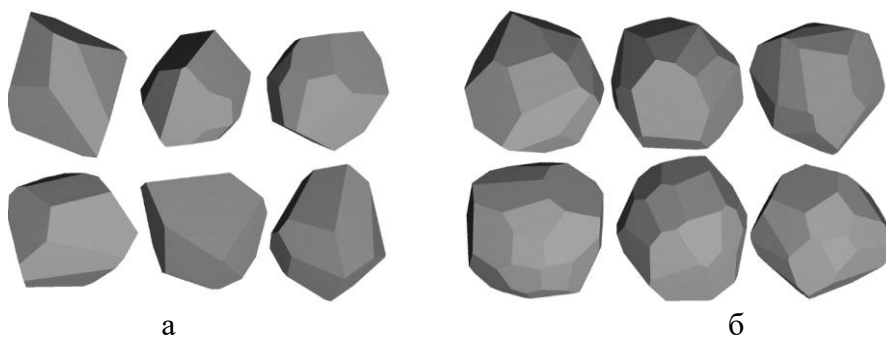


Рисунок 2 – Пример набора частиц для 20 граней (а) и 40 граней (б)

Для генерации частиц с 20 и 40 гранями использовался следующий алгоритм:

Бралась центральная точка и вокруг этой точки рисовалось две сферы с радиусом R_{\min} и R_{\max} . Далее в случайных местах между R_{\min} и R_{\max} генерировался набор точек в зависимости от числа нужных граней. Если необходимо было получить 20 граней, то генерировалось 20 точек, если 40 граней, то 40 точек соответственно. Потом строилась плоскость через две точки, обязательно включающая в себя центральную точку и одну из сгенерированных точек. В результате пересечения всех сгенерированных плоскостей эти плоскости как бы «обрезали» сферу с R_{\min} и получалась частица.

В результате из большого массива сгенерированных частиц были отобраны частицы с 20 и 40 гранями в количестве 140 штук для каждого набора и построены сравнительные графики. На данный момент для частиц с 40 гранями посчитан только первый набор из 70 частиц, остальные 70 частиц в процессе расчета.

На рисунке 3 представлена зависимость интенсивности M_{11} и линейного деполаризационного отношения LDR от размера частицы D_{\max} . Как видно из графика с ростом размера частицы увеличивается и интенсивность. Так же наблюдается что чем больше у частицы граней, тем больше ее интенсивность. Связано это с микрофизикой модели частиц. Что касается LDR то в основном результаты лежат в окрестностях эталонной частицы в диапазоне от 0.4 до 0.7.

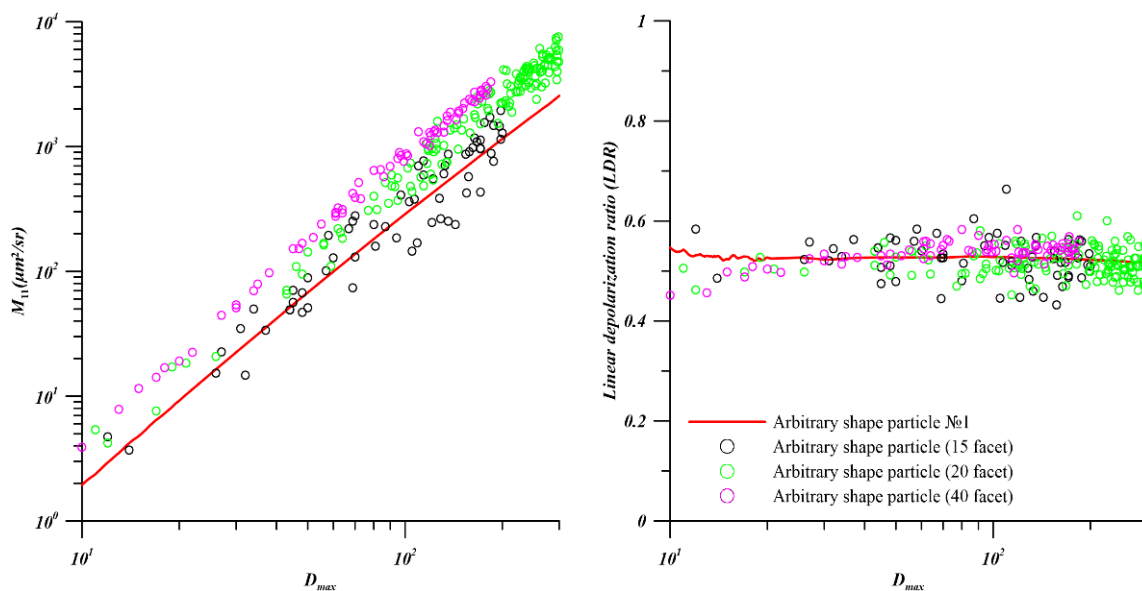


Рисунок 3 – Зависимость интенсивности M_{11} и линейного деполаризационного отношения LDR от размера частицы D_{\max}

Так же в качестве иллюстрации был приведен график зависимости полного сечения рассеяния CS и лидарного отношения LR от размера частицы представленный на рисунке 4, а

также график зависимости M_{11} и LR от CS на рисунке 5. Для нахождения CS и LR использовались формулы:

$$CS=A/4, \text{ где } A\text{- площадь поверхности частицы.}$$

$$LR = \frac{2*CS}{M_{11}}, \text{ где } M_{11} \text{ – интенсивность рассеяния света.}$$

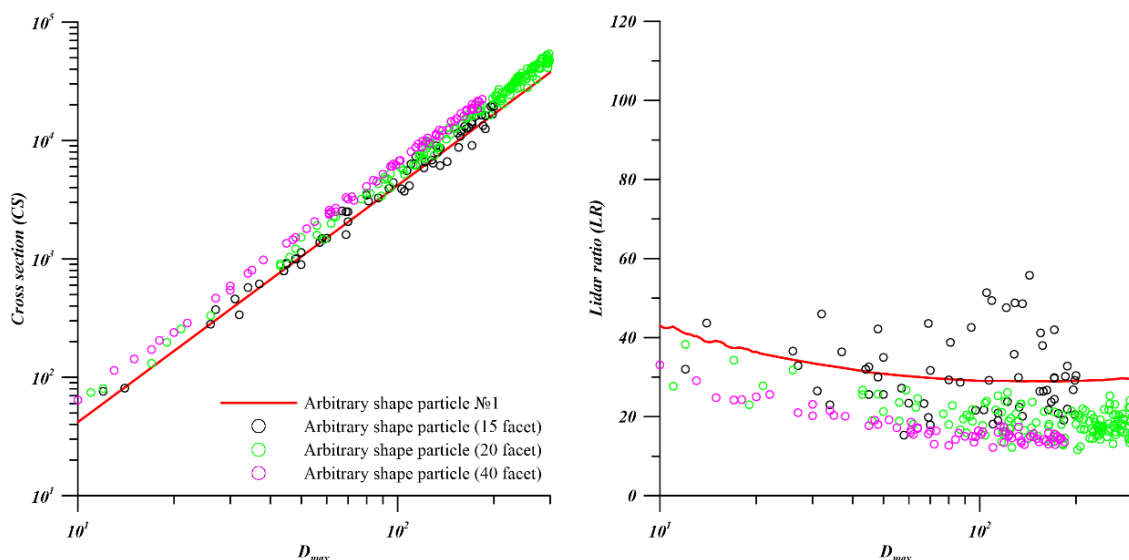


Рисунок 4 – Зависимость полного сечение рассеяния CS и лидарного отношения LR от размера частицы D_{max}

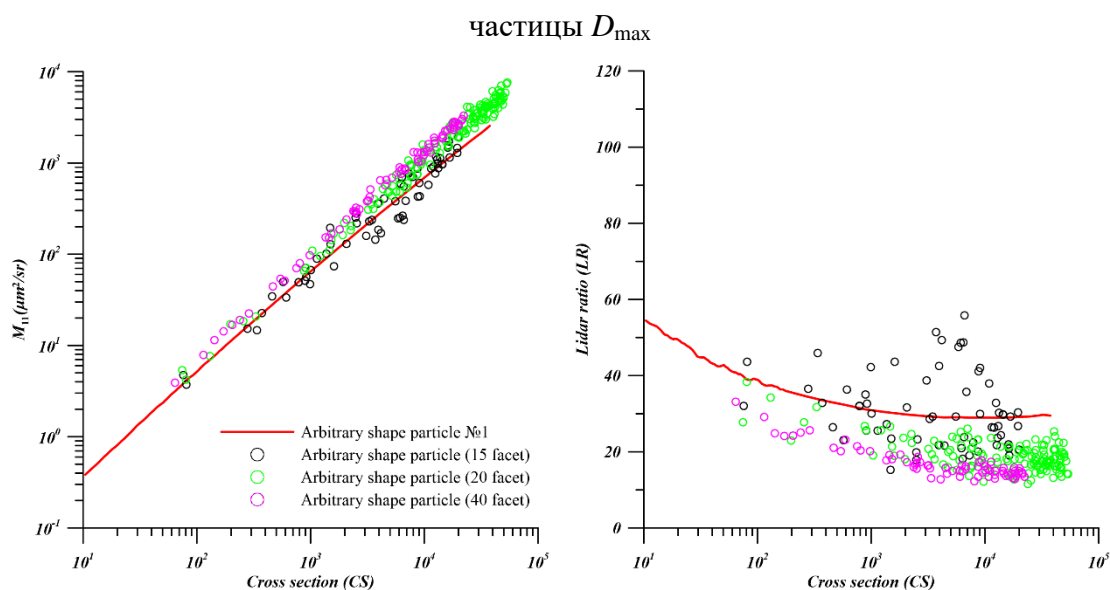


Рисунок 5 – Зависимость интенсивности M_{11} и лидарного отношения LR от полного сечения рассеяния CS

В ходе работы был проведен анализ поведения набора частиц из 15, 20 и 40 граней с эталонной частицей №1. Анализ показал, что в основном частицы из набора находятся довольно плотно к графику функции эталонной частицы, что наглядно демонстрирует справедливость решения для выбранной частицы. Однако видна закономерность что чем

больше у частицы граней, тем больше ее интенсивность. График *LDR* же в свою очередь показывает, что частицы в независимости от количества граней равномерно распределены в окрестностях эталонной частицы №1. Такой результат подтверждает, что частицы с 20 и 40 гранями сгенерированные по новому алгоритму не конфликтуют с ранее полученными результатами для частиц с 15 гранями.

В будущем планируется добавить оставшиеся частицы из набора для 40 граней, а также провести анализ для частиц с большим размером и количеством граней. Работа выполнена в рамках государственного задания ИОА СО РАН.

1. Анохин Г.Г., Антохин П.Н., Аршинов М.Ю., Барсук В.Е., Белан Б.Д., Белан С.Б., Давыдов Д.К., Ивлев Г.А., Козлов А.В., Козлов В.С., Морозов М.В., Панченко М.В., Пеннер И.Э., Пестунов Д.А., Сигов Г.П., Симоненков Д.В., Симицын Д.С., Толмачев Г.Н., Филиппов Д.В., Фофонов А.В., Чернов Д.Г., Шаманаев В.С., Шмаргунов В.П. Самолет-лаборатория Ту-134 "Оптик" // Оптика атмосф. и океана. 2011. Т. 24. № 9. С. 805-816.

2. Матвиенко Г.Г., Банах В.А., Бобровников С.М., Бурлаков В.Д., Веретенников В.В., Кауль Б.В., Креков Г.М., Маричев В.Н. Развитие 99 технологий лазерного зондирования атмосферы // Оптика атмосф. и океана. 2009. Т. 22. № 10. С. 915-930.

3. A European Aerosol Research Lidar Network to Establish an Aerosol Climatology: EARLINET [Электронный ресурс]. URL: <http://www.earlinet.org> (дата обращения 27 марта 2024).

4. Балин Ю.С., Тихомиров А.А. История создания и работы в составе орбитальной станции "Мир" первого российского космического лидара БАЛКАН // Оптика атмосф. и океана 2011. Т. 24. № 12. С. 1078-1087.

5. Liou K.-N. Influence of cirrus clouds on the weather and climate process: a global perspective // Mon. Weather Rev. 1986. V. 114. P. 1167–1199.

6. Yurkin M.A., Maltsev V.P., Hoekstra A.G. The discrete dipole approximation for simulation of light scattering by particles much larger than the wavelength // J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer. 2007. V. 106. P. 546–557.

7. Петрушин А.Г. Ослабление и рассеяние оптического излучения кристаллической и смешанной облачными средами: Автореф. дис. докт. физ.- мат. наук. Санкт-Петербург, 2004. 36 с.

8. Borovoi A., Konoshonkin A., Kustova N. The physical-optics approximation and its application to light backscattering by hexagonal ice crystals // J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer. 2014. V. 146. P. 181–189.

9. Database of light backscattering of cirrus clouds' ice crystals [Электронный ресурс]. URL: ftp://ftp.iao.ru/pub/GWDT/Physical_optics/Backscattering/Data_bank_2023_level_2/ (дата обращения 22 марта 2024)

ГЕНЕРАЦИЯ ТЕРАГЕРЦОВОГО ИЗЛУЧЕНИЯ ПРИ ФИЛАМЕНТАЦИИ ФЕМТОСЕКУНДНОГО ЛАЗЕРНОГО ИМПУЛЬСА

Бабушкин П.А., Гейнц Ю.Э., Землянов А.А., Кабанов А.М., Лисенко А.А., Ошлаков В.К.,
Петров А.В., Хорошаева Е.Е.

Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск, Россия
e-mail: bra@iao.ru, ygeints@iao.ru, zaa@iao.ru, kam@iao.ru, lisenko@iao.ru, ovk@iao.ru,
awp@iao.ru, bee@iao.ru

Генерация электромагнитных волн в терагерцовом диапазоне представляет интерес в силу востребованности данного диапазона для решения многих прикладных задач. Плазма филамента, возникающего при самофокусировке лазерных импульсов фемтосекундной длительности, является источником ТГц излучения. В настоящей работе представлены результаты исследования ТГц излучения филаментом в условиях его распространения через слой с неоднородным показателем преломления. Показано, что сформированный в оптическом канале турбулентный слой повышает эффективность генерации ТГц излучения в 1,4 раза за счет случайного возмущения энергетического профиля пучка и формирования множественной филаментации.

Филаментация мощных лазерных импульсов приводит к генерации электромагнитного излучения в терагерцовом диапазоне [1], которое представляет интерес при решении многих прикладных задач. Для исследования генерации терагерцового излучения из области филаментации была собрана схема, представленная на рисунке 1. В качестве источника лазерного излучения использовался Ti:Sapphire-лазер (1) с параметрами, указанными в подрисуночной подписи. Известно, что генерация ТГц из области филаментации фемтосекундных лазерных импульсов происходит более эффективно при подаче электрического поля высокого напряжения. Излучение фокусировалось сферическим зеркалом (3) с радиусом кривизны 200 см. Напряжение, подаваемое на сферические электроды (5, 5*), удаленные друг от друга на расстояние 6 мм, режиме составляло 5 кВ. Регистрация ТГц излучения проводилась под углом близким к 0° , т.к. известно, что диаграмма интенсивности излучения ТГц для случая протяженного филамента направлена вперед. Для фильтрации излучения видимого и ИК диапазонов использовались фильтрующие элементы (9). В качестве детектора ТГц использовалась ячейка Голея (7). Модулятор частоты (chopper), рекомендуемый для работы ячейки (15 ± 5 Гц) не использовался, поскольку частота следования импульсов лазера (1) соответствовала рекомендуемому диапазону. На рисунке 1а представлен регистрируемый ячейкой Голея сигнал из области филаментации при напряжении на электродах ~ 5 кВ. На оси абсцисс отложены частоты импульсно-периодического сигнала, регистрируемого ячейкой.

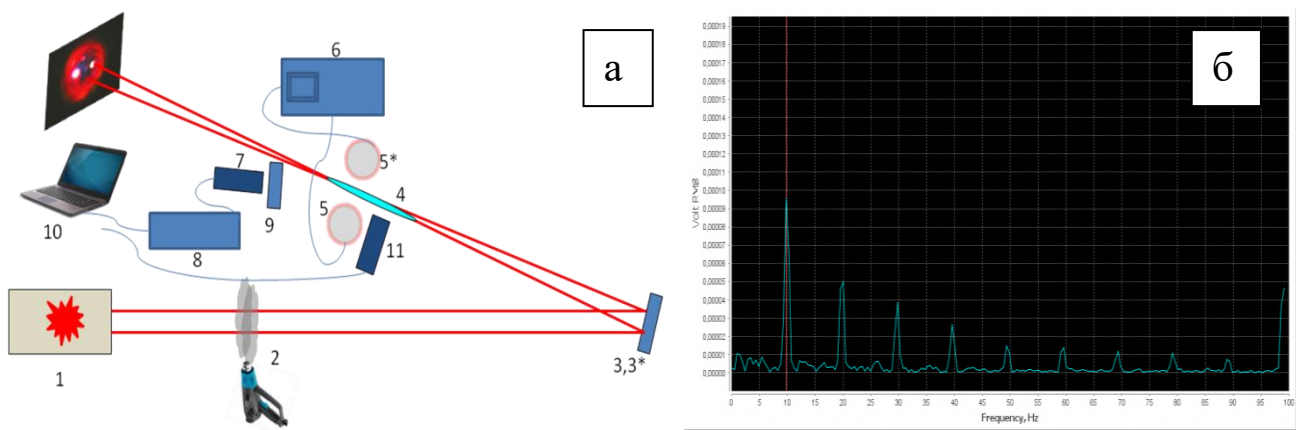


Рисунок 1 – а) - Схема эксперимента; б) - Скриншот ТГц сигнала. а: 1 – Ti:Sapphire –лазер, $\lambda=800$ нм, $t=60$ фс, $E=40$ мДж, $\nu=10$ Гц; $d=2,5$ см; 2 – фен TESLA TH-2200; 3 – фокусирующее зеркало $f = 100$ см (числовая апертура $NA = 0,025$), 3* - $f = 150$ см ($NA = 0,0167$); 4 – область филаментации; 5, 5* - электроды; 6 – источник питания высокого напряжения; 7 – датчик ТГц излучения (ячейка Голея) Tydex-1D; 8 – блок питания; 9 – набор фильтрующих элементов; 10 – ноутбук; 11 – CCD-камера «Andor Clara», 1392*1040 пикселей

Зависимость амплитуды терагерцового сигнала от энергии лазерного импульса для различных напряженностей электрического поля представлена на рисунке 2 из которого, в частности, следует, что при уменьшении напряженности поля < 1 кВ сигнал не регистрируется, что указывает на то, что регистрируемый сигнал не является результатом реакции поглощающей ячейки на свечение плазмы в видимом диапазоне спектра, либо регистрацией свечения ближнего ИК диапазона, в котором работает лазер.

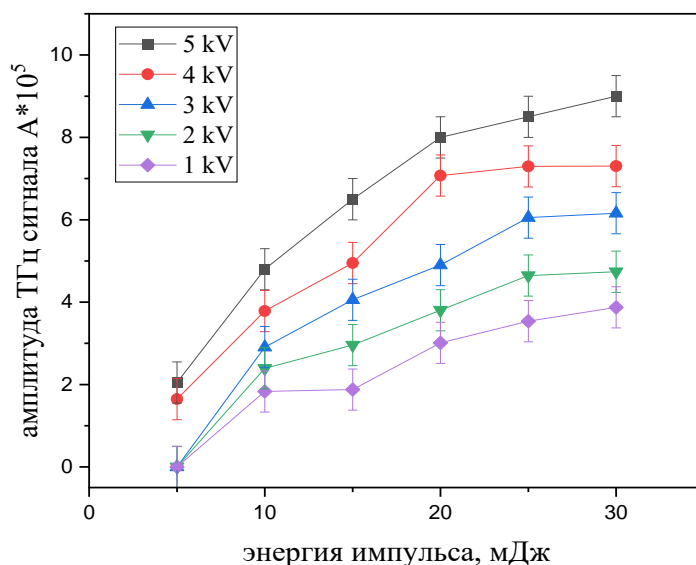


Рисунок 2 – Зависимость амплитуды ТГц сигнала от энергии лазерного импульса для различных напряженностей электрического поля

Проведенные ранее [2] экспериментальные исследования по влиянию турбулентности на филаментацию лазерного пучка показали, что установка турбулентного «экрана» в оптический тракт распространения мощного лазерного излучения приводит, за счет сформированных неоднородностей показателя преломления среды, к перераспределению интенсивностей в поперечном сечении пучка, что либо инициирует формирование филамента на этих неоднородностях с различными, в зависимости от содержащейся в ней мощности, дистанциями самофокусировки, либо приводит к бесфиламентационному режиму распространения высокоинтенсивных, слаборасходящихся световых каналов. Данное обстоятельство позволяет предположить, что область филаментации сфокусированного лазерного пучка, при наличии турбулентного экрана, существенно изменится, что возможно отразится на генерации электромагнитного излучения в терагерцовой области из плазменного филамента. Для реализации данного механизма в схеме предусмотрен генератор неоднородности показателя преломления (3) с переменной температурой нагревательного элемента в диапазоне 50-600°C. Распределение температуры среды в зависимости от расстояния от нагревательного элемента и его температуры, измерялось с помощью тепловизора. В нашем случае нагревательный элемент работал в режиме 150°C и устанавливался на расстоянии 320 см до фокусирующего зеркала, на удалении 5 см от пучка, перпендикулярно оптической оси. Распределение энергии в поперечном сечении пучка в плоскости фокусирующего зеркала для случаев без Т-слоя и с Т-слоем представлены на снимках рисунка 3 (а, б) соответственно. На снимках видно, что «включение» турбулентного слоя приводит к формированию неоднородностей в сечении лазерного пучка, которые впоследствии под влиянием керровской нелинейности «стягиваются» в каналы (б).

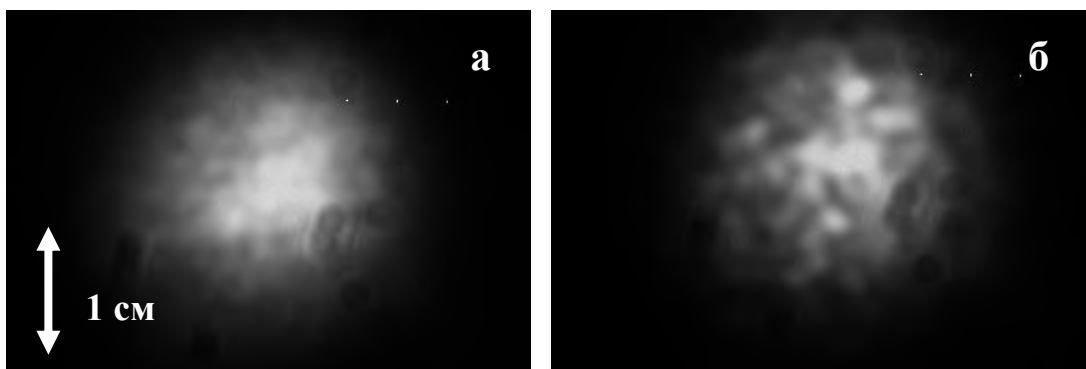


Рисунок 3 – Снимки поперечной энергетической структуры лазерного пучка в плоскости фокусирующего зеркала без Т-слоя (а) и с Т-слоем (б)

На рисунке 4а представлена зависимость амплитуды ТГц сигнала от энергии лазерного импульса для случаев без Т-слоя и с Т-слоем. Видно, что «включение» экрана с неоднородным

показателем преломления среды приводит к увеличению эффективности генерации ТГц излучения из плазмы филамента на ~ 30-40 %.

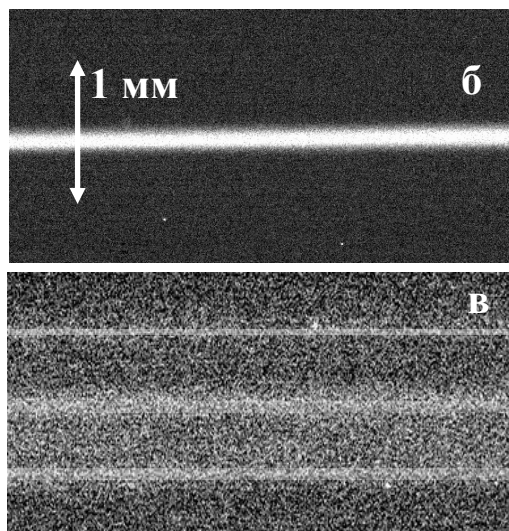
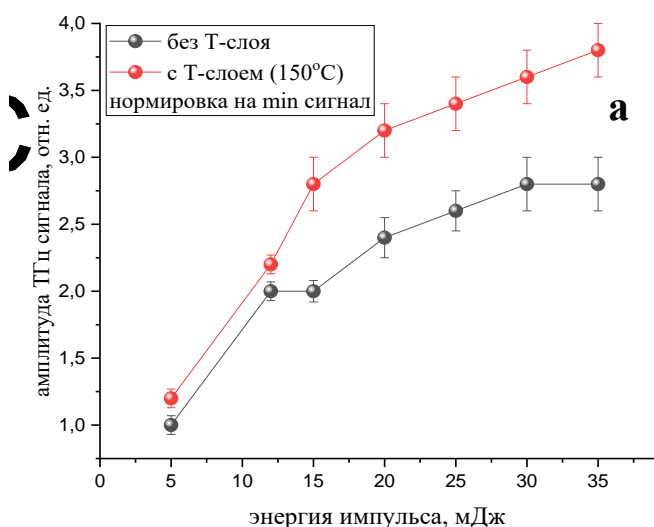


Рисунок 4 – а) Зависимость амплитуды терагерцового сигнала от энергии лазерного импульса без Т-слоя и с Т-слоем. Снимки области филаментации без Т-слоя (б) и с Т-слоем (в)

Данное увеличение амплитуды регистрируемого сигнала связано, возможно, с увеличением длины филамента, наблюдаемого при «включении» Т-слоя. Проведенные измерения амплитуды ТГц-сигнала для числовой апертуры уменьшенной в 1,5 раза ($f = 1,5$ м, $NA \text{ } df = 0,0167$), показали, что такое изменение NA приводит к увеличению длины филамента при заданной энергии 30 мДж в ~3 раз (т.е. ~30 см). Однако в этом случае амплитуда регистрируемого сигнала не изменяется. На снимках рисунка 4(б,в) видно, что при фокусировке невозмущенного лазерного пучка реализуется одиночная филаментация с диаметром филамента ~100 мкм (рис.б). При «включении» слоя с неоднородным показателем преломления, за счет наведенных данным слоем неоднородностей, реализуется множественная филаментация с диаметром отдельных «нитей» также ~100 мкм (рис.4в). При этом яркость свечения этих нитей существенно меньше, чем для случая одиночной филаментации, но именно реализация множественной филаментации приводит к увеличению регистрируемого ТГц-сигнала.

В экспериментах показано, что сформированный в оптическом канале турбулентный слой повышает эффективность генерации ТГц излучения на 30-40 % за счет случайного возмущения энергетического профиля пучка и формирования множественной филаментации.

1. Thomson M.D., KreB M., Loffler T., Roskos H.G. Broadband THz emission from gas plasmas induced by femtosecond optical pulses: From fundamentals to applications // Laser Photonics Rev. 2007. V. 1. № 4. P. 349-368.

2. Апексимов Д.В., Бабушкин П. А., Землянов А. А., Кабанов А. М., Кочетов Д. И., Ошлаков В.К., Петров А.В., Хорошаева Е.Е. Влияние турбулентности на формирование интенсивных световых каналов при распространении фемтосекундных лазерных импульсов на 100-метровой воздушной трассе // Оптика атмосферы и океана. 2023. Т. 36. № 10. С. 811–817.

ДВУХФОТОННАЯ ФЛУОРЕСЦЕНЦИЯ ЖИДКОКАПЕЛЬНОГО АЭРОЗОЛЯ В ПОЛЕ АМПЛИТУДНО МОДУЛИРОВАННОГО ФЕМТОСЕКУНДНОГО ЛАЗЕРНОГО ИМПУЛЬСА

Апексимов Д.В., Бабушкин П.А., Гейнц Ю.Э., Землянов А.А., Кабанов А.М., Ошлаков В.К.,
Петров А.В., Хорошаева Е.Е.

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

e-mail: apeximov@iao.ru, bpa@iao.ru, ygeints@iao.ru, zaa@iao.ru, kam@iao.ru, ovk@iao.ru,
awp@iao.ru, bee@iao.ru

Для дистанционного зондирования атмосферы уже долгое время активно применяется метод флуоресцентной спектроскопии (LIFS), который является одним из наиболее чувствительных и селективных методов определения малых концентраций веществ. Применение мощных фемтосекундных лазерных источников для дистанционного зондирования атмосферы методом флуоресцентной спектроскопии способствует развитию лидаров нового поколения. Целью исследований было изучение возможности применения интенсивных световых каналов, сформированных турбулентным экраном для реализации метода флуоресцентной спектроскопии жидкофазного аэрозоля. Показана возможность удаленного детектирования спектров флуоресценции и увеличения регистрируемого свечения при сегментировании лазерного пучка.

Применение мощных фемтосекундных лазерных источников для дистанционного зондирования атмосферы методом флуоресцентной спектроскопии способствует развитию лидаров нового поколения, применяемых в различных погодных условиях с высоким пространственным разрешением в заданной области атмосферной трассы. В виду малой энергии кванта фемтосекундного излучения в ближней ИК-области спектра, речь, как правило, идет о флуоресценции многофотонного (обычно двухфотонного) поглощения. При этом никаких литературных экспериментальных данных о приеме сигналов флуоресценции от аэрозольных объектов, расположенных не в области филаментации и лазерной плазмы, а на участке бесплазменных постфиламентов нам обнаружить не удалось.

Таким образом, целью наших исследований было изучение возможности применения принудительно сформированных в лазерном пучке интенсивных световых каналов для реализации метода флуоресцентной спектроскопии жидкофазного аэрозоля. Проведенные эксперименты показали возможность удаленного детектирования спектров флуоресценции, свечение которых наблюдается при взаимодействии с подкрашенным водным аэрозолем, а также увеличение эффективности двухфотонно возбуждаемой флуоресценции при амплитудной модуляции лазерного пучка в слое с неоднородным показателем преломления.

Принципиальная схема эксперимента по флуоресценции водного аэрозоля с добавлением красителя уранин (0,4 г/л) при двухфотонном поглощении гигаваттных лазерных импульсов в

условиях сегментации пучка с использованием слоя с неоднородным показателем преломления среды представлена на рисунке 1.

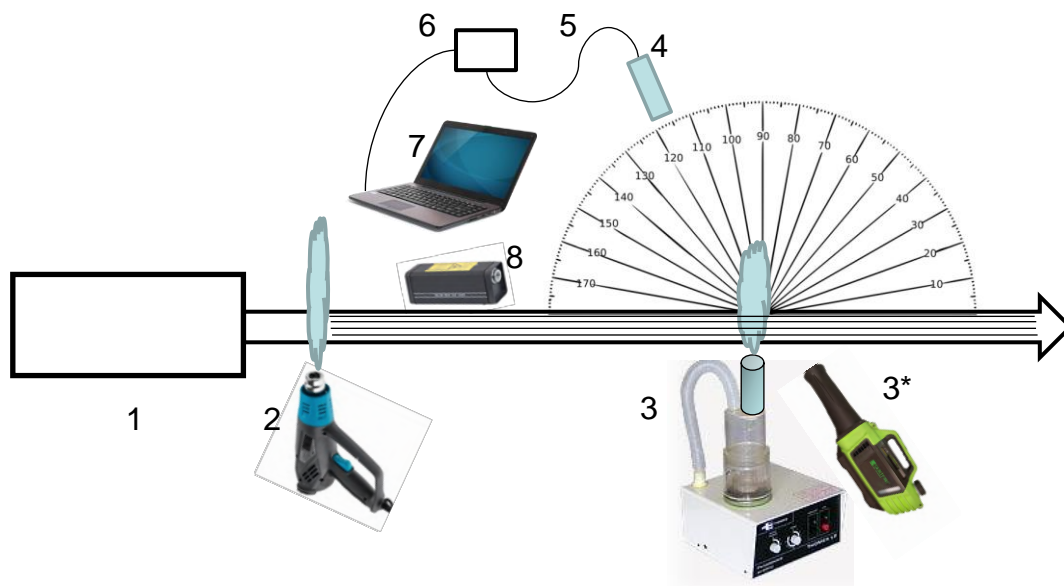


Рисунок 1 – Схема эксперимента: 1 – Ti:Sapphire –лазер, $\lambda=800$ нм, $t=60$ фс, $E=40$ мДж, $\nu=10$ Гц; $d=2,5$ см; 2 – промышленный фен TESLA TH-2200; 3 – генератор аэрозоля ВУЛКАН-3; 3* - генератор аэрозоля GOLD FOGGER SF-720; 4 – коллиматорная насадка световода; 5 – световод; 6 – спектрометр Maya-2000Pro; 7 - ноутбук; 8 – cw гелий неоновый лазер JDS UNIPHASE 4 мВт

Проведенные нами ранее экспериментальные исследования по влиянию турбулентности на филаментацию лазерного пучка [1] показали, что установка «турбулентного экрана» в оптический тракт распространения мощного лазерного излучения приводит, за счет сформированных неоднородностей показателя преломления среды, к перераспределению интенсивности в поперечном сечении пучка, что инициирует формирование высокоинтенсивных световых каналов каждой из этих неоднородностей. На рисунке 2(б,в) представлены снимки поперечной структуры лазерного пучка без турбулентного экрана (б) и при его установке (в). Для реализации данного механизма в схеме предусмотрен генератор неоднородности показателя преломления с переменной температурой нагревательного элемента (2). На рис.2а представлен график увеличения количества интенсивных каналов в лазерном пучке в зависимости от температуры нагревательного элемента для двух энергий фемтосекундного импульса. Видно, что обе кривые на графике выходят на уровень насыщения при температуре нагревателя > 400 T°C. При этом важно отметить, что включение турбулентного экрана приводит к ~ 10 -кратному увеличению количества интенсивных каналов в пучке.

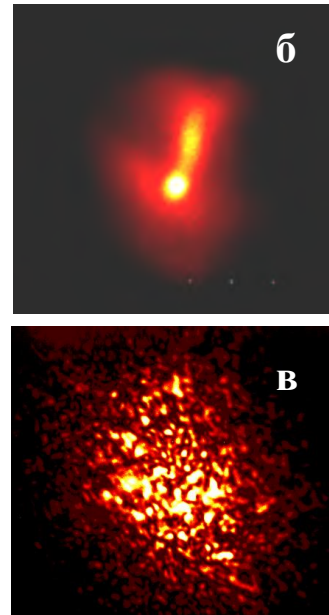
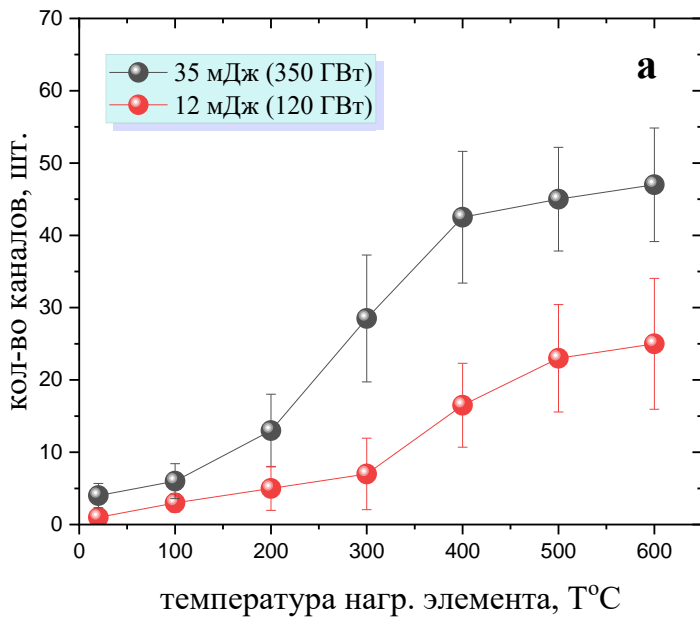


Рисунок 2 – Зависимость количества интенсивных каналов в пучке от температуры нагревательного элемента (а); Поперечная энергетическая структура лазерного пучка без турбулентного экрана (б) и с ним (в)

Мелкодисперсный туман создавался ультразвуковым генератором Вулкан-3 с модальным диаметром частиц ~ 12 мкм. Концентрация частиц N в аэрозоле оценивалась по измерениям прозрачности аэрозоля на длине волны маломощного непрерывного HeNe лазера, как $N = (kL)^{-1} \ln(I_0/I)$, где k – коэффициент ослабления одной каплей в приближении монодисперсности аэрозоля (для $d = 12$ мкм и $\lambda = 0,63$ мкм $k = 2,3 \cdot 10^{-6} \text{ см}^2$ [2]), $L = 2$ см – протяженность аэрозольного слоя, I_0, I – интенсивность излучения на входе в аэрозольную среду и на выходе из нее соответственно. Измерения показали, что концентрация частиц в аэрозольном облаке составляет $N \approx 10^4 \text{ см}^{-3}$. На рисунке 3а представлены спектры свечения аэрозоля для случаев с турбулентным экраном и без него. Видно, что постановка турбулентного слоя на пути фемтосекундного излучения, что вызывает пространственное структурирование мощного пучка, приводит к увеличению интенсивности флуоресценции капель. Это связано с тем, что структурированное излучение создает лучшее заполнение области взаимодействия с аэрозольной струей многочисленными световыми каналами в сравнении с гауссовым пучком. При этом аэрозольный объем дает более сильную флуоресценцию (примерно в 1.7 раз), чем для случая без турбулентного экрана. Это обстоятельство открывает перспективы к повышению чувствительности и селективности методов определения малых концентраций веществ по методике фемтосекундной флуоресцентной спектроскопии при использовании специальным образом структурированного лазерного излучения.

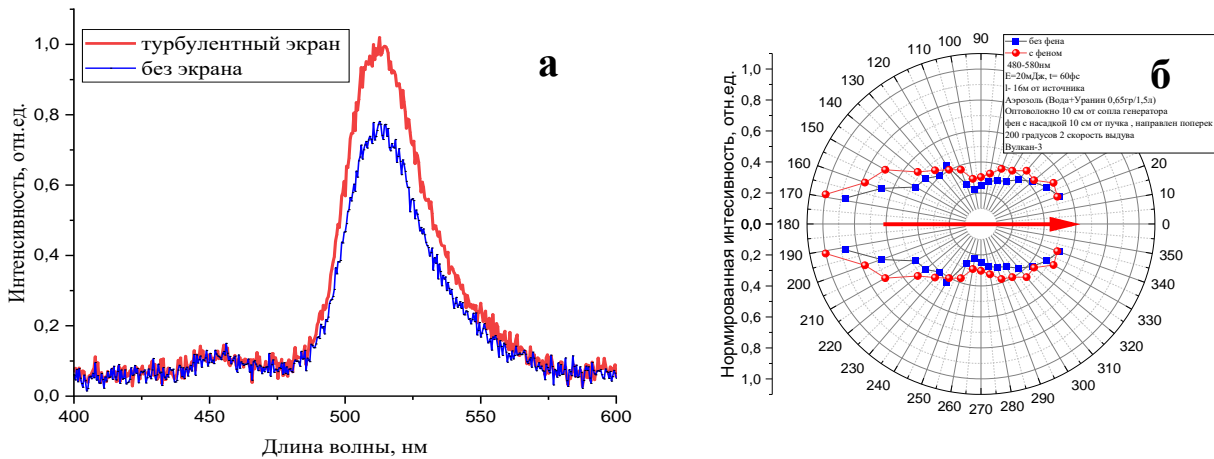


Рисунок 3 – а) Спектры флуоресценции водного аэрозоля с уранином; б) Угловая диаграмма флуоресценции водного аэрозоля в поле фемтосекундного излучения без турбулентного экрана (квадраты) и с экраном (круглые точки). Стрелка – направление распространения излучения

Результаты измерений углового распределения флуоресценции подкрашенных водных капель показаны на рис. 3б. Видно, что угловая диаграмма в целом имеет квазидипольную форму с минимумом интенсивности свечения в поперечном направлении, но с выраженной асимметрией в направлениях вперед-назад, с максимумом сигнала примерно при 165 градусах относительно направления воздействия фемтосекундного импульса. Степень данной асимметрии может достигать до 2-х раз по интенсивности сигнала флуоресценции.

Измеренные значения угловой направленности подтверждают появление выраженной асимметрии в угловой диаграмме флуоресценции аэрозоля в заднюю полусферу и слабое влияние характера оптического возбуждения молекул флуорофора падающим оптическим излучением на угловую направленность сигнала эмиссионного свечения.

Таким образом, проведенные исследования показали, что превентивное сегментирование мощного лазерного пучка приводит, за счет керровской нелинейности, к формированию в пучке множества высокоинтенсивных слаборасходящихся световых каналов с интенсивностью достаточной для реализации двухфотонного поглощения в объеме частиц аэрозоля, что в свою очередь существенно увеличивает величину регистрируемого по лидарной схеме сигнала флуоресценции.

1. *Алексимов Д.В., Бабушкин П.А., Землянов А.А., Кабанов А.М., Кочетов Д.И., Ошлаков В.К., Петров А.В., Хорошаева Е.Е.* Влияние турбулентности на формирование интенсивных световых каналов при распространении фемтосекундных лазерных импульсов на 100-метровой воздушной трассе // *Оптика атмосферы и океана.* 2023. Т. 36. № 10. С. 811–817.

2. *Шифрин К.С., Зельманович И.Л.* Таблицы по светорассеянию. Гидрометеиздат. Ленинград. 1968. Т. 1.

ЗАВИСИМОСТЬ ИНТЕНСИВНОСТИ СВЕЧЕНИЯ СПЕКТРАЛЬНЫХ СОСТАВЛЯЮЩИХ ПЛАЗМЫ ОБЛАСТИ ФИЛАМЕНТАЦИИ ОТ ДЛИТЕЛЬНОСТИ ФЕМТОСЕКУНДНОГО ЛАЗЕРНОГО ИМПУЛЬСА

Бабушкин П.А., Ошлаков В.К.

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

e-mail: bpa@iao.ru, ovk@iao.ru

Распространение мощного фемтосекундного лазерного излучения в среде сопровождается формированием плазмы в поперечном сечении пучка. Свечение плазмы области дает сведения о химическом составе вещества в области взаимодействия, что открывает возможности химического спектрального анализа объекта. В докладе представлены результаты эксперимента, в котором наблюдается зависимость свечения спектральных составляющих области филаментации мощного фемтосекундного импульса от его начальной длительности. Для наблюдения выбраны линии азота, составляющего атмосферу, примеси, в данном случае натрия, и водорода, характеризующего жидкий аэрозоль с примесью. Показано, что с увеличением длительности лазерного импульса интенсивность спектральных составляющих растет.

Введение. Фемтосекундное лазерное излучение находит широкое применение во многих областях науки и техники в том числе для спектроскопического анализа вещества методом лазерно-индуцированного пробоя [1,2]. В отличие от наносекундного лазерного излучения фемтосекундное не разогревает плазму, что позволяет ей остывать быстрее уменьшая влияние тормозного эффекта на электроны, что снижает зашумленность сигнала.

Интенсивность свечения плазмы области филаментации связана с такими параметрами лазерного излучения как энергия и длительность. При этом, в контексте дистанционного лазерного спектроскопического анализа эти же параметры оказывают влияние на положение области филаментации по трассе зондирования в процессе распространения излучения. Поэтому целью данной работы является исследование влияния таких параметров лазерного излучения как энергия и длительность импульса на поведение интенсивности спектра свечения плазмы области филаментации.

Эксперимент и результаты. По схеме, представленной на рисунке 1, проведена серия экспериментов для разной энергии и длительности.

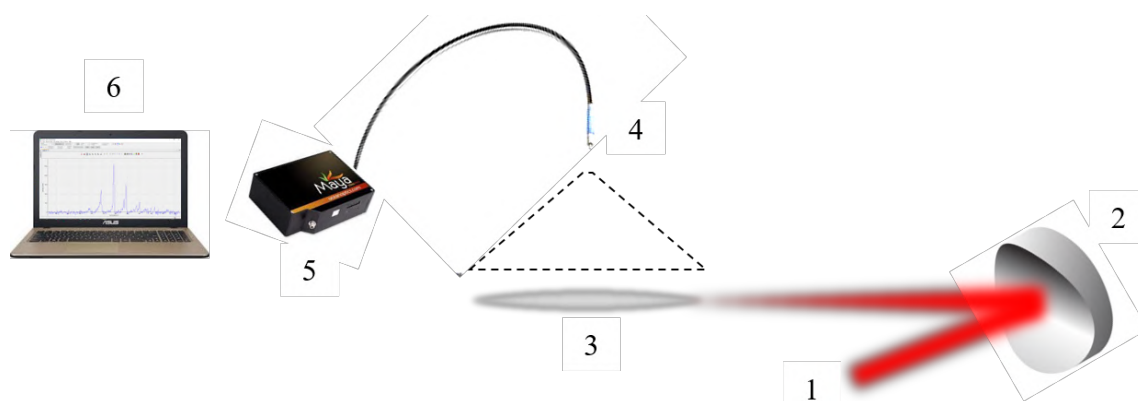


Рисунок 1 – Схема эксперимента: 1 – излучение фемтосекундной Ti:Sa лазерной системы; 2 – диэлектрическое фокусирующее зеркало $f = 1$ м; 3 – область филаментации; 4 – световод; 5 – спектрометр: Ocean Optics Maya 2000 Pro; 6 – компьютер

Излучение (1) направляется на фокусирующее зеркало (2) с фокусным расстоянием 1 м. Образование плазмы области филаментации (3) происходит в воздухе атмосферного давления. Для наблюдения свечения плазмы использован световод (4), который передает излучение на спектрометр (5). Спектрометр подключен к компьютеру (6).

В область плазмообразования подавался жидкий аэрозоль раствора хлорида натрия. Концентрация хлорида натрия составляла 0,1 г/мл.

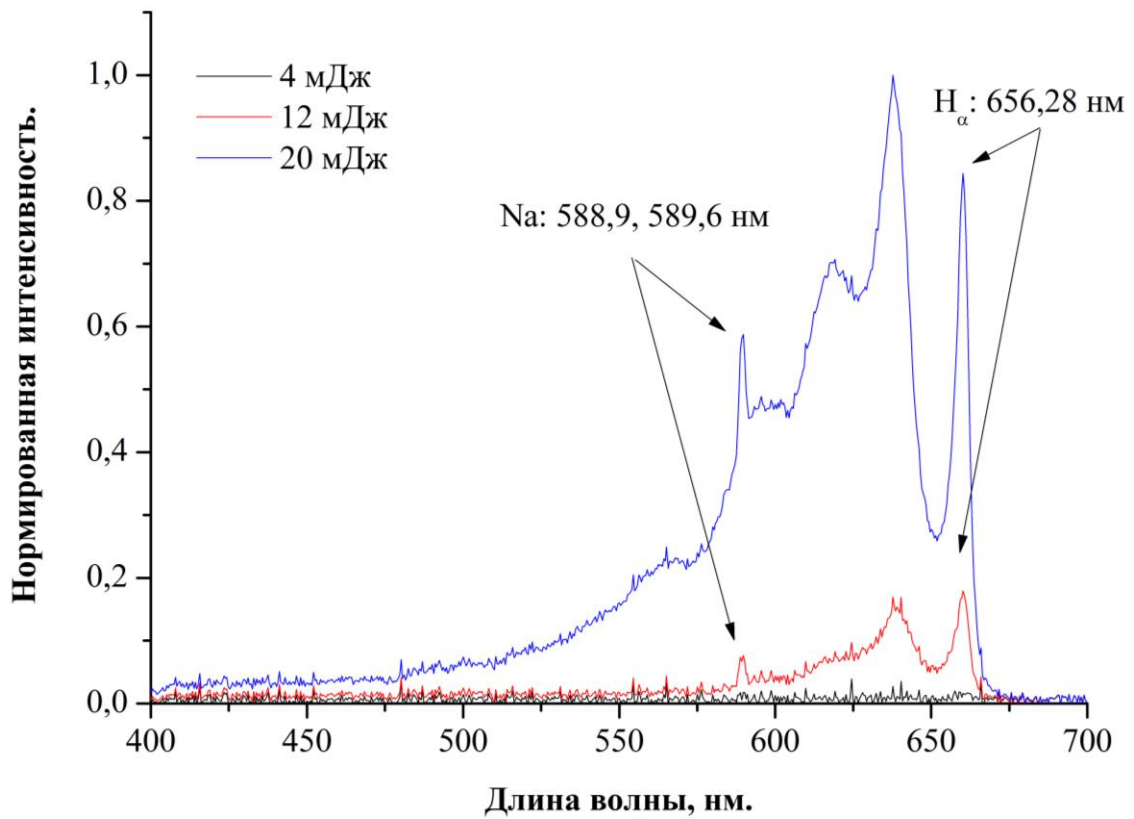
Длина волны лазера 815 ± 2 нм, энергия излучения менялась в диапазоне от 4 до 20 мДж, длительность – от 60 до 400 фс.

Регистрация проводилась в режиме скоростного считывания с временем экспозиции 1 с. Для каждого значения энергии и длительности накоплено 100 измерений.

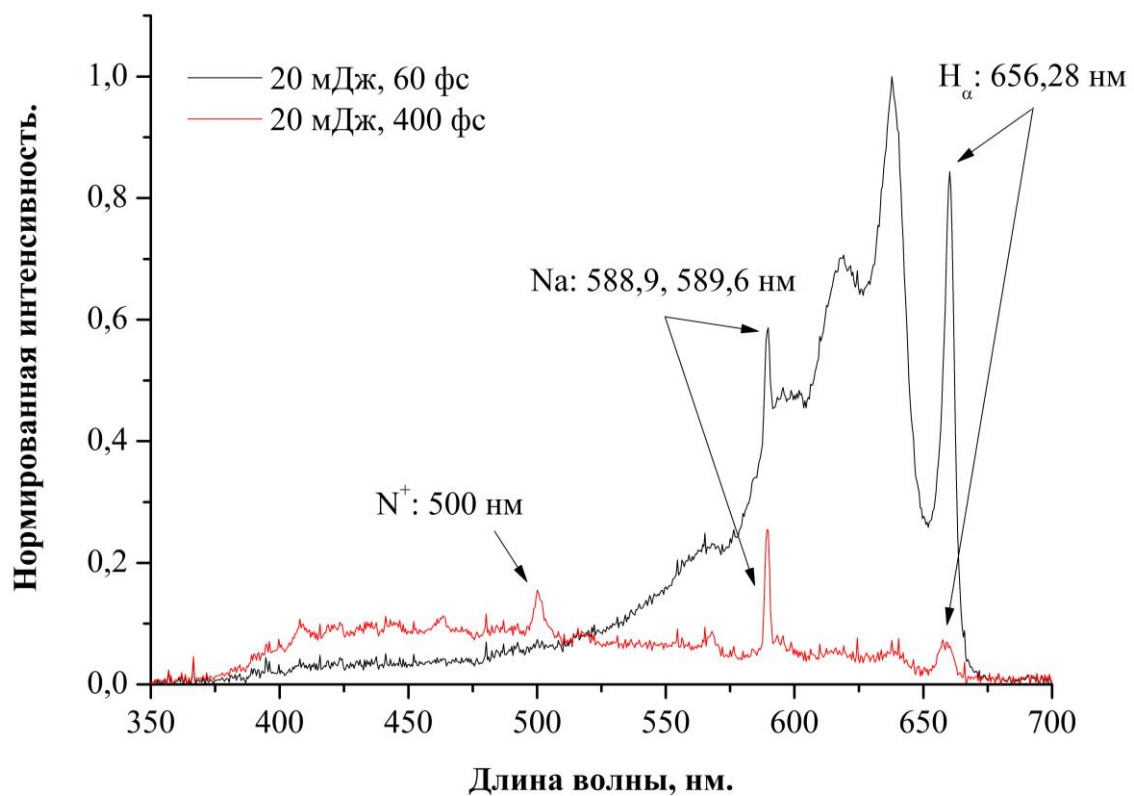
Для наблюдения выбраны линии: 588,59, 589,6 нм - атом натрия, 656,28 - атом водорода и 500 нм - ион атома азота.

Спектр свечения плазмы для разной энергии, но при постоянной длительности импульса приведены на рисунке 2 а, в зависимости от разной длительности представлены на рисунке 2 б.

Сравнивая графики на рисунках 2 а и 2 б сразу видна разница в спектральном составе свечения плазмы. При длительности 60 фс сплошной спектр смещен в сторону «красных» длин волн, что можно объяснить наличием суперконтинуального излучения, ширина которого растёт при увеличении значения нелинейного показателя преломления. Для длительности 400 фс сплошной спектр смещен в «синюю» область, что можно объяснить выраженным влиянием тормозного эффекта. Тормозной эффект проявляется и при 60 фс, то наблюдать в виде небольшой «ступеньки» в «синей» части спектра, но по сравнению с континуальным излучением его влияние много меньше.



а



б

Рисунок 2 – Спектр свечения плазмы области филаментации в зависимости от энергии и длительности фемтосекундного лазерного излучения

Интенсивность линий натрия и водорода растет с увеличением энергии накачки лазерного излучения, что и следовало ожидать (рисунок 2 а). Однако, при увеличении длительности импульса и постоянной энергии накачки проявляется линия иона атома азота на длине волны 500 нм, что вызывает интерес, так как энергетический уровень данной линии лежит достаточно высоко, и следовательно, вероятность его возбуждения должна расти с увеличением интенсивности пучка. При этом, в данном случае интенсивность снижается с увеличением длительности импульса.

Интенсивность линии атома водорода ожидаемо снижается с уменьшением интенсивности пучка. В то же самое время интенсивность линии атома натрия также увеличивается.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (грант №24-12-00056).

1. *Noll R, Fricke-Begemann C., Brunk M. et al.* Laser-induced breakdown spectroscopy expands into industrial applications // *Spectrochimica Acta Part B: Atomic Spectroscopy*. 2014. V. 93. P. 41-51.

2. *Loudyi H., Rifai K., Laville S. et al.* Improving laser-induced breakdown spectroscopy (LIBS) performance for iron and lead determination in aqueous solutions with laser-induced fluorescence (LIF) // *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*. 2009. V. 24. № 10. P. 1421-1428.

ИССЛЕДОВАНИЕ ПРИЗЕМНОГО АЭРОЗОЛЯ НА ИМПАКТОРЕ NANOMOUDI 125R В ОБСЕРВАТОРИИ "ФОНОВАЯ" В 2022-2023 ГГ.

Антонович В.В.¹, Антохин П.Н.¹, Аршинов М.Ю.¹, Аршинова В.Г.¹, Белан Б.Д.¹, Белан С.Б.¹,
Бердашкинова О.И.², Бучельников В.С.¹, Голобокова Л.П.², Давыдов Д.К.¹, Ивлев Г.А.¹,
Козлов А.В.¹, Козлов А.С.³, Онищук Н.А.², Рассказчикова Т.М.¹, Симоненков Д.В.¹,
Тентюков М.П.^{1,4}, Толмачёв Г.Н.¹, Фофонов А.В.¹, Ходжер Т.В.², Шукуров К.А.⁵

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

² Лимнологический институт СО РАН, г. Иркутск, Россия

³ Институт химической кинетики и горения СО РАН им. В.В. Воеводского,
г. Новосибирск, Россия

⁴ Сыктывкарский государственный университет им. Питирима Сорокина, г. Сыктывкар, Россия

⁵ Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, г. Москва, Россия

e-mail: voldemar@iao.ru, apn@iao.ru, michael@iao.ru, arvi@iao.ru, bbd@iao.ru, bsb@iao.ru,
khuriganowa@lin.irk.ru, vsb@iao.ru, lg@lin.irk.ru, denis@iao.ru, ivlev@iao.ru, artem@iao.ru,
kozlov@kinetics.nsc.ru, onischuk@lin.irk.ru, rtm@iao.ru, mpt@iao.ru, simon@iao.ru, tgn@iao.ru,
alenfo@iao.ru, khodzher@lin.irk.ru, karim.shukurov@ifaran.ru

В обсерватории «Фоновая» с осени 2021 года установлен 13-каскадный импактор высокого разрешения 125R NanoMoudi-II, способный селективно отбирать аэрозоль разного диапазона дисперсности с номинальными размерами: 10000, 5600, 3200, 1800, 1000, 560, 320, 180, 100, 56, 32, 18 и 10 нм. Кварцевые и тефлоновые фильтры используются для исследования ионно-элементного и органического состава фракций приземного фонового аэрозоля, соответственно. Анализ кварцевых фильтров производится в Иркутском лимнологическом институте СО РАН методами ионной хроматографии и ИСП-МС. Тефлоновые фильтры типа Grimm 1.113A используются для отбора и анализа органических аэрозолей методом ГХ-МС в ИХКГ СО РАН. Обсуждается химический состав отобранных в 2022 году проб продолжительностью от 6 до 16 суток, состав которых анализируется опробированными в 2021 г. методиками. Изменчивость содержания ионной компоненты аэрозоля в течение года достигает порядка величины, с максимумом в конце зимы и минимумом летом. «Зимний» пик основы ионной фракции - сульфат-аниона - лежит в области 0,56-1 мкм, смещаясь летом в область более мелких частиц 0,18-0,32 мкм. Для микроэлементов как временной ход концентраций, так и распределения по размерам имеют более сложный вид.

В течение 2022 - 2023 г. отобрано 19 каскадных серий, каждая продолжительностью от 6 до 16 дней. Для всех серий 2022 г. произведен полный химико-аналитический и статистический процессинг, включающий непосредственно химический анализ проб и холостых фильтров аккредитованной Лабораторией гидрохимии и химии атмосферы Лимнологического института СО РАН (г. Иркутск), с последующей математической обработкой результатов анализа.

Ионный состав аэрозоля (H^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , NH_4^+ , NO_2^- , NO_3^- , F^- , Br^- , Cl^- , SO_4^{2-}) определяли в водных экстрактах с фильтров с помощью безреагентной системе ICS-3000 с точностью до 2–6 %, определение элементного состава аэрозольных проб (Li, Be, B, Al, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, As, Se, Rb, Sr, Mo, Cd, Sn, Sb, Ba, W, Pb, Bi, Th, U, Ag, Tl) проводили в экстрактах с концентрированной азотной кислотой и перекисью водорода на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой Agilent-7500 CE (США, Agilent Technologies Int) с точностью 0,2%.

Суммарная концентрация ионов в составе аэрозоля, собранных в течение 2022 г., изменялась от 0,75 до 4,5 мкг в куб.м воздуха (рис. 1а). Наибольшие концентрации сумм ионов зафиксированы в феврале-марте. Отмечается снижение концентраций ионов к лету, что подтверждает большую эффективность осаждения водорастворимой фракции аэрозоля жидкими осадками. И вновь идет нарастание концентрации ионной компоненты к концу осени – началу зимы..

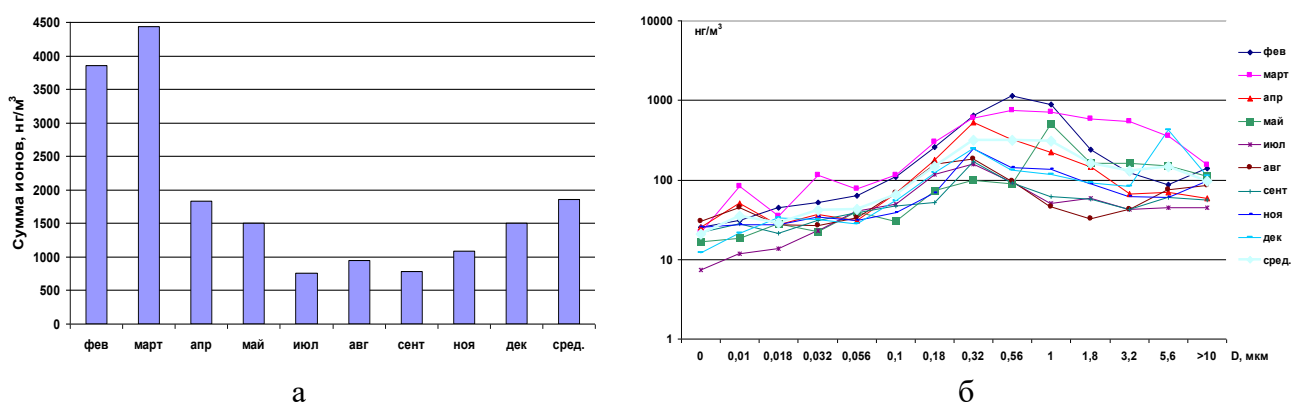


Рисунок 1 – Ход суммарной концентрации ионов (а) и распределение суммы ионов по размерам в разные месяцы (б) каскадного отбора в течение 2022 г.

В зимнее-летнем ходе, как общей концентрации ионов, так и в распределении по размерам (рис. 1б), характерен максимум в начале весны. Мартовский отбор на импакторе показывает и наиболее широкий пик распределения ионов, охватывающий практически всю область субмикронных и микронных частиц. В марте имеются и довольно существенные всплески концентраций ионов в нуклеационной моде. Летом почти вся кривая распределения ионов сильно «проседает», лишь в субмикронном диапазоне сохраняются значения выше 100 нг/м³.

Значительный вклад в такой ход и высокие концентрации ионной компоненты весной определяется кислородсодержащими анионами, особенно сульфат-анионом, очевидно активно участвующими в процессах весенней нуклеации. Динамика макро-аниона сульфата в течение всего 2022 г. представлена на рисунках 2. Интересно, что для конца весны – мая – характерно смещение максимума концентрации сульфат-аниона в микронную область, а для летних

периодов наблюдается уход этого максимума в начало субмикронного диапазона. Однако осенью этот пик возвращается в центр субмикронной фракции, а для начала зимы (декабрь) характерно появление гигантского пика в области 5-10 мкм, что, вероятно, связано с выбросами ТЭК, переносимых от крупных городов Сибири.

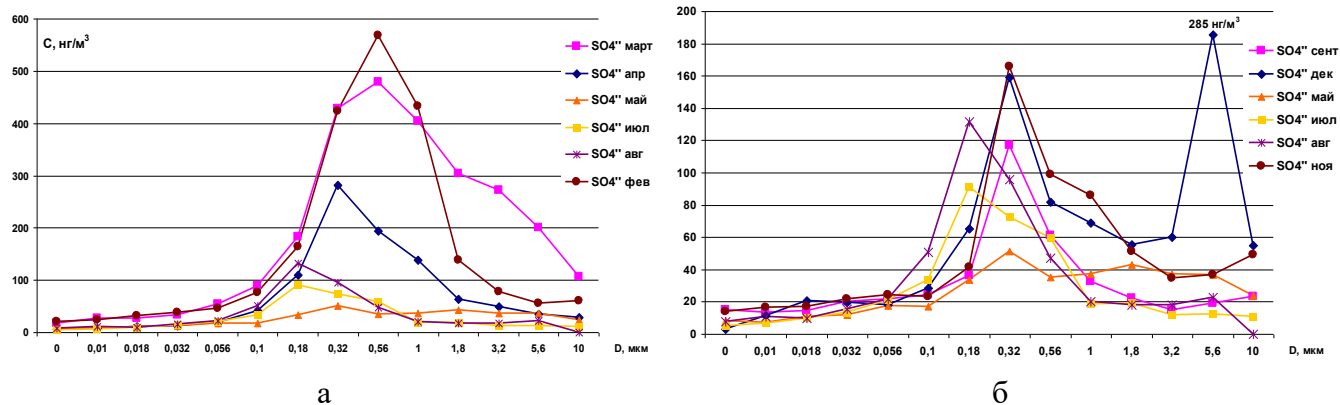


Рисунок 2 – Распределение сульфат-аниона по частицам разных размеров аэрозоля в 2022 г.

Суммарная концентрация микроэлементов в составе аэрозоля, собранного в течение всех серий импакторного отбора 2022 г., изменялась от 66 до 325 нг в куб.м воздуха (рис. 3а).

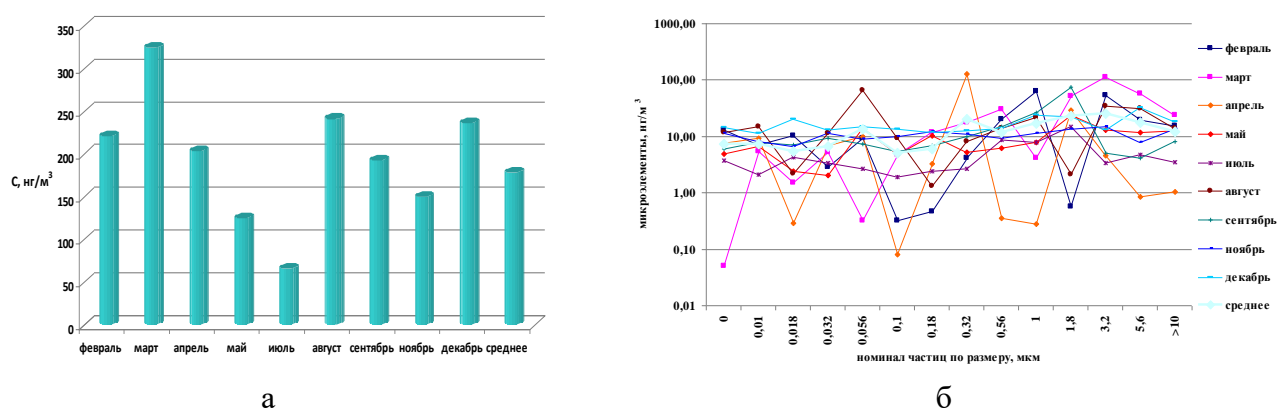


Рисунок 3 – Ход суммарной концентрации микроэлементов (а) и распределение их сумм по размерам в месяцы (б) каскадного отбора 2022 г.

Таким образом, изменчивость содержания ионной компоненты аэрозоля в течение года достигает почти порядка величины, с максимумом в конце зимы и минимумом летом. «Зимний» пик основы ионной фракции - сульфат-аниона - лежит в области 0,56-1 мкм, смещаясь летом в область более мелких частиц 0,18-0,32 мкм. Для микроэлементов характерен более сложный ход, как временной суммарной концентрации, так и распределения по размерам.

Для выполнения работы использовалась инфраструктура ИОА СО РАН, созданная и эксплуатируемая по госзаданию, включая ЦКП «Атмосфера». Траекторный анализ выполняется при финансовой поддержке РЦНИ и ННФИ в рамках научного проекта № 20-55-56028.

БАНК ДАННЫХ ОПТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ПОЛЫХ ЛЕДЯНЫХ ЧАСТИЦ, ХАРАКТЕРНЫХ ДЛЯ ПЕРИСТЫХ ОБЛАКОВ, ДЛЯ ЗАДАЧ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ЛАЗЕРНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Бабинович А.Е.^{1,2}, Коношонкин А.В.^{1,2}, Кустова Н.В.¹, Тимофеев Д.Н.¹, Ткачев И.В.¹,
Шишко В.А.¹

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

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

e-mail: anastasiababinovich@gmail.com, sasha_tvo@iao.ru, kustova@iao.ru, tdn@iao.ru,
tiv@iao.ru, sva@iao.ru

Большинство оптических моделей перистого облака разработаны в предположении, что облако состоит из кристаллов имеющих идеальную гексагональную форму, что не всегда соответствует действительности. В работе представлена модель полых гексагональных столбиков, которая имеет важное прикладное значение для задач лазерного зондирования атмосферы. Решение строилось в рамках приближения физической оптики, для типичных длин волн лидара (0,355; 0,532; 1,064 мкм). Модель учитывает как реальное распределение частиц в облаке по глубине полости, так и распределение частиц в облаке по размерам. Проведено сравнение моделей: идеальных гексагональных столбиков, полых гексагональных столбиков и их смеси. Показано, что модель облака состоящего из смеси идеальных и полых столбиков совпадает с характеристиками, наблюдаемыми в экспериментах по лазерному зондированию перистой облачности.

Перистые облака оказывают влияние на радиационный баланс нашей планеты и, соответственно, играют важную роль в формировании климата [1]. Оптические и микрофизические свойства перистых облаков в основном изучаются при помощи лидаров [2–5]. Для интерпретации получаемых данных необходимо решить задачу рассеяния лазерного излучения на частицах перистых облаков и построить оптическую модель.

Обычно рассматривается модель перистого облака, состоящего из простых ледяных гексагональных пластинок и столбиков. Однако в случае, когда форма идеальной гексагональной призмы нарушается (даже незначительно), элементы матрицы обратного рассеяния света значительно меняются с ростом угла деформации, что приводит к лучшему совпадению модели с результатами экспериментальных измерений. Помимо этого, С.G. Schmitt и др. [6] показали, что доминирующее число частиц в реальных перистых облаках (50–80%) является полыми.

Полый ледяной гексагональный кристалл характеризуется длиной ребра гексагонального основания ($D/2$), высотой боковой грани (L), и глубиной углубления (h) (см. рис. 1). Эти характеристики позволяют вычислить параметр полости μ и угол полости ξ :

$$\mu = \frac{2h}{L}, \quad \operatorname{tg} \xi = \frac{L}{D} \mu.$$

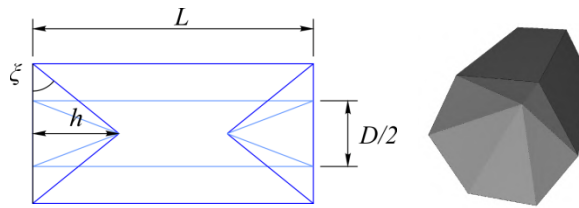


Рисунок 1 – Внешний вид полый гексагональной частицы

Основная сложность в построении оптической модели перистых облаков заключается в недостаточном количестве экспериментальных данных, описывающих параметры ледяных кристаллов перистых облаков. В частности необходимо иметь надежную информацию о распределении полых ледяных гексагональных кристаллов в облаке по глубине полости. К счастью С.Г. Schmitt и А.Д. Neumysfield в 2007 году провели такое исследование [6]. Согласно этому исследованию существует зависимость глубины полости от размера кристалла. В частности для крупных кристаллов ($L > 85$ мкм) параметр полости лежит в диапазоне $0,7 < \mu < 0,9$ с максимумом в точке 0,8. Для кристаллов меньшего размера существует монотонная зависимость наиболее вероятного μ от длины кристалла, показанная на рис. 2, а черной линией. При этом отклонение μ от этого значения не превышает $\pm 0,1$. Для удобства расчетов была подобрана полиномиальная функция, хорошо описывающая поведение наиболее вероятного μ от длины кристалла L , когда $L < 85$ мкм

$$\mu_m(L) = 0.196 + 0.01314L - 7.1 \cdot 10^{-5} L^2.$$

Для случая $L \geq 85$ параметр $\mu_m = 0,8$.

Также предполагается, что отклонение параметра μ от наиболее вероятного значения μ_m подчиняется нормальному закону распределения. В этом случае плотность распределения вероятностей p имеет вид

$$p(\mu, s, \mu_m) = \frac{\exp\left(-\frac{(\mu - \mu_m)^2}{s^2}\right)}{\int_0^1 \exp\left(-\frac{(\mu - \mu_m)^2}{s^2}\right) d\mu},$$

где $s = 0,05$, что определяет необходимую ширину распределения $\pm 0,1$. Пример функции p для случая $L = 100$ мкм представлен на рис. 2, б.

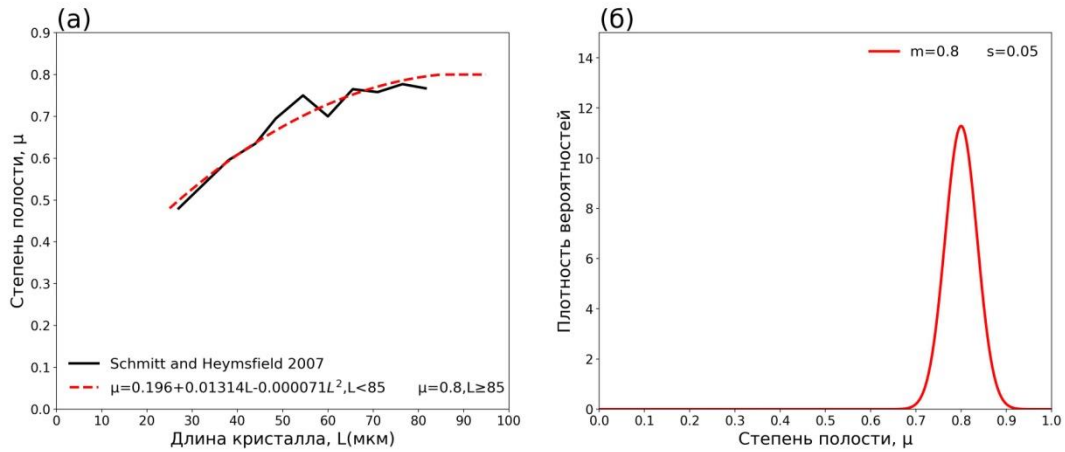


Рисунок 2 – Зависимость параметров μ_m от размера кристалла (а) и вид распределения p для случая $L=100$ и $s=0,05$ (б)

Таким образом, было получено решение задачи рассеяния света для хаотически ориентированных полых ледяных гексагональных столбиков, размер которых варьировался в диапазоне от 10 до 316 мкм с шагом порядка 5 мкм, а параметр полости кристалла μ соответствовал диапазону распределения плотности вероятностей, которая обсуждалась выше. Решение строилось в рамках приближения физической оптики [7], для типичных длин волн лидара (0,355; 0,532; 1,064 мкм).

На основе рассчитанной матрицы обратного рассеяния света легко вычислить оптические характеристики, которые непосредственно измеряются при лазерном зондировании: коэффициент обратного рассеяния β , деполаризационное отношение δ , спектральное отношение χ и лидарное отношение S , по следующей формуле:

$$\beta = cM_{11}; \delta = \frac{M_{11} - M_{22}}{M_{11} + M_{22}}; \chi = \frac{M_{11}(\lambda_1)}{M_{11}(\lambda_2)}; S = \frac{c\sigma_{ext}}{\beta} \approx \frac{2s}{M_{11}}$$

где c – константа, характеризующая концентрацию частиц в облаке, M_{ij} – ij элемент матрицы Мюллера, σ_{ext} – сечение экстинкции, которое для крупных хаотически ориентированных частиц с достаточно хорошей точностью может быть принято как удвоенная средняя площадь проекции частицы s .

Вычисленные оптические характеристики, были усреднены как по параметру μ , так и по размеру частиц и были построены для различных пропорций смеси идеальных (SC) и полых (HC) столбиков. В качестве примера, на рисунке 3 представлены: спектральное χ , деполаризационное δ и лидарное S отношения.

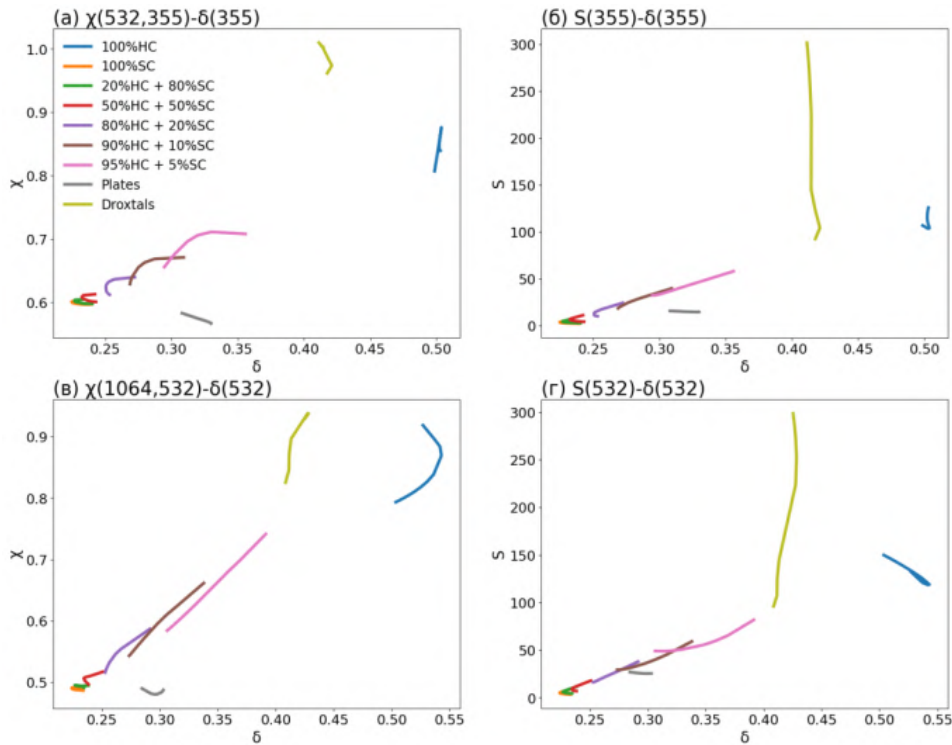


Рисунок 3 – Диаграммы зависимости лидарных параметров для смеси идеальных столбиков (SC) и полых столбиков (HC) в различных пропорциях. Зависимости: (а) – $\chi(532,355)$ от $\delta(355)$, (б) – $S(355)$ от $\delta(355)$, (в) – $\chi(1064,532)$ от $\delta(532)$, (г) – $S(532)$ от $\delta(532)$

Из рисунка 3 видно, что добавление даже 5% идеальных столбиков к полым приводит к резкому уменьшению лидарного отношения, что хорошо согласуется с данными экспериментальных наблюдений, подтверждая гипотезу, о том, что полые столбики в перистых облаках в чистом виде не встречаются. Анализ спектрального отношения для модели облака показал, что для облака состоящего, только из идеальных частиц χ равно 0,5 для пары 1,064/0,532 и 0,6 для пары 0,532/0,355, а для облака полых столбиков лежит в окрестности 0,8–0,9 для обеих пар. Для облака, состоящего из смеси, спектральное отношение монотонно переходит между этими значениями. Также видно, что если доля полых столбиков более 50%, то удастся восстановить долю полых столбиков в облаке, особенно по диаграмме спектральное-деполяризационное отношение, где зависимость практически линейная. При этом диаграммы, полученные для смеси полых и идеальных столбиков не перекрываются с диаграммами идеальных гексагональных пластинок и дроксталлов, что имеет важное значение для практического применения полученной нами оптической модели при интерпретации реальных лидарных данных.

Таким образом, в ходе исследования было выявлено, что использование зависимости спектрального отношения от деполаризации позволяет отличать частицы гексагональной формы от частиц произвольной формы и дроксталлов, а также восстанавливать форму частиц.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИОА СО РАН.

1. *Liou K.N.* Influence of Cirrus Clouds on Weather and Climate Processes - a Global Perspective // *Mon. Weather Rev.* 1986. V. 114. P. 1167–1199.

2. *Zubko E., Shmirko K., Pavlov A., Sun W.B., Schuster G.L., Hu Y.X., Stamnes S., Omar A., Baize R.R., McCormick M.P., Loughman R., Arnold J.A., Videen G.* Active remote sensing of atmospheric dust using relationships between their depolarization ratios and reflectivity // *Opt. Lett.* 2021. V. 46. P. 2352–2355.

3. *Sassen K., Zhu J., Benson S.* Midlatitude cirrus cloud climatology from the facility for atmospheric remote sensing. IV. Optical displays // *Appl. Opt.* 2003. V. 42. P. 332–341.

4. *Noel V., Sassen K.* Study of planar ice crystal orientations in ice clouds from scanning polarization lidar observations // *J. Appl. Meteorol.* 2005. V. 44. P. 653–664.

5. *Reichardt J., Wandinger U., Klein V., Mattis I., Hilber B., Begbie R.* RAMSES: German Meteorological Service autonomous Raman lidar for water vapor, temperature, aerosol, and cloud measurements // *Appl. Opt.* 2012. V. 51. P. 8111–8131.

6. *Schmitt C.G., Heymsfield A.J.* On the occurrence of hollow bullet rosette- and column-shaped ice crystals in midlatitude cirrus // *J. Atmos. Sci.* 2007. V. 64. P. 4514–4519.

7. *Коношонкин А.В., Кустова Н.В., Шишко В.А., Боровой А.Г.* Методика решения задачи рассеяния света на ледяных кристаллах перистых облаков в направлении рассеяния назад методом физической оптики для лидара с зенитным сканированием // *Оптика атмосф.и океана.* 2016. Т. 29. № 01. С. 40-50.

КИНЕТИКА ТЕПЛОВЫДЕЛЕНИЯ ПРИ ПОГЛОЩЕНИИ ЛАЗЕРНОГО ИМПУЛЬСА СМЕСЬЮ ДВУХ МОЛЕКУЛЯРНЫХ ГАЗОВ С СИЛЬНО РАЗЛИЧАЮЩИМИСЯ ВРЕМЕНАМИ КОЛЕБАТЕЛЬНО-ПОСТУПАТЕЛЬНОЙ РЕЛАКСАЦИИ

Никифорова О.Ю., Пономарев Ю.Н.

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

e-mail: nik@iao.ru, yuron@iao.ru

Рассмотрена кинетика тепловыделения в оптико-акустической ячейке при поглощении лазерного импульса в смеси двух молекулярных газов с двумя независимыми каналами колебательно-поступательной релаксации с сильно различающимися временами. Представлен пример расчетов тепловыделения для смеси H_2O и CO_2 при поглощении короткого импульса излучения CO_2 -лазера.

Оптико-акустический (ОА) метод применяется для решения широкого круга задач, связанных с поглощением оптического излучения различными средами [1, 2], и, как правило, предполагается, что регистрируемый сигнал пропорционален коэффициенту поглощения исследуемого вещества. Процесс формирования ОА сигнала широко описан в литературе [3, 4], однако в настоящее время основное внимание уделяется именно генерации акустического сигнала [5–7]. В работе описана кинетика тепловыделения в ОА ячейке при поглощении лазерного импульса двумя газами, имеющими независимые каналы колебательно-поступательной (VT) релаксации с сильно различающимися временами. Такая ситуация вполне реальна при атмосферных исследованиях при поглощении излучения CO_2 -лазера, т.к. присутствующие в воздухе углекислый газ и водяной пар поглощают лазерное излучение и их времена VT-релаксации отличаются более чем в 100 раз [8]. Наиболее общий подход к описанию процесса формирования “теплового” ОА сигнала в многоуровневой среде предложен в [9], однако этот подход довольно сложен в реализации и требует знания многих параметров, поэтому при решении задач газоанализа как правило ограничиваются более простыми моделями.

Поглощение ИК-излучения как правило приводит к возбуждению колебательных уровней молекул в основном электронном состоянии. Для описания возникающего ОА сигнала часто применяется двухуровневая модель и предполагается, что возбуждение является слабым, так что изменением концентрации невозбужденных молекул можно пренебречь, при этом уравнение для плотности возбужденных молекул N^* в ячейке имеет вид [10]:

$$\frac{dN^*}{dt} = \frac{k a^2 I(t)}{h\nu r_0^2} - \frac{N^*}{\tau_{\text{кол}}}$$

где $I(t)$ – интенсивность возбуждающего оптического излучения, $h\nu$ – энергия кванта, a – радиус пучка, k – коэффициент поглощения исследуемого газа, $\tau_{\text{кол}}$ – характерное время

релаксации колебательного возбуждения. $1/\tau_{\text{кол}} = 1/\tau_{\text{VT}} + 1/\tau_{\text{d}} = w_{\text{VT}} + w_{\text{d}}$, где w_{VT} и w_{d} характеризуют вероятности колебательно-поступательной (VT) релаксации, приводящей к возникновению полезного сигнала, и иных других механизмов дезактивации колебательного возбуждения.

При возбуждении прямоугольным импульсом с длительностью $T_{\text{имп}}$ изменение концентрации возбужденных молекул описывается выражением:

$$N^*(t) = \frac{k a^2 I}{h\nu r_0^2} \frac{1}{w_{\text{VT}} + w_{\text{d}}} \times \begin{cases} 1 - e^{-(w_{\text{VT}} + w_{\text{d}})t} & t \leq T_{\text{имп}} \\ e^{-(w_{\text{VT}} + w_{\text{d}})(t - T_{\text{имп}})} - e^{-(w_{\text{VT}} + w_{\text{d}})t} & t > T_{\text{имп}} \end{cases}.$$

Лишь часть колебательно-возбужденных молекул, определяемая вероятностью колебательно-поступательной релаксации w_{VT} , релаксирует с выделением тепла в объеме газа, поэтому плотность тепловых источников определяется соотношением

$$H = N^* \cdot w_{\text{VT}} \cdot h\nu$$

и максимум наблюдается в момент окончания импульса излучения.

В зависимости от соотношения длительности импульса излучения и времен VT-релаксации обоих газов соотношение между их вкладами в суммарную плотность тепловых источников может меняться. На рисунке 1 представлена доля Δ газа с более быстрой VT-релаксацией в суммарное тепловыделение

$$\Delta = \frac{H_2}{H_1 + H_2}$$

в зависимости от соотношений между длительностью импульса излучения и временем VT-релаксации газа с более медленным тепловыделением $\tau_1 > T_{\text{имп}}$ и между временами VT-релаксации обоих газов τ_1 / τ_2 . В расчетах предполагалось, что характерное время других механизмов дезактивации колебательного возбуждения для обоих газов не различается и в 10 больше, чем τ_1 , а коэффициенты поглощения газов $k_1 = 1$ усл. ед и $k_2 = 0,05$ усл. ед.

Из рисунка видно, что вклады газов в суммарное тепловыделение определяются соотношением их коэффициентов поглощения ($k_2/(k_1+k_2) = 0,048$) лишь при определенных значениях времен возбуждения и релаксации (зеленая область на диаграмме). Вклад газа со слабым поглощением, но с более быстрой VT-релаксацией, может быть как гораздо меньше (синяя область), так и гораздо больше (красная область).

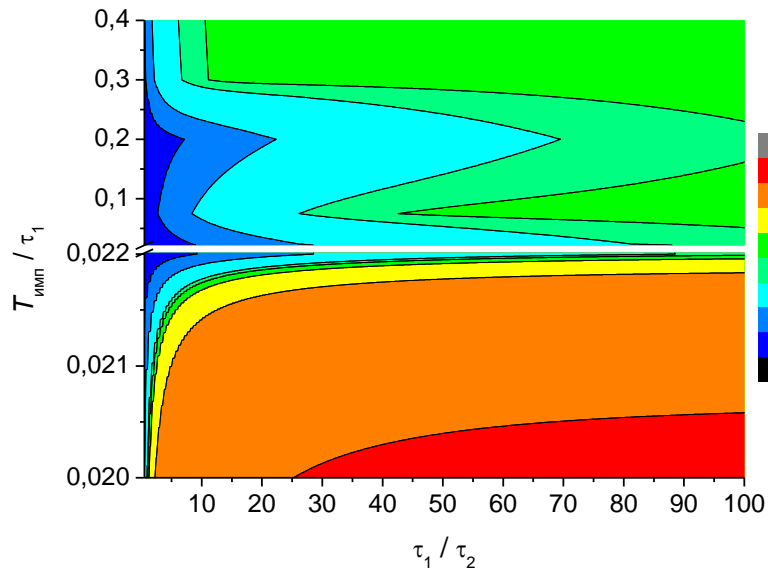


Рисунок 1 – Доля газа с более быстрой VT-релаксацией в суммарном тепловыделении в ОА ячейке в смеси двух поглощающих газов с различными временами VT-релаксации;

$$\tau_d = 10 \cdot \tau_1, k_1 / k_2 = 20$$

На рисунке 2 представлена модель теплового источника в оптико-акустической ячейке при наличии в анализируемой смеси двух поглощающих газов: время VT-релаксации τ_1 первого газа в 2 раза больше длительности импульса, время VT-релаксации τ_2 второго газа в 5 раз меньше длительности импульса излучения, характерное время для других механизмов дезактивации колебательного возбуждения τ_d для обоих газов достаточно велико и 100% энергии возбуждения преобразуются в полезный сигнал, а коэффициенты поглощения газов k_1 и k_2 равны (а) или относятся как 1:5 (б) и 5:1 (в).

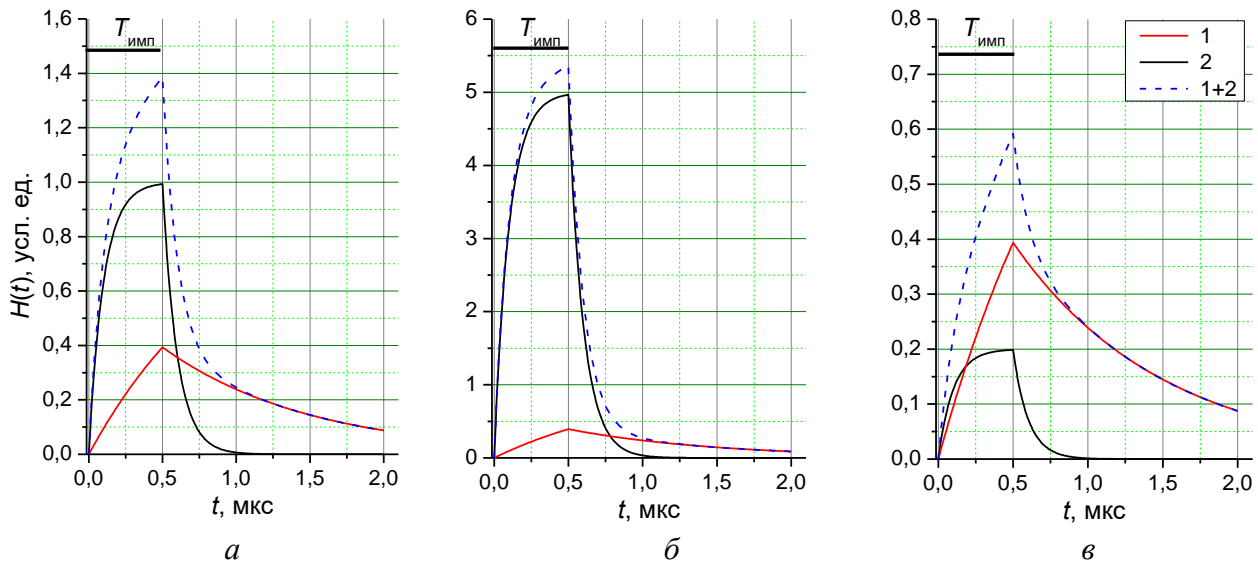


Рисунок 2 – Кинетика тепловыделения в ОА ячейке в смеси двух поглощающих газов с различающимися временами VT-релаксации: 1 – $\tau_1 = 1$ мкс, $k_1 = 1$ усл. ед.; 2 – $\tau_2 = 0,1$ мкс, $k_2 = 1$ усл. ед.(а), 5 усл. ед.(б), 0,2 усл. ед.(в); $T_{\text{имп}} = 0,5$ мкс

Из рисунка видно, что максимальное значение сигнала обусловлено в основном поглощением газа с более быстрой VT-релаксацией, а вклад медленно релаксирующего газа доминирует лишь на временах, на порядок превышающих время VT-релаксации газа с быстрой релаксацией.

Кинетика тепловыделения в ячейке может влиять на форму регистрируемого ОА-сигнала и величину его максимального значения. Это влияние может оказаться существенным при проведении абсолютных измерений, когда предварительно проводится калибровка сигнала по величине поглощения исследуемого газа с известной концентрацией, а затем определяется концентрация исследуемого газа в анализируемых смесях, где присутствуют другие поглощающие компоненты.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИОА СО РАН.

1. Козинцев В.И., Белов М.Л., Городничев В.А., Федотов Ю.В. Лазерный оптико-акустический газоанализ многокомпонентных газовых смесей. М.: Изд-во МГТУ им. Н.Э. Баумана. 2003. 352 с.

2. Mitrayana D., Nikita J.G., Wasono M.A.J., Satriawan M. CO₂ laser photoacoustic spectrometer for measuring ethylene, acetone, and ammonia in the breath of patients with renal disease // Sensing and Bio-Sensing Research. 2020. V. 30. Art. 100387.

3. Буренин А.В. Теоретический анализ газовой ячейки радиоспектроскопа с акустическим детектором // Изв. ВУЗов. Радиофизика. 1974. Т. XVII. № 9. С. 1291–1303.

4. Верещагина Л.Н., Жаров В.П., Шупов Г.И., Штена В.И. Особенности импульсного оптико-акустического эффекта в газах // ЖТФ. 1984. Т. 54. № 2. С. 342–347.

5. Cotterell M.I., Ward G.P., Hibbins A.P., Haywood J.M., Wilson A., Langridge J.M. Optimizing the performance of aerosol photoacoustic cells using a finite element model. Part 1: Method validation and application to single-resonator multipass cells // Aerosol Science and Technology 2019. V. 53. № 10. P. 1107–1127.

6. Liu X., Wu H., Dong L. Methodology and applications of acousto-electric analogy in photoacoustic cell design for trace gas analysis // Photoacoustics. 2023. V. 30. P. 100475.

7. Куряк А.Н., Помазкин Д.А., Тихомиров Б.А. Генерация сигнала оптико-акустического детектора в смесях поглощающего газа с водородом // Оптика атмосферы и океана. 2022. Т. 35. № 9. С. 73–734.

8. Rooth R.A., Verhage A.J.L., Wouters L.W. Photoacoustic measurement of ammonia in the atmosphere: influence of water vapor and carbon dioxide // Applied Optics. 1990. V. 29. № 25. P. 3643–3653.

9. Bauer H.-J. Son et Lumiere or the Optoacoustic Effect in Multilevel Systems // J. Chem. Phys. 1972. V. 57. No. 8. P. 3130–3145.

10. Пономарев Ю.Н., Агеев Б.Г., Зигрист М.В., Капитанов В.А., Куртуа Д., Никифорова О.Ю. Лазерная оптико-акустическая спектроскопия межмолекулярных взаимодействий в газах. / Под. ред. Л.Н. Синицы. Томск: РАСКО. 2000. 200 с.

ИССЛЕДОВАНИЕ МАТРИЦЫ ОБРАТНОГО РАССЕЯНИЯ СВЕТА ДЛЯ АГРЕГАТОВ ЛЕДЯНЫХ АТМОСФЕРНЫХ ЧАСТИЦ В РАМКАХ ПРИБЛИЖЕНИЯ ФИЗИЧЕСКОЙ ОПТИКИ

Шишко В.А.¹, Бабинович А.Е.^{1,2}, Тимофеев Д.Н.¹, Коношонкин А.В.^{1,2}

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

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

e-mail: sva@iao.ru, anastasiababinovich@gmail.com, tdn@iao.ru, sasha_tvo@iao.ru

В работе представлены зависимости элементов матрицы обратного рассеяния света для агрегатов ледяных атмосферных частиц, встречающихся в перистых облаках, от их размера. Расчеты проводились с использованием метода физической оптики, для случая хаотической пространственной ориентации частиц и однократного рассеяния. Полученные результаты являются важными для интерпретации данных лазерного зондирования атмосферы.

Исследование кристаллических частиц перистых облаков является одной из приоритетных задач в области климатологии, прогнозирования погоды и изучения атмосферы [1]. На данный момент отсутствие исчерпывающей информации о микрофизической структуре перистых облаков (т.е. размеры и форма входящих в них частиц) является основным недостатком численных климатических моделей.

Для изучения состава кристаллических облаков активно используется метод активного дистанционного зондирования атмосферы, который осуществляется с помощью лидаров [2, 3]. Однако для интерпретации лидарных данных необходимо решение прямой задачи рассеяния для множества форм и размеров частиц кристаллического облака. Такое решение представляет собой матрицу рассеяния света, которая состоит из 16 элементов, с помощью которых вычисляются характеристики рассеяния. Для расчета этой матрицы используются численные методы решения задачи рассеяния света [4-6].

Таким образом, целью данной работы является расчет матриц рассеяния света для агрегатов ледяных атмосферных частиц и построение зависимости ее элементов от размера агрегата.

Для расчета матрицы рассеяния света использовалась программа MBS [7], основанная на методе физической оптики [8]. Данным методом было решено множество задач связанных с рассеянием света на атмосферных частицах [9-11].

Агрегаты кристаллических частиц в облаках могут состоять из частиц с различным расположением и морфологическим составом [12]. В качестве отправной в точки в их

исследовании был взят агрегат состоящих из 8 гексагональных столбиков, отличающихся по размеру (рис. 1), предложенный Р. Yang в работе [13].



Рисунок 1 – Геометрическая форма агрегата ледяных гексагональных столбиков, отличающихся по характерному размеру

В табл. 1 приведены начальные значения геометрических параметров агрегата. Ширина (D) и длина (L) каждого гексагонального столбика переведены в относительные единицы, а центр столбика в системе частиц обозначается тремя координатами (x_0, y_0, z_0). Пространственная ориентация одиночного гексагонального столбика, входящего в состав агрегата, определяется тремя углами Эйлера α^0, β^0 и γ^0 . Чтобы избежать взаимных пересечений частей агрегата в программной реализации метода физической оптики, их координаты были незначительно смещены относительно центра агрегата. В качестве характерного размера была выбрана величина D_{max} , которая характеризует расстояние между двумя самыми удаленными друг от друга вершинами агрегата.

Таблица 1. Геометрические параметры исходного агрегата

№	D , мкм	L , мкм	γ^0	β^0	α^0	x_0	y_0	z_0
1	92	158	23	50	-54	0	0	0
2	80	124	16	81	156	15,808	107,189	-60,108
3	56	78	5	57	94	-26,691	73,005	49
4	96	126	13	76	130	-88	-39,19	-11,643
5	106	144	11	29	-21	106,532	33,08	27,801
6	38	54	8	62	-164	35,923	-51,5	-37,533
7	68	102	29	41	60	40,11	-57,227	112,5
8	86	138	19	23	-122	-9,7524	-132,57	57,131

Чтобы рассчитать агрегаты с различным размером, исходный агрегат был отмасштабирован по формулам (1) и (2). Параметры полученных агрегатов представлены в табл. 2.

$$V = 4368010 \cdot s^3, \tag{1}$$

$$s = \frac{D_{max}}{398,1816}. \tag{2}$$

Таблица 2. Параметры агрегатов, используемых в расчете

№	D_{max} , мкм	s	V , мкм ³
1	200	0,502283	553514
2	300	0,753424	1868108
3	450	1,130137	6304881
4	670	1,682648	20809580

Для исследуемых агрегатов были рассчитаны матрицы обратного рассеяния света для двух длин волн 0,355 и 1,064 мкм с соответствующими показателями преломления 1,3249 и 1,3004 [14]. Результаты расчетов, представленные на рисунке 2 точками, показывают, что зависимость элементов матрицы рассеяния света от размера агрегата, так же хорошо подчиняется степенным законам, как и в случае одиночных частиц. Аппроксимация степенными законами также представлена в табл. 3.

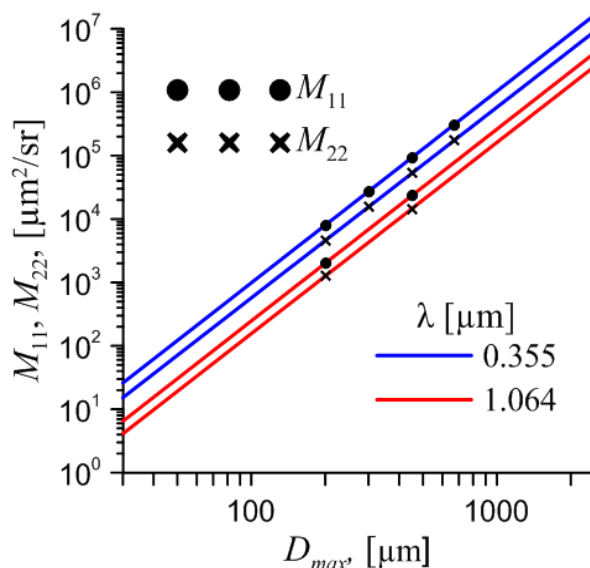


Рисунок 2 – Зависимость M_{11} и M_{22} от D_{max} исследуемого агрегата

Таблица 3. Степенные законы для матриц обратного рассеяния света

Элемент	$\lambda = 0,355$ мкм	$\lambda = 1,064$ мкм
M_{11}	$0.00089 \cdot D_{max}^{3.022}$	$0.00022 \cdot D_{max}^{3.025}$
M_{22}	$0.00055 \cdot D_{max}^{3.008}$	$0.00014 \cdot D_{max}^{3.017}$

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ No. 23-77-01084, <https://rscf.ru/project/23-77-01084/>.

1. *Kärcher B.* Cirrus Clouds and Their Response to Anthropogenic Activities // *Curr. Clim. Change Rep.* 2017. V. 3. P. 45–57.
2. *Wang W., Yi F., Liu F., Zhang Y., Yu C., Yin Z.* Characteristics and Seasonal Variations of Cirrus Clouds from Polarization Lidar Observations at a 30°N Plain Site // *Remote Sens.* 2020. V. 12. P. 3998.
3. *Nakoudi K., Stachlewska I.S., Ritter C.* An extended lidar-based cirrus cloud retrieval scheme: first application over an Arctic site // *Opt. Express.* 2021. V. 29. P. 8553–8580.
4. *Yurkin M.A., Moskalensky A.E.* Open-source implementation of the discrete-dipole approximation for a scatterer in an absorbing host medium // *J. Phys.: Conf. Ser.* 2021. V. 12167.
5. *Liu C., Panetta R.L., Yang P.* Application of the pseudospectral time-domain method to compute particle single-scattering properties for size parameters up to 200 // *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer.* 2012. V. 113. P. 1728–1740.
6. *Liu J., Yang P., Muinonen K.* Dust-aerosol optical modeling with Gaussian spheres: combined invariant-embedding T-matrix and geometric-optics approach // *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer.* 2015. V. 161. P. 136–144.
7. *Тимофеев Д.Н., Коношонкин А.В., Кустова Н.В.* Алгоритм Modified beam-splitting 1 (MBS-1) для решения задачи рассеяния света на невыпуклых ледяных атмосферных частицах // *Оптика атмосф. и океана.* 2018. Т. 31. № 06. С. 473–480.
8. *Borovoi A., Konoshonkin A., Kustova N.* The physics optics approximation and its application to light backscattering by hexagonal ice crystals // *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer.* 2014. V. 146. P. 181–189.
9. *Коношонкин А.В., Кустова Н.В., Шишко В.А., Боровой А.Г.* Методика решения задачи рассеяния света на ледяных кристаллах перистых облаков в направлении рассеяния назад методом физической оптики для лидара с зенитным сканированием // *Оптика атмосф.и океана.* 2016. Т. 29. № 01. С. 40–50.
10. *Кустова Н.В., Коношонкин А.В., Тимофеев Д.Н., Шишко В.А.* Матрица экстинкции атмосферных ледяных кристаллов при их преимущественной пространственной ориентации для видимого и ИК диапазонов // *Оптика атмосф. и океана.* 2018. Т. 31. № 12. С. 948–954.
11. *Шишко В.А., Тимофеев Д.Н., Коношонкин А.В., Кустова Н.В., Кан Н., Ткачев И.В., Masuda K., Ishimoto H., Okamoto H., Боровой А.Г.* Характеристики обратного рассеяния оптических и электромагнитных волн при совместном зондировании перистых облаков поляризационным лидаром (0,355 мкм) и 94-ГГц радаром // *Оптика атмосф. и океана.* 2022. Т. 35. № 08. С. 664–669.
12. *Um J., McFarquhar G.M., Hong Y.P., Lee S.-S., Jung C.H., Lawson R.P., Mo Q.* Dimensions and aspect ratios of natural ice crystals // *Atmos. Chem. Phys.* 2015. V. 15. P. 3933–3956.
13. *Yang P., Bi L., Baum B.A., Liou K.-N., Kattawar G.W., Mishchenko M.I., Cole B.* Spectrally consistent scattering, absorption, and polarization properties of atmospheric ice crystals at wavelengths from 0.2 to 100 μm // *J. Atmos. Sci.* 2013. V. 70(1). P. 330–347
14. *Warren S.G., Brandt R.E.* Optical constants of ice from the ultraviolet to the microwave: A revised compilation // *J. Geophys. Res.* 2008. V. D14220. P. 113.

ВОЛОКОННЫЙ ЛИДАР ТРАССОВОГО ТИПА ДЛЯ ИЗМЕРЕНИЯ МЕТАНА В АТМОСФЕРЕ

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

Крючков А.В., Филатов В.В., Герасимова М.П., Маркова А.А., Садовников С.А.

e-mail: kaw@iao.ru, fvv@iao.ru, gmp@iao.ru, sadsa@iao.ru, ukmarkova3k@gmail.com

В ходе работ произведён подбор элементного состава волоконного измерителя метана, исследованы выходные характеристики лазерного источника, установлено, что стабильность положения линии генерации составляет доли пикометров, проведена сборка экспериментального образца системы и зарегистрированы лидарные сигналы.

Мониторинг состояния окружающей среды, включая исследование динамики концентрации парниковых газов является одной из наиболее актуальных задач на сегодняшний день. Одним из наиболее активно влияющих на радиационный баланс парниковых газов, наряду с водяным паром и углекислым газом, является метан, рост концентрации которого связывают с увеличением масштабов сельскохозяйственных угодий, заболачиванием лесотундры и прочих факторов [1]. Данная работа посвящена разработке волоконного лидара трассового типа для дистанционного измерения метана в атмосфере.

В рамках предыдущего этапа исследования были предложены различные варианты технического исполнения оптоволоконного измерителя метана в атмосфере, выработан алгоритм функционирования данной системы, путём численного моделирования спектров пропускания атмосферы в различных климатических условиях оценены перспективы применения в его составе различных диодных лазеров и наряду с целевым газом (CH_4) и выявлена возможность регистрации концентрации водяного пара.

Следующий шаг работ состоял в подборе соответствующей элементной базы для построения экспериментального образца системы. Для отработки режимов функционирования в более широком диапазоне спектра в качестве лазера был выбран LDS-1650-DFB-1.25G-10/20 (LasersCom, Беларусь) [2]. Для фильтрации регистрируемого излучения от фоновой засветки был выбран интерференционный фильтр 65-781 (Edmund Optics, США) с центральной длиной волны 1650 нм и шириной полосы пропускания 12 нм. В качестве циркулятора выступает CIR-3-P-1650-900-1-1-FA (Opneti, Китай). Регистрацию сигналов обеспечивает лавинный фотодиод с волоконным вводом APDI-50-2G-B-R45-E-5-SM1-FA-1.0 (LasersCom, Беларусь) [2].

Первый этап экспериментальных работ состоял в измерении ряда параметров лазера. Так, на рисунке 1 представлены результаты измерения длины волны генерации лазера при осуществлении токовой модуляции. Эксперименты проводились с применением

широкодиапазонного измерителя длины волны в ИК-диапазоне SHR-IR (Solar Laser Systems, Беларусь).

Из рисунка 1 (правое нижнее окно) видно, что диапазон перестройки удовлетворяет требованиям, сформулированным ранее при проведении численного моделирования, а именно – спектральный диапазон расположения целевой линии поглощения метана перекрывается полностью.

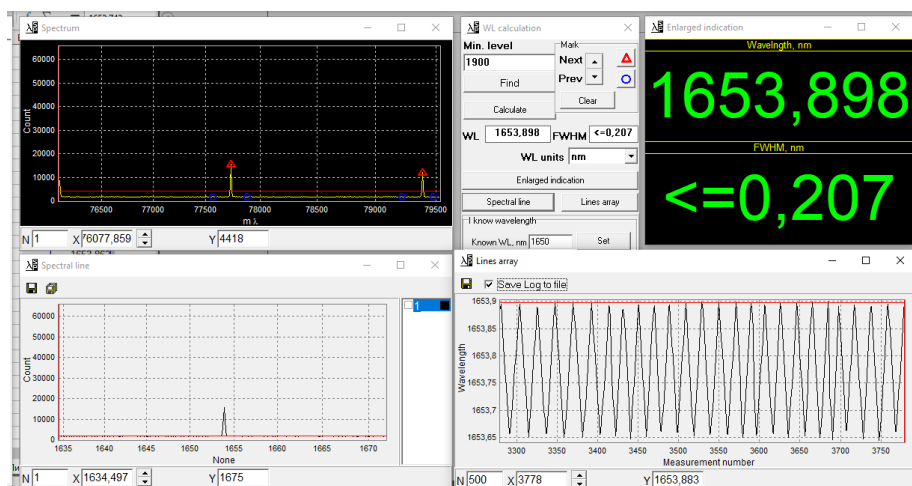


Рисунок 1 – Интерфейс программы измерителя длины волны SHR-IR и временной ход перестройки длины волны генерации лазера

Для того, чтобы удостовериться в стабильности спектрального положения линии лазерного излучения применялся измеритель длины волны WS UIR (Агстрем, РФ) (интерфейс программы и результаты измерений представлены на рисунке 2).

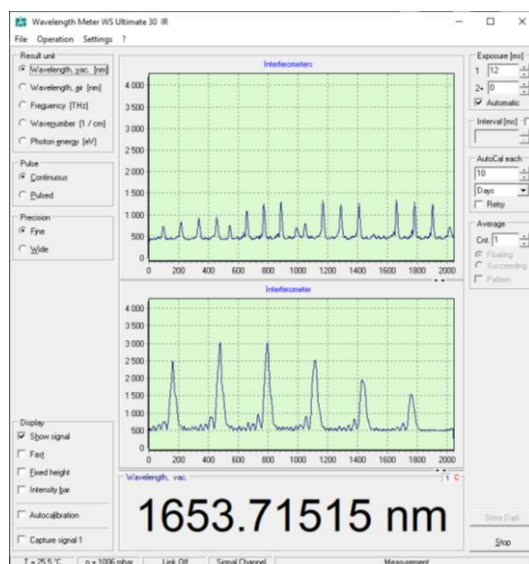


Рисунок 2 – Интерфейс программы измерителя длины волны WS UIR и длины волны генерации лазера

Для непрерывной калибровки данный прибор функционирует совместно со стабилизированным по частоте He-Ne лазером SL 03 (Sios, Германия).

В процессе проведения эксперимента по измерению стабильности положения линии генерации лазера было установлено, что колебания измеряемой величины наблюдаются в четвёртом знаке после запятой, что в полной мере удовлетворяет требованиям для построения лидарной системы рассматриваемого типа.

После проведения предварительных тестовых измерений была проведена сборка лидарной системы в оптоволоконном исполнении (рисунок 3). Необходимо отметить, что для модуляции питания лазера и отладки работы системы применяется программируемая логическая интегральная схема с открытым исходным кодом RedPitaya (Словения). Делитель 99:1 применяется для регистрации опорных сигналов и контроля выходной мощности с использованием фотодиодной головки S122C и измерителя мощности PM101 (Thorlabs, США).

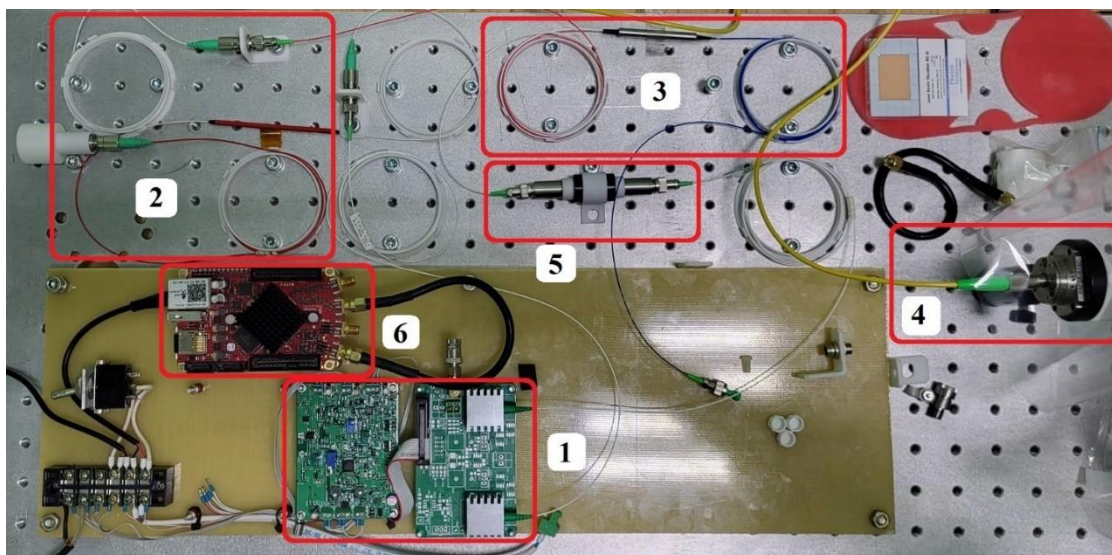


Рисунок 3 – Лидар для измерения концентрации метана в оптоволоконном исполнении:

- 1 – электронные платы питания лазера и лавинного фотодиода, 2 – делитель 99:1, 3 – циркулятор, 4 – приёмо-передающий коллиматор, 5 – сборка из двух коллиматоров и светофильтра, 6 – программируемая логическая интегральная схема

В качестве источника постоянного смещения для лавинного фотодиода применялся источник питания DP811 (Rigol, Китай). После сборки и первичной отладки системы проводились тестовые измерения по регистрации лидарных сигналов в информативном диапазоне длин волн зондирования. На рисунке 4 представлены результаты лабораторных испытаний системы на трассе протяжённостью 200 метров.

На рисунке 4 представлены результаты усреднения 512 лидарных сигналов, модулированных с частотой 1 кГц в спектральном диапазоне генерации, обеспечивающем

регистрацию поглощения лазерного излучения линией водяного пара и метана. Измерения проведены в коридоре первого этажа главного корпуса ИОА СО РАН. Для отладки режимов работы системы применялся зеркальный отражатель. Протяжённость оптического пути составляла 200 м.



Рисунок 4 – Осциллограммы сигналов модуляции питания лазера (жёлтая и фиолетовая кривые) и зарегистрированные лидарные сигналы (синяя кривая)

В ходе тестовых испытаний выявлена необходимость применения дополнительного коллиматора для снижения расходимости лазерного излучения при функционировании на более протяжённых трассах зондирования.

Таким образом, в рамках текущего этапа исследования разработано две схемы лидарной установки в волоконном исполнении, проведено численное моделирование для поиска информативных диапазонов зондирования, на основе результатов численного моделирования произведён подбор комплектующих для создания лидара, проведены тестовые испытания стабильности положения линии излучения и диапазона перестройки лазера, создан макет лидара в волоконном исполнении проведены тестовые измерения по регистрации лидарных сигналов.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИОА СО РАН.

1. Белан Б.Д., Креков Г.М. Влияние антропогенного фактора на содержание парниковых газов в тропосфере. 1. Метан. // Оптика атмосферы и океана. 2012. Т. 25. № 04. С. 361-373.
2. Лазерском | Лазерные диодные, СИД, фотодиодные и гибридные модули [Электронный ресурс]. URL: <https://laserscom.com/ru> (дата обращения 28.03.2024).

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОКАЗАТЕЛЯ ПРЕЛОМЛЕНИЯ И МИКРОСТРУКТУРЫ ПИРОЛИЗНОГО ДЫМА ИЗ ИЗМЕРЕНИЙ ХАРАКТЕРИСТИК СВЕТОРАССЕЯНИЯ В БОЛЬШОЙ АЭРОЗОЛЬНОЙ КАМЕРЕ ИОА

Веретенников В.В., Меньщикова С.С., Ужегов В.Н., Шмаргунов В.П.

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

e-mail: vvv@iao.ru, uzhegov@iao.ru

Представлены результаты по определению комплексного показателя преломления и параметров микроструктуры дымового аэрозоля, полученные методом обратных задач для оптических характеристик светорассеяния. Экспериментальные данные получены на измерительном комплексе в Большой аэрозольной камере (БАК) ИОА СО РАН. Дымовой аэрозоль был образован путем нагрева образца древесины при температуре 400 °С и наблюдался в течение 20 ч. Установлено, что в течение эксперимента значения вещественной части показателя преломления дымовых частиц находились в окрестности 1,56, а мнимая часть не превышала 0,002. Исследованы особенности временной изменчивости параметров микроструктуры дыма.

В докладе представлены результаты исследования оптико-микрофизических характеристик дымового аэрозоля, образованного в результате термического разложения древесины сосны. Дымовой аэрозоль создавался в результате низкотемпературного пиролиза образца древесины (30,5 г) в муфельной печи при температуре 400 °С, откуда поступал в аэрозольную камеру объемом ~ 1800 м³. Дым в камере перемешивался и трансформировался в ходе старения в течение около 20 часов. В течение эксперимента температура воздуха в камере составляла 20±0,6 °С; относительная влажность воздуха изменялась в пределах от 47 – 49%.

На протяжении эксперимента проводились измерения ортогональных компонент коэффициента направленного светорассеяния (поляризационных индикатрис) $\mu_1(\theta, \lambda)$, $\mu_2(\theta, \lambda)$ на 5 углах рассеяния в интервале 15–165° на 4-х длинах волн видимого диапазона спектра и трассовые измерения коэффициента ослабления света $\varepsilon(\lambda)$ на 12 длинах волн в широком диапазоне 0,45–3,9 мкм (см. подробнее в [1]).

Для примера на рис. 1 представлен временной ход поляризационных индикатрис рассеяния пиролизного дыма на длинах волн в диапазоне 0,46–0,63 мкм при фиксированном угле рассеяния $\theta = 45^\circ$, а на рис. 2 показана динамика коэффициента ослабления света для трех длин волн.

Изменчивость соотношений между спектральными компонентами поляризационных индикатрис свидетельствует о трансформации микрофизических характеристик дыма с течением времени. Видно, что через 3 ч от начала измерений представленные зависимости

приобретают убывающий экспоненциальный вид. Аналогичная картина наблюдается и для других углов рассеяния.

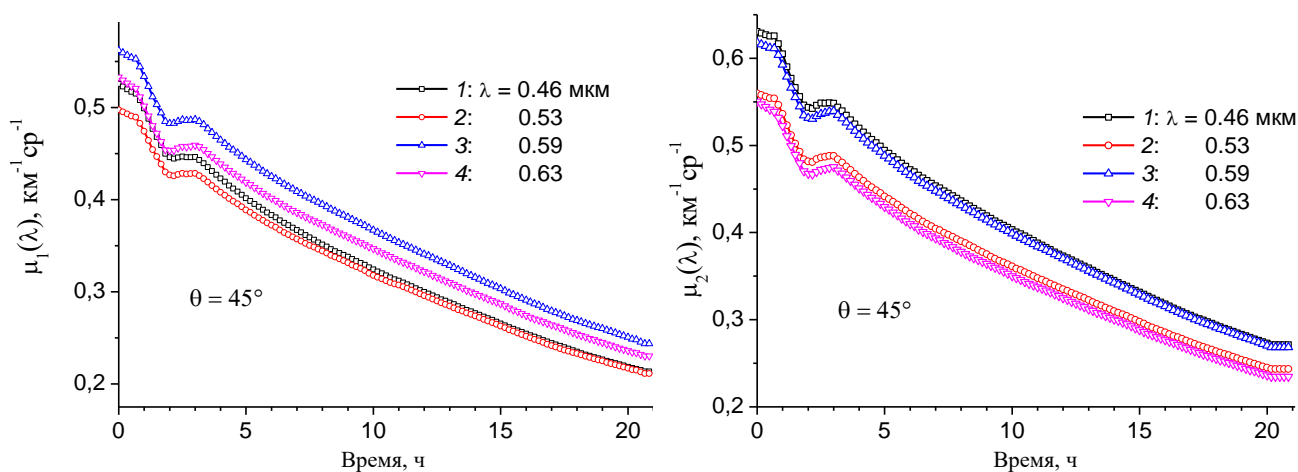


Рисунок 1 – Временные ряды ортогонально поляризованных компонент коэффициента направленного светорассеяния (поляризационных индикатрис) пиролизного дыма $\mu_1(\theta, \lambda)$ и $\mu_2(\theta, \lambda)$ на длинах волн $\lambda = 0,46; 0,53; 0,59$ и $0,63$ мкм для угла рассеяния $\theta = 45^\circ$

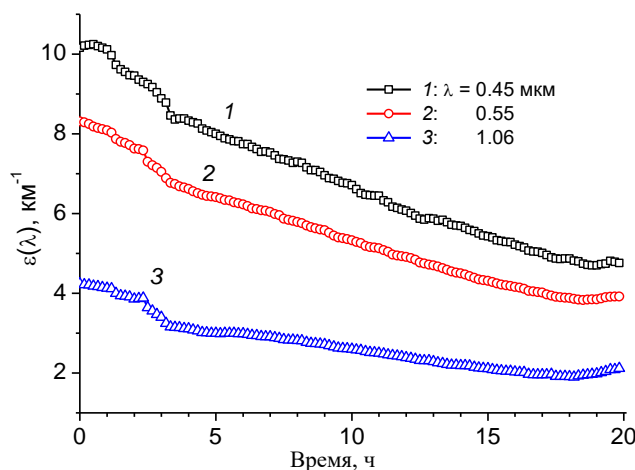


Рисунок 2 – Временные ряды измерений коэффициента ослабления света пиролизным дымом

Измерения коэффициентов направленного светорассеяния и коэффициентов ослабления были использованы для определения микроструктуры и комплексного показателя преломления (КПП) $m = n - ik$ дымовых аэрозолей на основе ранее разработанной методики [1].

В результате решения обратной задачи установлено, что в течение эксперимента вещественная часть показателя преломления находилась в окрестности $n = 1,56$, а мнимая часть заключена в интервале $0,0 < k < 0,002$.

Рассмотрим результаты восстановления параметров микроструктуры дыма, представленные на рис. 3 – 6. В качестве анализируемых параметров рассматривались объемные концентрации $V^{(f)}$, $V^{(c)}$ и средние радиусы дымовых частиц $\bar{r}_s^{(f)}$, $\bar{r}_s^{(c)}$ с

разделением на субмикронную и грубодисперсную фракции. Условная граница между фракциями выбрана фиксированной и равной 0,55 мкм.

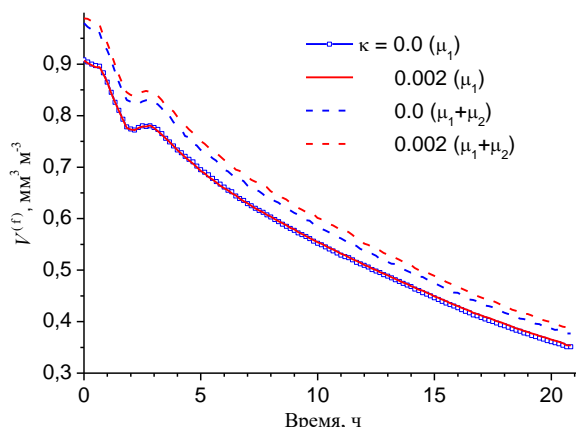


Рисунок 3 – Влияние выбора обращаемых характеристик и вариаций мнимой части показателя преломления на восстановление объемных концентраций субмикронных частиц дымового аэрозоля

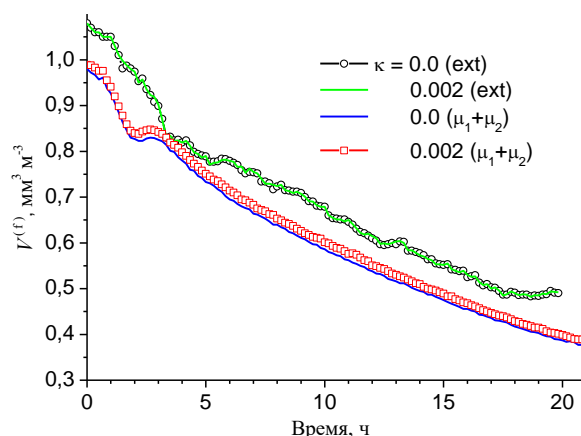


Рисунок 4 – Результаты восстановления $V^{(f)}$ по данным измерений характеристик $\varepsilon(\lambda)$ и $\mu_1(\theta, \lambda), \mu_2(\theta, \lambda)$

На рис. 3, 4 представлено влияние выбора оптических характеристик при восстановлении $V^{(f)}$ для двух значений мнимой части показателя преломления. Видно, что при одних и тех же значениях κ обращение измерений только одной характеристики $\mu_1(\theta, \lambda)$ приводит к заниженным значениям $V^{(f)}$ по сравнению с результатами совместного обращения двух характеристик $\mu_1(\theta, \lambda), \mu_2(\theta, \lambda)$. В последнем случае увеличение κ приводит к росту $V^{(f)}$.

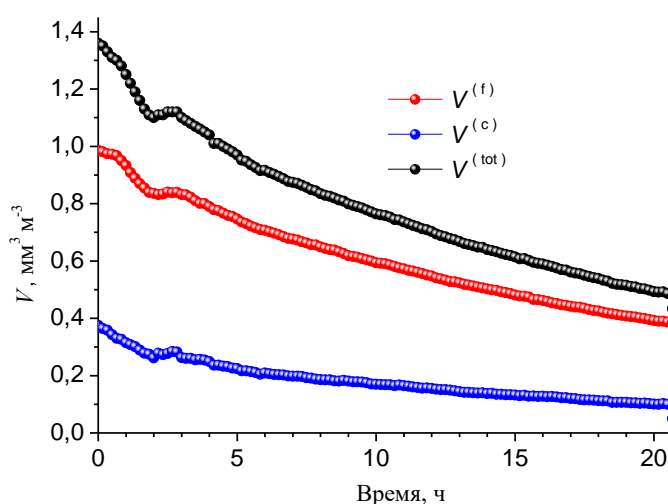


Рисунок 5 – Временные ряды объемных концентраций субмикронной $V^{(f)}$, грубодисперсной $V^{(c)}$ фракций и суммарного ансамбля $V^{(tot)}$ пиролизного дыма по результатам совместного обращения $\mu_1(\theta, \lambda), \mu_2(\theta, \lambda)$

Общее представление о соотношении между субмикронными и грубодисперсными частицами в процессе старения дыма дает рис. 5. Из рис. 5 видно, что в изменчивости всех трех параметров микроструктуры дыма нашли отражение особенности временного хода поляризационных индикатрис, представленных на рис. 1. При этом основной вклад в объемную концентрацию дыма вносит субмикронная фракция на всем протяжении наблюдений.

На рис. 6 представлена временная изменчивость средних радиусов субмикронных $\bar{r}_s^{(f)}$ и грубодисперсных $\bar{r}_s^{(c)}$ частиц, которая имеет, преимущественно, возрастающий характер. Значения среднего радиуса $\bar{r}_s^{(f)}$ изменяются в диапазоне 0,17 – 0,20 мкм. Средний радиус $\bar{r}_s^{(c)}$ увеличивается практически монотонно от 2,73 до 3,66 мкм.

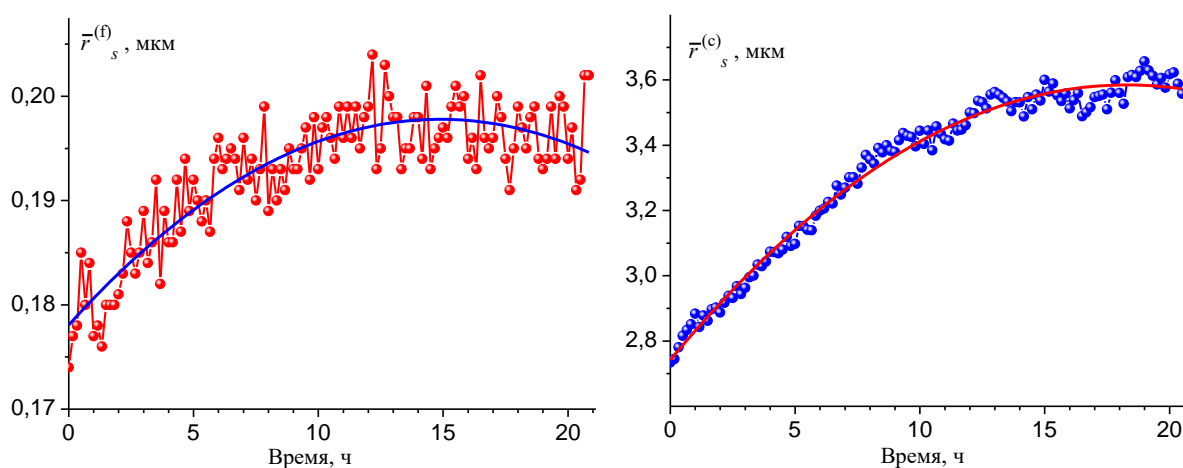


Рисунок 6 – Временные ряды средних радиусов частиц субмикронной $\bar{r}_s^{(f)}$ и грубодисперсной $\bar{r}_s^{(c)}$ фракций пиролизного дыма по результатам совместного обращения поляризационных индикатрис

Эксперименты проведены при финансовой поддержке РФФ (Соглашение № 19-77-20092), а интерпретация измерений и определение микрофизических характеристик аэрозоля выполнены в рамках госбюджетного задания ИОА СО РАН.

1. Веретенников В.В., Ужегов В.Н., Шмаргунов В.П. Динамика микрофизических параметров пиролизного дыма по результатам обращения коэффициентов аэрозольного рассеяния и ослабления в Большой аэрозольной камере ИОА СО РАН // Оптика атмосферы и океана. 2023. Т. 36. № 11. С. 883–894.

ПОГРЕШНОСТЬ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ ОЗОНА В АТМОСФЕРЕ ПО УХОДЯЩЕМУ ИЗЛУЧЕНИЮ ЗЕМЛИ

Шишигин С.А.

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

e-mail: ssa@iao.ru

В докладе приводится анализ погрешности определения содержания озона в атмосфере по уходящему излучению Земли в спектральных участках $1002-1003 \text{ см}^{-1}$ и $1020-1021 \text{ см}^{-1}$. В данных участках коэффициент поглощения озона имеет противоположную зависимость при изменении температуры газа. Относительная погрешность определения озона в модельных расчётах не превышает 0,5% при изменении соотношения мощностей уходящего излучения в спектральных участках, соответствующих изменению содержания озона в атмосфере до 5%.

Существующие методики восстановления атмосферного озона по данным измерений современных ИК-зондировщиков показывают, что при определении общего содержания озона достигается точность порядка 3-10% в зависимости от широты, сезона, состояния атмосферы [1]. Основные трудности и ограничения детектирования озона по результатам измерений спутниковых ИК- зондировщиков связаны с влиянием вариации температуры подстилающей поверхности и вертикального профиля атмосферы, наличием аэрозольных слоёв в поле зрения радиометра и его спектральным разрешением регистрации уходящего излучения Земли [2].

Разрешение спутниковых приборов для надирного зондирования (AIRS, IASI, IMG, TANSO-FTS, ИКФС-2) лежат в пределах $\sim 0.2-0.6 \text{ см}^{-1}$. Повышение точности контроля состояния озонового слоя требует развития и совершенствование физико-математических моделей атмосферы и алгоритмов обработки дистанционных измерений [3].

Уходящее излучение атмосферы S в дальнем инфракрасном участке $\Delta\nu$ для неоднородной атмосферы представим в виде суммы светимостей поверхности Земли и усреднённых по спектру (треугольные скобки) горизонтальных однородных слоёв:

$$\langle S \rangle \approx \Delta\nu \cdot (P_3 \cdot \left\langle \prod_{k=1}^n T_k \right\rangle + \sum_{k=1}^n B_k \cdot \left\langle (1 - T_k) \cdot \prod_{i=k+1}^n T_i \right\rangle)$$

где P_3 - светимость поверхности земли, B - среднее значение светимости абсолютно черного тела в спектральном участке $\Delta\nu$. T_k - спектральная плотность пропускания излучения к элементарным слоем атмосферы в участке $\Delta\nu$. Солнечной радиацией в дальней инфракрасной области спектра пренебрегаем.

Рассмотрена модель атмосферы в виде последовательности однородных 100 метровых слоёв до высоты 40 километров. Параметры слоёв определены для стандартной атмосферы [4]

При расчётах коэффициентов поглощения, спектров ослабления ИК излучения атмосферными газами использовалась информационная система “SPECTRA” ИОА СО РАН [5]. Спектральное разрешение составляло 0.001 см^{-1} .

На рисунке 1 приведена зависимость мощностей уходящего излучения в спектральных участках $1002\text{-}1003 \text{ см}^{-1}$, $1020\text{-}1021 \text{ см}^{-1}$ от поверхности Земли при температуре 290 К и суммарного излучения всей атмосферы при изменении озона в воздухе на 9%.

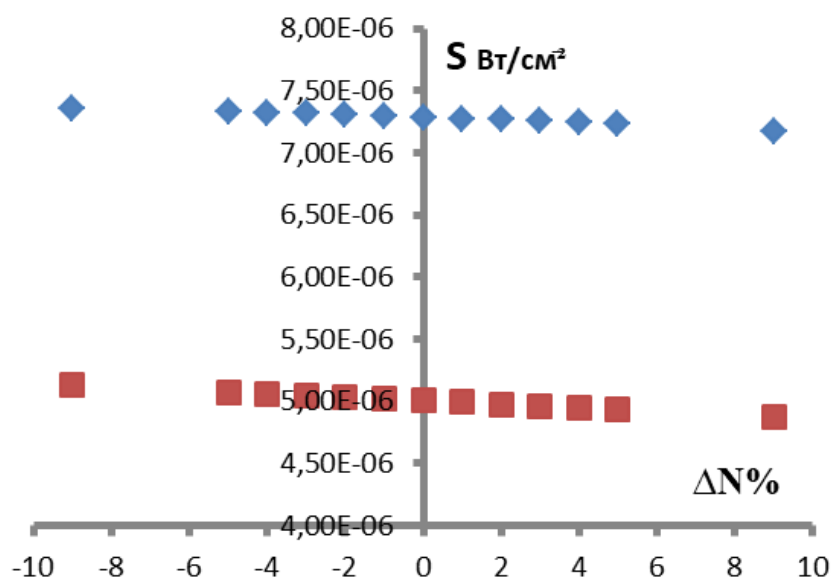


Рисунок 1 – Уходящее излучение Земли в спектральных участках $1020\text{-}1021 \text{ см}^{-1}$ (1) и $1002\text{-}1003 \text{ см}^{-1}$ (2) в зависимости от изменения содержания озона в атмосфере на 9%

Изменения общего содержания озона и его перераспределение внутри атмосферы приводит к изменению мощности уходящего излучения, соответственно, меняются калибровочные коэффициенты [4]. Зависимость отношений изменения мощности уходящих излучений и коэффициентов калибровки от изменения содержания озона в модели атмосферы представлена на рисунке 2. Взаимосвязь калибровочных коэффициентов в рассматриваемых спектральных диапазонах при изменении содержания озона для рассматриваемой модели атмосферы надежно описывается в виде полинома 6 степени с 4 знаками после запятой со средней ошибкой аппроксимации менее 0,03 % [4].

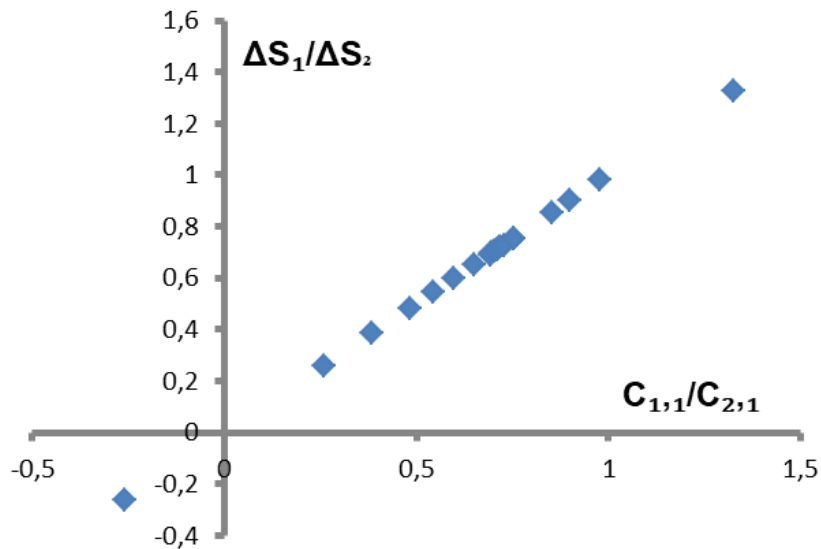


Рисунок 2 – Зависимость отношений изменения мощности уходящих излучений и коэффициентов калибровки от изменения содержания озона в модели атмосферы

Нахождение коэффициента калибровки $C_{1,1}$ характеризующего отклонение содержания озона в атмосфере от выбранной модели сводится к определению выполнения соотношения $C_{1,1}=C_{2,1}*\Delta S_1 /\Delta S_2$.

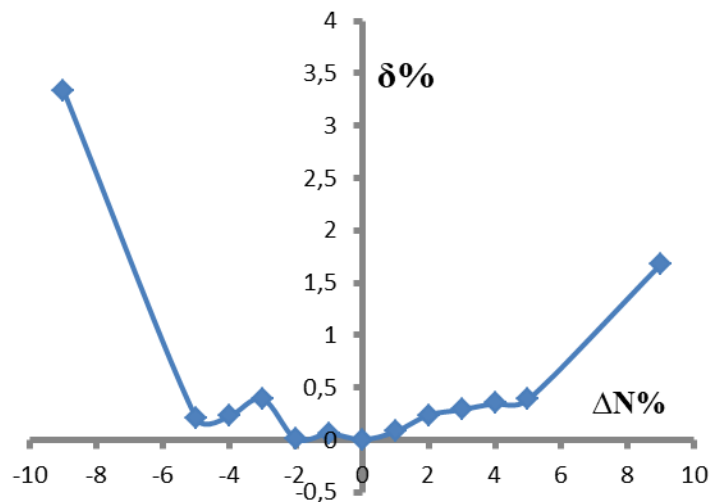


Рисунок 3 – Зависимость относительной погрешности определения озона в атмосфере при изменении его содержания на 9% от используемой модели

Проведен расчёт изменения содержания озона в атмосфере $\Delta N \text{ см}^{-2}$ от модельного при минимуме разности отклонения расчётных значений изменения содержания озона в атмосфере по уходящему излучению Земли S_1, S_2 в спектральных участках $1002-1003 \text{ см}^{-1}$ и $1020-1021 \text{ см}^{-1}$ с использованием аппроксимационной взаимосвязи калибровочных коэффициентов. На рисунке 3 представлена зависимость относительной погрешности определения озона в атмосфере при изменении его содержания на 9% от используемой модели.

Рассмотренная модель атмосферы даёт возможность по уходящему излучению в двух спектральных участках полосы поглощения озона с противоположной зависимостью коэффициентов поглощения от температуры среды, определить содержание озона в атмосфере с относительной погрешностью менее 0,5% при изменении соотношения мощностей уходящего излучения в спектральных участках, соответствующих изменению содержания озона в атмосфере до 5%.

1. Тимофеев Ю.М., Неробелов Г.М., Поляков А.В., Виролайнен Я.А. Спутниковый мониторинг озоносферы // Метеорология и гидрология. 2021. №12. С. 71-79.

2. Успенский А.Б., Троценко А.Н., Рублёв А.Н. Проблемы и перспективы анализа и использования данных спутниковых ИК-зондировщиков высокого спектрального разрешения // Исследование Земли из космоса. 2005. № 5. С. 18-33.

3. Фалалеева В.А., Фомин Б.А. Спектроскопические проблемы в прямых задачах спутникового зондирования атмосферы и пути их преодоления // Оптика атмосферы и океана. 2016. Т. 29. № 9. С. 733-738.

4. Шишигин С.А. Модельные расчеты содержания озона в атмосфере по уходящему излучению Земли// Исследование Земли из космоса. 2023. №2. С.12–17.

5. Михайленко С.Н., Бабинов Ю.Л., Головкин В.Ф. Информационно-вычислительная система "Спектроскопия атмосферных газов". Структура и основные функции // Оптика атмосферы и океана. 2005. Т. 18. № 09. С. 765-776.

ПРИМЕНЕНИЕ МУЛЬТИСПЕКТРАЛЬНОЙ СЪЕМКИ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ КОНЦЕНТРАЦИИ ХЛОРОФИЛЛА В ЛИСТЯХ РАСТЕНИЙ В ПОЛЕВЫХ УСЛОВИЯХ

Золотухина А.А.^{1,2}, Мачихин А.С.^{1,2}, Нестеров Г.В.^{1,2}, Гурьева А.В.¹, Фомин Д.С.²,
Фомин Дм. С.², Полякова С.С.²

¹Научно-технологический центр уникального приборостроения РАН, г. Москва, Россия

²Пермский научно-исследовательский институт сельского хозяйства – Пермский федеральный исследовательский центр УрО РАН, с. Лобаново, Пермский край, Россия

e-mail: zolotukhina.aa@ntcup.ru, machikhin@ntcup.ru, nesterovgeorgiyv@yandex.com,
guryleva.av@ntcup.ru, akvilonag@mail.ru, prm.fomin.d@gmail.com, ss.polyakova@yandex.ru

Содержание хлорофилла в листьях растений является информативным параметром при решении различных задач диагностики растительных биосистем. Бесконтактно и наиболее производительно определить пространственное распределение пигмента позволяет видеоспектрометрия, основанная на регистрации и совместной обработке спектральных изображений. В данной работе в полевых условиях проведена экспериментальная апробация мультиспектральной камеры. Разработан алгоритм коррекции пространственно-спектральных данных с учетом характеристик приемника излучения и оптической системы, а также условий освещения. Показано, что выбор наиболее эффективного вегетационного индекса позволяет определить эмпирическую модель оценки пространственного распределения концентрации хлорофилла в посевах пшеницы и клевера с относительной ошибкой не более 20%.

Содержание хлорофилла является одним из наиболее важных биохимических параметров растений в связи с ключевой ролью пигмента, определяющей их фотосинтетический потенциал и физиологическое состояние. Пространственное распределение содержания хлорофилла в листьях используется в качестве индикатора при решении многочисленных задач диагностики растительных биосистем и идентификации биотических и абиотических стрессов растений. Стандартизованные методы измерения концентрации, спектрофотометрия и высокоэффективная жидкостная хроматография, основаны на экстракции пигмента из растительных образцов, из-за чего проведение таких анализов трудоемко [1].

Видеоспектрометрия, основанная на регистрации, обработке и интерпретации спектральных изображений, способна обеспечить высокую производительность, бесконтактность и автоматизацию оценки распределения содержания пигмента. В настоящее время гипер- и мультиспектральная съемка широко распространена для обнаружения фитопатологий [2], фенотипирования [3] и определения свойств почв [4]. Благодаря портативности и компактности видеоспектрометры могут быть установлены на различные носители [5]. При этом алгоритм обработки зарегистрированных данных должен не только исключать пространственную и спектральную

неоднородность характеристик прибора, но и быть устойчивым к влиянию нефотосинтезирующих объектов, биофизических параметров и типа структуры растительного полога, а также условий освещения и регистрации спектральных изображений. Целью данной работы является разработка методики оценки пространственного распределения содержания хлорофилла в листьях растений на основе пространственно-спектральных данных, зарегистрированных мультиспектральной камерой в реальных полевых условиях.

Предложенное в работе [6] техническое решение состоит из мультиспектрального раstra, мультиапертурной оптической системы и монохроматического матричного приемника излучения. Каждый канал оптической системы формирует изображение на соответствующей ему области приемника излучения. Таким образом такой видеоспектрометр одновременно регистрирует несколько спектральных изображений. Мультиспектральная камера, построенная по данной схеме, отличается малыми габаритами и возможностью замены независимых спектральных каналов, исходя из необходимых для решения набора задач спектральных индексов.

Спектральная съемка посевов была проведена на территории информационно-технологического полигона по развитию цифровых технологий в сельском хозяйстве Пермского НИИСХ филиала ПФИЦ УрО РАН. В качестве объектов исследования были выбраны яровая пшеница и клевер красный, которые являются востребованными кормовыми культурами Предуралья и существенно отличаются по биофизическим параметрам. С помощью мультиспектральной камеры проводилась регистрация спектральных изображений в диапазоне 400–1000 нм с шагом 50 нм. Камера размещалась на телескопическом подъемнике так, чтобы оптическая ось была перпендикулярна участку посева, а высота съемки составляла 9,5 м.

Параллельно регистрации пространственно-спектральных данных посева проводили пробоотбор для спектрофотометрического анализа концентрации хлорофилла растений в лабораторных условиях по стандартной методике [7]. Измерение оптической плотности 1 мл экстракта на длинах волн 649 нм и 665 нм с помощью спектрофотометра позволило определить эталонные концентрации пигмента [8].

Обработка серий спектральных изображений включала радиометрическую и пространственно-спектральную коррекцию искажений видеоспектрометра, выделение растительности, расчет карты вегетационных индексов и распределения содержания хлорофилла. Предварительно мультиспектральной камерой были зарегистрированы спектральные изображения выходного окна интегрирующей сферы. Такая калибровка позволяет исключить влияние пространственной и спектральной неоднородности чувствительности сенсора и учесть коэффициенты пропускания спектральных фильтров. Усреднение пространственно-спектральных данных, полученных при разной интенсивности сферы, обеспечивает коррекцию виньетирования

оптической системы [9]. С помощью регистрации мультиспектральной камерой шахматной миры проводилась коррекция дисторсии и смещения спектральных изображений, соответственно. Радиометрическая калибровка проводилась методом линейной регрессии посредством усреднения зарегистрированной яркости областей мишени с известными спектральными коэффициентами отражения.

С помощью нормализованной разницы изображений на длинах волн 650 и 750 нм, а также изображения на длине волны 450 нм (Рисунок 1а,в) были исключены пиксели, относящиеся к нефотосинтезирующим объектам, то есть теням, почве и цветкам клевера. Затем мы определили карты 10 вегетационных индексов, используемых при оценке содержания хлорофилла [10]. Корреляционный анализ связи между эталонными концентрациями пигмента и усредненными по площади значениями вегетационных индексов показал наибольшую близость результатов спектрофотометрического анализа с индексом OSAVI. Полученная методом наименьших квадратов линейная модель имеет коэффициент детерминации $R^2 = 0,81$ и позволяет определить содержание хлорофилла с относительной ошибкой не более 20%. Применение эмпирической модели к каждому пикселю карты индекса OSAVI позволило построить пространственные распределения концентрации хлорофилла в листьях пшеницы и клевера (Рисунок 1б,г).

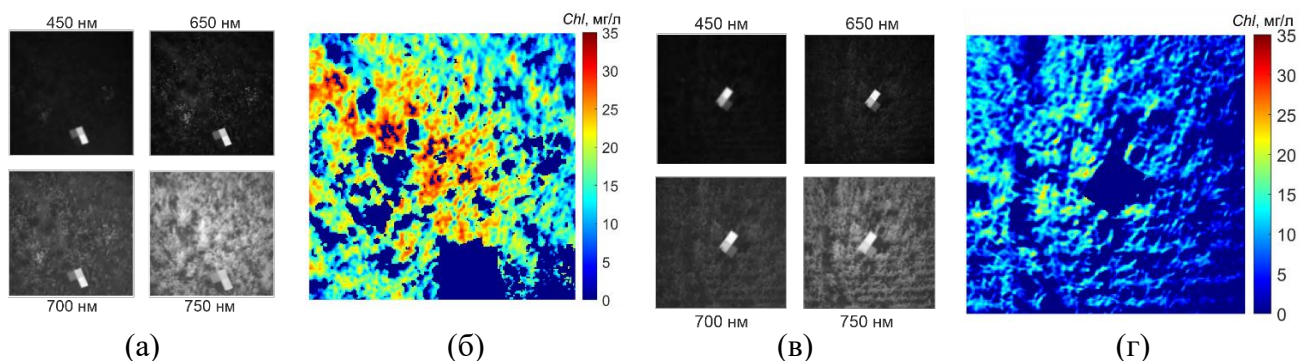


Рисунок 1 – Регистрируемые камерой спектральные изображения посевов клевера (а) и пшеницы (в) и пространственное распределение хлорофилла в них (б) и (г)

Оценка пространственного распределения хлорофилла в пшенице и клевере требует всего четыре спектральных канала (450, 650, 705 и 750 нм) из 15, в связи с чем для конкретной задачи может быть использован видеоспектрометр с более высоким пространственным разрешением или меньшими габаритами. В отличие от спутниковых систем дистанционного зондирования Земли, оснащение сельскохозяйственной техники или беспилотных летательных аппаратов малогабаритной мультиспектральной камерой данного типа обеспечивает гибкость при планировании и проведении мониторинга состояния растительности. Оптимальный выбор вегетационного индекса позволяет нивелировать разнородность, свойственную полевым данным, однако при

смене набора исследуемых культур необходимо повторно провести лабораторный анализа для выявления наиболее эффективного индекса.

Результаты работы получены с использованием Уникальной научной установки НТЦ УП РАН «Комплекс спектрального мониторинга участков поверхности Земли» [<https://scrf.ru/catalog/usu/587154/>]. Работа выполнена при поддержке субсидии, предоставляемой для реализации научного проекта «Разработка методических, аппаратных и программных средств дистанционного мультиспектрального мониторинга сельскохозяйственных угодий» международной исследовательской группой ученых согласно приказу Министерства образования и науки от 29.12.2023 №26-01-06-1327.

1. *Benelli A., Cevoli C., Fabbri A.* In-field hyperspectral imaging: An overview on the ground-based applications in agriculture // *Journal of Agricultural Engineering*. 2020. V. 51. N 3. P. 129–139.

2. *Yu K. et al.* Investigation of Leaf Diseases and Estimation of Chlorophyll Concentration in Seven Barley Varieties Using Fluorescence and Hyperspectral Indices // *Remote Sensing*. 2013. V. 6. N 1. P. 64–86.

3. *Wang M. et al.* Predicting the Chlorophyll Content of Maize over Phenotyping as a Proxy for Crop Health in Smallholder Farming Systems // *Remote Sensing*. 2022. V. 14. N 3. P. 518.

4. *Whiting M.L. et al.* Hyperspectral mapping of crop and soils for precision agriculture // *SPIE*. 2006. V. 6298. P. 84-98.

5. *Sousa J.J. et al.* UAV-Based Hyperspectral Monitoring Using Push-Broom and Snapshot Sensors: A Multisite Assessment for Precision Viticulture Applications // *Sensors*. 2022. V. 22. N 17. P. 6574.

6. *Батюев В.И. и др.* Оптическая система мультиспектральной видеокамеры // *Оптический журнал*. 2023. В. 90. № 11. С. 113–123.

7. Способ определения хлорофилла в растениях гречихи: Пат. 2244916С1. Россия, МПК7, G 01 N 21/25, C 09 B 61/100. Лобков В.Т., Наполова Г.В.; Орловский государственный аграрный университет № 2003120313/04/; Заявл. 02.07.2003. Оpubл. 20.01.2005. Бюл. №2.

8. *Wintermans J.F.G.M., De Mots A.* Spectrophotometric characteristics of chlorophylls a and b and their phenophytins in ethanol // *Biochimica et Biophysica Acta (BBA) - Biophysics including Photosynthesis*. 1965. V. 109. № 2. P. 448–453.

9. *Cao H. et al.* Lookup Table Approach for Radiometric Calibration of Miniaturized Multispectral Camera Mounted on an Unmanned Aerial Vehicle // *Remote Sensing*. 2020. V. 12. N 24. P. 4012.

10. *Zolotukhina A. et al.* Extraction of chlorophyll concentration maps from AOTF hyperspectral imagery // *Front Environ Sci*. 2023. V. 11. P. 480.

РЕЗУЛЬТАТЫ НАБЛЮДЕНИЙ ОСОБЕННОСТЕЙ СУТОЧНОЙ ДИНАМИКИ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ СТРУКТУРЫ АТМОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ В ГОРНОЙ КОТЛОВИНЕ ОЗЕРА БАЙКАЛ

Балин Ю.С., Клемашева М.Г., Коханенко Г.П., Насонов С.В., Новоселов М.М., Пеннер И.Э.

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

e-mail: balin@iao.ru, marina@iao.ru, kokh@iao.ru, nsvtsk@iao.ru, novoselov@iao.ru, penner@iao.ru

В работе приведены результаты лазерного зондирования атмосферы над акваторией озера Байкал, полученные в ходе регулярных летних экспедиций. Анализ накопленных с использованием лидаров серии «ЛОЗА» данных, совместно с информацией об изменении метеопараметров атмосферы во время экспериментов, позволил исследовать пространственно-временную изменчивость вертикальной структуры аэрозоля в различных атмосферных условиях.

В задачах, связанных с прогнозированием климатических и экологических изменений, решаемых с использованием численных моделей, для повышения точности прогнозов важно иметь актуальные экспериментальные данные о состоянии атмосферы в различных местах нашей планеты. Данные об изменении высоты планетарного пограничного слоя, в котором в основном и содержатся различные атмосферные примеси, являются одними из наиболее востребованных в таких задачах.

Основные особенности суточной динамики высоты пограничного слоя в различных местах планеты, для разных типов подстилающей поверхности и в разных метеоусловиях изучались многими авторами и широко представлены в многочисленных работах [1-5]. Как известно, над сушей высота пограничного слоя обычно имеет четкий суточный ход, обусловленный, главным образом, изменением термического режима атмосферы [6]. В отличие от суши, над большими водными объектами, такими как озера, моря и океаны, изменения в пограничном слое могут происходить медленнее [7-8]. Большой объем воды слабо прогревается в течение суточного цикла из-за того, что она обладает большой теплоемкостью, т.е. может поглощать большое количество солнечного тепла при относительно небольшом изменении температуры. Медленно меняющаяся температура поверхности водоема оказывает слабое воздействие на нижнюю часть пограничного слоя. Суточный ход высоты пограничного слоя над водными объектами (не покрытыми льдом) чаще всего представляет аналогичную картину изменения высоты пограничного слоя над сушей, с той лишь разницей, что амплитуда изменения высоты гораздо меньше, чем над сушей.

Отдельно стоит подчеркнуть специфические особенности теоретических и экспериментальных исследований, проводимых в атмосфере над горной котловиной, в которой

располагается озеро Байкал [9-14]. При оценке состояния атмосферы данного региона необходимо также учитывать специфику, связанную с его расположением. Большинство изменений вертикальной структуры аэрозоля в пограничном слое над озером обусловлено синоптическими и мезомасштабными процессами. Однако, в условиях, когда синоптическая ситуация переменчивая, суточная динамика распределения аэрозоля в пограничном слое может определяться в том числе локальными факторами, связанными с местными ветровыми потоками, например, бризовой или котловинной циркуляциями воздуха.

Озеро окружено со всех сторон сложным горным рельефом, с множеством ущелий и межгорных котловин. Изолированность озера со всех сторон горными массивами способствует накоплению загрязняющих веществ в котловине, впоследствии большая часть которых через атмосферный канал попадает в воду Байкала. Температурные градиенты между сушей и водой вблизи береговой зоны приводят к появлению температурных инверсий в атмосфере, которые оказывают влияние на вертикальную структуру распределение аэрозоля, приводя к накоплению примесей под инверсионными слоями.

Описанные выше факторы приводят к формированию разнообразных и сложных для прогнозирования вертикальных структур аэрозоля в атмосфере над побережьем озера Байкал, которые регулярно регистрируются по данным наземных лидарных измерений, проводимых в летний период на озере Байкал (рис. 1).

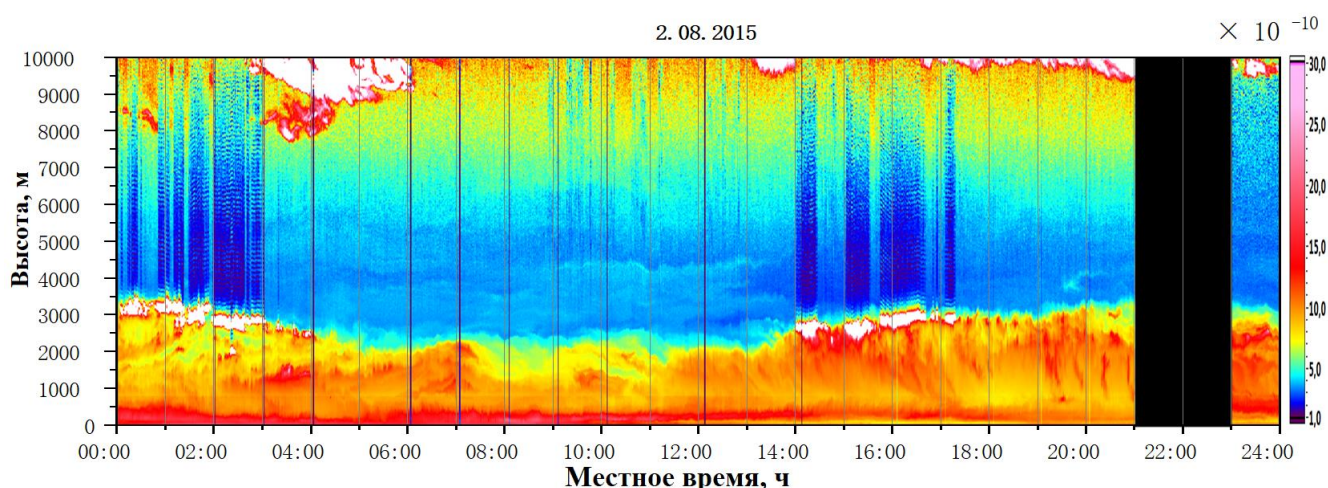


Рисунок 1 – Пространственно-временная структура атмосферного аэрозоля ($\lambda=1064$ нм), полученная 2 августа 2015 г. Черным цветом – данные отсутствуют

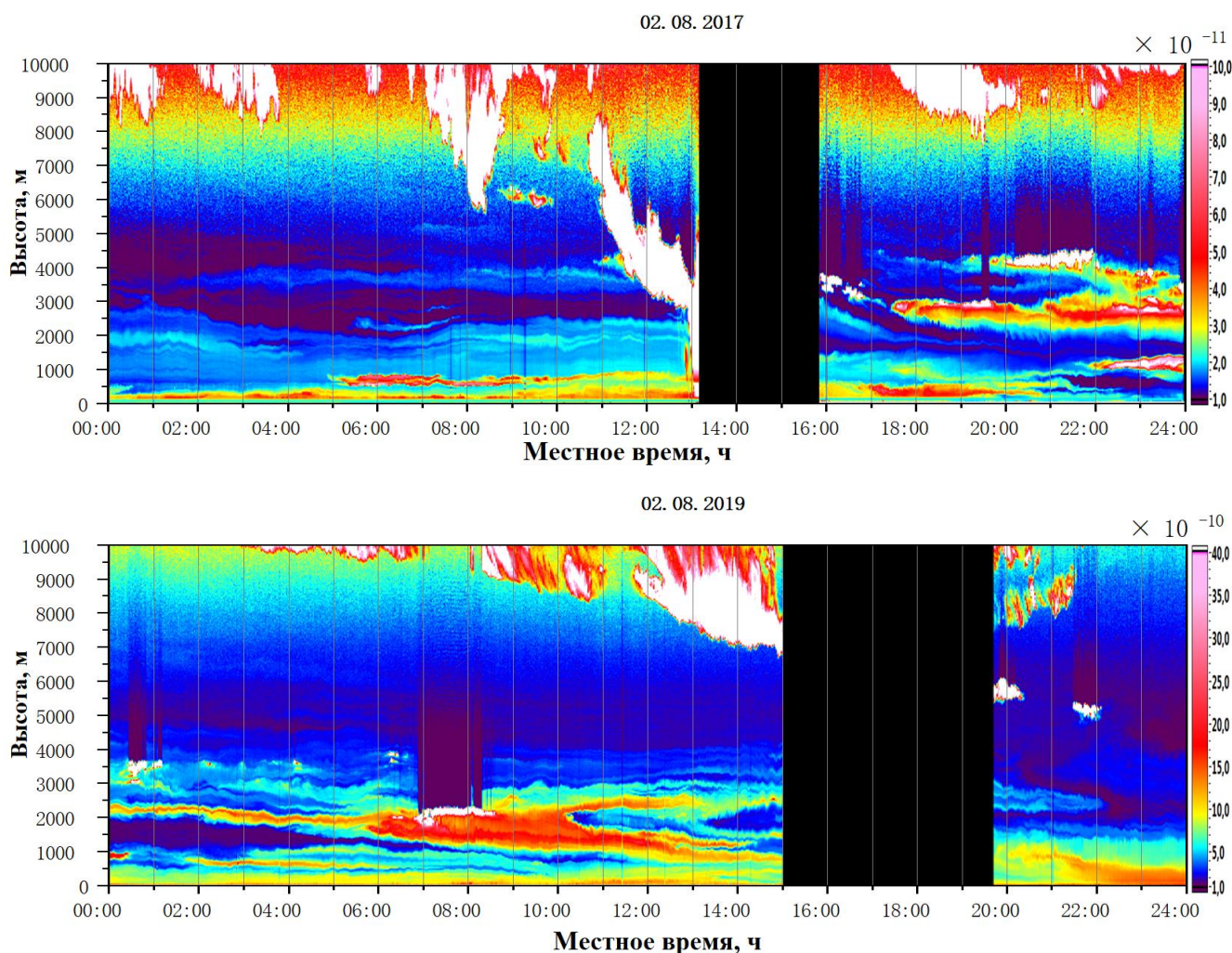


Рисунок 1 – (Продолжение). Пространственно-временная структура атмосферного аэрозоля ($\lambda=1064$ нм), полученная 2 августа 2017 г. (сверху) и 2 августа 2019 г. (снизу) Черным цветом – данные отсутствуют

Цветовая шкала в правой части рисунков соответствует величине сигналов обратного рассеяния, скорректированных на квадрат расстояния, для длины волны излучения $\lambda=1064$ нм. Совместно с лидарными данными проводится анализ общей метеорологической ситуации в регионе и анализ метеопараметров атмосферы, позволяющий определить суточную динамику распределения аэрозоля в атмосфере Байкальского региона, в условиях действия различных воздушных масс в регионе.

Полученные в ходе экспедиций лидарные данные в виде изображений пространственных разрезов нижней тропосферы над озером Байкал, полученные в ходе ежегодных лидарных экспедиций, совместно с метеоданными во время наблюдений, открыты для общего доступа на сайте Института оптики атмосферы [15].

Обработка и анализ данных проводились в рамках проекта Российского научного фонда (РНФ) № 22-77-10043.

1. Liu S., Liang X. Observed diurnal cycle climatology of planetary boundary layer height // *Journal of Climate*. 2010. V. 23. № 21. P. 5790–5809.
2. Banks R.F., Tiana-Alsina J., María Baldasano J., Rocadenbosch F., Papayannis A., Solomos S., Tzani C.G. Sensitivity of boundary-layer variables to PBL schemes in the WRF model based on surface meteorological observations, lidar, and radiosondes during the Hygra-CD campaign // *Atmospheric Research*. 2016. V. 176–177. P. 185–201.
3. Li Z., Guo J., Ding A., Liao H., Liu J., Sun Y., Wang T., Xue H., Zhang H., Zhu B. Aerosol and boundary-layer interactions and impact on air quality // *National Science Review*. 2017. V. 4. P. 810–833.
4. Nakoudi K., Giannakaki E., Dandou A., Tombrou M., Komppula M. Planetary boundary layer height by means of lidar and numerical simulations over New Delhi, India // *Atmospheric Measurement Techniques*. 2019. V. 12. P. 2595–2610.
5. Danchevski V. Summertime urban mixing layer height over Sofia, Bulgaria // *Atmosphere*. 2019. V. 10. № 1. Art. 36.
6. Stull R.B. An introduction to boundary layer meteorology. Netherlands: Dordrecht: Kluwer Academic, 1988. P. 1–28.
7. Tsikoudi I., Marinou E., Vakkari V., Gialitaki A., Tsihla M., Amiridis V., Komppula M., Raptis I.P., Kampouri A., Daskalopoulou V. et al. PBL height retrievals at a coastal site using multi-instrument profiling methods // *Remote Sensing*. 2022. V. 14. Art. 4057.
8. Vakkari V., O'Connor E.J., Nisantzi A., Mamouri R.E., Hadjimitsis D.G. Low-level mixing height detection in coastal locations with a scanning Doppler lidar // *Atmosphere Measurements Techniques*. 2015. V. 8. P. 1875–1885.
9. 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. Art. 1697.
10. Golobokova L., Khodzhe T., Obolkin V., Potemkin V., Khuriganova O., Onischuk N. Aerosol in the atmosphere of the Baikal region: history and contemporary researches // *Limnology and Freshwater Biology*. 2018. V. 1. P. 49–57.
11. Banakh V.A., Falits A.V., Sherstobitov A.M., Smalikho I.N., Sukharev A.A., Gordeev E.V., Zaloznaya I.V. On estimation of the turbulent mixing layer altitude from the altitude-time distributions of the Richardson number // *Atmospheric and Oceanic Optics*. 2023. V. 36. № 01. P. 30–40.
12. Domyshcheva V.M., Panchenko M.V., Pestunov D.A., Sakirko M.V., Shamrin A.M. Estimation of primary production in the water of the coastal zone of Lake Baikal based on daily variations in CO₂ concentration in different seasons of 2005–2021 // *Atmospheric and Oceanic Optics*. 2023. V. 36. № 01. P. 92–100.
13. Zhamsueva G., Zayakhanov A., Тсудыпов, V., Dementeva, A., Balzhanov, T. Spatial-temporal variability of small gas impurities over Lake Baikal during the forest fires in the summer of 2019 // *Atmosphere*. 2021. V. 12. № 1. Art. 20.
14. Nasonov S., Balin Y., Klemasheva M., Kokhanenko G., Novoselov M., Penner I. Study of atmospheric aerosol in the Baikal Mountain basin with shipborne and ground-based lidars // *Remote Sensing*. 2023. V. 15. Art. 3816.
15. Озеро Байкал, Боярск Экспедиционный лидар ЛОЗА-М2 [Электронный ресурс]. URL: <http://loza.iao.ru/Data/baikal/> (дата обращения 20.03.2024).

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ АЭРОЗОЛЯ В АТМОСФЕРЕ НАД ОЗ. БАЙКАЛ, С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ЛИДАРОВ СЕРИИ «ЛОЗА»

Балин Ю.С.¹, Клемашева М.Г.,¹ Насонов С.В.¹, Пеннер И.Э.¹, Ходжер Т.В.², Жамсуева Г.С.³

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

²Лимнологический институт СО РАН, г. Иркутск, Россия

³Институт физического материаловедения СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия

e-mail: balin@iao.ru, marina@iao.ru, nsvtsk@gmail.com, penner@iao.ru, khodzher@lin.irk.ru, lmza@mail.ru

В работе приведены результаты лазерного зондирования атмосферы над акваторией оз. Байкал в летней экспедиции 2023 г. На основе данных полученных с использованием лидара «ЛОЗА-А2», исследована пространственно-временная изменчивость вертикальной структуры аэрозольных полей. Это позволяет выявить особенности формирования и переноса атмосферного аэрозоля в данном регионе.

В продолжение регулярных исследований, проводимых с целью получения информации о состоянии атмосферы над акваторией озера Байкал в летний период 2023 г. с использованием лидара ЦКП «Атмосфера» был проведен очередной эксперимент. Для получения информации о вертикальном распределении и временной динамике аэрозоля использовались возможности мобильного аэрозольно-рамановского лидара «ЛОЗА-А2» [1], который был размещен на юго-восточном побережье озера Байкал, на научном стационаре «Боярский» (51,84°с.ш., 106,06°в.д.) ИФМ СО РАН (рисунок 1). Измерения проводились в период времени с 6 по 13 августа 2023 г.

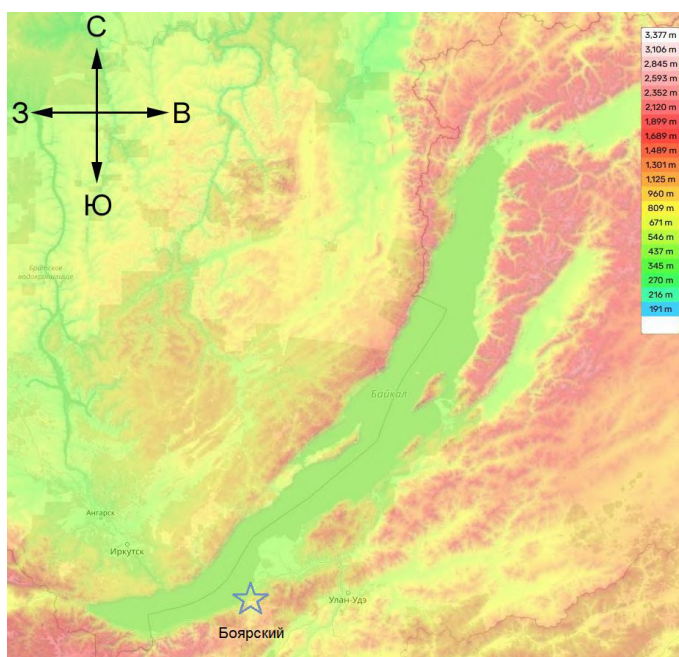


Рисунок 1 – Топографическая карта оз. Байкал с местом расположения научного стационара «Боярский» ИФМ СО РАН

Зондирование осуществлялось на двух длинах волн излучения лазера $\lambda_1=1064$ нм и $\lambda_2=532$ нм. Прием упругого обратно рассеянного излучения на этих длинах волн происходил в аналоговом режиме, а для λ_2 еще и в режиме счета фотонов. Предварительная интерпретация данных проводится на основе анализа полученных изображений пространственно-временных структур аэрозоля в атмосфере (например, для $\lambda_2=532$ нм). Основное внимание проведенных исследований было обращено на изучение временного изменения вертикальной структуры аэрозольных полей и выявление условий их формирования.

Общая синоптическая ситуация в период проведения экспедиции была обусловлена действием циклона северо-западнее Байкала, с центром над Красноярским краем [2]. Погода была преимущественно пасмурная и дождливая, с низкой облачностью, временам наблюдались прояснения.

За время проведения экспедиции не было зарегистрировано аномально высоких значений содержания аэрозоля в атмосфере, в отличие от, например, экспедиций 2018-2019 гг. Отдельно можно выделить несколько эпизодов, когда формирование пространственной структуры аэрозоля в атмосфере проходило от местных источников и определялось локальными циркуляциями воздушных потоков над Байкалом.

В качестве примера таких наблюдений, ниже на рисунке 2 приведены изображения пространственно-временной структуры атмосферного аэрозоля, наблюдаемые 11 августа 2023 г. Цветовая шкала справа обозначает в относительных единицах скорректированный на квадрат расстояния лидарный сигнал: I – интенсивность сигнала, R – расстояние.

После восхода солнца и постепенного прогрева земной поверхности обычно наблюдаются самые динамичные процессы в атмосфере, обусловленные возрастающим турбулентным обменом. Однако, наблюдаемая на рисунке 2 (сверху) структура в утренние часы слабо изменяется, представляя собой некоторое устойчивое высотное разделение на ряд аэрозольных слоев, толщиной несколько десятков и сотен метров. Такая картина, вероятно, связана с переносом воздушных масс во время наблюдений со стороны озера. За счет большого запаса воды температура поверхности Байкала мало меняется во время суточного цикла, поэтому озеро оказывает слабое воздействие на нижнюю часть пограничного слоя атмосферы.

В вечерние часы наблюдений (рисунок 2 снизу), вертикальное распределение аэрозоля в атмосфере больше соответствует ситуациям, которые обычно наблюдаются над твердой нагретой земной поверхностью днем. На высоте ~ 3 км наблюдались облака.

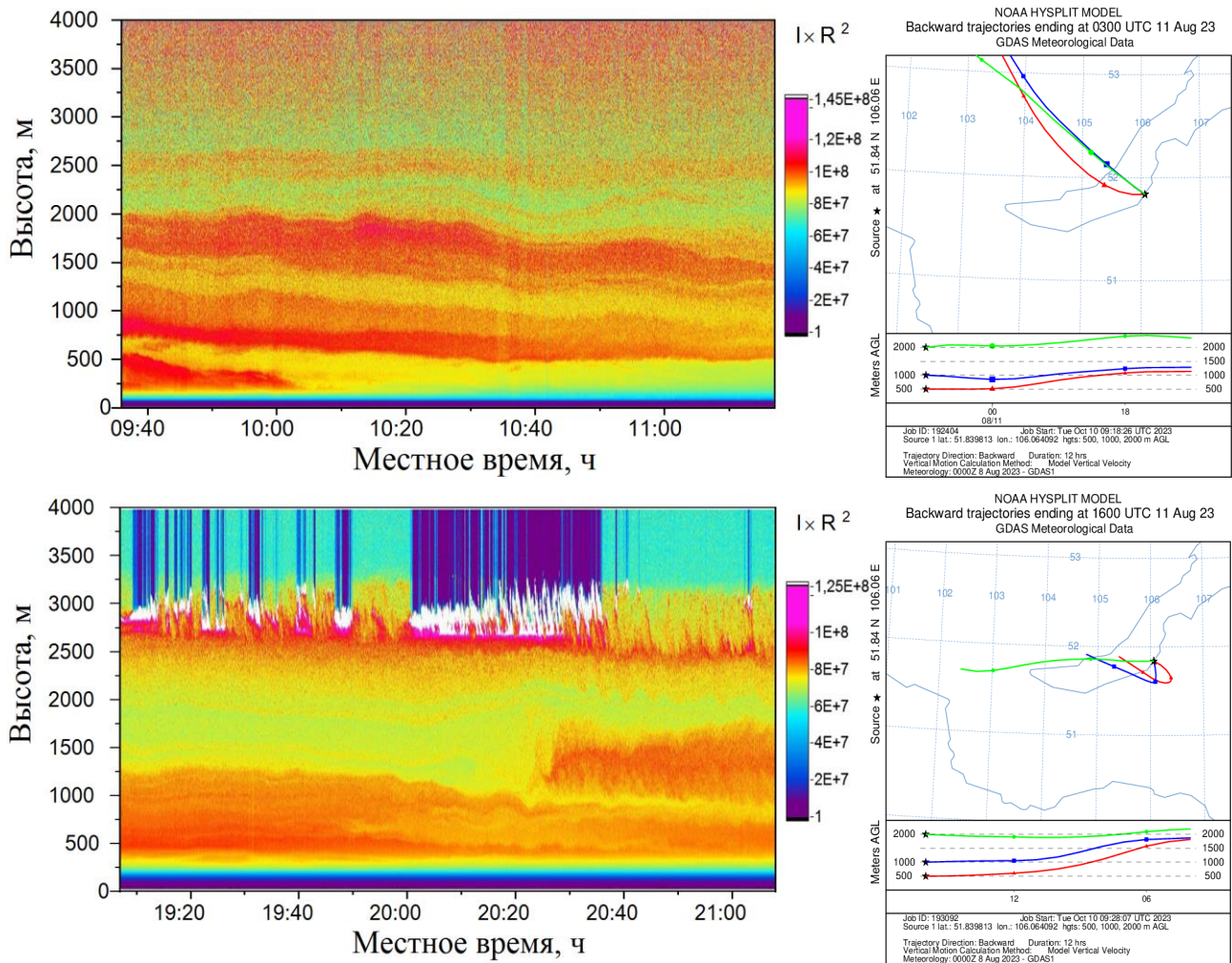


Рисунок 2 – Пространственно-временная структура распределения аэрозоля в атмосфере ($\lambda=532$ нм), наблюдаемая лидаром «ЛЮЗА-А2» 11 августа 2023 г. Рисунок сверху – утром, рисунок снизу – вечером. Справа приводятся рисунки с обратными траекториями переноса, рассчитанные с использованием модели HYSPLIT [3] для высот 500 м, 1000 м и 2000 м (время указано UTC, местное +8 ч)

Результаты проведенного траекторного анализа с использованием модели HYSPLIT [3] и учет данных о направлении ветра из приложения Ventusky [4], показывают смену направления переноса ветровых потоков в течение суток. Утром во время эксперимента основной перенос в атмосфере над южной частью Байкала был с северо-запада, со стороны озера. Вечером направление переноса сменилось на южное, со стороны берега. Бризовые циркуляции на Байкале является достаточно частым явлением в летний период, так как температура воды озера очень низкая (8°C в июле) [5].

По результатам проведенных в экспедиции 2023 г. наземных лидарных наблюдений на Байкале показали наличие сложной вертикальной структуры аэрозольных полей в фоновых летних условиях, зависящей от направления переноса ветровых потоков над местом

экспериментов. В случаях, когда перенос воздушных масс происходит со стороны озера, в пределах планетарного пограничного слоя 2000-3000 м наблюдается стратифицированное распределение аэрозоля. Такая вертикальная структура аэрозоля может сохраняться длительное время, так как в условиях высокого температурного контраста между водной поверхностью озера Байкал и сушей аэрозоль не поднимается к вышележащим слоям в результате действия конвективных потоков. Как правило, во второй половине дня в результате бризовой циркуляции аэрозоль «опускается» к земле, «придавливается» холодным воздухом с озера. При переносе воздушных масс со стороны побережья оз. Байкал стратификация аэрозоля аналогична той, которая обычно наблюдается над сушей.

Исследование выполнено при финансовой поддержке Российского научного фонда, грант № 19-77-20058-П, в части проведения экспериментальных исследований.

1. *Nasonov S., Balin Yu., Klemasheva M., Kokhanenko G., Novoselov M., Penner I., Samoilova S. and Khodzher T.* Mobile aerosol Raman polarizing lidar LOSA-A2 for atmospheric sounding // *Atmosphere*. 2020. V. 11. № 1032. P. 1-12.

2. Синоптические карты [Электронный ресурс]. URL: <https://meteoinfo.ru/mapsynop/> (дата обращения 30.03.2023 г.).

3. *Draxler R.R., Rolph G.D.* HYSPLIT (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) Model access via NOAA ARL READY Website (<http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php>). NOAA Air Resources Laboratory, Silver Spring, MD, 2015.

4. Ventusky – прогноз погоды на карте. [Электронный ресурс]. URL: <https://www.ventusky.com/> (дата обращения 30.03.2023 г.).

5. *Бурман Э.А.* Местные ветры. Л.: Гидрометеиздат, 1969. 324 с.

ИССЛЕДОВАНИЕ ИЗМЕНЧИВОСТИ ГАЛО 46° ПРИ ВАРИАЦИИ РАЗМЕРА ХАОТИЧЕСКИ ОРИЕНТИРОВАННОГО ЛЕДЯНОГО ГЕКСАГОНАЛЬНОГО СТОЛБИКА В РАМКАХ МЕТОДА ФИЗИЧЕСКОЙ ОПТИКИ

Кан Н.В.¹, Шишко В.А.^{1,2}, Кустова Н.В.¹ Коношонкин А.В.^{1,2}

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

²Томский государственный университет, г. Томск, Россия

e-mail: n.kan.08@gmail.com, sva@iao.ru, kustova@iao.ru, sasha_tvo@iao.ru

Работа посвящена исследованию изменчивости гало 46° при росте мелкого хаотически ориентированного ледяного гексагонального столбика. Решение строилось в рамках приближение физической оптики по всей сфере направлений рассеяния для хаотически ориентированного гексагонального столбика в диапазоне размеров от 10 до 30 мкм, при длине волны 0.532 мкм, показателе преломления – 1,3116. Результаты демонстрируют, как формируется гало 46° при росте размера гексагонального кристалла.

Перистые облака покрывают значительную часть земной поверхности (до 30 %) и состоят из ледяных кристаллических частиц различной формы. Они существенно влияют на процесс переноса солнечной энергии через атмосферу и, соответственно, на формирование климата нашей планеты [1]. В зависимости от формы и ориентации кристаллических частиц, эти облака могут, как задерживать проникновение солнечного излучения вглубь атмосферы к земной поверхности, так и препятствовать выходу теплового излучения Земли в открытый космос, усугубляя парниковый эффект. Поэтому важно получить решение задачи рассеяния света на всем многообразии частицах перистых облаков, для их корректного учета в климатических моделях.

Задача рассеяния света на ледяных несферических частицах является сложной задачей атмосферной оптики, которая традиционно решается точными численными методами, такими как DDA, FDTD, PSTD и др. Однако область применимости точных численных методов ограничена размером частиц 5-10 мкм, поскольку для более крупных частиц решение является слишком ресурсозатратным. Так как размеры частиц перистых облаков и крупного полевого аэрозоля достигают 1000 мкм, то общепринятым методом в таком случае является приближение геометрической оптики [2]. Однако полученное решение не пригодно для интерпретации данных лазерного зондирования атмосферы, поскольку не может разрешить пик обратного рассеяния, очень важный для задач лазерного зондирования. Эту проблему можно обойти, используя метод физической оптики [3]. Благодаря данному методу могут быть получены решения для кристаллических частиц. Приближение физической оптики основано на алгоритме трассировки пучков [4]. Данный метод рассчитывает рассеянное поле в ближней зоне в рамках

приближения геометрической оптики, а при переходе к дальней зоне учитываются дифракция и интерференция. Однако расчет дифракции для каждого рассеянного пучка – очень затратная операция, особенно для случая произвольно ориентированных частиц в облаке. Больше всего время расчета в приближении физической оптики возрастает с увеличением количества граней в частице.

Помимо радиационного воздействия, ледяные облака вызывают в атмосфере различные оптические явления, такие как гало, паргелии, околосенитные и касательные дуги, а также солнечные столбы [5].

В 1637 году Рене Декарт объяснил, что гало возникает из-за кристаллов льда в атмосфере, хотя он не предположил правильную форму кристаллов льда. В 1662 году Христиан Гюйгенс предложил форму прозрачной сферы с непрозрачным сферическим ядром, чтобы объяснить гало 22° . Эдм Мариотт был первым человеком, который показал, что взаимодействие солнечного света и столбчатых кристаллов льда со случайной ориентацией может образовывать гало 22° , причем этот угол является минимальным отклонением между входящим и исходящим светом.

В некоторых исследованиях моделировались гало и другие оптические явления путем расчета траекторий лучей, которые зависят от взаимного расположения Солнца и кристаллов льда (или ориентации кристаллов льда), а также от пути солнечного света через грани кристаллов. Для такого моделирования доступно несколько программ (например, HaloSim и HaloPoint), использующих известные минимальные отклонения солнечного света для заданных форм кристаллов льда и относительных положений между Солнцем и кристаллами льда. Также оценивали геометрию кристаллов льда на основе углов, под которыми наблюдались гало, в частности, для объяснения редко встречающихся описанных гало, таких как 9° , 18° , 20° [6].

При некоторых условиях атмосфера бывает насыщена мелкими кристаллами, имеющими шестигранные основания, прямой угол между шестигранным основанием и боковой гранью, ответственен за отклонение луча света на 46° , так образуется красноватое с внутренней стороны гало, но оно может состоять и из всех цветов спектра. Такой вид гало называется гало 46° . Гало 22° часто наблюдается в природе и является широко известным оптическим явлением, оно образовано двугранным углом 60° между боковыми гранями кристалла. В отличие от гало 22° , гало 46° наблюдается значительно реже.

Для таких направлений исследования как перенос излучения и калибровка положения спутников на орбите (в случае, когда используется лазерный луч и атомные часы), необходимо иметь решение задачи рассеяния света на атмосферных кристаллических частицах для всей

сферы направлений рассеяния. Такое решение можно получить в рамках приближение физической оптики.

Решение сроилось по всей сфере направлений рассеяния для гексагонального столбика размерами 10, 20 и 30 мкм при длине волны 0.532 мкм, зависимость элемента M_{11} матрицы обратного рассеяния света от угла рассеяния θ показан на рисунке 1.

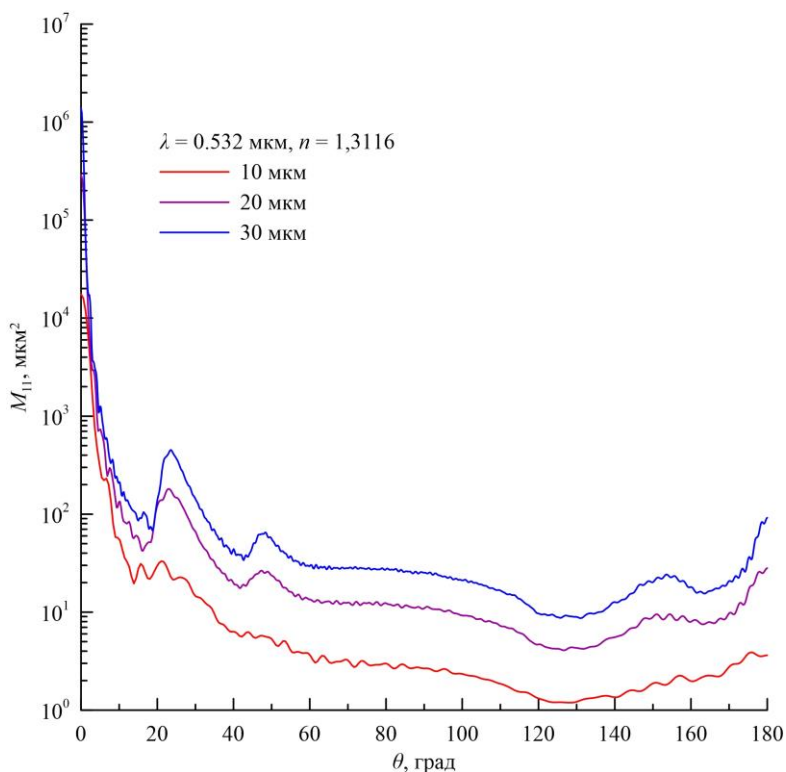


Рисунок 1 – Зависимость элемента M_{11} матрицы обратного рассеяния света от угла рассеяния θ в рамках приближения физической оптики для гексагонального столбика размером 10, 20 и 30 мкм

На рисунке 1 видно, что гало 46° наблюдается, как для 20 мкм, так и для 30 мкм гексагонального столбика, но не наблюдается у 10 мкм столбика. Поэтому было решено провести дополнительное исследование влияния размера гексагональной кристаллической частицы на формирование гало 46° . Для этого было построено решение для диапазона размеров столбика от 10 до 20 мкм с шагом 1 мкм. В результате удалось показать, как формируется гало 46° в зависимости от размера гексагонального столбика (рис. 2).

Из рисунка 2 видно, что для гексагональных столбиков длиной до 10 мкм гало 46° не наблюдается. Оно начинает формироваться с ростом размера кристалла, а когда гексагональный кристалл становится порядка 15 мкм, гало 46° уже отчетливо распознается.

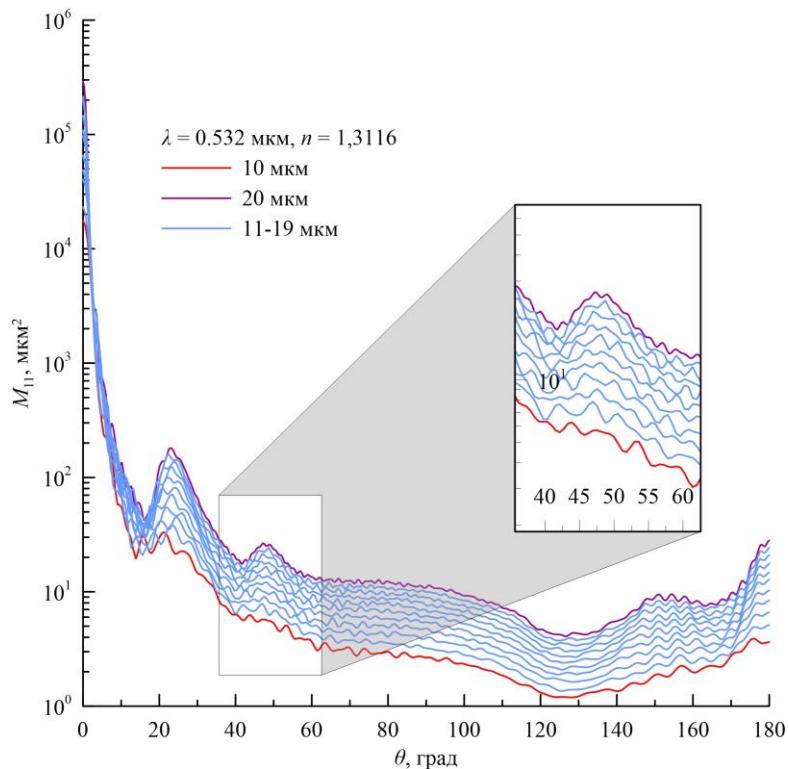


Рисунок 2 – То же, что и на рисунке 1, только размер гексагонального столбика варьировался от 10 до 20 мкм с шагом 1 мкм

Показано, что у гексагональных столбиков размером менее 10 мкм гало 46° не наблюдается, оно начинает формироваться с ростом размера кристалла, и когда кристалл становится порядка 15 мкм, гало 46° уже отчетливо распознается.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИОА СО РАН.

1. *Hong G.* Parameterization of scattering and absorption properties of nonspherical ice crystals at microwave frequencies // *J. Geophys. Res.* 2007. V. 112. D11208.

2. *Коношонкин А.В., Кустова Н.В., Боровой А.Г.* Граница применимости приближения геометрической оптики для решения задачи обратного рассеяния света на квазигоризонтально ориентированных гексагональных ледяных пластинках // *Оптика атмосферы и океана.* 2014. Т. 27. № 08. С. 705–712.

3. *Shishko V.A., Konoshonkin A.V., Kustova N.V., Timofeev D.N., Borovoi A.G.* Coherent and incoherent backscattering by a single large particle of irregular shape // *Opt. Express.* 2019. V. 27. № 23. P. 32984–32993.

4. *Коношонкин А.В., Кустова Н.В., Боровой А.Г.* Алгоритм трассировки пучков для задачи рассеяния света на атмосферных ледяных кристаллах. Часть 1. Теоретические основы алгоритма // *Оптика атмосферы и океана.* 2015. Т. 28. № 04. С. 324–330.

5. *Moilanen Ja., Gritsevich M.* Light scattering by airborne ice crystals – An inventory of atmospheric halos // *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer.* 2022. V. 290. P. 108313.

6. *Um J., McFarquhar G.M.* Formation of atmospheric halos and applicability of geometric optics for calculating single-scattering properties of hexagonal ice crystals: Impacts of aspect ratio and ice crystal size // *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer.* 2015. V. 165. P. 134–152.

СРАВНЕНИЕ МЕТОДОВ УСРЕДНЕНИЙ МАТРИЦ МЮЛЛЕРА ПО УГЛАМ ЭЙЛЕРА

Сальников К.С.¹, Кустова Н.В.¹, Коношонкин А.В.^{1,2}, Тимофеев Д.Н.¹, Шишко В.А.¹

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

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

e-mail: 1015k@mail.ru, kustova@iao.ru, , sasha_tvo@iao.ru, tdn@iao.ru, sva@iao.ru

В работе проведено сравнение метода усреднения “РО”, который используется при вычислениях в приближении физической оптики, с другими методами, использующиеся в задачах рассеяния. Сравнение проводилось на длине волны 0.532 мкм, показателе преломления 1.3116, на столбике высотой 4 мкм, используя реализацию метода дискретных диполей ADDA. Полученные результаты могут быть использованы для уменьшения числа ориентаций частицы в задачах рассеяния света на случайно-ориентированных частицах.

Кристаллические облака, которые располагаются преимущественно в умеренных широтах и в полюсах Земли, на высотах 6-12 км, являются существенным фактором неопределенности в исследовании климата планеты. Размеры ледяных частиц, из которых состоят кристаллические облака, варьируются от 1 до 1000 мкм, а геометрическая форма в своей основе имеет вид гексагональной призмы. В отличие от сферических частиц жидко-капельных облаков, изучать процесс рассеяния света на таких частицах достаточно сложно в силу разнообразия форм и фактора пространственной ориентации.

В литературе [1-5] предлагаются следующие методы усреднения по ориентациям: квази Монте-Карло(QMC) [2,4], Гаусса-Лежандра[1], встроенный метод в ADDA. С ними и будет проведено сравнение с методом РО. Опишем процедуру усреднения в методе РО.

Углы Эйлера (α, β, γ) задают ориентацию частицы в пространстве. Нами используется zyz -нотация для поворотов. Углы варьируются в диапазонах:

$$\beta = 0 \div \frac{\pi}{b}; \quad \gamma = 0 \div \frac{\pi}{g}; \quad \alpha = 0 \div 2\pi.$$

Для столбика параметры симметрии $b = 2$, $g = 3$. Усреднение по гамма

$$\bar{\mathbf{M}}_{\beta, \gamma}(\alpha, \varphi, \theta) = \frac{1}{N_{\gamma}} \sum_{j=1}^{N_{\gamma}} \bar{\mathbf{M}}_{\beta}(\gamma_j, \alpha, \varphi, \theta).$$

Усреднение по α сводится к усреднению по φ

$$\bar{\mathbf{M}}_{\beta, \gamma, \alpha}(\theta) = \frac{1}{N_{\varphi}} \sum_{k=1}^{N_{\varphi}} \bar{\mathbf{M}}_{\beta, \gamma}(\varphi_k, \theta).$$

Усреднение по бета

$$\bar{M}_\beta(\gamma, \alpha, \varphi, \theta) = \frac{1}{1 - \cos\left(\frac{\pi}{b}\right)} \sum_{i=1}^{N_\beta} \mathbf{M}(\beta_i, \gamma, \alpha, \varphi, \theta) \Delta \cos(\beta_i),$$

где

$$\Delta \cos(\beta_i) = \begin{cases} 1 - \cos\left(\frac{\pi}{2N_\beta b}\right), & i = 1, \\ \cos\left(\frac{\pi}{b} - \frac{\pi}{2N_\beta b}\right) - \cos\left(\frac{\pi}{b}\right), & i = N_\beta, \\ \cos\left(\beta_i - \frac{\pi}{2N_\beta b}\right) - \cos\left(\beta_{i+1} - \frac{\pi}{2N_\beta b}\right), & i \neq 1, N_\beta. \end{cases}$$

Усреднение методом QMC(quasi-Monte-Carlo)

$$\bar{M}(\theta) = \iint \mathbf{M}(\theta, \beta, \gamma) \sin \beta d\beta d\gamma \approx \frac{1}{N_\beta N_\gamma} \sum_{i,j} \mathbf{M}(\theta, \beta_i, \gamma_j).$$

Для определения узлов (β_i, γ_j) в методе QMC используется последовательность Халтона[2], которая вычисляется рекурсивно по формулам

$$g_b(0) = \frac{\sigma(0)}{b-1},$$

$$g_b(bn+r) = \frac{1}{b}(g_b(n) + \sigma(r)),$$

где b – основание, σ –перестановка натуральных чисел начиная с 0 до $b-1$. Для угла гамма используется $b=3$, для $\cos \beta$ $b=2$. Методы резюмированы в Таблице 1.

Таблица 2. Информация о методах усреднения

	PO	ADDA	QMC	G-L
Равномерное распределение по β	β	$\cos \beta$	$\cos \beta$	$\cos \beta$
Метод интегрирования по β	Левых Прямоугольников	Ромберга	Квази Монте-Карло, $b=2$	Гаусса-Лежандра
Метод интегрирования по γ	Левых Прямоугольников	Трапеций	Квази Монте-Карло, $b=3$	Средних прямоугольников
Метод интегрирования по α	Левых Прямоугольников	Трапеций	Левых Прямоугольников	Левых Прямоугольников

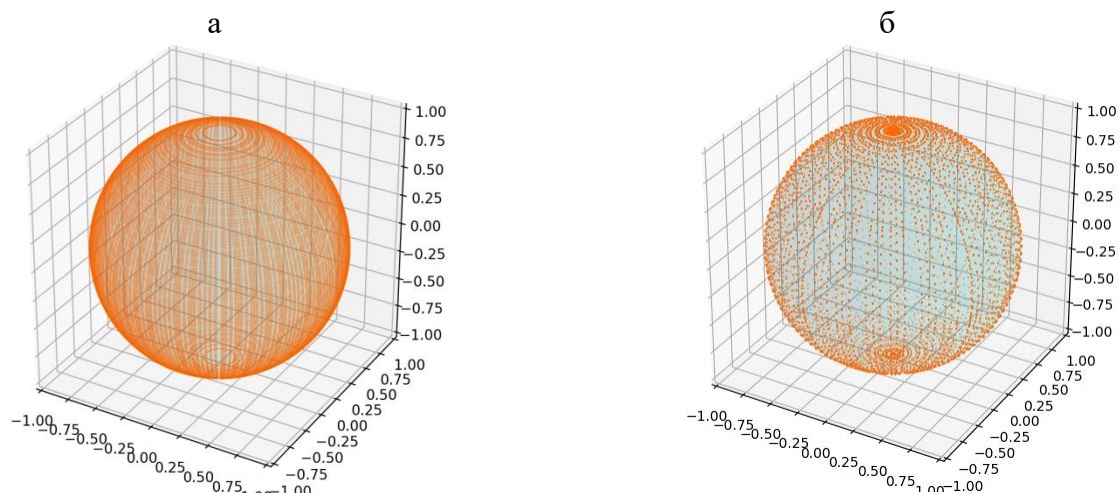


Рисунок 1 – Сетка узлов методов QMC(а) и G-L(б) в сферических координатах

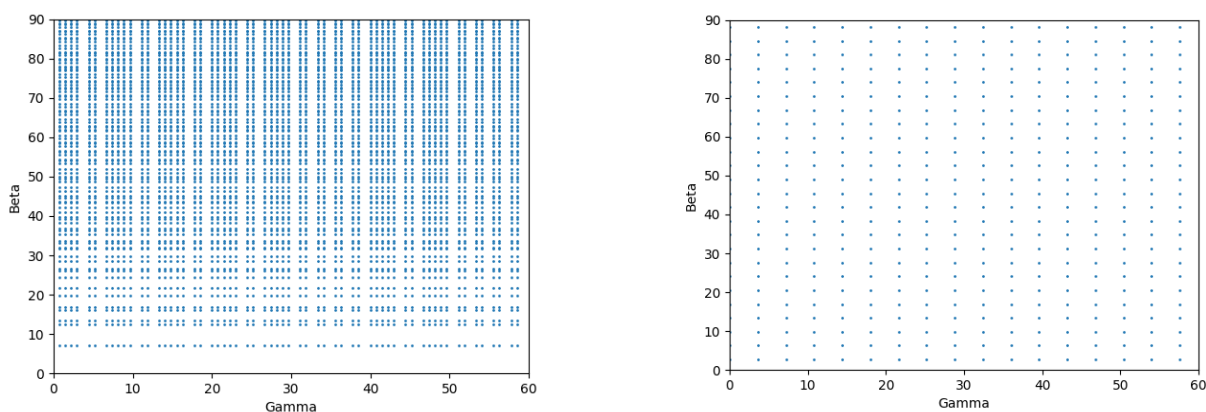


Рисунок 2 – Сетка узлов методов QMC(а) и G-L(б) в декартовых координатах

Наиболее требовательным для усреднений углом является угол бета[3]. Поэтому в данной работе исследуется именно сходимость по этому углу. Учитывая симметрию столбика, число ориентаций по гамма уменьшилось в 6 раз, число по бета в 2 раза. На Рисунке 3 изображена интенсивность в направлении назад в зависимости от числа ориентаций угла бета, при фиксированном числе гамма и альфа, указанные в Таблице 2. Красным выделена область в 1% погрешности относительно последнего усреднения. Из графиков видно, что сходимость методом PO достигается в разы быстрее, по сравнению с QMC и ADDA. Для итогового сравнения (Рисунок 4), в диапазоне максимального расхождения 100-180 градусов, было использовано максимальное число ориентаций, указанное в Таблице 2. В результате сравнения видно, что несовпадений больше всего у ADDA, а остальные 3 метода совпадают с точностью до процента в каждом угле.

Таблица 2. Информация о числе ориентаций

	PO	ADDA	QMC	G-L
N_{β}	181	129	90	32
N_{γ}	60	64	60	32
N_{α}	181	128	181	181

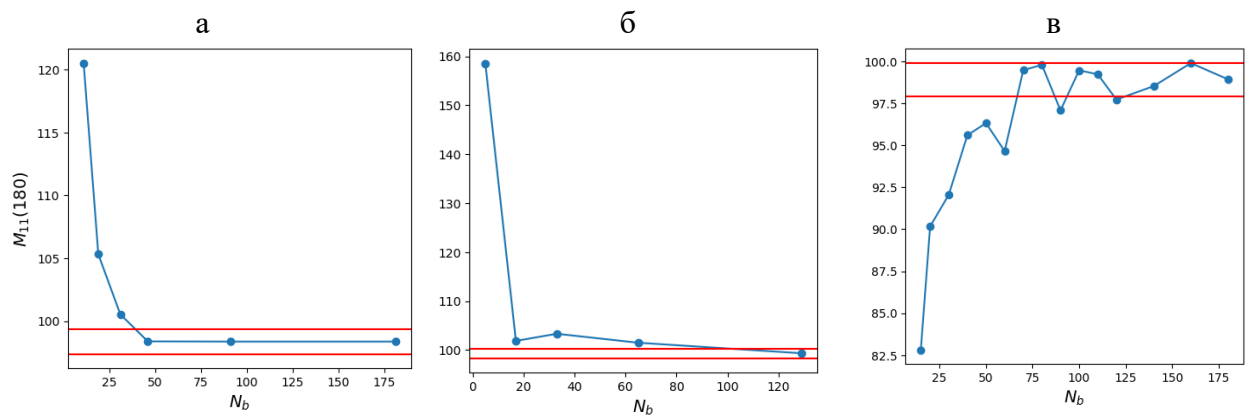


Рисунок 3 – Исследование сходимости по углу β методами PO (а), ADDA (б), QMC (в)

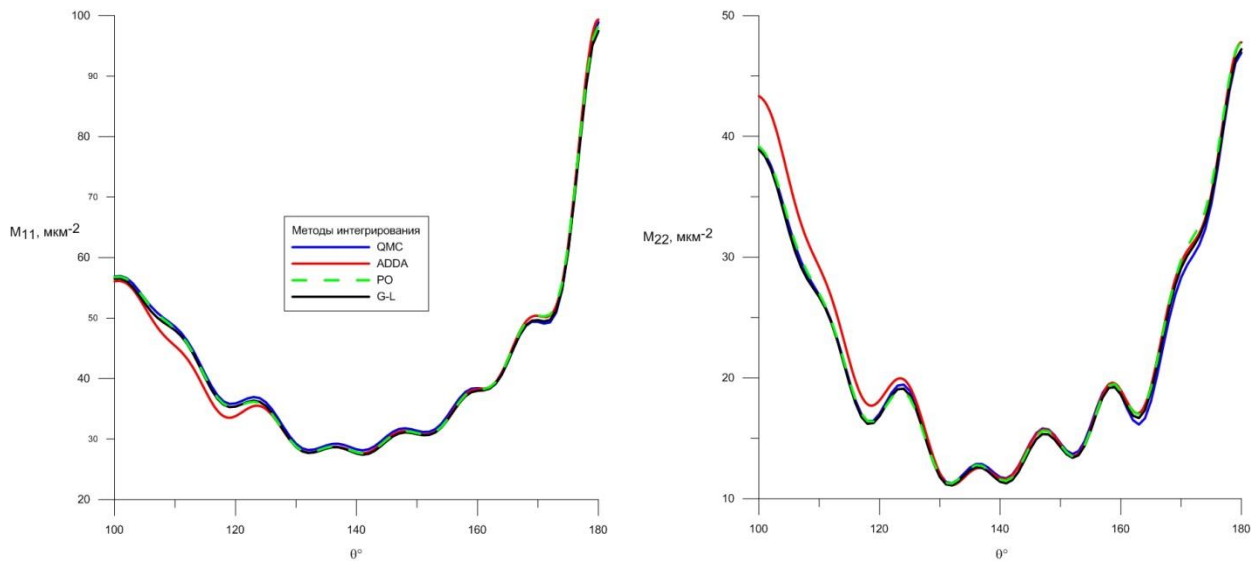


Рисунок 4 – Элементы матрицы Мюллера M_{11} , M_{22} усредненные по ориентациям

Работа выполнена в рамках государственного задания ИОА СО РАН.

1. *Bogaert I.* Iteration-Free Computation of Gauss-Legendre Quadrature Nodes and Weights // SIAM J. Sci. Comp. 2014. V. 36. № 3.
2. *Um J., McFarquhar G.M.* Optimal Numerical Methods for Determining the Orientation Averages of Single-Scattering Properties of Atmospheric Ice Crystals // JQSRT. 2013. V. 127. P. 207–223.
3. *Kleanthous A., Baran A.J., Betcke T., Hewett D.P., Westbrook C.D.* An Application of the Boundary Element Method (BEM) to the Calculation of the Single-Scattering Properties of Very Complex Ice Crystals in the Microwave and Sub-Millimetre Regions of the Electromagnetic Spectrum // JQSRT. 2024. V. 312. №108793.
4. *Okada A.J.Y.* Efficient Numerical Orientation Averaging of Light Scattering Properties with a Quasi-Monte-Carlo Method // JQSRT. 2008. V. 109. № 9. P. 1719–42.
5. *Zhang J.* On numerical orientation averaging with spherical Fibonacci point sets and compressive scheme // JQSRT. 2018. V. 206. P. 1–7.

ИССЛЕДОВАНИЕ СЕЗОННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ УГЛЕРОДСОДЕРЖАЩЕЙ ФРАКЦИИ АТМОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ И МОНОКСИДА УГЛЕРОДА ПО ДАННЫМ МНОГО-ЛЕТНИХ ИЗМЕРЕНИЙ (2010-2017 ГГ.) НА СТАНЦИИ ЗОТИНО В ЦЕНТРАЛЬНОЙ СИБИРИ

Власенко С.С., Михайлова А.С., Михайлов Е.Ф., Рышкевич Т.И.

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

e-mail: s.vlasenko@spbu.ru, st075797@student.spbu.ru, Eugene.Mikhailov@spbu.ru,

t_ryshkevich@mail.ru

Представлены многолетние (8 лет) измерения содержания углеродсодержащих аэрозолей и монооксида углерода, выполненных на станции ZOTTO В Центральной Сибири (Красноярский край). Анализ траекторий движения воздушных масс и анализ спутниковых изображений использовались для определения потенциальных регионов-источников углеродсодержащих компонент. Загрязненные и фоновые периоды были определены с помощью непараметрического статистического подхода и проанализированы отдельно. За всю кампанию отбора проб 75 и 48 % воздушных масс зимой и летом, соответственно, и 42 % весной и осенью были классифицированы как загрязненные. Проанализирована сезонная изменчивость содержания углеродсодержащих компонент для фоновых и загрязненных периодов.

Сибирские леса занимают около 70% от общей площади бореальных лесов Евразии и являются важным фактором, контролирующим глобальный и региональный климат. В свою очередь, изменение климата вызывает ответную реакцию экосистем Сибири, которая проявляется в перераспределении вещества и энергии между наземными экосистемами и атмосферой. Несмотря на относительно удаленное расположение и низкую плотность населения, антропогенное воздействие на экосистемы Сибири становится все более заметным. Это связано с увеличением площади территорий сельскохозяйственного назначения в южной части бореальной лесной зоны, интенсивной вырубкой лесов и связанным с этими процессами повышением вероятности степных и лесных пожаров [1].

В 2006 году в центральной части Сибири была установлена 300-метровая башня Зотинской высотной обсерватории (ЗОТТО) (Heimann et al., 2014). Географическое положение этой станции является оптимальным для изучения атмосферного переноса и сопутствующих химических превращений загрязненного воздуха в широком диапазоне пространственно-временных масштабов, в частности для оценки потенциального влияния выбросов различных природных и антропогенных источников на состав приземного воздуха над центральной частью Сибири.

В 2010 году на станции ZOTTO был организован отбор фильтровых проб для химического анализа аэрозолей. Аэрозоли отбирались на 47-миллиметровые фильтры из кварцевого волокна

(2500QATUP, Pallflex) при скорости потока 20 л/мин. Время отбора проб для каждого фильтра варьировалось от 10 ч во время загрязнения до 480 ч в чистые периоды. Количество органического (ОС) и элементарного углерода (ЕС) в аэрозольных пробах определялось термооптическим методом с помощью коммерческого анализатора (Sunset Laboratory Inc., USA).

Содержание монооксида углерода измерялось методом УФ резонансной флуоресценции с помощью СО-монитора (модель AL 5002, Aerolaser GmbH, Германия). Результаты измерения концентрации СО усреднялись по интервалам отбора проб аэрозолей. Полученные данные представлены на рис.1

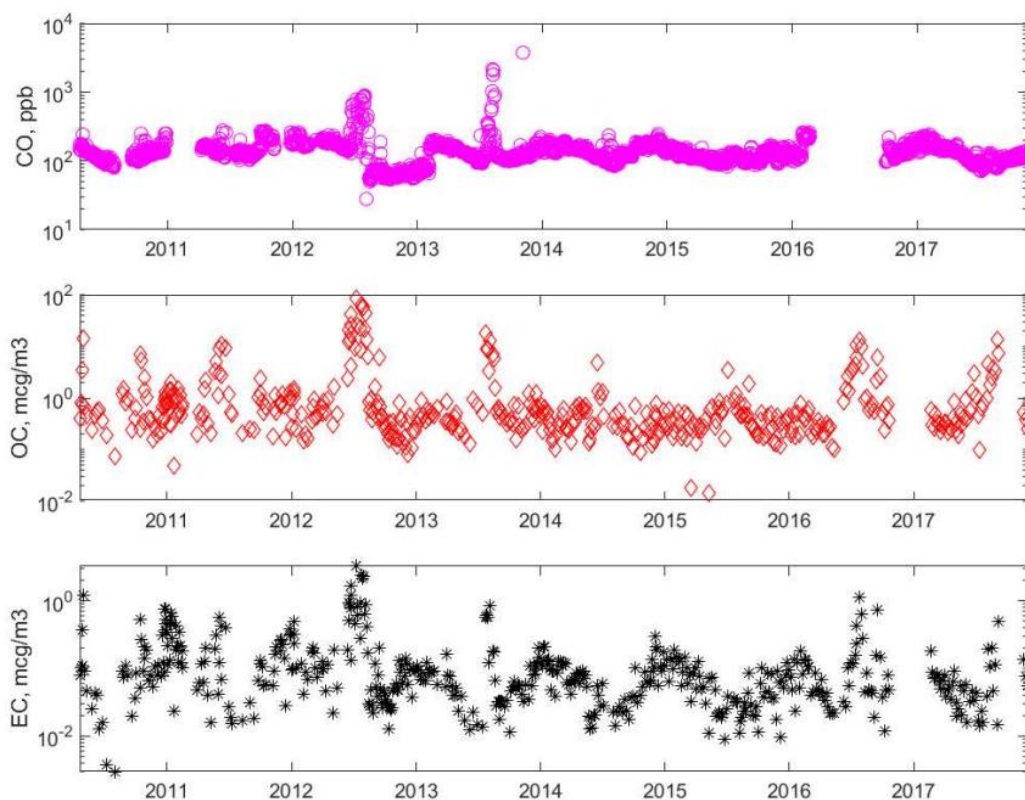


Рисунок 1 – Временной ход концентрации монооксида углерода (СО), органического (ОС) и элементарного (ЕС) аэрозольного углерода

Длительность полученных рядов достаточна для надежного определения фоновой концентрации каждого углеродсодержащего компонента с помощью т.н. REBS (Robust Extraction of Baseline Signal) алгоритма [2]. В соответствии с этими данными весь период измерений делился на интервалы, соответствующие «чистым» и «загрязненным» воздушным массам. На рис.2 представлен сезонный ход СО, ОС и ЕС. Показаны медианные значения для каждого календарного месяца, полученные за все время измерений (1) и отдельно для «загрязненных» (2) и «чистых» (3) периодов.

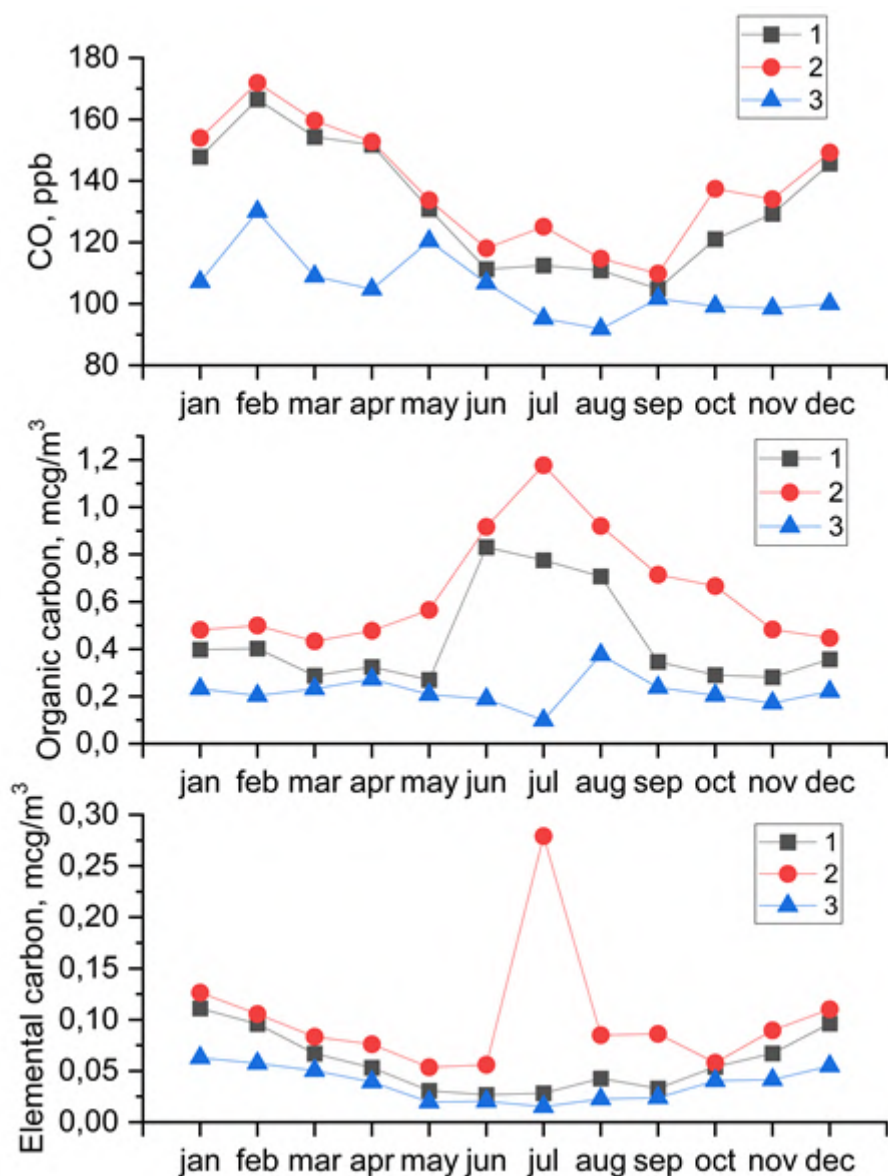


Рисунок 2 – Сезонный ход монооксида углерода, органического и элементарного аэрозольного углерода. Пояснения в тексте

Следует отметить, что сезонные вариации концентрации элементарного углерода и угарного газа, полученные по всем данным, практически синхронны – наблюдается максимум зимой и минимум летом. Это подтверждает известный факт, что эти компоненты в атмосфере имеют одинаковые источники – прежде всего процессы сжигания органического топлива. Амплитуда сезонных вариация сильнее выражена у элементарного углерода – 35% против 20% у монооксида углерода. Сезонный ход концентрации органического аэрозольного углерода, наоборот, имеет выраженный максимум летом, что показывает существенный вклад в продуцирование ОС биогенных процессов, не связанных с горением.

Сезонные вариации фоновых концентраций исследуемых компонентов выражены значительно слабее, но в целом соответствуют внутригодовому изменению содержания CO, ОС

и ЕС, рассчитанным по всему периоду измерений. Годовой ход концентрации аэрозольного углерода, рассчитанный по измерениям в «загрязненные» периоды характеризуется ярко выраженным летним максимумом, особенно заметным для элементарного углерода. Эти максимумы связаны с лесными пожарами, которые каждое лето возникают в сибирских лесах. На рис. 1 можно отметить особо сильные выбросы углеродсодержащих частиц в 2012 и 2013 году, которые сопровождались и резким возрастанием содержания СО. В другие годы корреляция между СО и ЕС/ОС не столь заметна, что возможно связано с различием механизмов переноса газовых и аэрозольных примесей в атмосфере.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 24-27-00148 .

1. *Chi X., Winderlich J., Mayer J.-C., Panov A.V., Heimann M., Birmili W., Heintzenberg J., Cheng Y., Andreae, M. O.* Long-term measurements of aerosol and carbon monoxide at the ZOTTO tall tower to characterize polluted and pristine air in the Siberian taiga // *Atmos. Chem. Phys.* 2013. V. 13. P. 12271–12298.

2. *Власенко С.С., Волкова К.А., Ионов Д.В., Рышкевич Т.И., Иванова О.А. Михайлов Е.Ф.* Изменчивость углеродсодержащей фракции атмосферного аэрозоля вблизи Санкт-Петербурга // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана.* 2019. Т. 55. № 6. С. 147–156.

ГИБРИДНЫЙ АЛГОРИТМ ИДЕНТИФИКАЦИИ ИСТОЧНИКОВ НА ОСНОВЕ МЕТОДОВ МАШИННОГО ОБУЧЕНИЯ И ОПЕРАТОРОВ ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТИ

Пененко А.В.^{1,2}, Емельянов М.К.^{3,1}

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

²Югорский государственный университет, г. Ханты-Мансийск, Россия

³Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск, Россия

e-mail: Aleks@ommgp.ssc.ru, m.emelyanov2@g.nsu.ru

Совмещение машинного обучения с более традиционными методами решения обратных задач представляется перспективным направлением развития методов обратного моделирования. В работе рассматривается гибридный алгоритм идентификации выбросов в моделях переноса и трансформации примесей. Для определения по данным измерений функции источника общего вида сначала используются алгоритмы на основе оператора чувствительности, а затем решение уточняется методами машинного обучения за счет использования априорной информации о детальной структуре функции источников. При этом распределенные источники преобразуются в точечные. Их мощности далее уточняются методами квадратичного программирования. Алгоритм протестирован на задаче обратного моделирования для Байкальской природной территории.

Идентификации источников выбросов важна в задачах оценки качества воздуха. Если включать детальную информацию о виде и структуре источника в обратную задачу, то это может ухудшить свойств задачи и усложнить алгоритм её решения. В данной работе мы рассматриваем гибридный алгоритм.

Пусть имеется химическая модель переноса-трансформации примесей. Множество допустимых источников выбросов обозначается Q . Предположим, что существует "точная" функция источника $q^{(*)} \in Q^{(*)} \subset Q$, которую требуется найти по данным измерений. Подмножество $Q^{(*)}$ определяется дополнительной априорной информацией о неизвестных источниках. В нашем случае $Q^{(*)}$ представляет собой наборы нескольких точечных источников. В обратной задаче функция источника $q^{(*)}$ должна быть идентифицирована по "снимкам" функции состояния измерений ϕ в некоторые моменты времени.

В предыдущих работах авторов был разработан метод идентификации источников общего вида для моделей адвекции-диффузии-реакции на основе операторов чувствительности и ансамблей решения сопряженных уравнений [1,2], реализованный в системе обратного моделирования Inverse Modeling Data Assimilation Framework (IMDAF).

Пусть $q^{(\infty)}$ будет результатом работы алгоритма идентификации источников. Пусть $A: Q^{(*)} \rightarrow Q$ отображение из "истинного" решения $q^{(*)}$ в результат его идентификации $q^{(\infty)}$ с

помощью алгоритма идентификации источников. Чтобы уточнить результат реконструкции $q^{(\infty)}$, нам нужно обратиться к оператору L на $q^{(\infty)} = L[q^{(*)}]$, при условии, что результат обращения принадлежит $Q^{(*)}$. Поскольку мы рассматриваем операцию уточнения как постобработку, мы можем использовать как $q^{(\infty)}$, так и соответствующий оператор чувствительности.

Для построения обратного к L мы использовали методы машинного обучения [3]. Однако непосредственное вычисление оператора L требует решения обратной задачи для каждого элемента обучающей выборки. Поэтому вместо L мы используем $P(q)$ – аффинное приближение оператора L , построенное с помощью проекции на ортогональное дополнение к ядру оператора чувствительности [1-3], описывающее часть информации о решении, сохраняющейся в данных обратной задачи. Таким образом, задачу уточнения результата обратного моделирования $q^{(\infty)}$ можно приблизить задачей обращения $P(q)$ на $Q^{(*)}$:

$$q^{(\cdot)} = \arg \min_{q \in Q^{(*)} \subset Q} \|P(q) - q^{(\infty)}\|_Q,$$

Для построения обратного оператора используется сверточная нейросеть (CNN), обученная на всевозможных точечных источниках. С помощью нейросети распределённый источник сводится к набору точечных. Мощности точечных источников с заданными локализациями находятся с помощью решения задачи квадратичного программирования. Схема алгоритма [3] представлена на Рис. 1



Рисунок 1 – Алгоритм уточнения решения обратной задачи

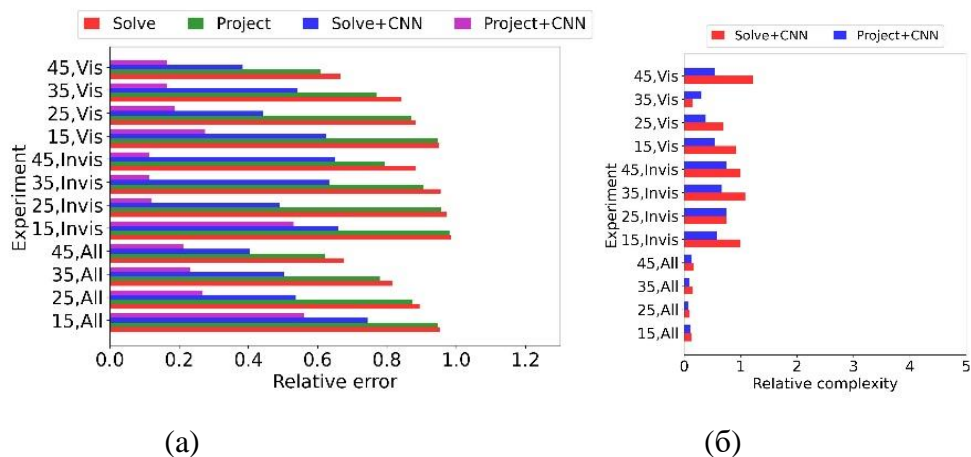


Рисунок 2 – Результаты работы гибридного алгоритма. Относительная ошибка относительно $q^{(*)}$ а); результаты общего алгоритма $q^{(\infty)}$ (Solve, красный), проекционная оценка результата $P(q^{(*)})$ (Project, зеленый), уточненное решение с помощью CNN $q^{(\cdot)}$ (Solve+CNN, синий) и уточненная проекционная оценка с помощью CNN (Project+CNN, пурпурный). Относительная сложность относительно $q^{(*)}$ б); уточненное решение с помощью CNN $q^{(\cdot)}$ (Solve+CNN, красный) и уточненная проекционная оценка с помощью CNN (Project+CNN, синий). Для оценки результатов уточнения мы используем две метрики: качество интерпретации

$$\varepsilon(q) = \frac{\|P(q) - q^{(\infty)}\|_q}{\|q^{(\infty)}\|_q},$$

и сложность результатов $\#q$, которая вычисляется как количество точечных источников.

Результаты [3] тестирования алгоритма для сценария обратного моделирования Байкальской природной территории переставлены на Рисунке 2. Заметим, что алгоритм обеспечивает значительное улучшение результатов идентификации источников.

Таким образом гибридные подходы, объединяющие машинное обучение с традиционными методами решения обратных задач, являются перспективным направлением для дальнейшего развития алгоритмов обратного моделирования. Более того, агрегаты, используемые в традиционных методах решения обратных задач, могут успешно применяться в рамках методов машинного обучения для создания гибридных алгоритмов.

Работа выполняется при поддержке проекта Министерства науки и высшего образования Российской Федерации проект «Фундаментальные исследования Байкальской природной территории на основе системы взаимосвязанных базовых методов, моделей, нейронных сетей и цифровой платформы экологического мониторинга окружающей среды» в части разработки гибридных алгоритмов и государственного задания Министерства науки и высшего образования РФ (тема "Аналитическое и численное исследование обратных задач об определении параметров источников атмосферного или

водного загрязнения и (или) параметров среды", код темы: FENG-2023-0004) в части работы с нелинейными операторами измерений.

1. *Penenko A.* Convergence analysis of the adjoint ensemble method in inverse source problems for advection-diffusion-reaction models with image-type measurements // *Inverse Problems & Imaging*. American Institute of Mathematical Sciences (AIMS). 2020. V. 14. № 5. P. 757–782.

2. *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. P. 1697.

3. *Penenko A. et al.* Hybrid Deep Learning and Sensitivity Operator-Based Algorithm for Identification of Localized Emission Sources // *Mathematics*. MDPI AG. 2023. V. 12. № 1. P. 781.

ДИСПЕРСНЫЙ СОСТАВ ПРИЗЕМНОГО АЭРОЗОЛЯ В МЕГАПОЛИСЕ: ИЗМЕНЧИВОСТЬ В РАЗНЫХ ВРЕМЕННЫХ МАСШТАБАХ

Губанова Д.П., Виноградова А.А.

Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, г. Москва, Россия

gubanova@ifaran.ru, anvinograd@yandex.ru

Обсуждаются результаты исследования дисперсного состава аэрозолей в приземном слое атмосферы Москвы с учетом сезонных особенностей и специфики условий мегаполиса. Выполнен анализ данных непрерывных наблюдений за микрофизическими параметрами аэрозольных частиц в диапазоне размеров 0.15-10 мкм, полученных в ИФА РАН в 2020-2023 г. Установлена характерная для приземного аэрозоля в Москве форма счетного и объемного распределений частиц по размерам, претерпевающая небольшие изменения от межсуточного до межгодового временных масштабов. Выявлено наличие двух субмод в аккумуляционной фракции частиц. Рассматривается изменчивость дисперсного состава приземного аэрозоля во время эпизодов аномально высокого аэрозольного загрязнения мегаполиса. Изучены временные вариации массового фракционного состава аэрозольных частиц в приземном воздухе Москвы.

Дисперсность (дисперсный состав) – это важнейшее свойство аэрозольных систем, определяющее их активность в атмосферных физико-химических процессах, при переносе и осаждении частиц, а также оказывающее влияние на оптические характеристики атмосферы [1]. Информация о дисперсном составе способствует пониманию процессов и источников образования атмосферных аэрозолей. Наряду с другими основными характеристиками последних дисперсный состав обладает большой пространственно-временной изменчивостью и зависит от совокупности факторов (метеорологические условия, химический состав атмосферы и др.). В крупных городах и промышленных центрах атмосферные аэрозоли подвергаются дополнительному воздействию специфических условий и особенностей, к числу которых относятся локальные антропогенные источники, особый ветровой режим, урболандшафты, остров тепла, плотность застройки и рельеф. С учетом вышеизложенного, изучение особенностей изменчивости дисперсного состава атмосферного аэрозоля в мегаполисе в разных временных масштабах представляет большой интерес.

Дисперсный состав характеризуется распределением частиц по размерам и/или распределением массы аэрозоля по частицам различных размеров. В настоящей работе представлены результаты исследования межгодовых, сезонных, суточных вариаций дисперсного состава аэрозольных частиц в приземном слое атмосферы Москвы по данным наблюдений в 2020-2023 гг.

Выполнен анализ непрерывных рядов данных о микрофизических параметрах (счетная

концентрация, распределение частиц по размерам, рассчитанная массовая концентрация), полученных в рамках натурального комплексного аэрозольного эксперимента, реализуемого в Институте физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН. Подробное описание условий и методов наблюдений приведено в [2, 3].

Распределение атмосферного аэрозоля по размерам связано с особенностями процессов эмиссии частиц и образования их *in situ*, а также с многообразными процессами их последующей трансформации, переноса и осаждения. Типичное распределение по размерам атмосферных аэрозольных частиц включает несколько фракций (мод), учитывающих вышеупомянутые процессы. В данном исследовании уделено внимание аэрозольным частицам в диапазоне диаметров 0.15÷10 мкм. В соответствии с общепринятой классификацией [1] будем рассматривать исследуемые частицы, разделенные на 3 моды: грубодисперсная ($d = 1\text{--}10$ мкм), аккумуляционная ($d = 0.3\text{--}1$ мкм) и третья, переходная субфракция ($d = 0.15\text{--}0.3$ мкм). Переходная субфракция ответственна за переход частиц из моды Айткена в аккумуляционную фракцию за счет процессов конденсации вторичных сульфатов, нитратов и органических веществ из газовой фазы и коагуляции более мелких частиц. Кроме того, источниками частиц аккумуляционной моды являются также первичные выбросы [1]. Грубодисперсная фракция состоит из первичных аэрозольных частиц, преимущественно минерального и биологического происхождения, но встречаются и частицы некоторых вторичных сульфатов и нитратов.

Анализ непрерывных рядов данных о распределении по размерам аэрозольных частиц в приземном слое воздуха Москвы за 4 года наблюдений показал, что общий вид счетного и объемного распределений не претерпевает значительных изменений в разных временных масштабах: в суточных, сезонных, внутригодовых и межгодовых вариациях. Такие распределения на примере среднемесячных представлены на рис. 1. Как видно из графика на рисунке слева, счетное распределение по размерам аэрозольных частиц в приземном воздухе Москвы хорошо описывается логнормальным распределением или суммой n логнормальных распределений для разных мод [1]:

$$n_N(\log d_p) = \sum_{i=1}^n \frac{N_i}{(2\pi)^{1/2} \log \sigma_i} \exp\left(-\frac{(\log d_p - \log \bar{d}_{pi})^2}{2 \log^2 \sigma_i}\right), \quad (3)$$

где N_i – счетная концентрация частиц, \bar{d}_{pi} – медианный диаметр, а σ_i – стандартное отклонение i -й логнормальной моды.

В объемном распределении частиц по размерам в приземном слое атмосферы Москвы (рис. 1 справа) выделяются три моды, а не две, характерные, как правило, для типичного распределения городского аэрозоля в этом диапазоне [1]. Ярко выраженная аккумуляционная мода состоит из двух субмод: конденсационной и капельной. Можно предположить, что за

формирование частиц аккумуляционной моды ответственны два процесса: 1) конденсация в результате эмиссии первичных частиц, коагуляции более мелких частиц и конденсации паров; 2) образование и осаждение капель. Похожую картину наблюдали ранее при исследовании атмосферных неорганических аэрозолей [4].

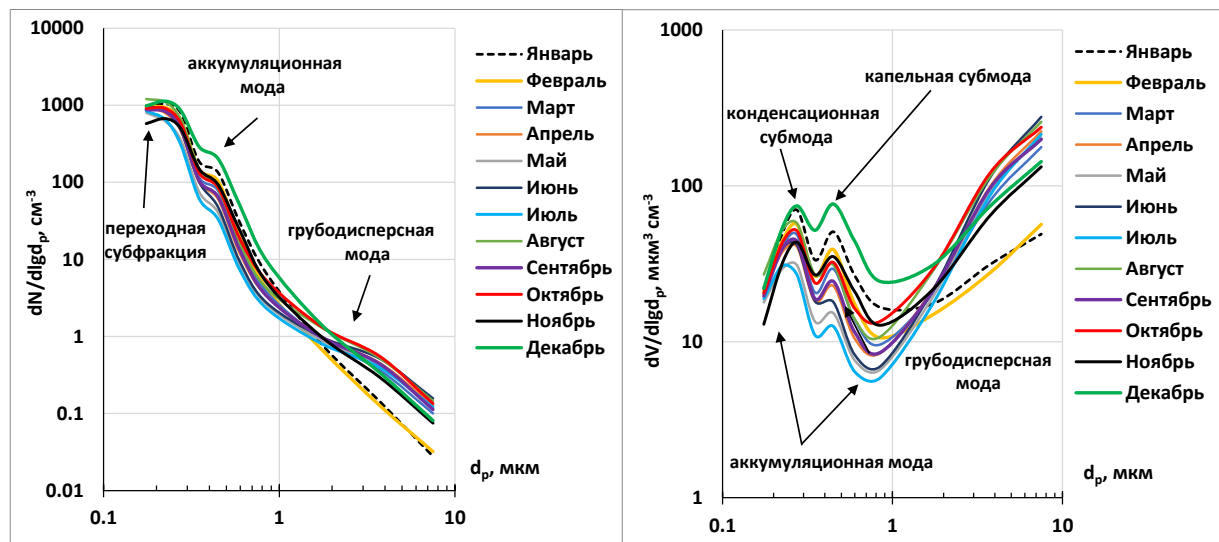


Рисунок 1 – Внутригодовая изменчивость среднемесячных счетного (слева) и объемного (справа) распределений по размерам аэрозольных частиц в мегаполисе по данным наблюдений в ИФА РАН в 2020 -2023 гг.

Установлено, что такая форма счетного и объемного распределений по размерам характерны для московского приземного аэрозоля и в нетипичных условиях – при аномальном росте концентрации аэрозольных частиц под воздействием различных интенсивных источников (дальнего и регионального переноса аэрозолей горения и пыли, локальных антропогенных или смешанных городских источников). Более подробно эти эпизоды рассмотрены в работах [2, 3], а на рис. 2 представлены среднесуточные счетные (рис. 2а) и объемные (рис. 2б) распределения частиц по размерам. Для сравнения с аномальными периодами на графиках приведены и распределения в «чистых» условиях, т.е. при минимальном аэрозольном загрязнении воздуха мегаполиса и в отсутствие неблагоприятных погодных условий.

Массовый фракционный состав приземного аэрозоля в Москве в межгодовом масштабе претерпевает небольшие флуктуации (рис. 3), главным образом за счет изменчивости массы грубодисперсной фракции частиц. Это – результат совокупного воздействия природных и антропогенных источников, в основном, частиц минерального происхождения, с учетом синоптико-метеорологических условий, различающихся от года к году.

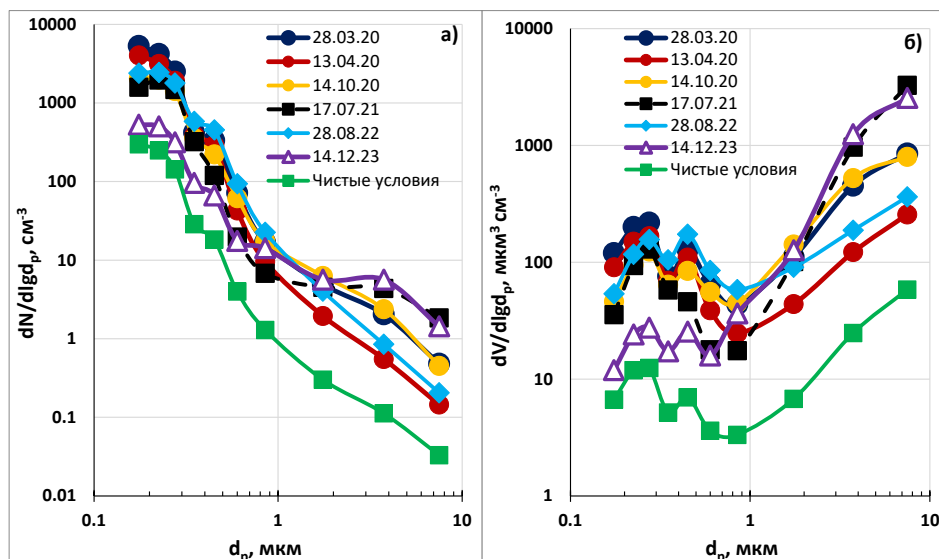


Рисунок 2 – Среднесуточное счетное (а) и объемное (б) распределение по размерам частиц в дни аномального аэрозольного загрязнения в Москве при воздействии различных источников: 28.03.20. – региональный перенос аэрозолей горения из районов весеннего пала травы и НМУ; 13.04.20. – смешанные источники (перенос аэрозолей горения и пыли, НМУ); 14.10.20. – дальний перенос пыли из аридных зон Прикаспия и НМУ; 17.07.21. – интенсивный локальный источник (объект городского строительства); 28.08.22. – региональный перенос аэрозолей горения из районов лесных пожаров и НМУ; 14.12.23. – дальний перенос пыли из районов Прикаспия и НМУ зимой в городе

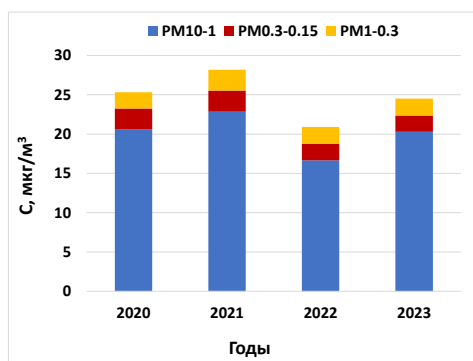


Рисунок 3 – Межгодовая изменчивость массового фракционного состава приземного аэрозоля в Москве за все годы наблюдений (2020-2024 г.)

Внутригодовая и межсуточная изменчивость выражены более ярко (см., например, рис. 4). Для частиц грубодисперсной фракции, основным источником которых является подстилающая поверхность, в зимний период наблюдаются минимальные значения массовой концентрации. Для частиц аккумуляционной моды в это время года характерны наибольшие значения массовой концентрации, что свидетельствует о значительном вкладе в эту моду вторичных аэрозолей. Частицы переходной субфракции не отличаются ярко выраженным внутригодовым

ходом массовой концентрации, что, по-видимому, свидетельствует о роли конкурирующих процессов при формировании высоко- и среднedisперсных аэрозолей, составляющих моду Айткена и аккумуляционную моду соответственно.

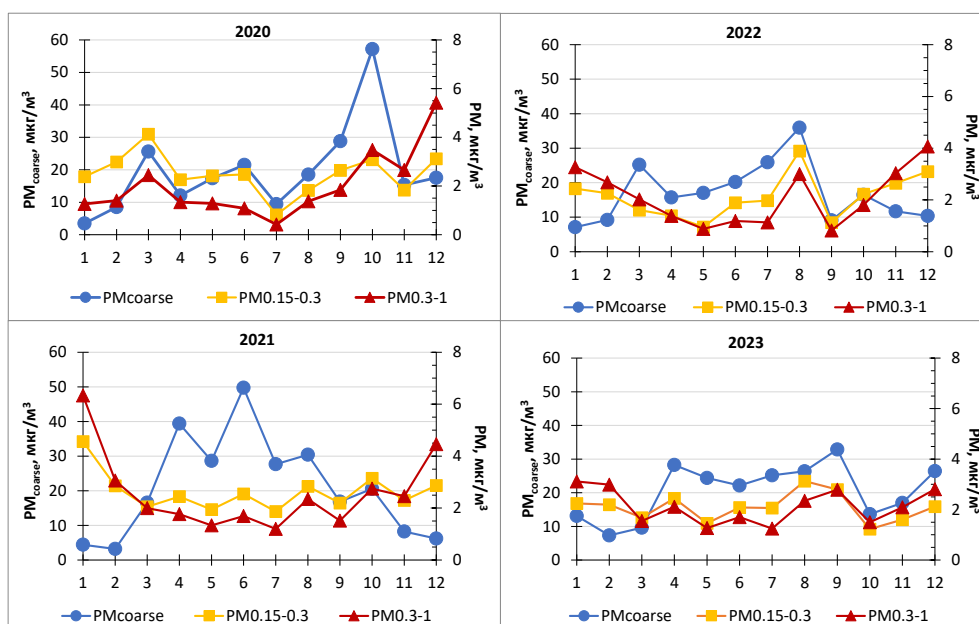


Рисунок 4 – Изменчивость среднемесячных значений массовой концентрации разных размерных фракций аэрозольных частиц в Москве за все годы наблюдений (2020-2024 г.)

Для установления более явных закономерностей необходимы длительные наблюдения, дополненные данными об ультрадисперсных модах аэрозольных частиц. Такие исследования продолжаются в настоящее время.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке госзадания Института физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН (FMWR-2022-0010) – экспериментальные измерения микрофизических характеристик приземного аэрозоля и РНФ, грант № 23-27-00063 – анализ, обобщение и интерпретация данных.

1. Seinfeld J.H., Pandis S.N. Atmospheric chemistry and physics: from air pollution to climate change, 2nd Edition. New York: Wiley, USA, 2006. 1232 p.

2. Gubanova D.P., Vinogradova A.A., Iordanskii M.A., Skorokhod A.I. Variability of Near-Surface Aerosol Composition in Moscow in 2020–2021: Episodes of Extreme Air Pollution of Different Genesis // Atmosphere. 2022. V. 13. № 4. P. 574–599.

3. Губанова Д.П., Виноградова А.А., Лезина Е.А., Иорданский М.А., Исаков А.А. Условно фоновый уровень аэрозольного загрязнения приземного воздуха в Москве и пригороде: сезонные вариации // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2023. Т. 59. № 6. С. 754–773.

4. John W., Wall S.M., Ondo J.L., and Winklmayr W. Modes in the size distributions of atmospheric inorganic aerosol // Atmos. Environ. 1990. V. 24A. № 9. P. 2349-2359.

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КОНЦЕНТРАЦИИ ПРИЗЕМНОГО АЭРОЗОЛЯ КАК ФАКТОР РАЗНООБРАЗИЯ УСЛОВИЙ ЖИЗНИ В МЕГАПОЛИСЕ

Виноградова А.А.¹, Губанова Д.П.¹, Лезина Е.А.²

¹Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, г. Москва, Россия

²Государственное природоохранное бюджетное учреждение «Мосэкомониторинг»,
г. Москва, Россия

e-mail: anvinograd@yandex.ru, gubanova@ifaran.ru, lezinaea@eco.mos.ru

Анализируются пространственная (по территории мегаполиса) и временная (межгодовая, сезонная и суточная) изменчивость качества воздуха в городе по результатам непрерывного мониторинга концентрации аэрозоля (PM₁₀ и PM_{2.5}) в приземном воздухе Москвы на автоматических станциях контроля состава атмосферы ГПБУ «Мосэкомониторинг» в 2021 и 2022 годах. Выявлены наиболее загрязненные и наиболее чистые районы в разные сезоны, а также особенности вариаций концентрации аэрозолей разной размерности в течение суток. Анализ проводится при сопоставлении аэрозольных данных с метеорологической и синоптической информацией.

Москва – один из крупнейших мегаполисов мира (численность населения более 13 млн. чел., площадь 2,6 тыс. км²), расположенный в умеренных широтах Северного полушария (второй после Санкт-Петербурга по направлению с севера на юг). Качество атмосферного воздуха в целом в городе определяется в основном транспортом, городской инфраструктурой, промышленными предприятиями и предприятиями, обеспечивающими жизнедеятельность населения, а также метеорологическими и синоптическими условиями, характерными для географического положения города [1-3].

В настоящей работе анализируются данные непрерывного мониторинга концентрации аэрозоля (PM₁₀ и PM_{2.5}) в приземном воздухе Москвы на автоматических станциях контроля состава атмосферы (АСКЗА) ГПБУ «Мосэкомониторинг» в 2021 и 2022 годах [<https://mosecom.mos.ru/>]. Концентрация частиц PM₁₀ и PM_{2.5} измеряется каждые 20 мин на АСКЗА, расположенных в разных районах мегаполиса (рис. 1)). Для PM₁₀ использованы данные 18 станций, для PM_{2.5} – 24 станций. По пространственному положению станции разделены на качественные группы: вблизи автомагистралей, жилые районы, смешанные территории, парковые зоны. Уровень загрязнения на разных станциях одной группы может сильно различаться как по абсолютным значениям, так и по специфике сезонных и суточных вариаций концентрации аэрозолей разной размерности. Влияют локальные источники загрязнений, а также эффекты застоя/проветривания приземного слоя воздуха (ПСВ) в орографии городских ландшафтов.

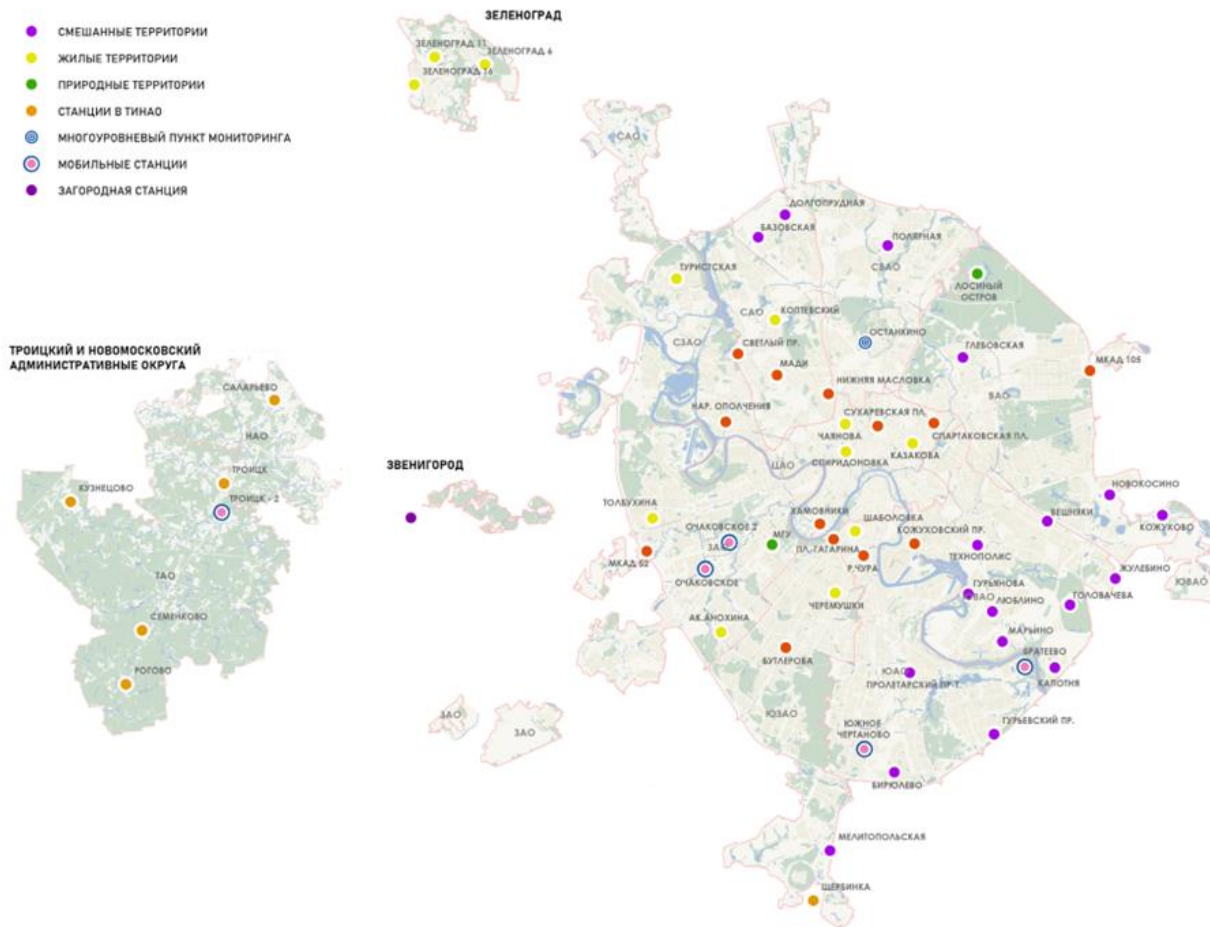


Рисунок 1 – Схема расположения АСКЗА МЭМ – из [1]

Средние годовые значения концентрации аэрозолей PM_{10} и $PM_{2.5}$ в Москве различаются по станциям (рис. 2а и 2б), причем 2021 год был несколько грязнее, чем 2022. Наблюдается согласованное продолжение многолетнего ряда значений PM_{10} , представленного в [2] до 2020 года – рис. 2в. Средние годовые концентрации аэрозолей обеих размерностей хорошо соответствуют типичному уровню загрязнения ПСВ Москвы [4].

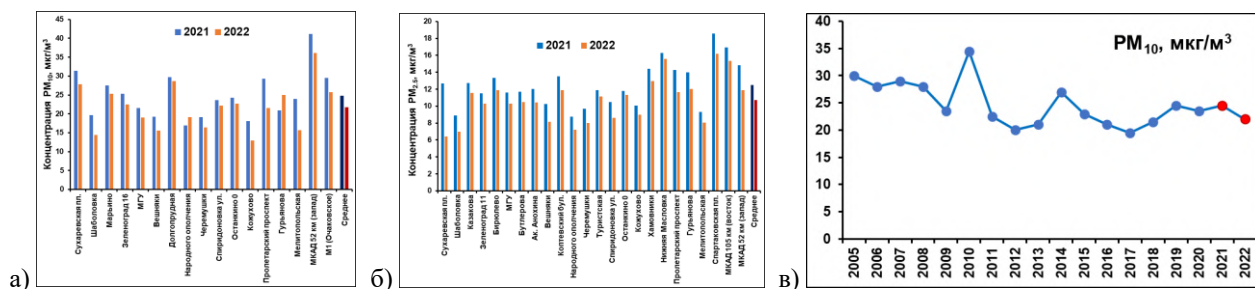


Рисунок 2 – Среднегодовые значения концентрации аэрозолей в ПСВ в Москве: а – PM_{10} ; б – $PM_{2.5}$; в – PM_{10} по годам (2005-2020 годы из [2])

Примеры сезонных вариаций концентрации частиц PM_{10} и $PM_{2.5}$ в ПСВ в Москве – для разных качественных групп станций (рис. 3) показывают, что в среднем наиболее

загрязненными районами в городе являются зоны вблизи МКАД, а на самой МКАД аэрозольное загрязнение часто превосходит значение ПДКс.с. = 60 мкг/м³ для PM₁₀. Весенний максимум аэрозольного загрязнения ПСВ, характерный для центра Европейской части России (ЕЧР) [5] и связанный с временем подсыхания поверхности при отсутствии на ней растительности, проявляется сильнее в концентрации более крупных частиц PM₁₀ и в рассматриваемые годы приходится на разные месяцы (апрель_2021 и март_2022), поскольку в 2022 году снежный покров на ЕЧР сошел значительно раньше, чем в 2021.

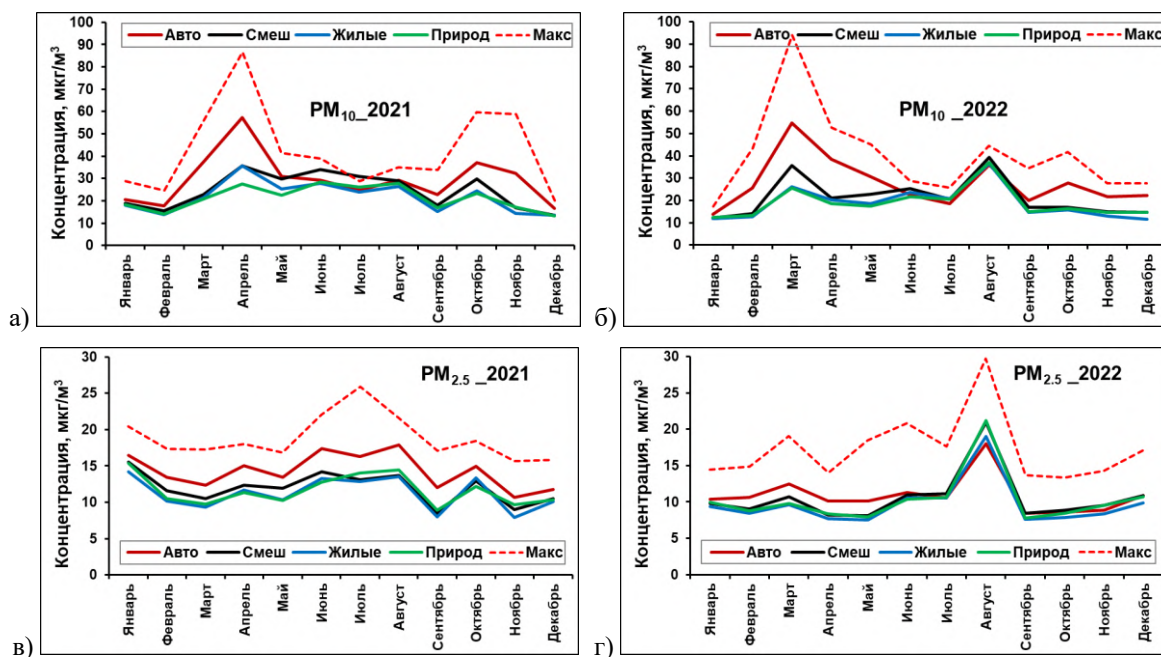


Рисунок 3 – Сезонные вариации концентрации частиц PM₁₀ (а, б) и PM_{2.5} (в,г) – средние по качественным группам станций: слева (а,в) – 2021 год; справа (б,г) – 2022 год. Пунктир – для сравнения АСКЗА на МКАД (запад), где наблюдается максимальное загрязнение аэрозолями в Москве

Заметим, что погода в Москве не сильно различалась в рассматриваемые годы, только летом 2021 года в воздухе над центром ЕЧР было аномально сухо и жарко [<http://rp5.ru>, <http://www.pogodaiklimat.ru/archive.php>]. На рис. 3г видно, что летний максимум концентрации PM_{2.5} в 2022 году был несколько замаскирован эпизодом (длительностью около 5-10 суток в конце августа) дальнего переноса аэрозолей горения от лесных пожаров в Нижегородской, Владимирской и Рязанской областях (рис. 4) [6].

По рисунку видно, что во время этого эпизода в течение нескольких дней были превышены значения ПДКс.с. соответствующих аэрозольных частиц на многих станциях наблюдения. Пространственная разница влияния этого эпизода весьма значительна, что связано с эффективностью как осаждения аэрозольных составляющих на поверхность в разных районах

города, так и процессов застоя/проветривания приземного слоя воздуха (ПСВ) в условиях сложной орографии городских ландшафтов.

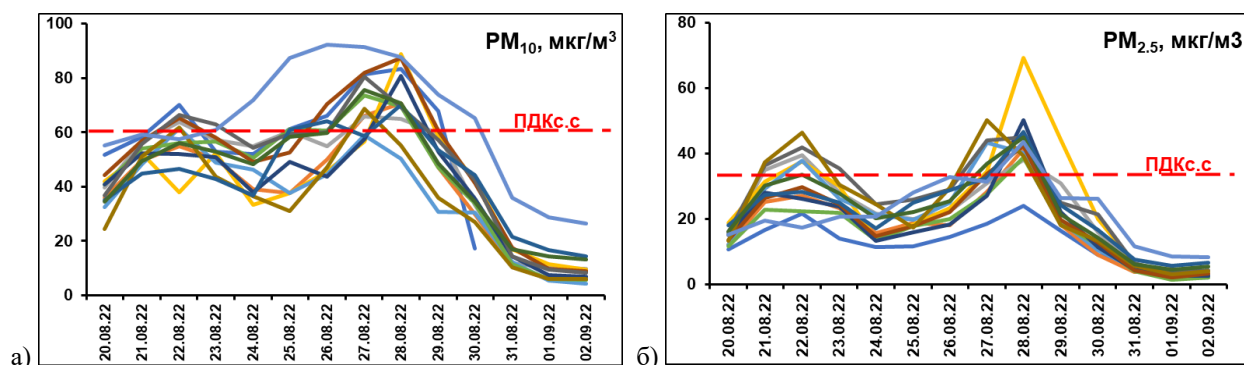


Рисунок 4 – Развитие эпизода загрязнения городской атмосферы в августе 2022 года от лесных пожаров в соседних областях РФ. Среднесуточная концентрация частиц PM_{10} (а) и $PM_{2.5}$ (б) на разных АСКЗА (13 штук). Пунктир – уровни ПДКс.с. для частиц разной размерности

Изменение в течение суток величины концентрации аэрозолей разной размерности в ПСВ города определяется метеоусловиями, качеством подстилающей поверхности, условиями конвекции и адвекции в приземной атмосфере и многими другими факторами [7-9]. На рис. 5 показаны такие изменения для частиц мелкодисперсной фракции $PM_{2.5}$ и грубодисперсных частиц $PM_{10-2.5}$ (от 2.5 до 10 мкм)

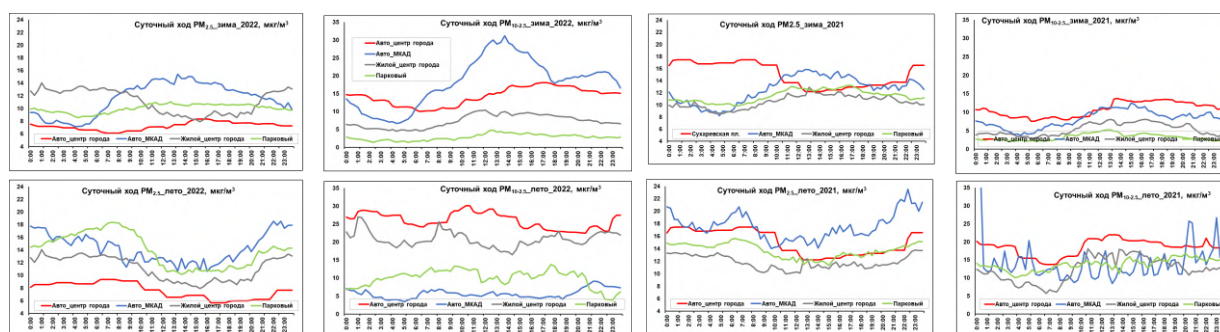


Рисунок 5 – Суточный ход концентрации частиц $PM_{2.5}$ и $PM_{10-2.5}$ в 2022 (2 левых столбца) и в 2021 (2 правых столбца) зимой и летом. Разным цветом линий обозначены две АСКЗА на автомагистралях (красная – в центре города, синяя – на МКАД), в жилом районе в центре города (серая) и в парковой зоне (зеленая)

Обсуждение различия и сходства представленных на рис. 5 графиков весьма интересно, но не просто. Эта информация составит большую часть самого доклада, как и другие аспекты рассматриваемой темы, едва затронутые в этой публикации. Основной вывод такой – условий жизни в мегаполисе по показателям аэрозольного загрязнения воздуха очень изменчивы и не улучшаются просто при удалении от центра города.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке госзадания Института физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН (FMWR-2022-0010) – сбор и первичная обработка данных измерений и РНФ, грант № 23-27-00063 – анализ, обобщение и интерпретация данных.

1. Доклад «О состоянии окружающей среды в городе Москве в 2022 году» / Под ред. А. О. Кульбачевского. Москва, 2023. 276 с.

2. Еланский Н.Ф., Шилкин А.В., Пономарев Н.А., Захарова П.В., Качко М.Д., Поляков Т.И. Пространственно-временные вариации содержания загрязняющих примесей в воздушном бассейне Москвы и их эмиссии // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2022. Т. 58. № 1. С. 92–108.

3. Elansky N.F., Shilkin A.V., Ponomarev N.A., Semutnikova E.G., Zakharova P.V. Weekly patterns and weekend effects of air pollution in the Moscow megacity // Atmos. Environ. 2020. Т. 224. С. 117303.

4. Губанова Д.П., Виноградова А.А., Лезина Е.А., Иорданский М.А., Исаков А.А. Условно фоновый уровень аэрозольного загрязнения приземного воздуха в Москве и пригороде: сезонные вариации // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2023. Т. 59. № 6. С. 754–773.

5. Кузнецова И.Н., Глазкова А.А., Шалыгина И.Ю., Нахаев М.И., Архангельская А.А., Звягинцев А.М., Семутникова Е.Г., Захарова П.В., Лезина Е.А. Сезонная и суточная изменчивость концентраций взвешенных частиц в приземном воздухе жилых районов Москвы // Опт. атмосферы и океана. 2014. Т. 27. № 6. С. 473–482.

6. Виноградова А.А., Губанова Д.П., Лезина Е.А. Изменчивость содержания черного углерода и аэрозолей PM₁₀ и PM_{2.5} в приземном воздухе мегаполиса // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2024. Т. 60, № 3. В печати.

7. Gubanova D.P., Vinogradova A.A., Iordanskii M.A., Skorokhod A.I. Variability of Near-Surface Aerosol Composition in Moscow in 2020–2021: Episodes of Extreme Air Pollution of Different Genesis // Atmosphere. 2022. V. 13. № 4. P. 574–599.

8. Кузнецова И.Н., Шалыгина И.Ю., Нахаев М.И., Глазкова А.А., Захарова П.В., Лезина Е.А., Звягинцев А.М. Неблагоприятные для качества воздуха метеорологические факторы // Труды Гидрометеорологического научно-исследовательского центра Российской Федерации. 2014. № 351. С. 154–172.

9. Локощенко М.А., Богданович А.Ю., Еланский Н.Ф., Лезина Е.А. Температурные инверсии в Москве и их влияние на состав приземного воздуха // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2021. Т. 57. № 6. С. 641–650.

СЧЕТЧИК ФОТОНОВ С РЕГИСТРАЦИЕЙ ЛИДАРНЫХ СИГНАЛОВ В СЧЕТНО-АНАЛОГОВОМ РЕЖИМЕ

Зайцев Н.Г.

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

e-mail: ZaicevNG@iao.ru

В публикации представлен разработанный счетчик фотонов с регистрацией лидарных сигналов в счетно – аналоговом режиме. За счет уникального алгоритма сбора информации (мертвое время между стробами равно 0) применения распределенной конструкции и дифференциальных линий передачи информации счетчик может использоваться в различных задачах, где ожидается лидарных сигналов как в ближней зоне (аналоговый) так и в дальней (слабый с редкими событиями).

В лазерном зондировании атмосферы, возможны ситуации, когда принятый сигнал в ближней зоне сильный и является аналоговым, а в дальней зоне - слабый с редкими событиями (рис.1). Применение только аналого-цифровых преобразователей или только счетчиков фотонов не позволяет достичь корректности измерений по всей трассе. Корректность измерений по всей трассе достигается за счет совмещения регистрации лидарных сигналов в аналоговом режиме и режиме счета фотонов с применением ФЭУ, которые способны работать в счетно-аналоговом режиме.

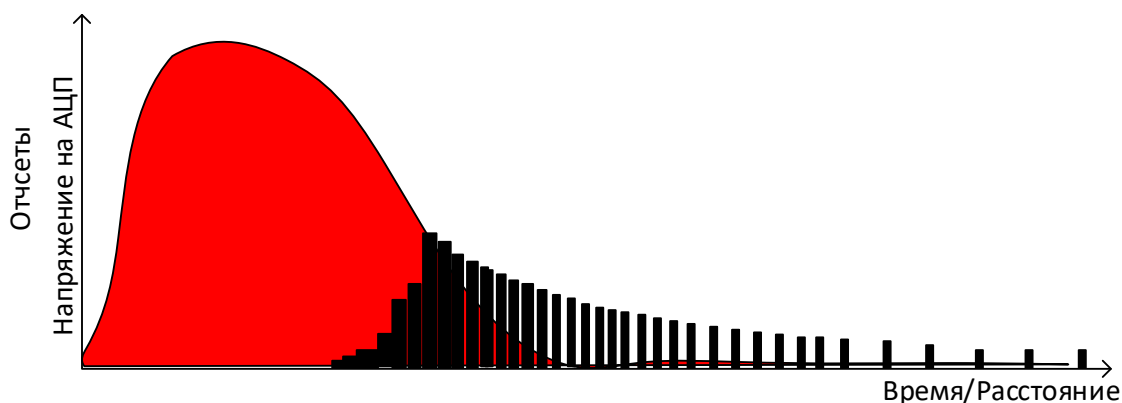


Рисунок 1 – Пример лидарного сигнала

Основываясь на сформулированной проблеме и ее решении, разработан счетчик фотонов с регистрацией лидарных сигналов в счетно-аналоговом режиме. Внешний вид счетчика без корпуса представлен на рис.2. Счетчик содержит один канал и состоит из аналогового модуля – 1 и модуля обработки – 2 (рис.2).

На вход аналогового модуля подключается выход ФЭУ, а на выходах формируются счетные импульсы после дискриминатора и усиленный дифференциальный аналоговый сигнал (рис.3). Небольшие размеры аналогового модуля (80мм x 50 мм x 25 мм) позволяют разместить

его в непосредственной близости от ФЭУ, тем самым снизить уровень шума от электромагнитных помех.

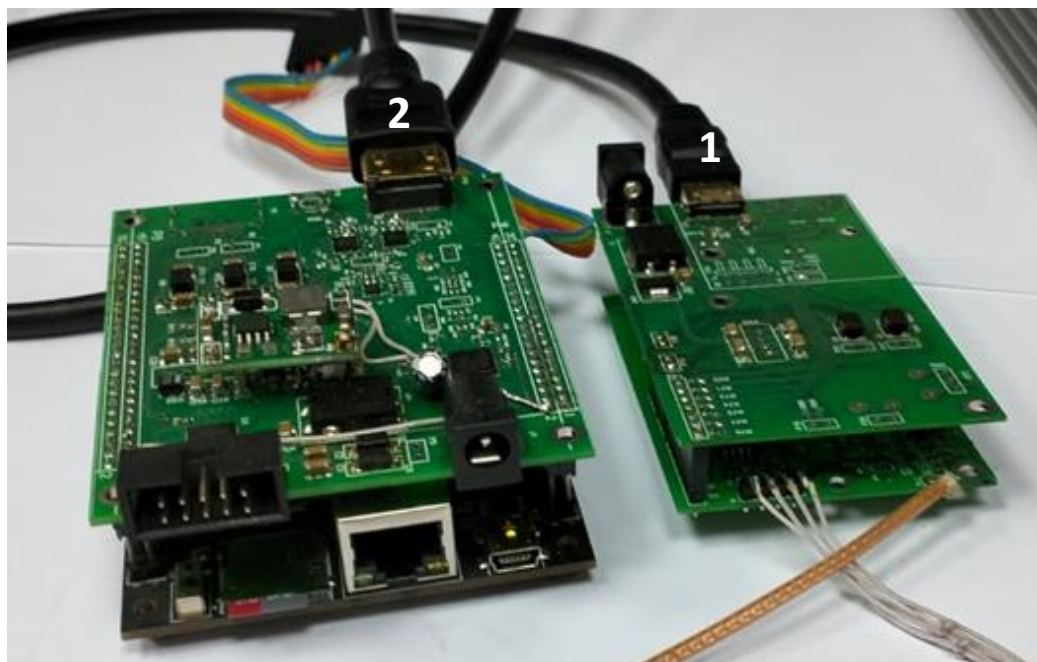


Рисунок 2 – Внешний вид счетчика фотонов с регистрацией лидарных сигналов в счетно-аналоговом режиме

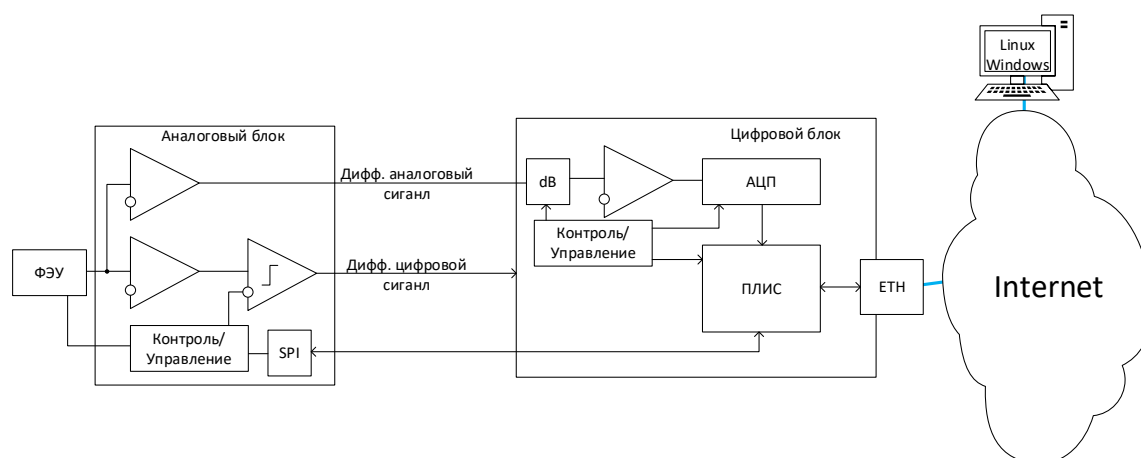


Рисунок 3 – Структура счетчика фотонов с регистрацией лидарных сигналов в счетно-аналоговом режиме

Модуль обработки включает АЦП с программно-управляемыми аттенюаторами на входе для выбора масштабирования аналогового сигнала и счетчик импульсов (фотонов). Обработчик счетно-аналоговых данных реализован в ПЛИС. Наличие сетевого файлового хранилища позволяет сохранять и обрабатывать полученные из эксперимента данные непосредственно в счетчике. Кроме этого, поддержка сетевых протоколов позволяет использовать счетчик удаленно. Управление, настройка счетчика, а также скачивание накопленных

экспериментальных данных выполняется по сети Ethernet по протоколу TCP. Для работы счетчика не требуется постоянная связь (реализован режим автономной работы).

В таблице 1 приведено сравнение основных технических характеристик разработанного счетчика с ближайшими аналогами.

Таблица 1. Сравнение основных характеристик разработанного счетчика с его ближайшими аналогами

Параметр	Разработанный счетчик фотонов	SRS SR400 [1]	Licel SP32 [2]
Количество счетных каналов	1	2	От 1 до 32
Работа в аналоговом режиме	да (одновременно аналог и цифра)	нет	да
Максимальная скорость счета	400 МГц	200 МГц	600 МГц
Размер памяти счетчиков	32768 bins	нет данных	16384 bins
Мертвое время между стробами	0	нет данных	нет данных
Максимальная частота внешнего запуска	до 1 МГц	до 1 кГц	до 78 кГц
Минимальная амплитуда входного импульса	500 мкВ	10 мВ	нет данных
Максимальное время накопления	до 25 часов в автономном режиме	до 25 часов	10 ⁶ импульсов
Карта памяти для записи измерений	MicroSD, 256 Гб	нет	нет
Интерфейс	Ethernet RJ-45	Интерфейсы GPIB и RS-232	Ethernet RJ-45
Автономный режим работы без внешней ЭВМ	да	нет	нет

Для проверки работоспособности счетчика на вход ФЭУ подавался световой импульс длительностью 200 мкс и интенсивностью, достаточной для насыщения ФЭУ и перевода его в аналоговый режим работы. Измеренный сигнал отображался в программе, которая управляет счетчиком. На рис.4. показан исходный аналоговый сигнал на выходе ФЭУ и его измерение в программе управления счетчиком.

Заключение. Разработанный счетчик фотонов позволяет одновременно принимать сигнал в счетно-аналоговом режиме, что обеспечивает расширение диапазона измерения.

Сравнение разработанного счетчика с аналогами показывает его функциональную конкурентоспособность в различных сценариях лазерного зондирования.

Аналоговый
сигнал на
выходе ФЭУ



Аналоговый и
счетный
сигналы в
счетчике
фотонов



Рисунок 4 – Аналоговый сигнал на выходе ФЭУ при сильном световом импульсе и его измерение в программе управления счетчиком

Отсутствие длинных аналоговых линий связи от ФЭУ до аналогового модуля и применение дифференциальных линий передачи аналоговых и счетных данных в цифровой модуль обеспечивают повышенную помехозащищенность полезной нагрузки от ЭМП.

Компактные габариты и распределенность позволяют интегрировать разработанный счетчик фотонов, как в новые, так и существующие решения.

ПРОТОТИП ПРОГРАММНОГО ОБЕСПЕЧЕНИЯ НАТРИЕВОГО ЛИДАРА

Куликов Г.Э.

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

e-mail: gleb@iao.ru

Описано построение модульного программного обеспечения для лидара, предназначенного для наблюдения вариации температуры в верхних слоях атмосферы. Цель работы заключается в получении удобного инструмента для управления аппаратурой и проведения наблюдений, различные части которого могут разрабатываться независимо. Ключевые слова: лидар, программное обеспечение, модульность, обмен сообщениями.

Информация о изменчивости температур на больших высотах (≥ 70 км) может [1, 5] быть получена за счёт возбуждения флуоресценции содержащегося в верхней атмосфере натрия и наблюдения за доплеровским уширением спектра дублета ($\lambda_1 \approx 589.6$, $\lambda_2 \approx 589$ нм) натрия.

На станции высотного зондирования ИОА СО РАН создаётся пригодная для таких наблюдений аппаратура. Для получения мощного узкополосного лазерного излучения на этих длинах волн предполагается задействовать сидируемый узкополосный импульсный перестраиваемый лазер.

Для установки и удержания необходимых длин волн в такой конфигурации должен [5] быть задействован контроль по оптическому сигналу, снимаемому с термостатированной натриевой ячейки. Сигнал должен получаться за счёт эффекта провала Лэмба в уширенном эффектом Доплера профиле коэффициента поглощения монохроматической стоячей волны в ячейке с парами натрия. Удержание в этом случае может строиться по принципам, аналогичным приведённым в работе [2]. Предполагается, что схема удержания может быть реализована проще на основе современного микроконтроллера. На рис. 1 показана блок – схема строящейся установки. Компьютер, изображённый на схеме, должен управлять как отдельными блоками, так и установкой в целом, а также выполнять задачу по сбору и хранению данных.

Излучатель, используемый в проекте, построен по схеме, примерно аналогичной показанной в работе [6]. Излучение на целевой длине волны $\lambda \sim 589$ нм формируется за счёт суммирования импульсного излучения с длинами волн $\lambda_1 \sim 1064$ и $\lambda_2 \sim 1319$ нм., генерируемого двумя отдельными лазерными головками. Эффективность генерации суммарного излучения зависит от точности синхронизации обоих (λ_1 , λ_2) импульсов. В работе [4] описано применённое в создаваемой установке решение, позволяющее повысить устойчивость синхронизации. Для этого измеряется время между генерируемыми импульсами в обоих каналах и автоматически

производится подстройка моментов времени открытия затворов модуляции добротности и уровня накачки обоих лазеров.

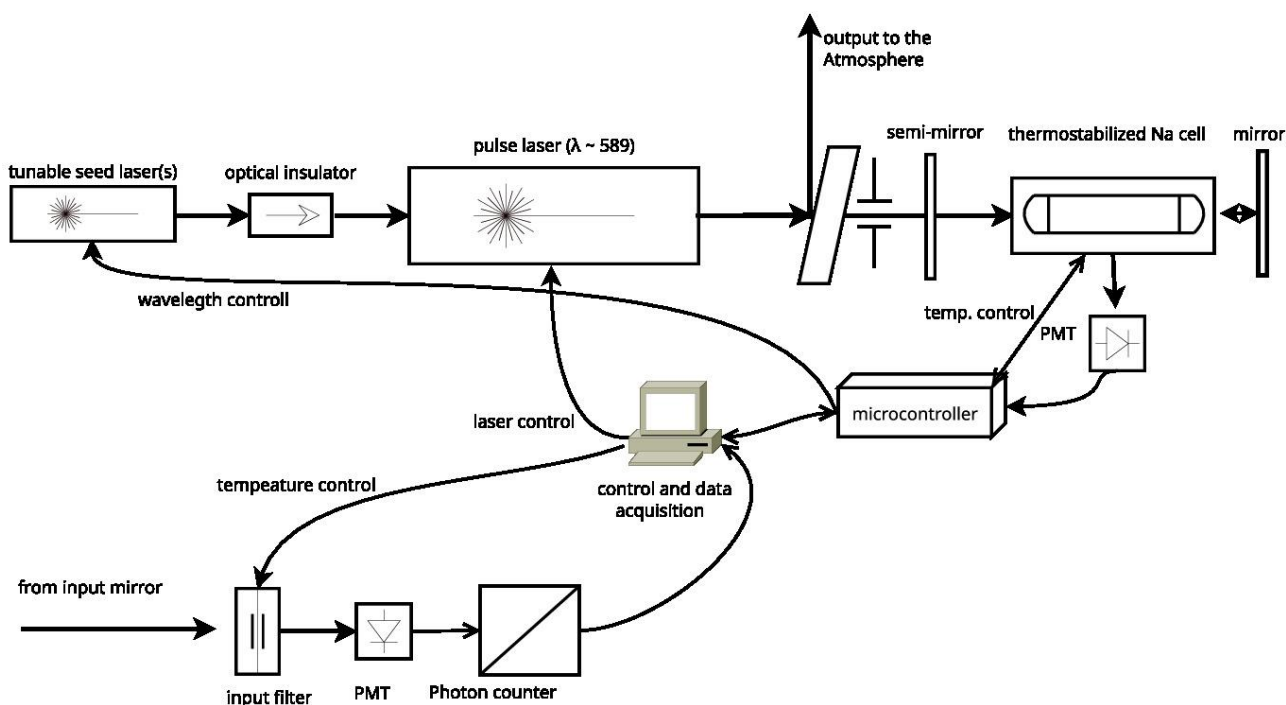


Рисунок 1 – Блок – схема проектируемого лидара

Таким образом, компьютер в системе должен управлять, как минимум, 4-мя элементами лидара, причём установка является проектируемой: состав и тип элементов установки и способы взаимодействия с ними могут изменяться. В настоящее время доступны не все оптические элементы, их конструкция и состав могут быть изменены в процессе.

Программное обеспечение (ПО) делается параллельно работе над оптической частью и не все алгоритмы могут заранее отработаны.

Поэтому для построения ПО выбрана простая модульная схема, причём каждый модуль работает в отдельном изолированном процессе и взаимодействует с другими модулями только путём передачи сообщений/сигналов.

Модули представляют собой обычные исполняемые файлы, могут разрабатываться и отлаживаться независимо друг от друга и могут быть сделаны на любом языке программирования.

Графический интерфейс для взаимодействия с человеком также делается в виде отдельного модуля и может отсутствовать. Вместо интерфейсного модуля тривиальным образом может быть указан сценарий сеанса работы.

За запуск и остановку модулей, передачу и приём сигналов, ответственен единственный „центральный“ модуль Crate.

При запуске эта программа читает файл со списком задействованных модулей, запускает их как дочерние процессы в заданном порядке и „следит“ за их статусом. Каждый модуль может быть помечен либо как „независимый“, либо как необходимый для работы всей системы в целом. В последнем случае при завершении (в т.ч., аварийном) работы модуля принудительно останавливаются и все остальные модули. Для того, чтобы упростить обработку ошибок и совместный доступ к данным, модули обмениваются сообщениями только через центральный модуль Crate.

На сегодня реализованы модули: 1) управления лазером, 2) работы с таймером – синхронизатором [4], 3) графического интерфейса управления.

Блок – схема структуры ПО приведена на рис. 2. ПО рассчитано на работу под управлением OS „Альт“ (Linux) с ядром не младше 4.9.

На базовую часть ПО получено свидетельство о регистрации [3].

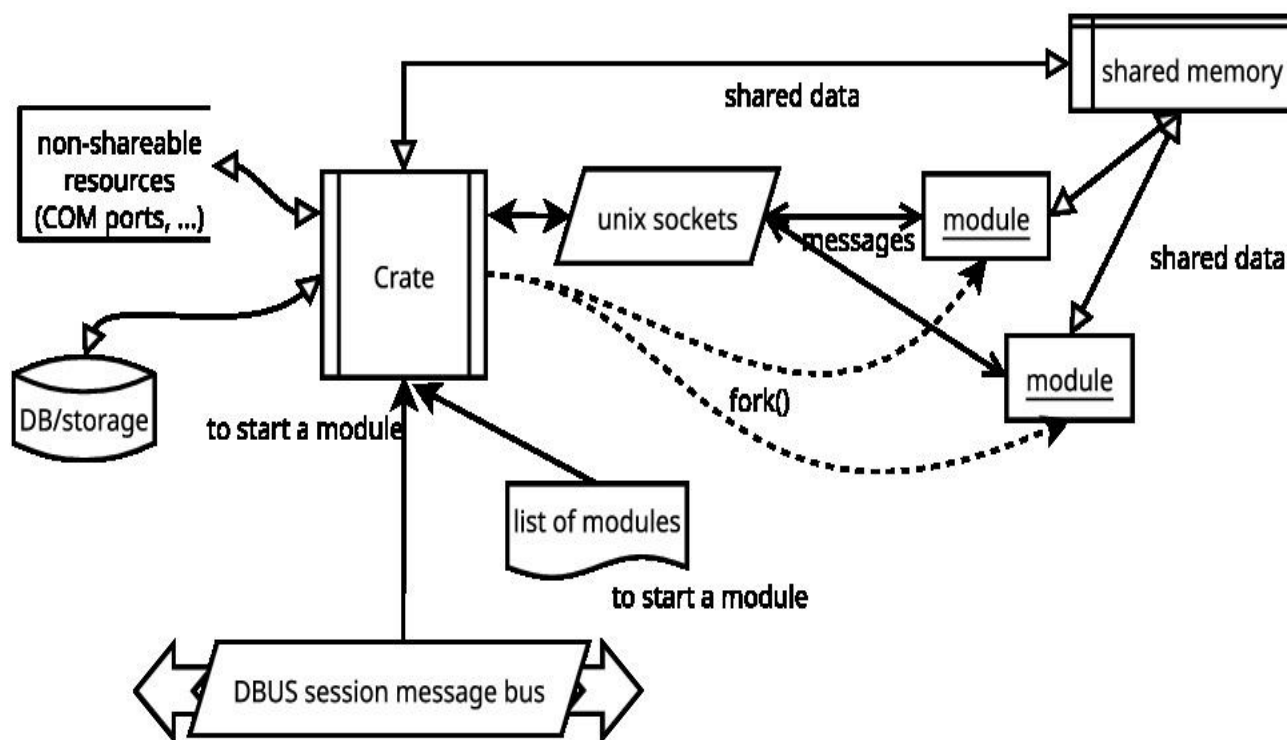


Рисунок 2 – Блок – схема ПО

1. Bobrovnikov S., Zharkov V., Metlin V. Distant estimation of temperature of the Mesosphere by the effect of resonant fluorescence in sodium vapor (in Russian) // Modern Technologies in science and education STNO–2018. 2018. С. 13-16.

2. Cheng W.-Y. et al. Frequency stabilization and measurements of 543 nm HeNe lasers // Optical and Quantum Electronics. 2000. V. 32. № 3. P. 299.

3. Kulikov G. Control program for composite laser emitter / Registration Certificate, 2019612327. 2019.

4. Kulikov G.E., Zajcev N.G. A simple way to increase the efficiency of a laser emitter using frequency summation // Proc. SPIE. 2023. V. 12780. P. 472-475.

5. *Hu X. et al.* Sodium fluorescence Doppler lidar to measure atmospheric temperature in the mesopause region // Chinese Science Bulletin. 2011. V. 56. № 4/5. P. 417.

6. *Kawahara T.D. et al.* Sodium temperature lidar based on injection seeded Nd:YAG pulse lasers using a sum-frequency generation technique // Opt Express. 2011. V. 19. № 4. P. 355361.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ ИЗМЕРЕНИЙ КОЭФФИЦИЕНТОВ АЭРОЗОЛЬНОГО РАССЕЯНИЯ И КОНЦЕНТРАЦИЙ АЭРОЗОЛЯ В БАРЕНЦБУРГЕ (АРХ. ШПИЦБЕРГЕН)

Чернов Д.Г.¹, Сакерин С.М.¹, Масловский А.С.², Сидорова О.Р.²

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

²Арктический и антарктический научно исследовательский институт, г. С-Петербург, Россия

e-mail: chernov@iao.ru, sms@iao.ru, maslovskij_sasha@inbox.ru, olsid@aari.ru

По данным многолетних измерений в районе Российского Научного Центра на архипелаге Шпицберген (РНЦШ) проведен сравнительный анализ результатов измерений коэффициентов аэрозольного рассеяния, измеренных с помощью интегрального нефелометра (TSI-3563), и концентраций аэрозоля, измеряемых с помощью оптических электронных счетчиков частиц (AZ-10, Grimm 1.109). Показана оценка сезонной изменчивости коэффициентов рассеяния, их взаимосвязи с массовыми концентрациями аэрозоля и с объемными концентрациями субмикронной и грубодисперсной фракций. Установлено, что коэффициенты корреляции между коэффициентами рассеяния и субмикронной составляющей достигают 99 %.

Регулярные измерения характеристик атмосферного аэрозоля на территории Российского научного центра на архипелаге Шпицберген в поселке Баренцбург проводятся с 2011 года.

Одной из измеряемых приземных характеристик аэрозоля является счётная концентрация частиц (N_A), регистрируемая при помощи оптических счетчиков частиц: AZ-10 в диапазоне радиусов $R = 0,15-2,5$ мкм., либо Grimm 1.109 ($R = 0,125-16$ мкм). При анализе данных дополнительно рассчитываются значения массовой концентрации аэрозоля: $Ma = \rho \sum \frac{4}{3} \pi R_i^3 \Delta N_i$ для плотности аэрозольного вещества $\rho = 1,5$ г/см³. Кроме того, рассматривается анализ изменчивости объемных концентраций отдельно для частиц субмикронной V_f и грубодисперсной V_c фракций, которые различаются природой происхождения, процессами трансформации в атмосфере и временем жизни.

С 2014 г. на РНЦШ начались измерения коэффициентов аэрозольного рассеяния высокочувствительным 3-х волновым интегральным нефелометром TSI-3563, разработанным специально для изучения воздействия на климат Земли потоков аэрозольных частиц, и для изучения приземной и высотной визуальной чистоты воздуха в незагрязненных районах.

В настоящей работе по совмещенному массиву данных счетчиков частиц и интегрального нефелометра проводится анализ взаимосвязей коэффициентов рассеяния с перечисленными аэрозольными характеристиками.

Результаты и методики измерений оптическими счетчиками частиц обсуждались ранее в публикациях [1, 2]. Интегрирующий нефелометр TSI-3563 имеет 3 рабочих длины волны (450,

550 и 700 нм.) и измеряет угловое интегральное рассеяние света, которое определяется величиной коэффициента рассеяния, используемой в законе Ламберта-Бэра для вычисления суммарной экстинкции: $\frac{I}{I_0} = e^{(\sigma X)}$, где: I_0 – интенсивность источника света; I – интенсивность света после прохождения через воздух; X – толщина среды, через которую проходит свет; σ – коэффициент суммарной экстинкции (включает коэффициент рассеяния и коэффициент поглощения). Нефелометр определяет коэффициент рассеяния, из которого вычисляется коэффициент экстинкции. Более подробно принцип работы описан в [3]. При анализе мы используем коэффициенты рассеяния на зеленой длине волны 550 нм.

Работа интегрирующего нефелометра по разным причинам носила эпизодический характер. За период 2014 – 2023 гг. состоялось 5 циклов совместных измерений (см. табл. 1)

Таблица 1. Периоды совместных измерений нефелометром TSI и счетчиками частиц

Год	2014 / AZ-10	2015 / Grimm	2016 / AZ-10	2018 / AZ-10	2023 / AZ-10
период измерений TSI	11.08 – 30.08	01.05 – 03.08	13.04 – 24.06	07.03 – 24.05	20.04 – 27.09

Измерения концентраций аэрозоля счетчиком частиц AZ-10 осуществляются в круглосуточном режиме (в течение 20 минут и с периодичностью 1 р/час, в файлы заносятся значения измеряемых характеристик, усредненные за время забора пробы). Измерения нефелометром TSI осуществляются непрерывно, с записью усредненных данных каждые 1-5 минут в течение всего часа. При объединении массивов двух приборов для нефелометра брались усредненные значения измеренных характеристик за первые 20 минут каждого часа. Измерения счетчиком Grimm 1.109 в 2015 году проводились непрерывно, с записью в файл каждые 15 минут. В этом случае при объединении массивов усредняются значения за все 60 минут часа. По полученным массивам рассчитывали среднесуточные, а также среднемесячные (табл.2) значения коэффициента рассеяния в разные годы и за весь период измерений.

Таблица 2. Среднемесячные значения \pm СКО коэффициентов рассеяния с 2014 по 2023 гг.

	$\sigma, \text{Мм}^{-1}$						
	март	апрель	май	июнь	июль	август	сентябрь
2014	-	-	-	-	-	7.77 ± 3.21	-
2015	-	-	5.23 ± 2.33	3.87 ± 2.56	8.61 ± 11.3	7.49 ± 5.59	9.34 ± 10.1
2016	-	11.1 ± 5.05	7.32 ± 4.85	4.02 ± 1.39	-	-	-
2018	4.70 ± 1.66	8.82 ± 3.24	6.30 ± 3.14	-	-	-	-
2023	-	12.6 ± 9.65	8.88 ± 6.86	5.97 ± 5.00	4.70 ± 3.47	4.42 ± 4.65	2.98 ± 1.61
2014 - 2023	4.70 ± 1.66	10.6 ± 6.39	7.09 ± 4.97	4.69 ± 3.60	6.84 ± 8.70	6.18 ± 4.65	6.18 ± 3.45

В сезонном ходе коэффициента рассеяния прослеживается весенний максимум (в апреле), и летний минимум (июнь). При этом общий массив за апрель-июнь содержит максимальное количество данных (по 3-4 года измерений). В остальные месяцы статистика представлена

максимум 2-мя измерительными периодами. Поэтому чтобы более достоверно представлять, насколько можно доверять данным нефелометра при малой статистике измерений, проведены оценки взаимосвязей коэффициентов рассеяния и аэрозольных характеристик по имеющемуся массиву данных за 5 вышеуказанных лет (рис.1).

Минимальный коэффициент корреляции ($R=0.31$) наблюдается между коэффициентом рассеяния и грубодисперсной составляющей V_c . Поскольку максимальный вклад при оценках массовой концентрации аэрозоля M_a дают именно крупные частицы, коэффициент корреляции между σ и M_a также оказался невысок ($R=0.45$). Максимальная же корреляция ($R=0.86$) наблюдается во взаимосвязи коэффициента рассеяния с субмикронной фракцией.

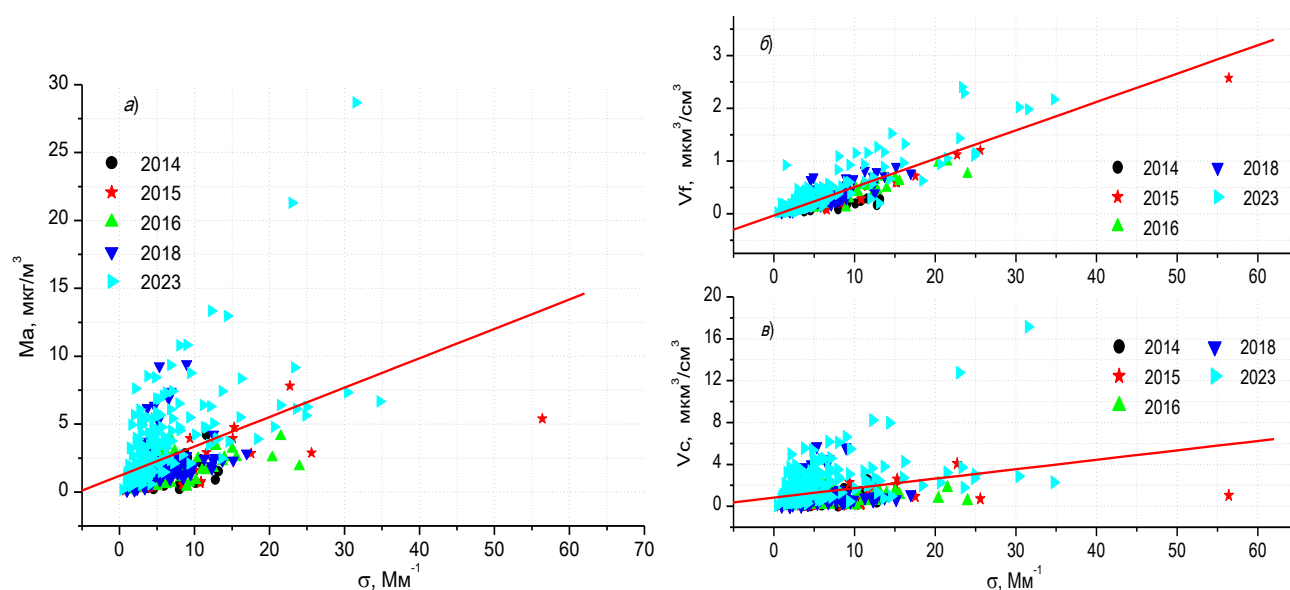


Рисунок 1 – Взаимосвязи аэрозольных характеристик с коэффициентом рассеяния:

а) M_a ; б) V_f ; в) V_c . (Точки – среднесуточные данные, линии – линейные аппроксимации)

Кроме полного массива данных, оценки взаимосвязей между характеристиками были проведены отдельно для каждого из измерительных сезонов (см. табл. 3).

Таблица 3. Коэффициенты корреляции (R) между коэффициентом рассеяния и аэрозольными характеристиками (N – количество дней измерений)

	2014		2015		2016		2018		2023		2014-2023	
	R	N	R	N	R	N	R	N	R	N	R	N
σ/M_a	0.59	19	0.7	88	0.51	67	0.04	76	0.61	168	0.45	418
σ/V_f	0.82		0.99		0.94		0.78		0.89		0.86	
σ/V_c	0.55		0.41		0.23		0.09		0.48		0.31	

Проведенные оценки показывают, что коэффициенты корреляции между исследуемыми параметрами варьируют от 4 до 99 %, минимальные R между коэффициентом рассеяния и грубодисперсным аэрозолем, максимальные – между σ и субмикронным аэрозолем во все годы.

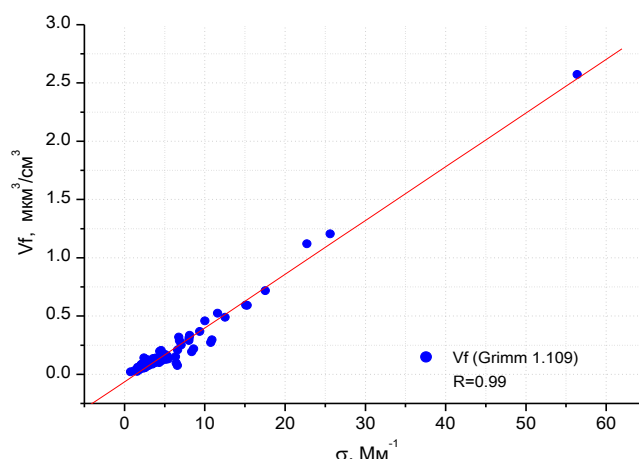


Рисунок 2 – Взаимосвязь коэффициента рассеяния и объемной концентрации субмикронного аэрозоля.

При этом в 2018 году, несмотря на практически полное отсутствие взаимосвязей σ/M_a и σ/V_c , корреляции между коэффициентом рассеяния и субмикронным аэрозолем σ/V_f достигают практически 80 %. Максимальная взаимосвязь σ/V_f с корреляцией 99% наблюдалась в 2015 году (см табл.3 и рис 2). В этот период в измерениях аэрозольных характеристик участвовал счетчик частиц Grimm 1.109. Как было сказано ранее, в этом случае среднечасовые значения формируются из непрерывных данных за все 60 минут, что и влияет на точность измерений.

Измерения характеристик аэрозоля выполнялись в рамках Федеральной научно-технической программы в области экологического развития Российской Федерации и климатических изменений на 2021 - 2030 годы. Анализ данных выполнен в рамках Госзадания ИОА СО РАН № 121031500342-0.

1. Кабанов Д.М., Масловский А.С., Радионов В.Ф., Сакерин С.М., Сидорова О.Р., Чернов Д.Г. Сезонная и межгодовая изменчивости характеристик аэрозоля по данным многолетних (2011-2021 гг.) измерений в Российском научном центре на архипелаге Шпицберген // Оптика атмосферы и океана. 2023. Т. 36. № 06. С. 433–442.

2. Chernov D.G., Kozlov V.S., Sakerin S.M., Lobo-Leshnichenko K.E., Radionov V.F., Sidorova O.R. Seasonal and interannual variations of aerosol and black carbon concentrations in near-surface atmospheric layer over Barentsburg (Spitsbergen, 2011-2019) // Proceedings of SPIE. 2020. V.11560. [11560-43].

3. Аникин С.С. Результаты длительных измерений оптических и микроструктурных характеристик атмосферного аэрозоля вблизи Санкт-Петербурга // Международный симпозиум «Атмосферная радиация и динамика» (МСАРД-2021): Сборник трудов, Санкт-Петербург, 29 июня – 02 июля 2021 г. Санкт-Петербург: ООО «Издательство ВВМ», 2021. С. 101-107.

ПРОГРАММНЫЙ ПАКЕТ LIRIC-2 ДЛЯ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ КОМПЛЕКСНОГО НАЗЕМНОГО И СПУТНИКОВОГО ЗОНДИРОВАНИЯ АТМОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ

Пещеренков В.А., Чайковский А.П., Бриль А.И.

ИНСТИТУТ ФИЗИКИ НАН Беларуси, г. Минск, Беларусь

e-mail: vlad.pescherenkov@gmail.com, chaikov@dragon.bas-net.by, andrey.bril@gmail.com

Представлен программный пакет LIRIC-2, реализующий полную процедуру расчета высотных распределений концентраций и оптических характеристик аэрозольных фракций по данным измерений спутникового лидара CALIOP и наземных радиометрических станций сети AERONET и SONET. LIRIC-2 содержит программные модули для отбора координированных лидарных и радиометрических измерений, исключения вклада облачных образований, расчета оптических параметров атмосферного аэрозоля и оценки неопределенности восстановления параметров атмосферного аэрозоля.

Для расчетов высотных профилей параметров аэрозоля по данным комплексного наземного и спутникового зондирования атмосферы (т.н. LRS-зондирование [1, 2]) был разработан программный пакет LIRIC-2, на основе уже существующего программного пакета LIRIC [3, 4].

Концептуальное изменение структуры программного пакета состоит в интеграции основного числа программных модулей, осуществляющих предварительную обработку входных лидарных и радиометрических данных, в основной пакет восстановления параметров аэрозоля по данным лидарных и радиометрических измерений, а также включение канала обработки статистических данных [5].

На рисунке 1 представлена структурная схема программного пакета LIRIC-2, который состоит из 3 субпакетов:

– Субпакет LiOpt предназначен для предварительной обработки данных радиометрических сетей AERONET и SONET. Программа AERLID в автоматическом режиме пересчитывает интегральные оптические характеристики аэрозоля для длин волн лидарного зондирования и записывает полученные данные в радиометрическую базу данных.

– Субпакет SignalSuite предназначен для предварительной обработки лидарных данных CALIOP, полученных с помощью алгоритма выбора спутниковых лидарных данных, и расчета молекулярной модели атмосферы. Алгоритм PACLD (Preprocessing Algorithm of CALIOP Lidar Data) производит фильтрацию облачных образований и исключает сигналы из приземного слоя спутниковых лидарных данных, а также усредняет, сглаживает и линейно интерполирует их. Полученные таким образом профили записываются в лидарную базу данных.

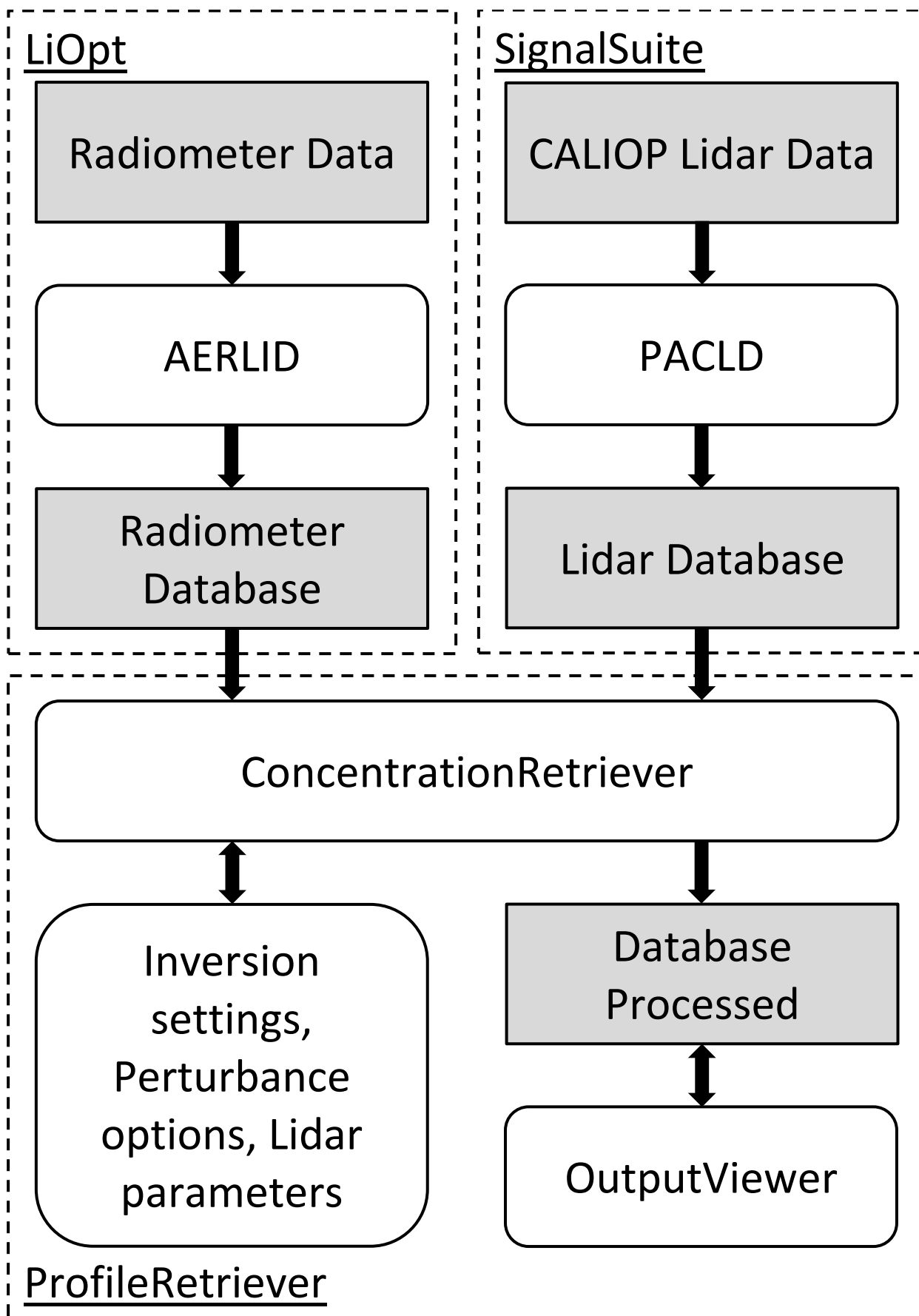


Рисунок 1 – Структурная схема программного пакета LIRIC-2

– Субпакет ProfileRetriever предназначен для расчета оптических параметров атмосферного аэрозоля. Модуль ConcentrationRetriever рассчитывает профили концентраций аэрозольных фракций и записывает результаты обработки в базу данных. Моделирование возмущений спутниковых лидарных данных, реализовано в рамках модуля Inversion settings, Perturbance options, Lidar parameters, где в качестве возмущений для лидарных сигналов добавлена возможность установки аддитивного шума произвольной амплитуды, дробового шума, а также указания линейного возмущения лидарного сигнала. Для дополнительного сглаживания шумовой характеристики лидарного сигнала в этот модуль также была добавлена функция экспоненциального сглаживания и функция сглаживания методом простой скользящей средней лидарных данных, а также функция установки границ, которая позволяет исключить из обработки нижнюю и/или верхнюю часть профиля лидарного сигнала, если это необходимо. Модуль OutputViewer позволяет работать с базой данных и просматривать результаты обработки.

Результат обработки статистических данных программным пакетом LIRIC-2 для станции Minsk с 01.01.2015 по 31.12.2019 представлен на рисунке 2, слева изображены восстановленные сигналы трех каналов спутникового лидара CALIOP, а справа полученные высотные профили концентраций мелкой, крупной сферической и крупной несферической (сфероидической) фракций.

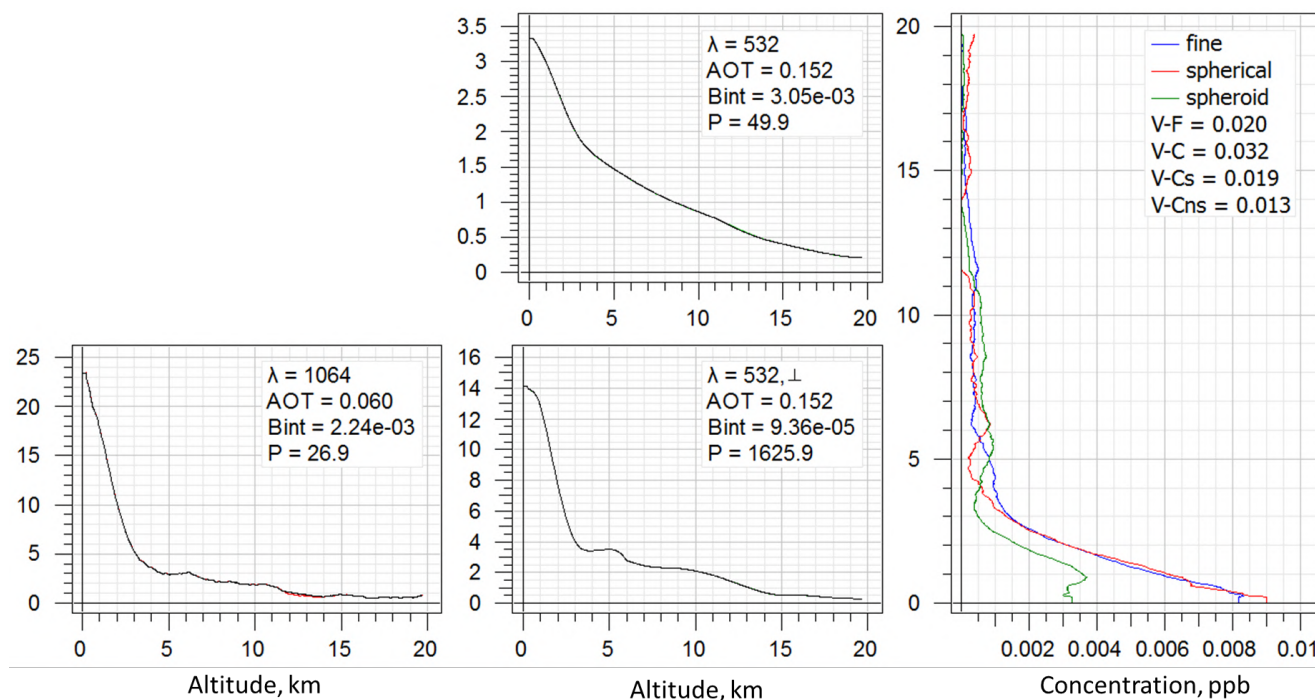


Рисунок 2 – Результат работы программного пакета LIRIC-2

Исследование выполнено в рамках проекта № Ф22КИ-035 Белорусского республиканского фонда фундаментальных исследований.

1. *Chaikovsky A.P., et al.* Methodology to retrieve atmospheric aerosol parameters by combining ground-based measurements of multi-wavelength lidar and sun sky-scanning radiometer // *Proceeding of SPIE*. 2002. V. 4678. P. 257-268.

2. *Chaikovsky A.P., et al.* CIMEL and multiwavelength lidar measurements for troposphere aerosol altitude distributions investigation, long-range transfer monitoring and regional ecological problems solution: field validation of retrieval techniques // *Optica Pura y Aplicada*. 2004. V. 37. P. 3241–3246.

3. *Wagner J., et al.* Evaluation of the Lidar/Radiometer Inversion Code (LIRIC) to determine microphysical properties of volcanic and desert dust // *Atmospheric Measurement Techniques*. 2013. V. 6. P. 1707-1724.

4. *Chaikovsky A.P., et al.* Lidar-Radiometer Inversion Code (LIRIC) for the retrieval of vertical aerosol properties from combined lidar and radiometer data: development and distribution in EARLINET // *Atmospheric Measurement Techniques*. 2016. V. 9. P. 1181-1205.

5. *Чайковский А.П., и др.* Статистический подход к синергии данных CALIOP и наземных радиометрических станций для исследования высотных профилей параметров аэрозоля // *Журнал прикладной спектроскопии*. 2024. Т. 91. № 2. С. 291-301.

ДОРАБОТКИ ДЛЯ УЛУЧШЕНИЯ РАБОТЫ СИСТЕМЫ АВТОПОДСТРОЙКИ ДЛИНЫ РЕЗОНАТОРА

Куликов Г.Э.

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

email: gleb@iao.ru

Описаны доработки входных цепей системы автоподстройки длины резонатора лазера. Приведённые изменения позволили резко улучшить соотношение сигнал/шум входного сигнала. Ключевые слова: фотодиод, усилитель.

На станции высотного зондирования ИОА СО РАН создаётся аппаратура, пригодная для получения информации о изменчивости температур на больших высотах (≥ 70 км). Предполагается использовать возбуждение флуоресценции содержащегося в верхней атмосфере натрия и наблюдать за доплеровским уширением спектра дублета ($\lambda_1 \approx 589.6$, $\lambda_2 \approx 589$ нм) натрия.

Для этого необходимо узкополосным лазерным излучением на точно установленных длинах волн возбудить флуоресценцию паров натрия в атмосфере, и получить соотношение сигналов. Сложность заключается в том, что сдвиг между зондирующими сигналами всего 203.9 МГц [2,3]. Необходимо использовать узкополосный перестраиваемый лазер. Для получения мощного узкополосного лазерного излучения на этих длинах волн предполагается задействовать сидируемый излучатель, разработанный в ИЛФ СО РАН по схеме, примерно аналогичной показанной в работе [4]. Излучение на целевой длине волны $\lambda \sim 589$ нм формируется за счёт суммирования импульсного излучения с длинами волн $\lambda_1 \sim 1064$ и $\lambda_2 \sim 1319$ нм, генерируемого двумя отдельными лазерными головками.

Для достижения целевой ширины спектра необходимо согласовывать собственные частоты резонатора лазера и инжектируемого затравочного излучения. Это делается при помощи пьезокерамического актуатора, управляемого устройством автоподстройки [5].

Затравочное излучение, поляризованное в вертикальной плоскости, отражается от поляризатора и попадает в резонатор лазера. При помощи четвертьволновых пластинок резонатор заперт для горизонтальной компоненты, но излучение сидера может достичь выходного зеркала. Отражённое излучение приобретает вертикальную поляризацию и выводится поляризатором из резонатора. За счёт интерференции прямого и обратного лучей интенсивность света после выходного зеркала меняется в зависимости от того, насколько оптическая длина резонатора оказывается кратной половине длины излучения затравочного лазера. Это излучение отводится на фотодиод и используется в качестве сигнала обратной связи для регулирования длины резо-

натора.

Сигнал обратной связи формируется благодаря тому, что затравочный лазер имеет возможность управления (в пределах 20 МГц) генерируемой длиной волны при помощи внешнего высокочастотного электрического сигнала. На вход модуляции сидера подаётся сигнал с частотой ~20.3 КГц, который также подаётся на тактовый вход синхронного детектора. Сигнал с фотодиода усиливается и обрабатывается синхронным детектором. Длина резонатора основного лазера меняется в небольших пределах и происходит поиск экстремального значения сигнала фотодиода. Таким образом выполняется захват и поддержание оптимальной длины резонатора [5].

В процессе работы с системой было обнаружено, что переменный сигнал с фотодиода оказывается сильно зашумлён и имеет низкую амплитуду (<20 мВ). Попытка улучшить ситуацию направляя на фотодиод большую часть излучения не приводит к желаемому результату из-за того, что фотодиод входит в насыщение. Поэтому, чтобы захват был возможен, требуется очень точная настройка оптики.

Синхронный детектор действительно хорошо выделяет полезный сигнал, но долговременная устойчивость при таких условиях оказывается неудовлетворительной. Для устранения этого недостатка были произведены следующие модификации: 1) фотодиод был заменён на германиевый (имеет большую чувствительность на $\lambda \sim 1319$ нм), 2) схема включения фотодиода была изменена.

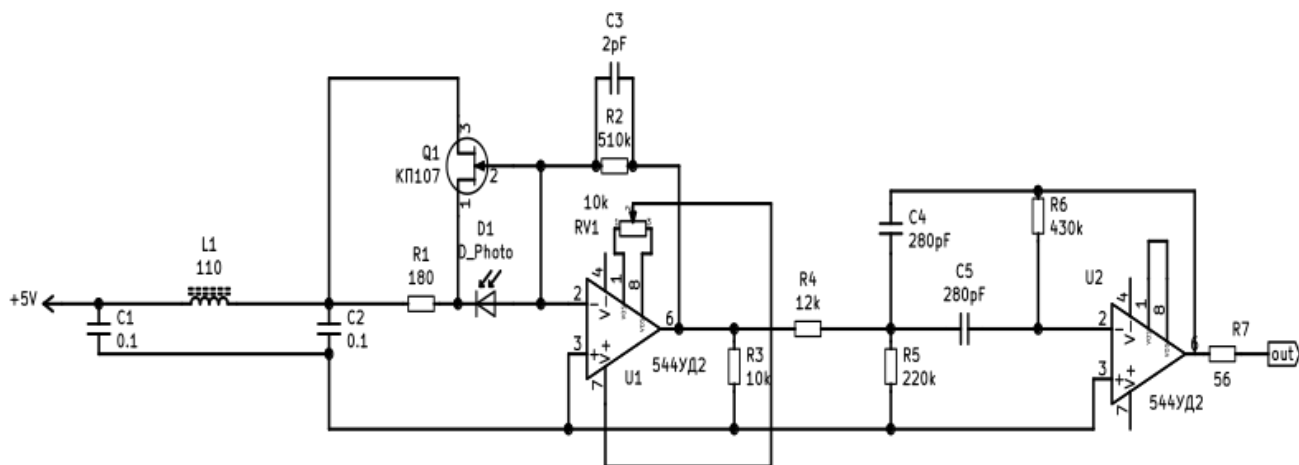


Рисунок 1 – Модифицированная схема

В первоначальной схеме применялось включение фотодиода в фотогальваническом режиме видимо для того, чтобы уменьшить вредное влияние постоянной составляющей оптического сигнала. При доработке было использовано более подходящее включение в токовом режиме при помощи трансрезистивного усилителя. Применение полевого транзистора в цепи обратной связи уменьшает шумы за счёт того, что большая емкость фотодиода оказывается включенной

между затвором и истоком. 3) Дополнительно был применён резонансный фильтр, настроенный на частоту ~ 21 КГц. В процессе доработки схемы моделировались в программе Qucs [1]. 4) На входе фотодиода была установлена диафрагма (~ 0.3 мм), ослабляющая паразитную засветку и улучшающая контраст.

На рис. 1 приведена модифицированная схема. На рис. 2 показан (CH1) сигналы с фотодиода, снятые с выхода схемы фотодиода до доработки. На рисунке 3 показан сигнал с модифицированного усилителя. Видно, что получено заметное улучшение сигнала обратной связи.

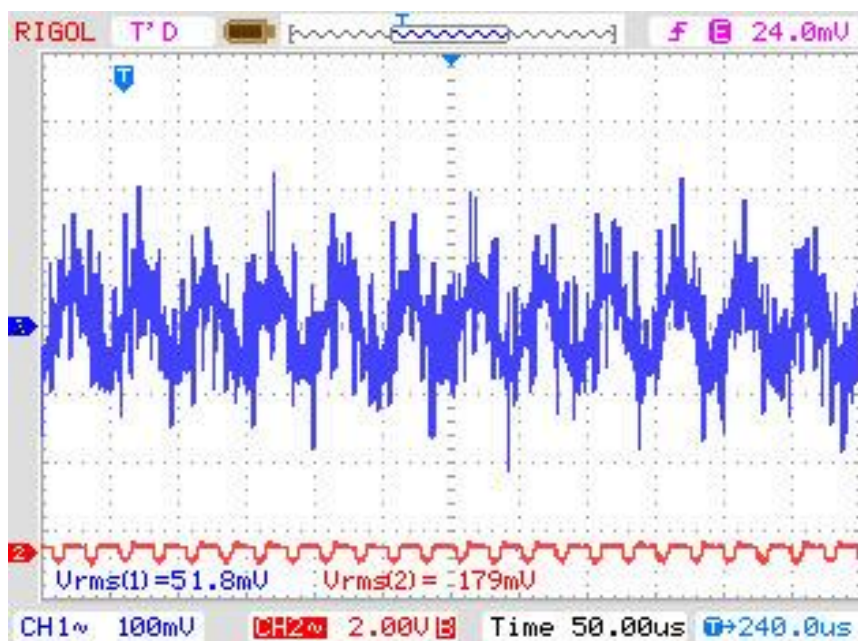


Рисунок 2 – Сигнал с усилителя (канал 1) фотодиода до модификаций

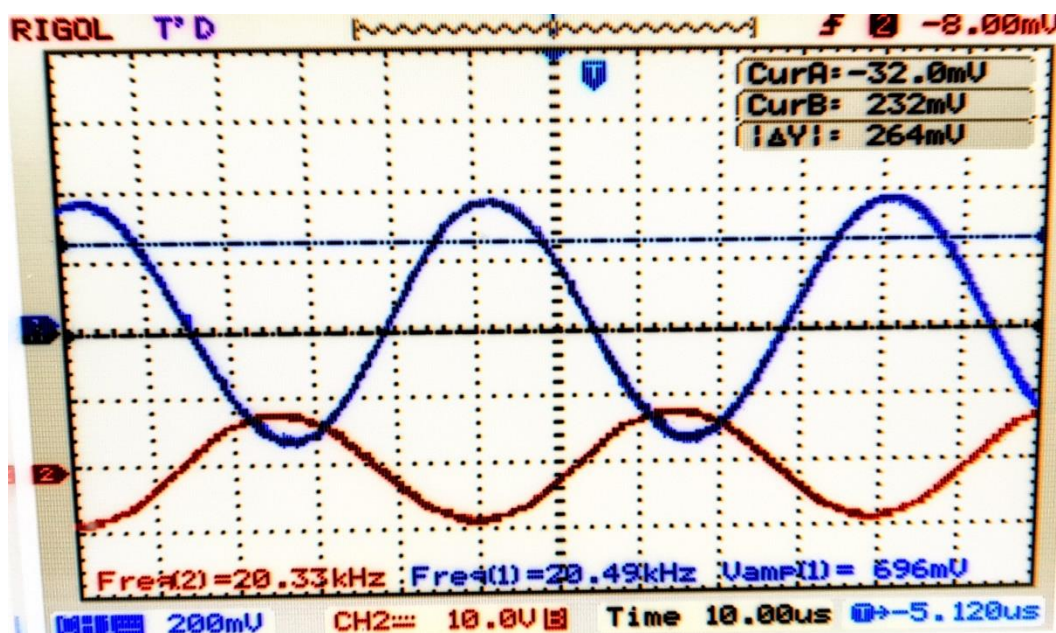


Рисунок 3 – Сигнал с модифицированного усилителя (канал 1)

1. Quite universal circuit simulator Qucs [Электронный ресурс]. URL: <http://qucs.sourceforge.net/> (дата обращения 24.03.2024).
2. *Bobrovnikov S.M., Zharkov V.I., Metlin V.O.* Distant estimation of temperature of the Mesosphere by the effect of resonant fluorescence in sodium vapor (in Russian) // *Modern Technologies in science and education STNO–2018*. 2018. P. 13–16.
3. *Hu X., Yan Z., Guo S., Cheng Y., Gong J.* Sodium fluorescence Doppler lidar to measure atmospheric temperature in the mesopause region // *Chinese Science Bulletin*. 2011. V. 56. № 4/5. P. 417.
4. *Kawahara T.D., Kitahara T., Kobayashi F., Saito Y., Nomura A.* Sodium temperature lidar based on injection seeded Nd:YAG pulse lasers using a sum-frequency generation technique // *Opt Express*. 2011. V. 19. №4. P. 3553–61.
5. *Лоншаков Е.А., Квашинин Н.Л., Бордзиловский Д.С.* Система согласования спектра инжектируемого одно-частотного излучения с собственными частотами резонатора импульсного лазера // *Оптический журнал*. 2013. Т. 80. № 7. С. 74—77.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ЭЛЕМЕНТНОГО СОСТАВА АТМОСФЕРНЫХ АЭРОЗОЛЕЙ В РАМКАХ МЕЖЛАБОРАТОРНОГО ЭКСПЕРИМЕНТА

Попова С.А.^{1,2}, Онищук Н.А.³, Дарьин Ф.А.⁴, Сороколетов Д.С.⁴, Бердашкинова О.И.³,
Почуфаров А.О.², Круглинский И.А.²

¹Институт химической кинетики и горения СО РАН, г. Новосибирск, Россия

²Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск, Россия

³Лимнологический институт СО РАН, г. Томск, Россия

⁴Институт ядерной физики им. Г.И. Будкера СО РАН, г. Новосибирск, Россия

e-mail: popova@kinetics.nsc.ru, onischuk@lin.irk.ru, poa216@iao.ru, iak@iao.ru

Приведены результаты сравнительного анализа элементов (Mn, Fe, Ni, Cu, Zn, Se, Mo) в образцах атмосферных аэрозолей на ацетицеллюлозных фильтрах, определенных двумя независимыми методами. По данным статистической обработки показано высокое количественное согласие для Ni, Cu, Zn, Mo. Систематические погрешности обусловлены техническими особенностями применяемых методов и отсутствием соответствия калибровочных образцов реальным объектам анализа.

Всестороннее изучение атмосферных аэрозолей дает возможность оценить их влияние на атмосферные процессы, климатические последствия, определить источник антропогенного загрязнения и т.д. [1, 2]. Не последнюю роль в этих процессах играют элементы, входящие в состав аэрозольного вещества атмосферы. Для определения элементного состава в образцах различной природы широко используются современные высокочувствительные методы, такие как нейтронно-активационный метод, атомно-абсорбционная спектрофотометрия, атомно-эмиссионная спектроскопия с различными источниками возбуждения спектров, рентгенофлуоресцентный анализ. Одновременное определение элементов, когда их концентрации варьируются в пределах одного, двух, трех порядков может дать неправильные результаты, за счет систематических погрешностей, характерных для каждого инструментального метода. В данной работе представлены результаты сравнительного анализа одних и тех же образцов, измеренных двумя независимыми методами. Рентгенофлуоресцентный анализ с использованием синхротронного излучения (РФА-СИ) проводился на станции элементного анализа в Сибирском центре синхротронного и терагерцового излучения ИЯФ СО РАН. Анализ элементов масс-спектрометрией с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС) проводился в Центре ультрамикрoанализа Лимнологического института СО РАН.

Для сравнения использовались образцы аэрозоля, отобранные на ацетицеллюлозные фильтры АФА-ХА-20 в ходе морских экспедиций 83 и 84 рейсов НИС «Академик Мстислав Келдыш», проведенных летом 2021 г. Измерение элементного состава проб методом РФА-СИ

проводилось на станции элементного анализа на накопителе ВЭПП-3, с энергией возбуждения 23 кэВ [3]. Концентрацию элементов в образцах определяли с использованием метода “внешнего стандарта”. В качестве образцов сравнения использовали фильтры Whatman-41 с нанесенными растворами солей с одинаковой поверхностной плотностью [4]. Определение элементного состава методом ИСП-МС проводили на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой Agilent-7500 CE (США, Agilent Technologies Int). В качестве калибровочного стандарта использовался раствор высокой чистоты ICP-MS-68A-A-100 (High-purity standards) [5].

Т.к. уровень концентраций по каждому элементу в двух экспедициях примерно одинаков, то данные были объединены в один массив. В таблице 1 приведены усредненные значения элементов в пробах на АФА-ХА фильтрах, измеренных двумя разными методами и рассчитанных по стандартам, соответствующих каждой методике. Хорошее количественное согласие наблюдается для элементов - Ni, Cu, Zn, Mo. Коэффициент вариации (CV) для данных элементов составляет 4-20%. Удовлетворительное согласие наблюдается для Mn и Fe. Для Se коэффициент вариации превышает 50%.

Таблица 1. Элементный состав аэрозоля, измеренный двумя методами

Элемент	ИСП-МС		РФА-СИ		CV
	С±ско (нг/м ³)	N	С±ско (нг/м ³)	N	
Mn	1.1±1.8	14	2.4±2.5	14	0.5
Fe	16±18	13	45±46	14	0.5
Ni	3.1±9.5	13	2.9±8.4	14	0.05
Cu	5.6±8.5	14	5.3±5.8	14	0.04
Zn	11±26	14	14±26	14	0.16
Se	0.042±0.034	14	0.11±0.071	14	0.62
Mo	0.04±0.02	13	0.062±0.047	14	0.20

Следует отметить довольно высокое значение среднеквадратичного отклонения (ско) от средних концентраций (С) по каждому элементу. Данный факт связан не только с широким диапазоном значений внутри выборки, но и с влиянием случайной ошибки, что связано с рядом технических особенностей каждого метода. Например, для РФА-СИ это нестабильность пучка синхротронного излучения, для ИСП-МС - перевод пробы в раствор путем кислотного и термического озоления образца, в результате чего возможны либо потери, либо загрязнение пробы, что может привести к искажению результата анализа по какому-либо элементу. Таким образом, при статистическом анализе полученных результатов, эпизодические случаи с высокими расхождениями между полученными данными, выбраковывались.

Данные регрессионного анализа для сравнения результатов, полученных двумя методами, показаны на рис. 1. Из анализа данного рисунка видно, что уровень соответствия данных для

Mn, Ni и Zn очень высок. Коэффициент детерминации $R^2 > 0.85$, коэффициент регрессии (b) > 0.92 . Высокий R^2 для Fe указывает на высокую взаимосвязь между данными, однако значение коэффициента регрессии ($=2$) указывает на систематическую погрешность, которая является причиной повышенных концентраций Fe, измеренных РФА-СИ. Для Se и Mo выявлены низкие коэффициенты детерминации, что указывает о разбросе концентраций в выборке данных. Низкая взаимосвязь для Cu также связана с широким диапазоном значений и с систематической погрешностью.

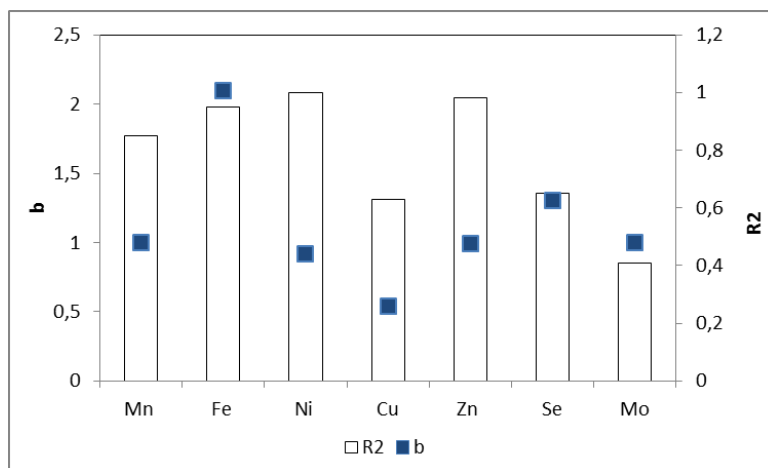


Рисунок 1 – Линейно-корреляционные связи между концентрациями элементов, полученными ИСП-МС и РФА-СИ

Для оценки систематической погрешности было проведено сравнение концентраций элементов в аэрозолях с учетом влияния фонового их содержания на чистой подложке (рис. 2). Для Mn, Ni, Cu, Zn и Se данная корректировка не дает значительных расхождений в результатах. Наиболее значимые отклонения наблюдаются по Fe и Mo.

Таким образом, проведены измерения концентраций элементов в образцах с низким содержанием аэрозоля ($0.8-10 \text{ мкг/м}^3$) на ацетилцеллюлозных фильтрах методами рентгенофлуоресцентного анализа с использованием синхротронного излучения и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой. Сравнение концентраций элементов, полученных двумя методами при отсутствии единого калибровочного стандарта, показало удовлетворительное согласие. Отклонения данных по ряду значений связано с техническими особенностями каждого метода, что приводит к определенным систематическим погрешностям и с отсутствием соответствия калибровочных образцов реальным объектам анализа.

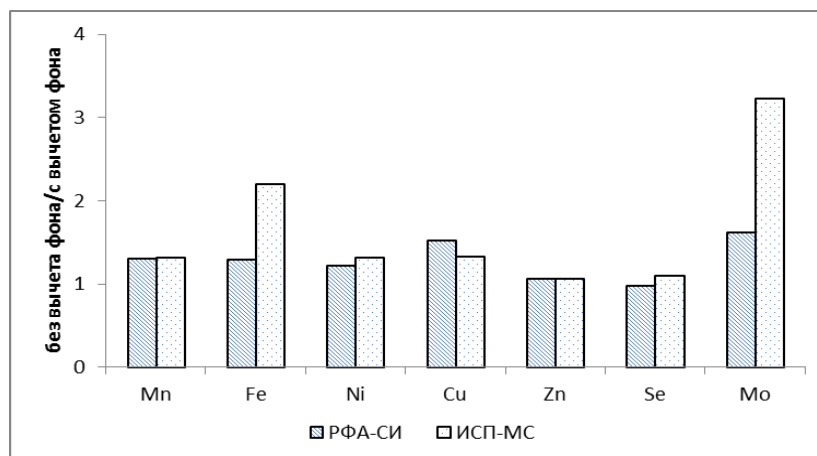


Рисунок 2 – Отношение концентраций элементов, скорректированных на фон
Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РФФ № 21-77-20025.

1. Climate Change in the Arctic / Koenigk T., Key J., Vihma T. Chapter in Physics and Chemistry of the Arctic Atmosphere, Cham: Springer, 2020. 723 p.

2. Schmale J., Zieger P., Ekman A.M.L. Aerosols in current and future Arctic climate // Nat. Clim. Chang. 2021. V. 11. P. 95–105.

3. Piminov P.A., Baranov G.N., Bogomyagkov A.V., Berkaev D.E., Borin V.M., Dorokhov V.L., Karnaev S.E., Kiselev V.A., Levichev E.B., Meshkov O.I., Mishnev S.I., Nikitin S.A., Nikolaev I.B., Sinyatkin S.V., Vobly P.D., Zolotarev K.V., Zhuravlev A.N. Synchrotron Radiation Research and Application at VEPP-4 // Physics Procedia. 2016. V. 84. P. 19-26.

4. Куценогий К.П., Ковальская Г.А., Смирнова А.И., Макаров В.И., Киров Е.И., Золотарев К.В. Элементный состав атмосферных аэрозолей Новосибирской области в летний период // Оптика атмосферы и океана. 1998. Т. 11. № 7. С. 729-732.

5. Xu G., Gao Y. Atmospheric trace elements in aerosols observed over the Southern Ocean and coastal East Antarctica // Polar Research. 2014. V. 33. P. 23973.

ОПТИЧЕСКАЯ ТУРБУЛЕНТНОСТЬ В ОБСЕРВАТОРИИ ПИК ТЕРСКОЛ И НА ГОРЕ КУРАПДАГ

Копылов Е. А.¹, Больбасова Л.А.², Шиховцев А.Ю.³, Потанин С.А.^{1,4}, Сачков А.М.¹

¹Институт астрономии РАН, г. Москва, Россия

²Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск, Россия

³Институт солнечно-земной физики СО РАН, г. Иркутск, Россия

⁴Физический факультет Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия

e-mail: kopylov@inasan.ru, sla@iao.ru, Ashikhovtsev@iszf.irk.ru, potanin@sai.msu.ru

Характеристики атмосферной турбулентности имеют важное значение для определения качества астрономического видения изображений и внедрения адаптивных систем. В работе исследуются вертикальные распределения оптической турбулентности в обсерватории Пик Терскол (43.27472 ° N 42.50083 ° E, 3127 м над у.м.) и горы Курапдаг (1.79609 ° 61N, 47.37428 ° E, 3553 м над у.м.) с использованием повторного реанализа Era-5, оптических сцинтилляционных измерений и данных ультразвуковой станции «Метео-2». Представлены результаты сезонных изменений параметров астроклимата для обсерватории Терскол. Показанные вертикальные профили $C_n^2(h)$, которые сопоставляются с распределением интенсивности турбулентности по вертикали, полученным из томографических измерений с помощью датчика Шака-Гартмана.

Целью данного исследования является оценка качественных характеристик ночных изображений в обсерватории пика Терскол, где проводился оптический мониторинг турбулентности. Используя дистанционные оптические измерения, мы определили вертикальные распределения интенсивности оптической турбулентности над обсерваторией Пик Терскол. Вертикальные распределения интенсивности турбулентности были получены в условиях хорошего и посредственного качества изображения. Во-вторых, для оценки вертикальных профилей структурной постоянной турбулентных колебаний показателя преломления воздуха C_n^2 мы использовали градиентный метод, основы которого были созданы Татарским.

Для моделирования вертикальных профилей $C_n^2(h)$ мы использовали пятый набор данных повторного анализа Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (Era-5) [2]. Era-5 содержит данные наблюдений со всего мира с 1940 года по настоящее время. По сравнению с предыдущими базами данных Era-5 демонстрирует значительные улучшения как в пространственном разрешении, так и в точности характеристик атмосферы [3]. Повторный анализ содержит усвоенные метеорологические характеристики, включая компоненты температуры и скорости ветра при различных уровнях давления. Временное разрешение

данных составляет 1 час, пространственное по горизонтали - около 30 км. В частности, для ближайшего к обсерватории узла сетки использовались почасовые значения температуры воздуха и горизонтальных составляющих скорости ветра на различных поверхностях давления.

Для оценки вертикального распределения оптической турбулентности использовались данные оптических измерений, выполненных с использованием датчика Шака-Гартмана [1]. Данные были получены в ночь с 18 на 19 марта 2023 года (рисунок 1).

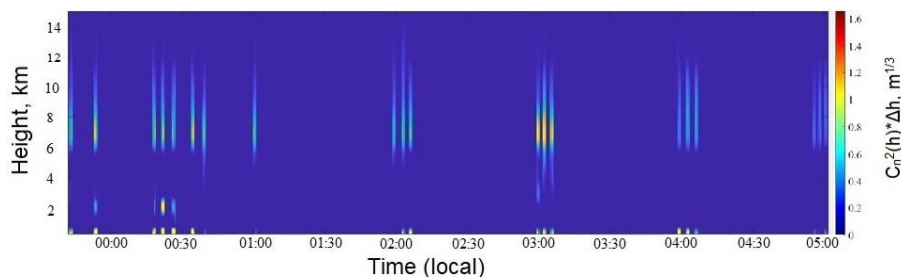


Рисунок 1 – Вертикальные распределения оптической турбулентности $C_n^2(h)$ в ночное время на обсерватории пик Терскол 18-19 марта 2023 г.

Анализируя эти цифры, мы видим, что ярко выраженные турбулентные слои образуются на высотах 7-8 км и 2-2,5 км над землей. Турбулентный слой на этих высотах приводит к значительному снижению качества изображения. Например, параметр β , определяемый интегралом C_n^2 по высоте, увеличивается с 0,63 до 1,68". Эти изменения обусловлены, главным образом, возникновением интенсивных турбулентных колебаний показателя преломления воздуха в этих слоях. Среднемесячные значения высотного профиля скорости ветра, применяемые в модели HV, получены из базы данных реанализа ERA5 (рисунок 2).

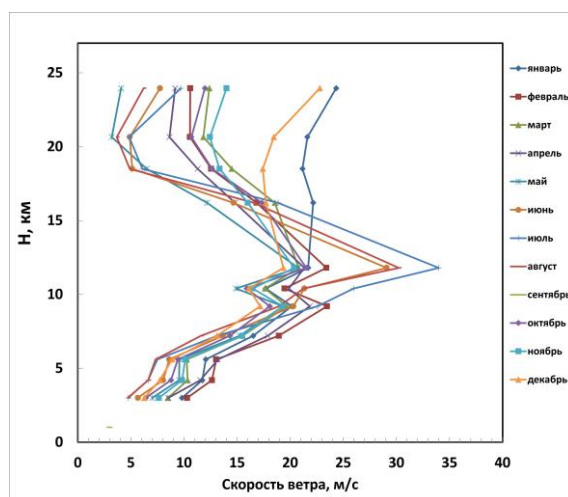


Рисунок 2 – Высотный профиль скорости ветра, усредненный за 3 года (2020–2022) для обсерватории Терскол для каждого месяца года по данным реанализа ERA5

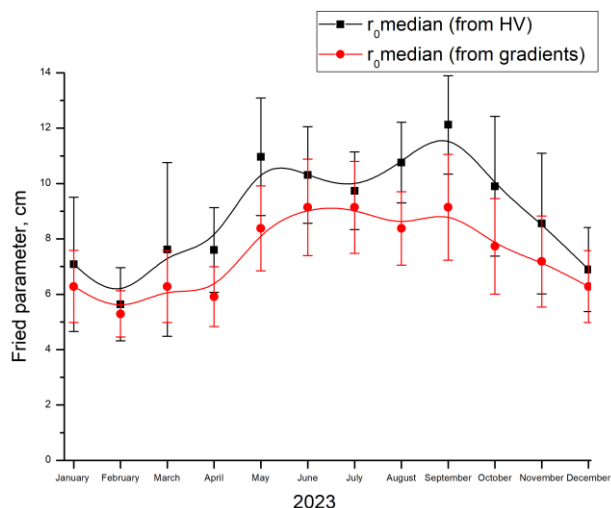


Рисунок 3 – Вариация радиуса Фрида r_0 за 2023 год для обсерватории Пик Терскол

На рисунке 3 показаны изменения параметра Фрида r_0 в обсерватории пика Терскол. Как вы можете видеть из рисунка, участок пика Терскол имеет высокое качество изображения, близкое к лучшим местам в мире. В частности, летом β составляет около 1,0-1,2 угловой секунды, в пересчете на r_0 эти значения соответствуют 8,3 - 10,0 см

В исследуемых регионах параметр турбулентности был рассчитан и на основе сравнения данных геанализа, основных метеорологических и оптических измерений. Обработка данных измерений не только оценить C_n^2 в приземном слое атмосферы и сделать выбор оптимальных коэффициентов параметризации, которые определяют вклад нестабильности сдвига скорости ветра в формирование турбулентности. Используя эти коэффициенты, мы более точно оценили значения C_n^2 на разных высотах в пограничном слое атмосферы. Это позволило уточнить формы вертикальных профилей оптической турбулентности (рисунок 4).

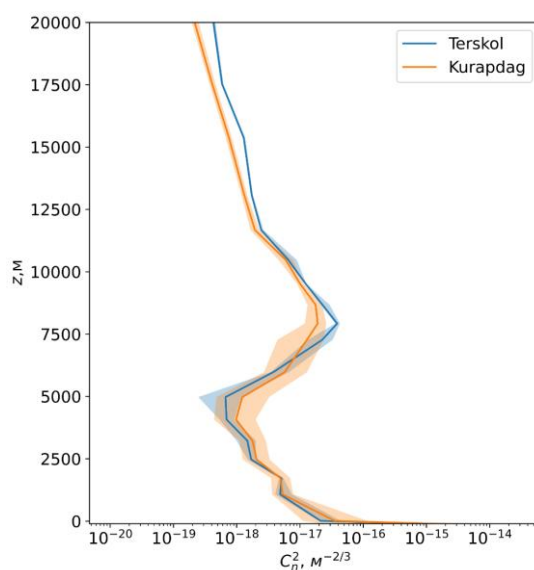


Рисунок 4 – Ночные вертикальные профили C_n^2 над обсерваторией Пик Терскол и горы Курапдаг за 2023 год

Можно отметить, что результаты градиентного метода хорошо согласуются с данными оптических измерений турбулентности на разных высотах в атмосфере, по крайней мере, для обсерватории на пике Терскол. На основе выбранной схемы расчета профиля для обсерватории на пике Терскол мы оценили характеристики оптической турбулентности и для других объектов. Принимая во внимание последние данные о пространственном распределении астроклиматических характеристик в пределах данного макрорегиона, можно выделить следующие районы, пригодные для использования оптических или миллиметровых телескопов: в Горном Дагестане, включая Плато Гуниб, а также Шалбуздаг и пик Терскол. Местоположение горы Курапдаг неблагоприятно из-за сильных приземных ветров и сильной оптической турбулентности, которая является основной причиной высоких значений β (2-3 угловых секунды).

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-72-00041, <https://rscf.ru/project/23-72-00041/>.

1. *Potatin S.A. et al.* A Facility for the Study of Atmospheric Parameters Based on the Shack–Hartmann Sensor // *Astrophysical Bulletin*. 2022. V. 77. P. 214–221.

2. *Hersbach H., Bell B., et al.* The ERA5 global reanalysis // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 2020. V. 146. P. 730.

3. *Rao P., Wang F., Yuah X., Liu Y., Jiao Y.* Evaluation and comparison of 11 sets of gridded precipitation products over the Qinghai-Tibet Plateau // *Atmospheric Research*. 2024. V. 302. P. 10731

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ АСТРОКЛИМАТА В РАЙОНЕ СЕЛА ТАШАНТА

Копылов Е.А.¹, Больбасова Л.А.², Потанин С.А.^{1,3}, Сачков А.М.¹

¹Институт астрономии РАН, г. Москва, Россия

²Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск, Россия

⁴Физический факультет Московского государственного университета

имени М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия

e-mail: kopylov@inasan.ru, sla@iao.ru, potanin@sai.msu.ru, asachkov2003@yandex.ru

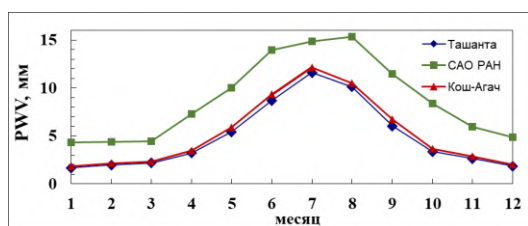
Представлены данные измерений астроклиматических параметров приземного слоя, среднемесячные значения облачности, качества осадков, и взвешенного водяного пара из базы атмосферного реанализа Era5 и первичные измерения высотного профиля турбулентности для потенциального нового астроклиматического пункта селоТашанта, 49043'4''с.ш., 89011'31''в.д, Горный Алтай. Результаты показывают уникальные астроклиматические и эксплуатационные условия, которые, вероятно, делают его одним из лучших мест РФ для обсерваторий миллиметрового, субмиллиметрового и среднего инфракрасного диапазона.

При поиске места для астрономической обсерватории необходимо учитывать множество факторов, включая атмосферную турбулентность, облачность, выпадающий водяной пар, аэрозольное/пылевое загрязнение, высотную и приземную скорость ветра, интенсивность выпадения осадков, световое загрязнение, а также транспортную доступность и возможность развития инфраструктуры. В частности, для телескопов, работающих в миллиметровом и субмиллиметровом диапазонах параметры атмосферы, такие как осаждаемый в атмосфере водяной пар, важны для определения атмосферного пропускания в различных представляющих интерес спектральных диапазонах, тогда как ветер и температура важны для учета при проектировании телескопа, а также при его эксплуатации. О перспективности с точки зрения астроклимата региона Горного Алтая указывалось в работах [1, 2] и, в частности, пункта Ташанта на основе распределения взвешенного водяного пара в регионе по данным атмосферного реанализа [3]. В 2023г. Институт астрономии РАН инициировал кампанию по исследованию астрономического потенциала данного пункта. В представленной работе суммируются результаты непрерывных четырёхмесячных измерений астроклиматических параметров приземного слоя: скорости ветра и атмосферной турбулентности, а также первичных - высотного профиля турбулентности, представлены сравнительные данные из базы атмосферного реанализа Era5 параметров астроклимата: содержания взвешенного водяного пара, количества осадков и покрытия облачности.

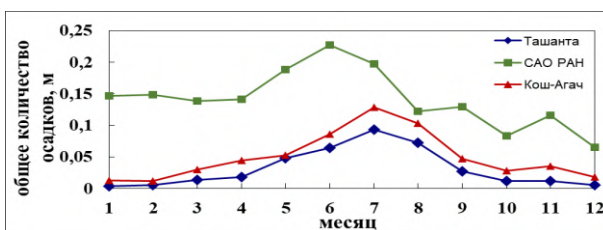
Данные атмосферного реанализа ERA5 для пункта Ташанта рассматривались в сравнении с данными для Специальной Астрофизической Обсерватории РАН, которая указывалась как

возможный вариант для размещения телескопа субмиллиметрового диапазона [4], и для пункта Кош-Агач (координаты 49°08' с.ш., 88°22' в.д.), указанного перспективным в работе [2].

Основным фактором, способствующим непрозрачности атмосферы, является водяной пар, который очень эффективно поглощает свет в ТГц диапазоне. Количество осаждаемого водяного пара (PWV – precipitable water vapor) должно быть как можно меньшим.. На рисунке 1 представлены медианные значения за пять лет 2019-2023 гг количества осаждаемого водяного пара и количества осадков над тремя пунктами для каждого месяца года по данным атмосферного реанализа ERA5.



а



б

Рисунок 1 – Медианные значения количества (а) осаждаемого водяного пара и (б) общего количества осадков за 2019-2023 гг по данным реанализа ERA5

Выделяются низкие значения (около 2 мм) для зимних месяцев в пунктах Горного Алтая. Из сравнения на рис.1 хорошо видно преимущество пунктов Горного Алтая по сравнению с CAO РАН.

Аналогично с количеством осаждаемого водяного пара преимущества пунктов Горного Алтая очевидны по сравнению с CAO РАН. Практически нулевые значения характеризуют эту местность с сентября по май. Для мая месяца разница количеством осадков между CAO РАН и пунктами Горного Алтая достигает трех раз. Низкие значения количества осадков указывают на сухой климат и безусловно является еще одним фактором благоприятным для астрономических наблюдений. При этом также имеется преимущество пункта Ташанта по сравнению с Кош-Агач с июня по ноябрь, и в марте-апреле.

Облачность является важным параметром для астрономической обсерватории. На рисунке 2 представлены медианные значения за пять лет для каждого месяца года покрытия общей облачностью (TCC -total cover cloud) для трех указанных выше пунктов по данным реанализа ERA5.

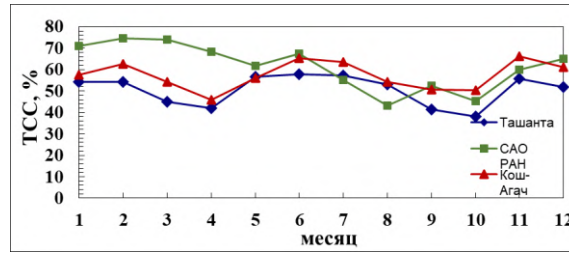


Рисунок 2 – Медианные значения покрытия облачностью за 2019-2023 гг

Общее покрытие облачностью не превышает 60% не для одного месяца года для пункта Ташанта. Хорошо видно, преимущество пункта Ташанта с сентября по апрель по сравнению с CAO РАН, в том числе по сравнению с пунктом Кош-Агач с февраля по апрель, июнь-июль, с сентября по декабрь. И только августе процент облачности в CAO РАН меньше. Таким образом данные атмосферного реанализа Era5 подтверждают, что регион Горного Алтая является регионом низким значением взвешенного водяного пара, с сухим климатом, при этом половина времени характеризуется ясным небом, что делает его перспективной площадкой для астрономических наблюдений.

Структурная постоянная показателя преломления является часто используется как мера величины турбулентности атмосферы. Следует отметить, оптическая турбулентность приземного слоя обычно больше, чем ее высотное значение. На рисунке 4 представлены гистограммы распределения значений структурной постоянной показателя преломления для каждого месяца отдельно измеренные в режиме 24/7 ультразвуковой станцией «МЕТЕО-2» с частотой 10 Гц и усреднением на интервале 10 минут.

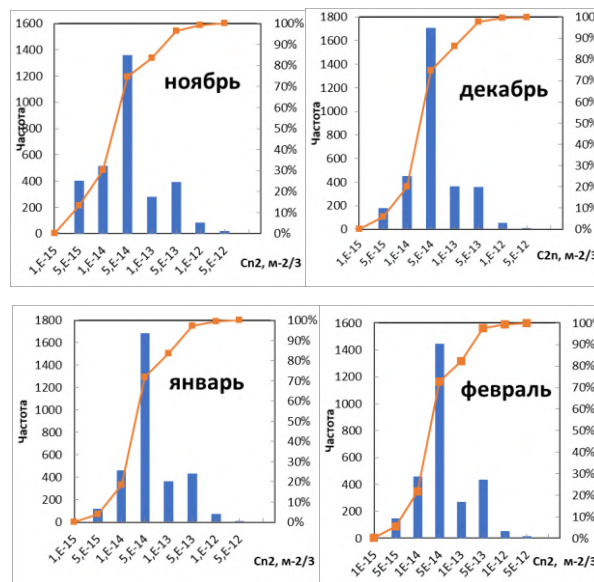


Рисунок 3 – Гистограммы распределения значений структурной постоянной показателя преломления а-ноябрь, б-декабрь, в-январь, г-февраль

Первые измерения по оценке атмосферного качества астрономического видения при помощи мобильного датчика дифференциальных дрожаний были проведены в октябре 2023г. Измерения проводились с высоты 1,5 метра, в виду отсутствия возможности поднять прибор выше, при температуре воздуха от -10°C до -14°C и скорости ветра 2 – 5 м/с. Непрерывный ряд наблюдений размеров атмосферных изображений был получен примерно с 4:10 до 6:00. На рисунке 5 представлен ход атмосферного качества астрономического видения.

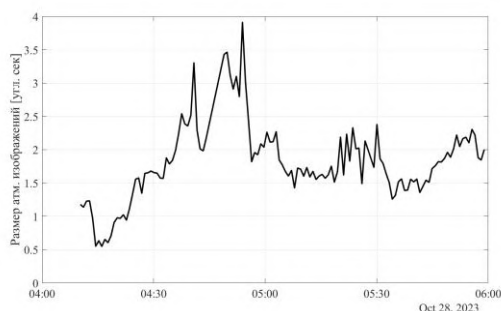


Рисунок 4 – Оценка качества астрономического видения по данным измерений в ночь с 27 на 28 октября 2023г у села Ташанта

Был зафиксирован период около 10 минут, когда размер изображений приближался к $0.5''$ (рис.4), а так же периоды выбросов до $\beta > 3''$. Для проведения дальнейших работ по исследованию сезонной изменчивости уровня атмосферной турбулентности в 2024 г в Ташанте будет установлен стационарный астроклиматический пост на высоте 4 метра над уровнем земли.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-72-00041, <https://rscf.ru/project/23-72-00041/>.

1. Бурнашев В.И. Об исследовании астроклимата Горного Алтая // Земля и вселенная. 2010. № 6. С. 78-90.
2. Мордвин Е.Ю. и др. Астроклимат равнинных высокогорных зон Большого Алтая по данным спутникового дистанционного зондирования: потенциал для размещения полномасштабного гамма-астрономического эксперимента // Известия Российской Академии Наук. Серия физическая. 2022. Т. 86. №. 3. С. 452-456.
3. Shikhovtsev A.Yu. *etc* Features of global distributions of precipitable water vapor using Era-5 re-analysis data // Proc. SPIE. 2023. V. 12780. Art. 127800R.
4. Балега Ю.Ю. и др. Прямые измерения атмосферного поглощения излучения субтерагерцового диапазона длина волн на Северном Кавказе // Доклады Российской академии наук. Физика, технические науки. 2022. Т. 502. № 1. С. 5-9.