

КОНФЕРЕНЦИЯ В

**ИССЛЕДОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ
ОПТИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ**

СРАВНЕНИЕ ОЗОНОВЫХ АНОМАЛИЙ В СТРАТОСФЕРЕ АРКТИКИ И СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ В 2011 И 2020 ГГ. ПО ДАННЫМ AURA MLS

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

Зимой-весной 2019-2020 и 2010-2011 гг. наблюдались сильнейшие озоновые аномалии в Арктике за всю историю спутниковых наблюдений. Они были вызваны чрезвычайно сильным и продолжительным полярным вихрем, повлекшим беспрецедентное химическое разрушение озона. По данным Aura MLS, минимальные температуры были на 8-13% ниже нормы над Арктикой в 2020 г. и на 8–12% ниже нормы в 2011 г. Концентрация озона значительно сокращалась на высотах стратосферы: до 4% от многолетнего среднего на высоте ~20 км 27 марта 2020 г. и до 25% на высоте 21 км 20 марта 2011 г. для Эврики; до 3% на высоте 20 км 27 марта 2020 г. и до 26% на высоте 21 км 21 марта 2011 г. для Туле; и до 1% на высоте 20 км 5 апреля 2020 г. и до 27% на высоте 20 км 23 марта 2011 г. для Саммита.

Озоновые аномалии стали вполне регулярными явлениями весной в стратосфере Арктики в результате потепления климата, влекущего охлаждение стратосферы (парниковый эффект) и усиление Арктического стратосферного полярного вихря [1, 2]. Данные наблюдений Aura MLS содержат по крайней мере три подобных эпизода низких температур в стратосфере. В 2010/2011 гг. пониженные минимальные температуры в стратосфере не были рекордно низкими, но исключительно продолжительный (продолжившийся и в апреле) сезон полярных стратосферных облаков (ПСО) привел к беспрецедентному химическому разрушению озона в стратосфере Арктики. Позже, в декабре-январе 2015-2016, температуры в Арктике опускались до рекордных значений, по меньшей мере, за последние 68 лет. В стратосфере Арктики регистрировались значительные уровни денитрификации и дегидратации, приведшие к более резкому сокращению озона, чем в 2010/2011 гг. Потери озона не достигли уровня 2011 г., главным образом благодаря мажорному внезапному потеплению в начале марта 2016 г., следствием которого стало прекращение химического разрушения и экспорт Арктического воздуха за пределы вихря. Наконец, зимой-весной 2019/2020 гг. температуры в стратосфере установились ниже порога образования ПСО (T_{NAT}) раньше, чем в любой другой год временного ряда наблюдений MLS, и оставались низкими так же долго, как и в 2011 г. [3].

Несмотря на то, что зима 2010/11 гг. мало отличалась от зимы 2019/20 гг. по характеру эволюции ПСО 1-го и 2-го типа, в 2011 г. они имели меньший объем и начали формироваться позже (конец ноября). Уменьшение объема ПСО в 2011 и 2020 гг. происходило приблизительно синхронно: локальные минимумы наблюдались в середине января, а резкие кратковременные

сокращения имели место в начале февраля и вероятно были связаны с минорными стратосферными потеплениями. Как в 2011 г., так и в 2020 г., объем ПСО (и, в частности, объем (ледяных) ПСО второго типа) был максимален в конце января [3]. Внезапные финальные потепления в стратосфере зафиксированы 5 апреля 2011 г. и 29 апреля 2020 г. [4].

В данном докладе исследуются отличия в величине озоновых аномалий в стратосфере Арктики/субарктики, зафиксированных зимой-весной 2019/20 гг. и 2010/11 гг. Используются высотные профили озона, водяного пара и температуры по спутниковым измерениям Aura MLS. Анализ охватывает территорию Арктики и северной Евразии. Они брались из **версии 5** данных Aura MLS за 2005-2020 гг. [5] для точек, расположенных в пределах Арктического круга: Алерт, Канада (82,5°с.ш.; 62,4°з.д.; ALT); Эврика, Канада (80,0°с.ш.; 86,2°з.д.; EUR); Туле, Гренландия (76,5°с.ш.; 68,7°з.д.; THU); Резольют, Канада (74,7°с.ш.; 95°з.д.; RES); Саммит, Гренландия (72,6°с.ш.; 38,5°з.д.; SUM). Влияние Арктических озоновых аномалий 2020/2011 гг. на средние широты проанализировано на примере Томска, Россия (56,5°с.ш.; 85,0°в.д.; TSK). Данные Aura MLS представлены на рис. 1 для пунктов EUR, THU, SUM и TSK. Отклонения рассчитывались как разности между значениями для декабря – апреля 2019/2020 гг. и декабря – марта 2010/2011 гг. и средним значением для декабря – апреля 2005–2019 гг. за исключением 2011 г.

Из рис. 1 следует, что минимальные температуры были ниже нормы с декабря 2010 г. по март 2011 г. и с декабря 2019 г. по апрель 2020 г. в стратосфере Арктики и северной Евразии. В 2020 г. отклонение достигало 14% на EUR на высотах ~19 км (рис. 1, а), а разность между T_{\min} и T_{NAT} достигала -6° на EUR на высотах ~19 км (рис. 1, б). В 2010/11 гг. температура в стратосфере начала расти в середине марта во всех Арктических пунктах, но затем вновь понизилась на всех пунктах за исключением ALT, EUR, THU, и RES; озон начал увеличиваться почти одновременно с ростом температуры. В 2019/20 гг. температура Арктической стратосферы начала расти в конце марта–начале апреля, а восстановление озона началось несколько позже. Концентрация озона падала до 1% от многолетней нормы на высоте 20 км 5 апреля 2020 г. и до 27% на высоте 20 км 23 марта 2011 г. для SUM (рис. 1, в) [6]. Отношение смеси водяного пара росло в течение всего сезона ПСО (рис. 1, д). Величина озонового максимума и высота его локализации были ниже нормы до апреля как в 2011 г., так и в 2020 г.; но в 2020 г. величина озонового максимума увеличивалась, а его высота уменьшалась, пока шло восстановление озона в апреле (рис. 1, е). В средних широтах (TSK) температуры были пониженными, но редко опускались ниже T_{NAT} . Влияние Арктических воздушных масс на ОСО над северной Евразией зарегистрировано в конце марта 2011 г. и в конце апреля 2020 г. [7].

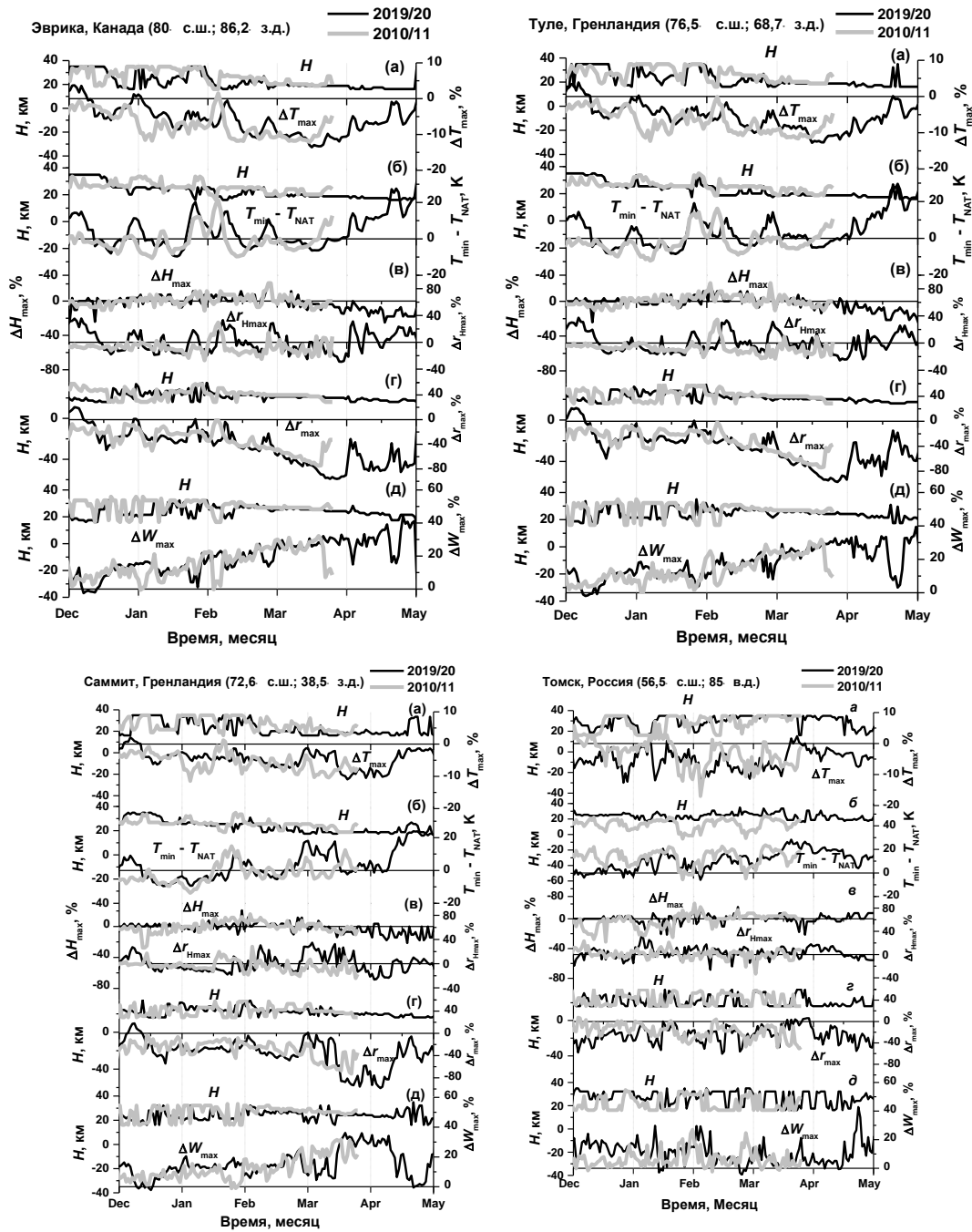


Рисунок 1 – Временной ход в декабре 2019 г. – апреле 2020 г., и в декабре 2010 – марте 2011, статистических характеристик и высоты их регистрации: *a* – максимальных процентных отклонений температуры от многолетнего (2005–2019 гг. за исключением 2011 г.) среднего; *б* – $T_{\min} - T_{\text{NAT}}$; *в* – максимального процентного отклонения высоты озонового максимума от многолетнего среднего ΔH_{\max} и максимального процентного отклонения величины озонового максимума от многолетнего среднего $\Delta r_{H_{\max}}$; и максимального процентного отклонения отношений смеси: *г* – озона Δr_{\max} и *д* – водяного пара ΔW_{\max} от многолетних средних для EUR, THU, SUM и TSK

Анализ изменений концентраций озона/H₂O и температуры в стратосфере при помощи данных Aura MLS для эпизодов озоновых аномалий в декабре – марте 2010–2011 гг. и в декабре – апреле 2019–2020 гг. позволяет сделать следующие выводы:

1. В 2020 г. отклонение достигало 14% на EUR на высотах ~19 км, а разность между T_{\min} и T_{NAT} достигала 6° на EUR на высотах ~19 км. В 2010/11 гг. температура в стратосфере начала расти в середине марта на всех Арктических пунктах, но вернулась вновь на низкий уровень немного позже, за исключением ALT, EUR, THU и RES.

2. Концентрация озона падала до 1% от многолетней нормы на высоте 20 км 5 апреля 2020 г. и до 27% на высоте 20 км 23 марта 2011 г. для SUM.

3. Величина озонового максимума и высота его локализации были ниже нормы до апреля как в 2011 г., так и в 2020; но в 2020 г. величина озонового максимума росла, а его высота уменьшалась в период восстановления озона в апреле.

4. Влажность была повышена в течение всего сезона ПСО как в 2020 г., так и в 2011 г., что вероятно увеличило время жизни ПСО.

1. *Rex M., Salawitch R.J., von der Gathen P., Harris N.R.P., Chipperfield M.P., Naujokat B.* Arctic ozone loss and climate change // *Geophys. Res. Lett.* 2004. V. 31. P. L04116.

2. *Rex M., Salawitch R.J., Deckelmann H., von der Gathen P., Harris N.R.P., Chipperfield M.P., Naujokat B., Reimer E., Allaart M., Andersen S.B., Bevilacqua R., Braathen G.O., Claude H., Davies J., De Backer H., Dier H., Dorokhov V., Fast H., Gerding M., Godin-Beekmann S., Hoppel K., Johnson B., Kyrö E., Litynska Z., Moore D., Nakane H., Parrondo M.C., Risley Jr. A.D., Skrivankova P., Stübi R., Viatte P., Yushkov V., Zerefos C.* Arctic winter 2005: Implications for stratospheric ozone loss and climate change // *Geophys. Res. Lett.* 2006. V. 33. P. L23808.

3. *Weber M., Arosio C., Feng W., Dhomse S.S., Chipperfield M.P., Meier A., Burrows J.P., Eichmann K., Richter A., Rozanov, A.* The unusual stratospheric Arctic winter 2019/20: Chemical ozone loss from satellite observations and TOMCAT Chemical Transport Model // *J. Geophys. Res.: Atmospheres.* 2021. V. 126. P. e2020JD034386.

4. *Rao J., Garfinkel C.I.* Arctic ozone loss in March 2020 and its seasonal prediction in CFSv2: A comparative study with the 1997 and 2011 cases // *J. Geophys. Res.: Atmospheres.* 2020. V. 125. P. e2020JD033524.

5. The Aura Validation Data Center (AVDC). U.S. Government Public Information Exchange Resource [Электронный ресурс]. URL: <https://avdc.gsfc.nasa.gov/> (дата обращения 02.03.2023).

6. *Баженев О.Е.* Озоновые аномалии в стратосфере Арктики и Северной Евразии: сравнение явлений 2011 и 2020 гг. по данным TEMIS и Aura MLS // *Оптика атмосферы и океана.* 2022. Т. 35. № 05. С. 390–396.

7. Environment and Climate Change Canada (ECCC). Select Ozone Maps from Archive [Электронный ресурс]. URL: <https://exp-studies.tor.ec.gc.ca/cgi-bin/clf2/selectMap> (дата обращения 02.12.2022).

АНАЛИЗ ВОЗМОЖНОСТЕЙ ГИПЕРСПЕКТРАЛЬНОГО МЕТОДА МОНИТОРИНГА ЛЕСНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

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

Московский государственный технический университет им. Н.Э. Баумана, г. Москва, Россия
e-mail: belov@bmstu.ru, ekomonit@bmstu.ru, gorod@bmstu.ru, alkov@bmstu.ru, shss2000@mail.ru

Целью исследования является анализ возможностей гиперспектрального мониторинга лесных территорий. Проведено математическое моделирование классификации элементов лесных территорий на созданной нейронной сети, использующей экспериментально измеренные коэффициенты отражения. Результаты моделирования показывают, что при гиперспектральном мониторинге возможна классификация элементов лесных территорий с вероятностью правильной классификации более 0,73. Использование дополнительной информации лазерного высотомера позволяет существенно улучшить классификацию. Созданная нейронная сеть при использовании данных гиперспектрального мониторинга и лидарных данных о высоте деревьев обеспечивают вероятности правильной классификации элементов лесных территорий более 0,85 и вероятности неправильной классификации менее 0,025.

Лес является сложной экологической системой, которая характеризуется большим видовым разнообразием. Особенностью лесных территорий является вертикальное распределение различных видов растительности, занимающих разные уровни в экологической системе леса. В лесных массивах деревья занимают первый ярус, кусты и мелкие деревья – второй ярус, а травянистые растения, почва без растительности, болота, мох, лишайники, кустарничковые растения (брусника, черника, клюква и др.) – третий ярус.

В последние годы сохранение лесов стало рассматриваться как способ депонирования атмосферного углерода, позволяющий сбалансировать антропогенные выбросы углекислого газа в земную атмосферу.

Для оценки возможного объема депонирования углерода лесными массивами необходимо учитывать не только площади лесов (площади здоровых и больных деревьев, вырубок, гарей, сухостоя), возрастной и породный состав лесов, но и состав растительного сообщества на лесной территории. Например, необходимо оценивать площади таких мощных накопителей углерода, как болота.

Точность оценки возможного объема депонирования углерода лесами определяется качеством исходной информации о лесных территориях.

Информация по составу растительного сообщества на лесной территории может быть получена по результатам гиперспектрального мониторинга лесов.

Наиболее перспективным методом контроля лесных территорий на сегодняшний день является дистанционный аэрокосмический мониторинг. Однако, в большинстве случаев для мониторинга лесных территорий используют гиперспектральные датчики в видимом и ближнем инфракрасном (в основном до 1 мкм) спектральных диапазонах (см., например, [1-4]).

В докладе приведены результаты математического моделирования возможностей гиперспектрального метода мониторинга лесных территорий в широком спектральном ~ 0,4-2,4 мкм.

Исходной информацией для математического моделирования являются данные измерений спектральных коэффициентов отражения лесной растительности в широком спектральном диапазоне 0,4-2,4 мкм.

Примеры спектральных зависимостей коэффициентов отражения элементов лесных территорий в спектральном интервале 0,4-2,4 мкм показаны на рисунке 1.

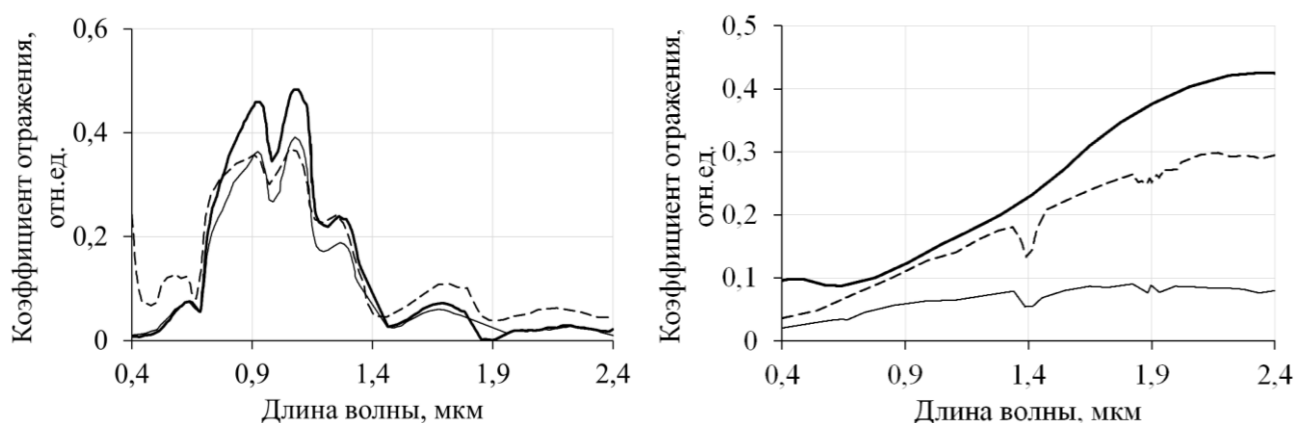


Рисунок 1 - Спектральные коэффициенты отражения мха (а) и гарей (b)

На рисунке 1а: примеры измерений коэффициентов отражения разных мхов [5,6]. На рисунке 1б: примеры измерений коэффициентов отражения разных участков гарей [7,8].

При математическом моделировании использовались спектры отражения в диапазоне 0,4-2,4 мкм в летний период: лиственных деревьев разных пород (осина, лох узколистный, орех, клен, береза, дуб, бук); хвойных деревьев разных пород (сосна, ель, можжевельник, кедр, пихта); сухого леса (сухие листья; сухие иголки хвойных деревьев; опавшие листья; сухой лишайник; сухая кора лиственных и хвойных деревьев); пастбищ (с разным процентом покрытия растительностью); болот (с разным процентом покрытия растительностью); почв (песок, глина, суглинок), разных видов мха, разных видов лишайников, разных участков гарей, разных кустарничковых растений (голубика, черника, брусника, клюква).

Из данных измерений спектров отражения элементов лесных территорий формировались «данные гиперспектральных измерений» путем добавления шума регистрирующей аппаратуры. Принималось, что шум регистрирующей аппаратуры распределен по нормальному закону с

нулевым средним значением и относительным среднеквадратическим значением $\delta=1-10\%$. Моделирование проводилось по 1000 реализаций шумов регистрирующей аппаратуры.

Для обработки «данных гиперспектральных измерений» использовалось сверточная нейронная сеть 1D-AlexNet. Нейронная сеть была реализована на языке Python версии 3.7 с использованием библиотеки TensorFlow с надстройкой Keras. Обучение нейронной сети проводилось методом обратного распространения ошибки. При обучении использовался оптимизатор модели RMSprop.

Результаты моделирования вероятностей правильной (P_d) и неправильной (P_a) классификации элементов лесных территорий (по данным гиперспектрального мониторинга) – болот, гарей, кустарничковых растений, лиственных деревьев, лишайников, мхов, пастбищ, почв, сухостоя и хвойных деревьев приведены в таблице 1.

Таблица 1. Результаты моделирования по гиперспектральным данным

Участок лесного массива	$\delta=1\%$		$\delta=5\%$	
	P_d	P_a	P_d	P_a
болота	0,90	0,019	0,90	0,019
гары	>0,99	0,002	>0,99	0,002
кустарничковые растения	0,73	0,015	0,73	0,014
лиственные зеленые деревья	>0,99	0,027	>0,99	0,027
лишайники	0,84	0,026	0,83	0,031
мох	0,80	<0,001	0,80	<0,001
пастбища	0,83	0,004	0,83	0,004
почвы	0,93	<0,001	0,93	<0,001
сухие деревья	>0,99	0,023	>0,99	0,023
хвойные зеленые деревья	0,85	0,007	0,83	0,008

Результаты моделирования показывают, что при гиперспектральном мониторинге возможна классификация элементов лесных территорий с вероятностью правильной классификации более 0,73.

Результаты классификации элементов лесных территорий можно улучшить, используя наряду с данными гиперспектрального мониторинга также лидарные данные (данные лазерного высотомера для измерения высоты деревьев и рельефа местности). В таблице 2 показаны результаты математического моделирования вероятностей правильной и неправильной классификации элементов лесных территорий по данным гиперспектрального мониторинга и лидарным данным (задавались модельные значения высоты деревьев).

Таблица 2. Результаты моделирования по гиперспектральным и лидарным данным

Участок лесного массива	$\delta=1\%$		$\delta=5\%$	
	P_d	P_a	P_d	P_a
болота	0,95	0,025	0,95	0,025
гари	>0,99	0,008	>0,99	0,008
кустарничковые растения	0,91	0,009	0,91	0,009
лиственные зеленые деревья	>0,99	0,017	>0,99	0,017
лишайники	0,96	0,011	0,95	0,009
мох	0,87	<0,001	0,88	<0,001
пастбища	0,91	0,008	0,91	0,008
почвы	0,85	<0,001	0,85	<0,001
сухие деревья	>0,99	<0,001	>0,99	<0,001
хвойные зеленые деревья	0,85	<0,001	0,85	<0,001

Созданная нейронная сеть при использовании гиперспектральных и лидарных данных обеспечивает вероятности правильной классификации лесных территорий более 0,85.

Работа выполнена в рамках Программы стратегического академического лидерства «Приоритет 2030».

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 Sens. 2020. V. 12. 3570. P. 1-43.

2. John E., Bunting P., Hardy A., Silayo D.S., Masunga E.A. Forest Monitoring System for Tanzania // Remote Sens. 2021. V. 13. 3081. P. 1-29.

3. Егоров В.Д., Козодеров В.В. Распознавание лесной растительности по самолетным гиперспектральным данным // Исследование Земли из космоса. 2016. № 3. С. 47-58.

4. Козодеров В.В., Егоров В.Д. Распознавание типов лесной растительности по гиперспектральным самолетным и многоканальным спутниковым данным высокого пространственного разрешения. Сравнение результатов и оценка их точности // Исследование Земли из космоса. 2019. № 6. С. 89-102.

5. Harris A., Bryant R.G., Baird A.J. Mapping the effects of water stress on Sphagnum: Preliminary observations using airborne remote sensing // Remote Sensing of Environment. 2006. V. 100. № 3. P. 363 – 378.

6. Pang Y., Huang Y., Zhou Y., Xu J., Wu Y. Identifying spectral features of characteristics of Sphagnum to assess the remote sensing potential of peatlands: A case study in China // Mires and Peat. 2020. V. 26. № 25. P. 1-19.

7. Candra D.S. Deforestation detection using multitemporal satellite images // IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science. 2020. V. 500. 012037. P. 1-13.

8. Yin C., He B., Quan X., Yebra M., Lai G. Remote Sensing of Burn Severity Using Coupled Radiative Transfer Model: A Case Study on Chinese Qinyuan Pine Fires // Remote Sens. 2020. V. 12. 3590. P. 1-19.

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗАВИСИМОСТИ СПЕКТРОВ ДРЕВЕСНОЙ РАСТИТЕЛЬНОСТИ ОТ УСЛОВИЙ ИЗМЕРЕНИЯ

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

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

e-mail: ivanov_serгей2@bmstu.ru, fed@bmstu.ru, belov@bmstu.ru, gorod@bmstu.ru,

shss2000@mail.ru

Проведены исследования отражательной способности древесной растительности в зависимости от условий хранения образцов. Приведены результаты измерений спектральной отражательной способности образцов листьев и хвои в диапазоне 0,4-0,9 мкм в течение нескольких дней после срезания образцов с деревьев при хранении образцов в специальном холодильнике и без холодильника. Показано, что хранение образцов древесной растительности в специальном холодильнике с регулируемой температурой позволяет обеспечить стабильность отражающей способности образцов для хвойных деревьев в течении двух-трех суток, для большинства пород лиственных деревьев в интервале времени от нескольких часов до одних суток.

На сегодняшний день основной экологической проблемой является глобальное изменение климата, в значительной степени связанное с антропогенными выбросами углерода.

Лесные массивы РФ обеспечивают значительный природный потенциал для депонирования углерода антропогенного происхождения.

Потенциал лесных массивов (с точки зрения депонирования углерода) определяется фитомассой леса. Оценка значений фитомассы лесной территории проводится на основании данных о площади лесов (площади здоровых и больных деревьев, вырубок, гарей, сухостоя), их породном составе, возрастной структуре и т.п. [1-3].

Точность оценки фитомассы лесной территории определяется качеством исходных данных о лесных массивах.

Поэтому в настоящее время актуальной является работа по созданию аппаратного и программного обеспечения для получения объективных данных о лесных массивах в РФ. Первым этапом этой работы является создание банка данных спектральной отражательной способности древесной растительности (характерной для лесных массивов РФ) в видимом и ближнем инфракрасном диапазонах спектра. Такой банк данных должен содержать информацию о спектрах отражения лиственных и хвойных деревьев, кустарников, растительности почвенного покрова в разные периоды года и при различном состоянии растительности.

Для наполнения такого банка данных необходимо проведение практически одновременных измерений образца растительности и эталонного отражателя.

Проведение таких измерений в натуральных условиях при наземных измерениях или при измерениях с беспилотного летательного аппарата затруднительно по разным причинам. Другим вариантом является организация измерений в лабораторных условиях, используя искусственный источник освещения [4-7].

Однако, при организации измерений в лабораторных условиях возникают вопросы о сроках доставки образцов древесной растительности в лабораторию.

В докладе приведены результаты экспериментальных исследований спектральной отражательной способности образцов древесной растительности в зависимости от времени между срезанием образца (листьев или хвои) и измерением спектра отражения в лаборатории. Образцы доставлялись в лабораторию как в специальном холодильнике с регулируемой температурой, так и без использования холодильника.

Измерения в лаборатории проводились на установке, в которой в качестве источника излучения использовалась галогеновая лампа.

Для калибровки лабораторной установки по длине волны использовался калибровочный источник света SL2 фирмы StellarNet Inc. Источник SL2 использует лампу низкого давления, излучающую на линиях ртути и аргона, и позволяет проводить калибровку по длине волны в спектральном диапазоне 253,65-1013,98 нм.

В качестве образцов хвойной и лиственной древесной растительности были использованы хвоя ели, сосны, туи и зеленые листья березы, дуба, клена, осины, липы, сирени. Измерения проводились в летний период (конец августа) на базе филиала МГТУ им. Н.Э. Баумана в Дмитровском районе Московской области.

Образцы хвои и листьев срезались в лесной зоне около филиала МГТУ им. Н.Э. Баумана. Срезанные образцы древесной растительности хранились для проведения цикла измерений в специальном переносном холодильнике при температуре +5...7°C и вынимались только на время для измерения.

В качестве эталона при измерениях спектров образцов древесной растительности использовался калиброванный отражательный эталон фирмы Labsphere. При проведении измерений спектров образцов в качестве подложки использовалась поверхность, покрашенная черной краской Ultra Black с коэффициентом отражения единицы процентов.

На рисунках 1,2 показаны характерные примеры измерений спектров отражения образцов хвойной и лиственной древесной растительности. На рисунках приведены, соответственно, спектры отражательной способности хвои туи и листьев осины при хранении образцов в специальном холодильнике (а) и без холодильника (б). Здесь 1 – измерение в пределах 30 минут после срезания образца, 2 – измерение через 2 суток, 3- измерение через 3 суток.

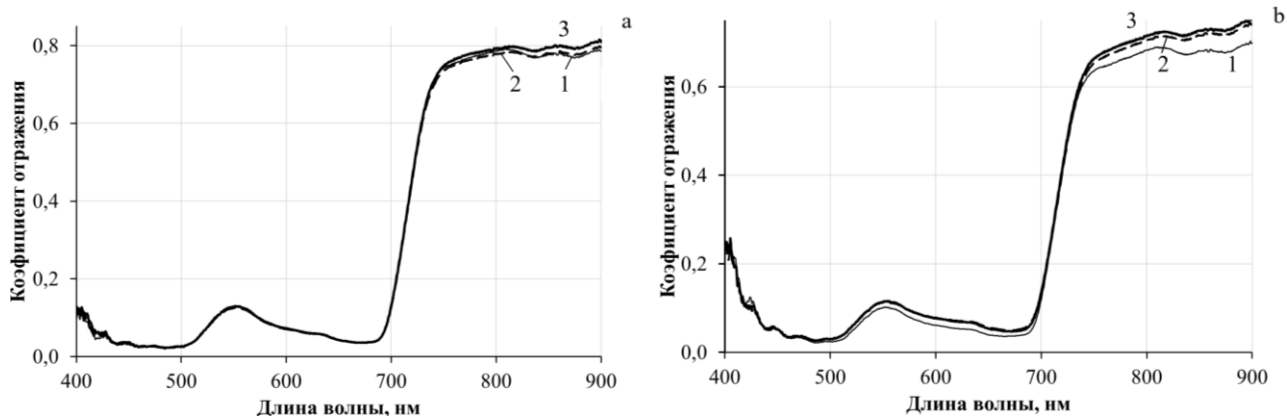


Рисунок 1 - Спектр отражательной способности образцов хвои туи

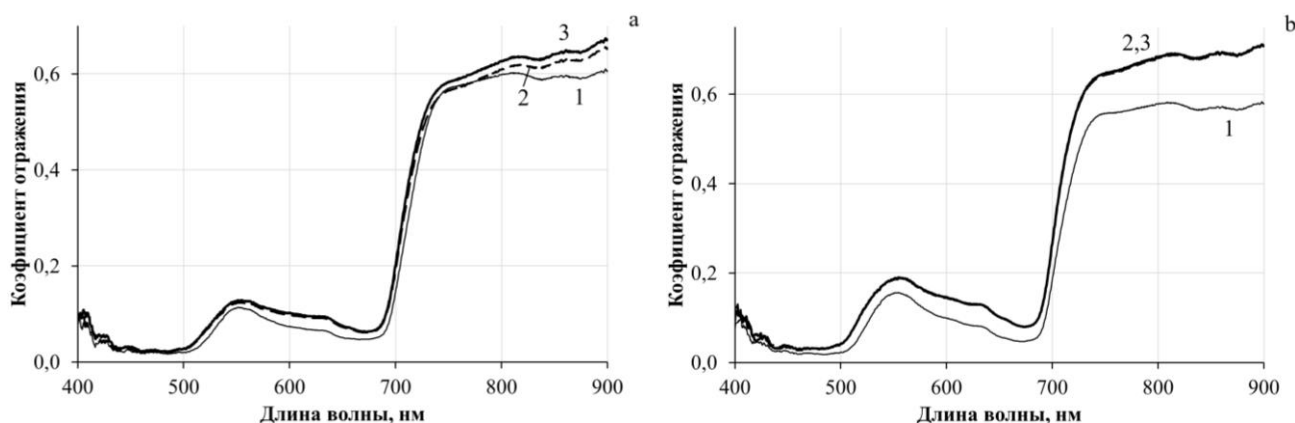


Рисунок 2 - Спектр отражательной способности образцов листьев осины

Результаты измерений показывают, что влияние (на спектр отражательной способности образцов) интервала времени между срезанием образца (листьев или хвои) и измерением в лаборатории сильно зависит от породы деревьев.

Для хвойных пород деревьев (туя, ель, сосна) спектральная отражательная способность остается практически неизменной в течении двух-трех суток при хранении образца в холодильнике.

У лиственных деревьев (осина, береза, дуб, клен, липа, сирень) влияние интервала времени между срезанием образца (листьев) и измерением проявляется по-разному для разных пород деревьев. Для большинства пород лиственных деревьев (клен, липа, осина, сирень) спектр отражательной способности остается практически неизменным (при хранении образца в холодильнике) в интервале времени от нескольких часов до одних суток. У дуба спектр отражательной способности он может изменяться уже через несколько часов, а у березы оставаться практически неизменным в течении двух суток. При хранении листьев без холодильника в большинстве случаев их спектральная отражательная способность начинает изменяться в течении первых часов после срезания образца.

Таким образом, проведены экспериментальные исследования зависимости отражательной способности хвойной и лиственной древесной растительности в спектральном интервале 0,4-0,9 мкм от условий хранения образцов. Показано, что для хвойных пород деревьев спектральная отражательная способность остается практически неизменной в течении двух-трех суток при хранении образца в холодильнике. Для большинства пород лиственных деревьев при хранении образцов в холодильнике спектральная отражательная способность мало меняется лишь в интервале времени от нескольких часов до одних суток.

Работа выполнена в рамках Программы стратегического академического лидерства «Приоритет 2030».

1. *Kindermann G.E., McCallum I., Fritz S., Obersteiner M.* A global forest growing stock, biomass and carbon map based on FAO statistics // *Silva Fennica*. 2008. V. 42. № 3. P. 387-396.

2. *Meng Q., Cieszewski C.J., Madden M., Borders B.* A linear mixed effects model of biomass and volume of trees using Landsat ETM+ images // *Forest Ecology and Management* // 2007. V. 244. № 1. P. 93-101.

3. *Van Tuyl S., Law B.E., Turner D.P., Gitelman A.I.* Variability in net primary production and carbon storage in biomass across Oregon forests - an assessment integrating data from forest inventories, intensive sites, and remote sensing // *Forest Ecology and Management*. 2005. V. 209. № 3. P. 273-291.

4. *Woolley J.T.* Reflectance and Transmittance of Light by Leaves // *Plant Physiology*. 1971. V. 47. № 5. P. 656-662.

5. *Stimson H.C., Breshears D.D., Ustin S.L., Kefauver S.C.* Spectral sensing of foliar water conditions in two co-occurring conifer species: *Pinus edulis* and *Juniperus monosperma* // *Remote Sensing of Environment* // 2005. V. 96. № 1. P. 108-118.

6. *Mamelin Yu.V., Kopytov G.F., Buzko V.Yu.* Studying optical characteristics of diffused light reflecting from naturally senescing leaves of deciduous trees // *Herald of the Bauman Moscow State Technical University, Series Natural Sciences*. 2020. V. 5. P. 72-82.

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

СОПОСТАВЛЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ НАБЛЮДЕНИЯ ОБЛАКОВ ВЕРХНЕГО ЯРУСА НАЗЕМНОЙ ЛИДАРНОЙ СЕТЬЮ EARLINET И СПЕКТРОРАДИОМЕТРОМ MODIS

Скороходов А.В., Коношонкин А.В.

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

e-mail: vazime@yandex.ru, sasha_tvo@iao.ru

Представлены результаты сопоставления синхронных наблюдений облаков, состоящих из преимущественно ориентированных в горизонтальной плоскости кристаллов льда, по данным наземной лидарной сети EARLINET и спутниковой съемки MODIS. Установлено, что найденные пороговые значения коэффициентов отражения и излучения над Западной Сибирью непригодны для выделения облачности, содержащей зеркально отражающие слои, над Европой по данным пассивного зондирования. Обсуждаются результаты анализа характеристик облаков верхнего яруса, содержащих преимущественно и хаотически ориентированные кристаллы льда, над различными станциями EARLINET. Найденны пороговые значения коэффициентов отражения и излучения над каждым отдельно взятым пунктом лидарных измерений и определены характерные значения других параметров облачности, содержащей зеркально отражающие слои.

Облачность является важным компонентом климатической системы Земли. С одной стороны облака препятствуют поступлению солнечного излучения на подстилающую поверхность, тем самым охлаждая ее. С другой, облачность способна удерживать уходящую длинноволновую радиацию, что приводит к усилению парникового эффекта. Наибольшей неопределенностью при оценке климатических эффектов обладают облака верхнего яруса (ОВЯ). Это связано с тем, что такая облачность может, как рассеивать приходящее коротковолновое излучение, так и удерживать уходящее длинноволновое в зависимости от пространственной ориентации кристаллов льда, из которых она состоит [1]. Когда плоские грани этих частиц преимущественно ориентированы в горизонтальной плоскости, то наблюдается эффект зеркального отражения. При хаотическом отклонении указанных поверхностей кристаллов льда от вертикали происходит многократное переотражение (рассеяние) поступающего на них излучения. Однако определение ориентации рассматриваемых облачных частиц в пространстве является достаточно сложной задачей из-за их размеров и концентрации.

Основным методом определения ориентации кристаллов льда в ОВЯ является лазерное поляризационное зондирование [2]. Впервые феномен зеркального отражения облаками был описан в [3]. Позже было установлено, что облачные слои, состоящие из преимущественно ориентированных в горизонтальной плоскости кристаллов льда, могут иметь вертикальную протяженность до нескольких сотен метров, а время их существования колеблется от десятков

минут до нескольких часов за счет гравитационного оседания при минимальном влиянии турбулентности [4]. Источником получения такой информации стали результаты работы наземных сканирующих лидаров, например, ЛОЗА-МЗ [5]. Основным недостатком использования такого типа устройств является локальность и нерегулярность производимых ими измерений, что не позволяет определить горизонтальную протяженность зеркальных слоев в ОВЯ и выделить статистические особенности их характеристик над отдельно взятыми регионами планеты. Такие сведения могли бы оказаться весьма полезными, например, для климатологов с точки зрения улучшения понимания обратных облачных связей. В середине 2000-х годов был запущен инструмент CALIOP на борту спутника CALIPSO способный определять ориентацию кристаллов льда в ОВЯ. Однако увеличение его угла сканирования до 3° сделало это затруднительным. Поэтому в настоящее время по-прежнему актуальным является разработка эффективных методов и подходов к обнаружению зеркально отражающих слоев в облаках, а также их глобальный мониторинг, в том числе и на основе результатов пассивного спутникового зондирования.

Так, в [6] нами был предложен алгоритм по определению ориентации кристаллов льда на верхней границе ОВЯ на основе использования пороговых значений коэффициентов отражения ρ и эффективной излучательной способности ε , восстанавливаемых по данным спектрорадиометра MODIS (спутники Aqua и Terra). В результате сопоставления активных измерений наземным лидаром ЛОЗА-МЗ над Томском со спутниковой съемкой было установлено, что у облаков с высотой верхней границы больше 8 км, содержащих зеркально отражающие слои, $\rho > 0,15$ и $\varepsilon > 0,5$. Впоследствии достоверность найденных пороговых значений была подтверждена в [7] на основе сопоставления результатов наблюдения ОВЯ над территорией Западной Сибири лидаром CALIOP (когда угол сканирования был равен $0,3^\circ$) и спектрорадиометром MODIS. Однако возможность использования указанного алгоритма для других регионов планеты требует проведения дополнительных исследований, поскольку характеристики кристаллической облачности могут в них существенно отличаться от тех значений, которые восстановлены над Томском.

В докладе представлены результаты сопоставления наблюдений ОВЯ над Европой лидарной сетью EARLINET и спутниковой съемкой MODIS. При этом использовались следующие критерии отбора эпизодов регистрации зеркально отражающих слоев в облаках: полное обратное рассеяние на длине волны 532 нм $\beta'_{532} > 2 \times 10^{-5} \text{ км}^{-1} \cdot \text{ср}^{-1}$ и коэффициент деполаризации излучения $\delta < 0,1$ [8]. При аналогичном значении β'_{532} и $\delta > 0,4$ кристаллы льда в ОВЯ считались хаотически ориентированными. В настоящее время лидарная сеть EARLINET

насчитывает 33 станции, расположенные от Кипра и до Финляндии. Первые же устройства начали свое функционирование только в 2015 году. Однако до сих пор не все станции предоставляют информацию о значениях коэффициентов деполаризации или ее качество является низким, что связано с использованием на них лидарных систем с отличающимися характеристиками. При этом регулярность наблюдений в сети EARLINET неодинакова и может составлять всего несколько часов в месяц, что существенно осложняет поиск эпизодов наблюдения ОВЯ с зеркально отражающими слоями и их сопоставление с данными MODIS. Наиболее пригодными станциями с учетом всего вышесказанного и времени пролета спутников Terra и Aqua над Европой ($\approx 12:00$ UTC) являются: Барселона (41.39 с.ш., 2.12 в.д.), Бухарест (44.35 с.ш., 26.03 в.д.), Лейпциг (51.35 с.ш., 12.43 в.д.), Лимассол (34.68 с.ш., 33.04 в.д.), Салоники (40.63 с.ш., 22.95 в.д.) и Эвора (38.57 с.ш., -7.91 в.д.). Большинство данных именно с этих пунктов наблюдения и использовалось в работе.

На рис. 1 показаны диаграммы рассеяния значений ρ и ε у ОВЯ с зеркально отражающими слоями, наблюдаемых в период с 2015 по 2022 год над Барселоной, Бухарестом, Лейпцигом и Эворой, по данным EARLINET и MODIS.

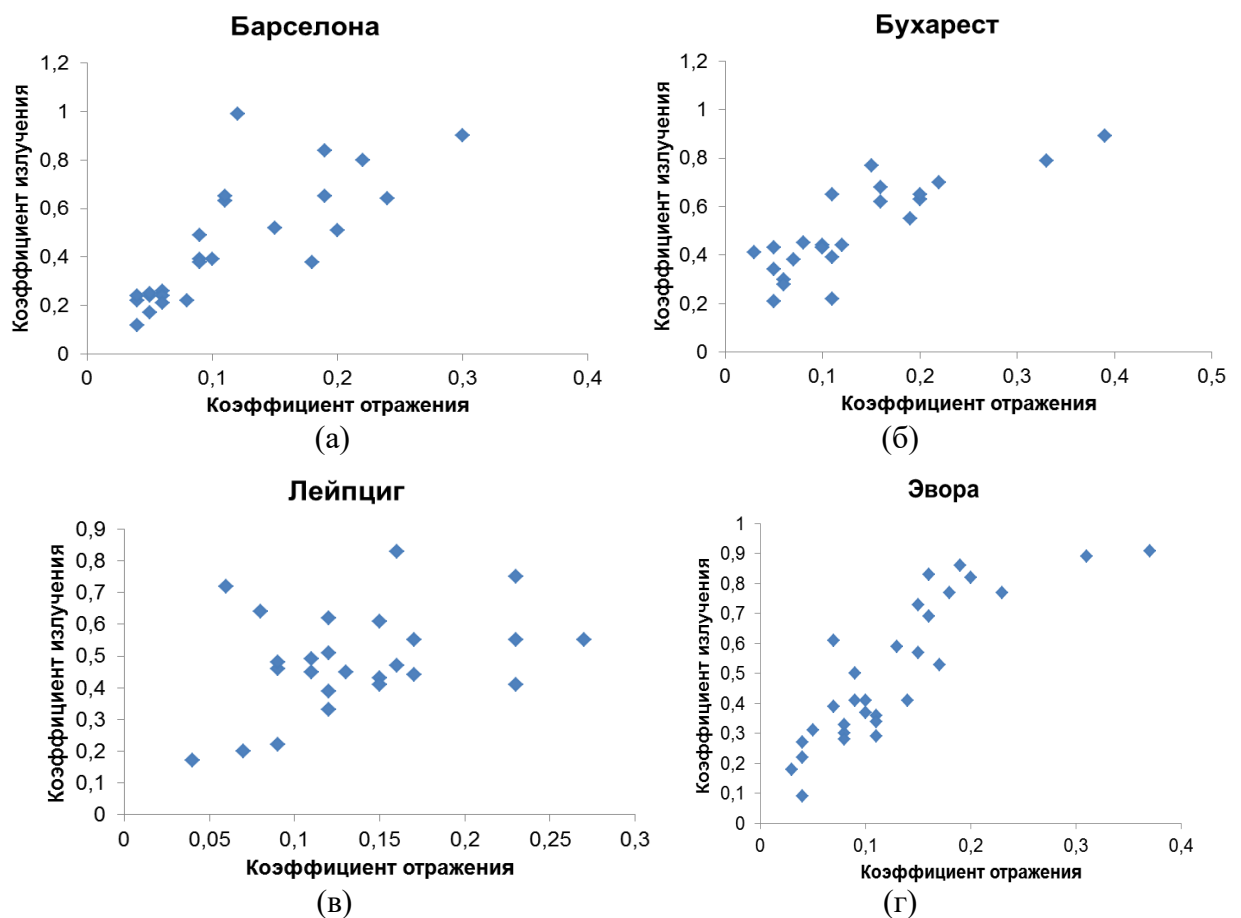


Рисунок 1 – Значения коэффициентов отражения и излучения у ОВЯ, содержащих зеркально отражающие слои, над различными городами Европы по данным EARLINET

Из рис. 1 видно, что найденным нами ранее пороговым значениям ρ и ε удовлетворяют не все эпизоды регистрации облаков, состоящих из преимущественно ориентированных кристаллов льда. Это может быть связано, как с временными разногласиями наземных и спутниковых данных, так и отличающимися характеристиками зеркально отражающих слоев над различными регионами планеты. Поэтому в докладе представлены результаты определения пороговых значений ρ и ε над каждым отдельно взятым пунктом наблюдения EARLINET, а так же анализа других характеристик облачности, состоящей из преимущественно ориентированных кристаллов льда, которые восстанавливаются по данным MODIS.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ (грант № 21-77-10089).

1. *Konoshonkin A., Borovoi A., Kustova N., Okamoto H., Ishimoto H., Grynko Y., Förstner J.* Light scattering by ice crystals of cirrus clouds: From exact numerical methods to physical-optics approximation // *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer.* 2017. V. 195. P. 132-140.

2. *Кауль Б.В.* Оптико-локационный метод поляризационных исследований анизотропных аэрозольных сред: Дисс. ... д-ра физ.-мат. наук (спец. 01.04.05). Томск: ИОА СО РАН, 2004. 219 с.

3. *Platt C.M.R.* Some microphysical properties of an ice cloud from lidar observation of horizontally oriented crystals // *J. Appl. Meteorol.* 1978. V. 17. P. 1220-1224.

4. *Кауль Б.В., Самохвалов И.В.* Ориентация частиц кристаллических облаков Ci: Часть 1. Ориентация при падении // *Оптика атмосферы и океана.* 2005. Т. 18. № 11. С. 963-967.

5. *Kokhanenko G.P., Balin Y.S., Klemasheva M.G., Nasonov S.V., Novoselov M.M., Penner I.E., Samoilova S.V.* Scanning polarization lidar LOSA-M3: Opportunity for research of crystalline particle orientation in the clouds of upper layers // *Atmospheric Measurement Techniques.* 2020. V. 13. № 3. P. 1113-1127.

6. *Скорыходов А.В., Насонов С.В., Коношонкин А.В.* Сопоставление спутниковых пассивных и наземных лидарных наблюдений зеркально отражающих слоёв облаков верхнего яруса // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса.* 2019. Т. 16. № 6. С. 263-271.

7. *Скорыходов А.В., Коношонкин А.В.* Сопоставление спутниковых активных и пассивных наблюдений зеркально отражающих слоёв в облаках верхнего яруса // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса.* 2021. Т. 18. № 3. С. 279-287.

8. *Sassen K., Benson S.* A midlatitude cirrus cloud climatology from the facility for atmospheric remote sensing: II. Microphysical properties derived from lidar depolarization // *J. Atmos. Sci.* 2001. V. 58. № 15. P. 2103-2112.

АЭРОМОБИЛЬНЫЙ ЛАЗЕРНЫЙ ОПТИКО-АКУСТИЧЕСКИЙ СЕНСОР МЕТАНА

Колкер Д.Б.^{1,2}, Шерстов И.В.^{1,2}, Бойко А.А.^{1,2}, Костюкова Н.Ю.^{1,2}, Павлюк А.В.¹

¹Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск, Россия

²Институт лазерной физики СО РАН, г. Новосибирск, Россия

e-mail: sherstov@ngs.ru, baa.nsk@gmail.com, n.duhovnikova@gmail.com, sen.engineer@yandex.ru

Разработан аэромобильный лазерный оптико-акустический сенсор метана на основе квантово-каскадного лазера и резонансного дифференциального оптико-акустического детектора (ОАД). Анализируемый воздух прокачивается насосом через ОАД. Лазер работает в импульсно-периодическом режиме на длине волны $\sim 7,7$ мкм, где расположена сильная полоса поглощения метана. Частота повторения импульсов излучения равна низшей резонансной частоте ОАД (~ 1750 Гц). Нормировка сигналов поглощения в ОАД производится с помощью газонаполненной ячейки. Минимальный фоновый сигнал сенсора (в азоте) равен $\sim 40 \dots 50$ ppb CH₄, стандартная дисперсия (1σ) ≈ 14 ppb CH₄ (при времени интегрирования 0,1 с). Газоанализатор имеет габариты 315×165×110 мм, масса ~ 3 кг. Питание – от внешнего источника (+9...+60 В), потребляемая мощность ~ 20 ВА.

В настоящее время при выполнении геолого-геофизических работ широко используются различные методы дистанционного зондирования Земли с применением беспилотных воздушных судов (БВС). При проведении поисковых работ с целью обнаружения потенциальных месторождений нефти и природного газа используют различные косвенные методы, такие как аэромагнитная съемка и гамма-спектрометрия [1].

Перспективным дополнением к традиционным методам является прямое измерение концентрации метана в приземном слое атмосферы над обследуемой территорией, поскольку природный газ ($\sim 90\%$ метан) под давлением просачивается через грунт к поверхности Земли. По известным данным [2], средняя фоновая концентрация метана в атмосфере составляет $\sim 1,9$ ppm. Заметное превышение этого среднего фонового значения концентрации метана в воздухе на местности будет указывать на местоположение потенциального месторождения нефти или газа.

В этой связи актуальной становится задача построения высокочувствительного сенсора метана с малыми габаритами, массой и энергопотреблением, который можно будет установить на БВС для проведения измерения концентрации метана в воздухе в приземном слое атмосферы над обширными территориями в режиме реального времени. Основным параметром пригодности такого сенсора метана является его пороговая чувствительность, которая должна обеспечивать уверенную регистрацию средней фоновой концентрации метана в воздухе ($\sim 1,9$ ppm) с соотношением (сигнал/шум) не менее 10.

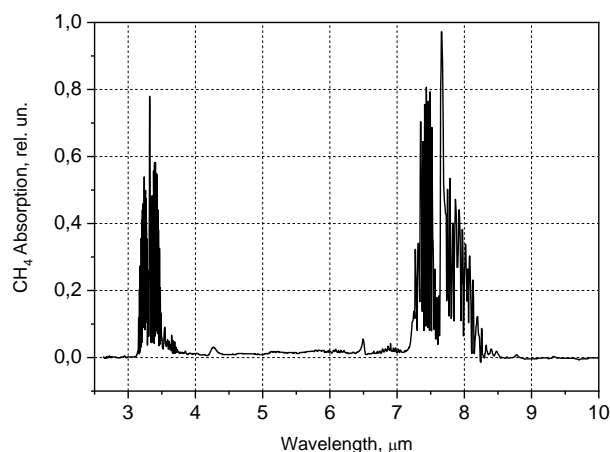


Рисунок 1 – Спектр поглощения метана в среднем ИК диапазоне (2,5...10 мкм) [4]

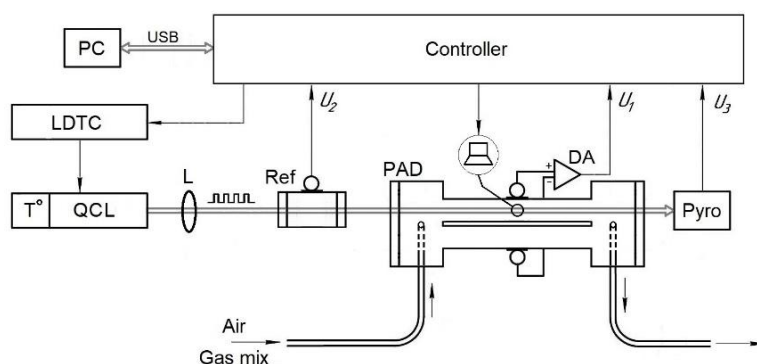


Рисунок 2 – Схема ОА-сенсора метана: *QCL* – квантово-каскадный лазер; T° – термостат лазера; *LDTC* – контроллер управления током лазера и термостатом; *L* – линза; *Ref* – отпаянная газонаполненная ячейка; *PAD* – резонансный дифференциальный оптико-акустический детектор; *Pyro* – пиродетектор; *DA* – дифференциальный усилитель; *PC* – компьютер

Газовая хроматография и масс-спектропия являются наиболее чувствительными лабораторными методами газоанализа. Метод лазерной оптико-акустической спектроскопии (ЛОАС) [3] является одним из методов газоанализа атмосферы, позволяющих производить измерения концентрации газовых примесей в реальном времени, в т.ч. в полевых условиях. Для реализации метода ЛОАС необходимо использовать лазер, длина волны излучения которого попадает в полосу поглощения исследуемого газа. По известным данным [4], метан имеет две сильные полосы поглощения, расположенные в спектральных областях вблизи $\sim 3,3$ мкм и $\sim 7,7$ мкм (см. рис. 1). В наших экспериментальных работах [5, 6] для детектирования примеси метана в воздухе были использованы обе указанные полосы поглощения CH_4 .

Разработан аэромобильный лазерный оптико-акустический (ОА) сенсор метана, комбинированная схема строения которого представлена на рис. 2. В состав оптической части ОА-газоанализатора метана входят: квантово-каскадный лазер ($\lambda \approx 7,7$ мкм); резонансный дифференциальный оптико-акустический детектор (ОАД); отпаянная газонаполненная ячейка

(*Ref*); пироприемник (*Pyro*). Анализ различных оптических схем построения ОА-газоанализаторов с газонаполненными ячейками проведен в нашей работе [7].

Анализируемый воздух прокачивается насосом через измерительный ОАД со скоростью $\sim 0,5$ л/мин (ламинарный поток). Резонансный дифференциальный ОАД имеет низшую резонансную частоту $f_1 \approx 1750$ Гц, добротность резонанса $Q \approx 50$. Резонансная частота ОАД (f_1) автоматически определяется по специальному алгоритму при включении режима измерений ОА-газоанализатора за время $\sim 0,1$ с [8]. Лазер работает в импульсно-периодическом режиме (рабочий цикл 50%), средняя мощность излучения составляет ~ 25 мВт. Частота повторения импульсов излучения (f_{PRF}) равна измеренной резонансной частоте ОАД (f_1).

Лазерный пучок проходит последовательно через коллимирующую линзу (L), отпаянную газонаполненную ячейку (*Ref*), резонансный дифференциальный ОАД и падает на пироприемник (*Pyro*). Газонаполненная ячейка заполнена газовой смесью с определенной примесью метана. Пироприемник используется для контроля мощности излучения лазера. При прохождении импульсов излучения лазера через газонаполненную ячейку и ОАД в них возникают колебания давления на частоте повторения импульсов, обусловленные поглощением молекул CH_4 (оптико-акустический эффект). Колебания давления в ячейке и ОАД регистрируются микрофонами.

Электрические сигналы с микрофонов поступают на входы АЦП контроллера газоанализатора (рис. 2). Нормировка сигналов поглощения в ОАД производится по сигналам поглощения в газонаполненной ячейке, что существенно снижает погрешность измерения концентрации метана, вызванную нестабильностью длины волны излучения лазера [7].

Управляющая программа производит цифровую обработку электрических сигналов с ОАД, газонаполненной ячейки и пироприемника, обеспечивает отображение информации на мониторе компьютера и передачу данных внешним потребителям. Управление ОА-газоанализатором и считывание данных возможно с выносного ручного пульта.

На рис. 3 представлены фрагменты экспериментальных записей показаний сенсора метана длительностью по 1 мин каждый при заполнении ОАД различными газовыми смесями. При заполнении ОАД азотом особой чистоты (99,999%) и техническим азотом (99,6%) (первый и второй фрагменты записи соответственно) разницы в показаниях ОА-газоанализатора практически не наблюдается, при этом измеренная эквивалентная концентрация метана в азоте равна $n(\text{N}_2) \approx (42 \pm 14)$ ppb CH_4 при времени интегрирования 0,1 с. Третий фрагмент записи соответствует заполнению ОАД комнатным воздухом: $n(\text{Air}) \approx (2,692 \pm 0,021)$ ppm CH_4 . Последний (четвертый) фрагмент записи – калибровочный, по поглощению в тестовой газовой смеси $\text{N}_2 + 9,7$ ppm CH_4 .

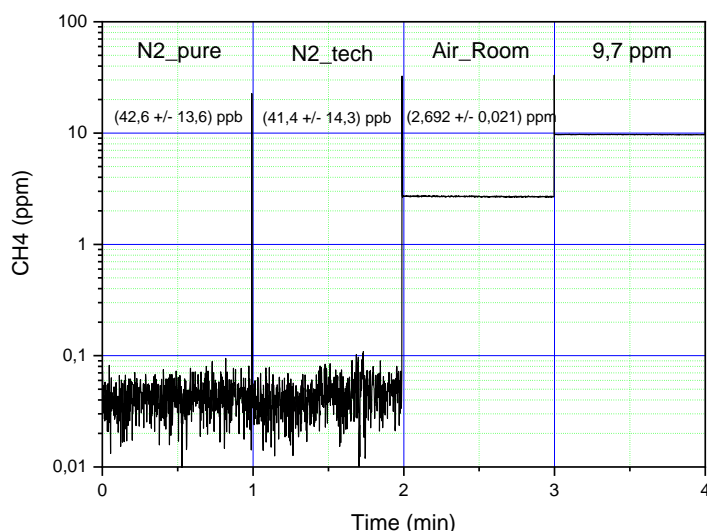


Рисунок 3 – Фрагменты записи фоновых значений эквивалентной концентрации метана в азоте (чистый и технический), комнатном воздухе и калибровочной газовой смеси (N₂ + 9,7 ppm CH₄)

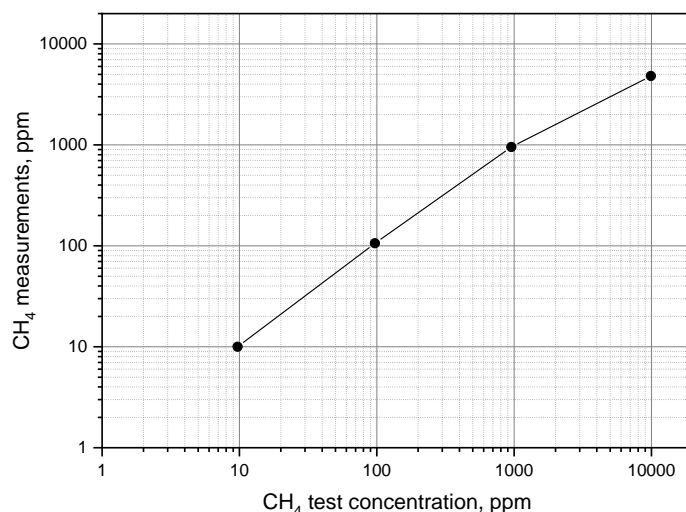


Рисунок 4 – Зависимость показаний сенсора метана на поверочные газовые смеси с различной концентрацией CH₄

На рис. 4 представлена экспериментальная зависимость показаний сенсора метана на поверочные газовые смеси с различной концентрацией CH₄. Линейный участок концентрационной зависимости наблюдается от ~1 ppm до ~1000...2000 ppm CH₄. Для расширения динамического диапазона измерений концентрации метана (вплоть до 10% CH₄) можно применить дополнительный ОА-детектор с малой оптической базой (~1 мм), как описано в нашей работе [9].

Разработанный оптико-акустический сенсор метана выполнен в алюминиевом герметичном корпусе, имеет габариты 315×165×110 мм, масса ~3 кг. На корпусе прибора предусмотрены специальные проушины для его крепления ремнями на борту БВС. Питание

сенсора производится от внешнего источника постоянного напряжения (+9...+60 В), потребляемая мощность ~20 ВА.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 17-72-30006-П.

1. *Tuck L.E., Samson C., Laliberté J., Cunningham M.* Magnetic interference mapping of four types of unmanned aircraft systems intended for aeromagnetic surveying // *Geosci. Instrum. Method. Data Syst.* 2021. V. 10. № 1. P. 101–112.
2. Real-time and historical methane CH₄ levels: <https://www.methanelevels.org> (Cited: January 25, 2023).
3. *Жаров В.П., Летохов В.С.* Лазерная оптико-акустическая спектроскопия. М.: Наука, 1984. 320 с.
4. NIST Standard Reference Database: <http://webbook.nist.gov/chemistry/> (Cited: January 25, 2023).
5. *Sherstov I.V., Kolker D.B.* Photoacoustic methane gas analyser based on a 3.3-mm optical parametric oscillator // *Quantum Electronics.* 2020. V. 50. No. 11. P. 1063-1067.
6. *Sherstov I.V., Kolker D.B., Boyko A.A., Vasiliev V.A., Pustovalova R.V.* Methane photo-acoustic gas analyzer based on 7.7-µm quantum cascade laser // *Infrared Phys. Technol.* 2021. V. 117. A.n. 103858.
7. *Sherstov I.V., Vasiliev V.A., Zenov K.G., Pustovalova R.V., Spitsin V.V., Chernikov S.B.* Development and research of a laser photo-acoustic SF₆ gas analyzer // *Instrum. Exp. Tech.* 2017. V. 60, No. 3. P. 407–413.
8. *Sherstov I.V., Vasiliev V.A., Goncharenko A.M., Zenov K.G., Pustovalova R.V., Karapuzikov A.I.* Method for measuring the resonant frequency of photoacoustic detector in the real-time mode // *Instruments and Experimental Techniques.* 2016. V. 59, No. 5. P. 749-753.
9. *Sherstov I.V., Vasiliev V.A.* Highly sensitive Laser Photo-Acoustic SF₆ Gas Analyzer with 10 decades dynamic range of concentration measurement // *Infrared Phys. Technol.* 2021. V. 119. A.n. 103922.

АЛГОРИТМ ВОССТАНОВЛЕНИЯ ОПТИЧЕСКОЙ ТОЛЩИНЫ ОБЛАКОВ ПО МУЛЬТИСПЕКТРАЛЬНЫМ ДАННЫМ СПУТНИКОВОГО ЗОНДИРОВАНИЯ АТМОСФЕРЫ С ПОМОЩЬЮ МАШИННОГО ОБУЧЕНИЯ

Русскова Т.В., Скороходов А.В., Ткачев И.В.

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

e-mail: btv@iao.ru, vazime@yandex.ru, vyz89@mail.ru

Базовый алгоритм для восстановления оптических и микроструктурных свойств облаков по данным спутникового зондирования атмосферы предполагает использование приближения независимых пикселей и модели горизонтально и вертикально однородной облачности, что в некоторых ситуациях может привести к большим погрешностям восстановления. В работе описывается альтернативный подход, состоящий в использовании искусственных нейронных сетей, обучаемых с помощью результатов моделирования переноса солнечного излучения в поле оптически неоднородной слоисто-кучевой облачности. Излагаются основные этапы реализации алгоритма восстановления оптической толщины облаков по многоспектральным данным пассивных спутниковых измерений интенсивности солнечной радиации.

Глобальное поле облачности является одним из основных составляющих климатической системы Земли. Отражая приходящее коротковолновое излучение обратно в космическое пространство, поглощая или в значительной степени рассеивая его, облака играют важную роль в формировании радиационного баланса атмосферы. Степень влияния облачности на перенос солнечного излучения зависит от множества факторов, включая оптические свойства, микроструктуру, тип, протяженность облаков и др. Точность интерпретации результатов дистанционного зондирования облачной атмосферы являются важным звеном успешного решения задач мониторинга, а также прогнозирования метеорологических или климатических ситуаций. Учитывая масштабность и высокую вариативность облачных полей, задача извлечения информации об их оптико-геометрических характеристиках из данных фотометрических или радиометрических измерений должна решаться с максимальным пространственным охватом. В настоящее время глобальное распределение этих характеристик может быть получено с использованием систем дистанционного зондирования Земли из космоса. Для восстановления оптической толщины облаков по данным пассивных спутниковых наблюдений разработаны подходы, реализующие как традиционные способы обращения данных измерений рассеянной радиации (G. Plass and G. Kattawar, 1968; M. King, 1987), так и альтернативные методы, получившие развитие благодаря существенно расширившимся возможностям вычислительной техники (T. Faure et al., 2001; C. Cornet et al., 2004; R. Okamura et al., 2017).

Среди традиционных методов определения оптической толщины облаков базовым является биспектральный метод, применяемый при обработке данных измерений спектрорадиометра MODIS (спутники AQUA и TERRA) [1]. Метод предполагает использование LUT-таблиц с предварительно рассчитанными значениями интенсивности отраженной солнечной радиации в двух спектральных каналах, один из которых включает в себя полосу поглощения излучения водяным паром. Принимаемое при этом приближение независимых пикселей (IPA) [2] в предположении плоскопараллельной, горизонтально и вертикально однородной облачности для каждого пикселя спутникового изображения не соответствует реальным облачным реализациям в полной мере. Если пространственное разрешение спутникового сканера не является высоким, а в алгоритме обработки данных используется IPA-приближение, то возникает вопрос о точности восстановления искомых характеристик в условиях разорванной облачности. Так, при размере пикселя SCIAMACHY (спутник ENVISAT) $30 \times 60 \text{ км}^2$, погрешности приближения могут достигать 30% и несколько снижаться с ростом зенитного угла Солнца [3]. Кроме того, согласно теоретическим и экспериментальным исследованиям (см., например, [4]) на формирование отраженного излучения влияют также вертикальная структура облаков и горизонтальный перенос излучения в пределах поля. В ряде исследований показано, что 3D-эффекты и оптическая неоднородность облаков могут приводить к большим погрешностям восстановления их параметров [5].

Однако на практике решить трёхмерную обратную задачу для уравнения переноса трудно из-за её плохой обусловленности, трудоёмкости вычислений, неполноте данных об оптических свойствах облаков и отсутствии линеаризованной 3D-модели. Идея альтернативного метода решения состоит в использовании искусственной нейронной сети, обученной с помощью реалистичных моделей облачных полей и результатов моделирования переноса излучения в облачной атмосфере с учётом всех значимых факторов. Анализ проведённых расчётов показал, что результаты восстановления оптической толщины облаков новым способом оказались более точными по сравнению с результатами, полученными в рамках действующего в настоящее время LUT-подхода [6].

Высокая потребность в разработке отечественных методов обработки данных дистанционного зондирования и восстановления свойств аэрозоля и облаков обуславливает необходимость создания оригинального алгоритмического аппарата, за основу которого может быть взят рассмотренный подход. Подход состоит в выполнении следующих основных шагов:

- 1) Создание банка данных различных облачных реализаций. Для моделирования полей разорванной горизонтально неоднородной облачности в настоящем исследовании используется фрактальная модель на основе метода ограниченных каскадов, предложенная в [7].

Фрактальный подход позволяет учесть изменчивость водозапаса LWP (Liquid Water Path) слоисто-кучевых облаков в широком диапазоне его значений, который, в свою очередь, связан с оптической толщиной τ и эффективным радиусом капель r_{eff} соотношением $\tau = 3LWP/(2\rho r_{eff})$, где ρ – плотность воды, кг/м³. На основе этой модели различные структуры распределения жидкой воды (а значит и двумерного распределения τ), пространственные корреляции которых соответствуют наблюдаемым, можно получать путем вариации сравнительно легко измеряемых входных параметров. Для формирования 2D облачных полей с разной степенью горизонтальной неоднородности было выполнено их моделирование в ограниченной области 32 км² с разрешением 250 м. Параметры каскадной модели H , p_1 , p_2 полагались равными 1/3, 0.26 и 0.34 соответственно. Эффективный радиус вычислялся в предположении логнормального распределения частиц со стандартным отклонением 0.35 [8]. Облачные реализации были сгенерированы для различных значений балла облачности, оптической толщины и эффективного радиуса капель. Геометрическая толщина облачного слоя полагалась равной 0.3 км, а его нижняя граница – 0.5 км.

2) Создание банка данных об интенсивности отраженной радиации в поле сплошной и разорванной горизонтально неоднородной облачности. Моделирование переноса солнечной радиации методом Монте-Карло выполняется с использованием оригинального алгоритма в вертикально неоднородной аэрозольно-молекулярной модели облачной атмосферы с учётом поглощения излучения атмосферными газами. Методика учёта молекулярного поглощения предполагает, что акты поглощения и рассеяния оптического излучения в атмосфере независимы друг от друга, а учёт молекулярного поглощения в каждой точке столкновения осуществляется введением статистического веса фотона, который определяется функцией пропускания и убывает по мере увеличения пройденного пути [9]. При дальнейшем использовании рассчитанных значений интенсивности предполагается, что они скорректированы от вклада теплового излучения. Для учёта протяжённости облачного поля моделирование выполнено с применением периодических граничных условий. Создание такого банка данных является трудоёмким процессом, поскольку требует продолжительного временного периода, необходимого для завершения радиационных расчётов с приемлемой точностью.

3) Обучение искусственной нейронной сети. Для решения поставленной задачи была разработана концептуальная модель нейронной сети путем определения числа слоев, количества нейронов в каждом слое, числа связей для каждого нейрона, функции активации. В процессе обучения параметры сети оптимизируются таким образом, чтобы минимизировать функцию потерь, представляющую собой меру расхождения между выходным значением

нейросетевой модели и ожидаемым истинным значением. Сформированы два типа нейронных сетей: (а) NN-2w – сеть, построенная на результатах моделирования для двух спектральных каналов (0.86 и 2.13 мкм), (б) NN-4w – сеть, построенная на результатах моделирования для четырех длин волн (0.86, 1.64, 2.13 и 3.75 мкм). При создании NN-2w преследовалась цель восстановить значения оптической толщины в учётом ИРА-приближения и сопоставить их с результатами восстановления по модели NN-4w.

4) Использование нейронной сети при интерпретации спутниковых наблюдений. К настоящему моменту на данном шаге были использованы имитационные значения интенсивности отраженной радиации для оценки погрешностей восстановления горизонтального распределения оптической толщины облаков. Это исследовательский этап, состоящий в изучении чувствительности восстановленных значений τ к различным условиям численных экспериментов. После его завершения возможен переход к интерпретации данных натурных измерений.

Цель следующего этапа работы состоит в анализе эффективности предложенной структуры нейронной сети и её оптимизации путем оценки влияния выбора структуры сети, функции активации и регуляризации сети на результаты восстановления оптической толщины облаков.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 21-71-10076, <https://rscf.ru/project/21-71-10076/>.

1. *Platnick S., King M.D., Ackerman S.A., Menzel W.P., Baum B.A., Riédi J.C., Frey R.A.* The MODIS cloud products: Algorithms and examples from Terra // IEEE T. Geosci. Remote. 2003. V. 41. P. 459–473.

2. *Marshak A., Davis A., Cahalan R., Wiscombe W.J.* Nonlocal independent pixel approximation: direct and inverse problems // IEEE Trans. Geos. Remote Sens. 1998. V. 36. P. 192–205.

3. *Кохановский А.А.* Теория переноса солнечного излучения в облаках и снежном покрове и ее применение в задачах спутникового мониторинга земли из космоса: Автореф. дис. ... докт. физ.-мат. наук. С.-Пб., 2010. 53 с.

4. *Grosvenor D., Wood R.* The effect of solar zenith angle on MODIS cloud optical and microphysical retrievals within marine liquid water clouds // Atmos. Chem. Phys. 2014. V. 14. P. 7291–7321.

5. *Zhang Z., Platnick S.* An assessment of differences between cloud effective particle radius retrievals for marine water clouds from three MODIS spectral bands // J. Geophys. Res. Atmos. 2011. V. 116. D20215.

6. *Cornet C., Buriez J.-C., Riédi J., Isaka H., Guilleme, B.* Case study of inhomogeneous cloud parameter retrieval from MODIS data // Geophys. Res. Lett. 2005. V. 32. L13807.

7. *Cahalan R.F., Ridgway W., Wiscombe W.J., Bell T.L.* The albedo of fractal stratocumulus clouds // J. Atmos. Sci. 1994. V. 51. P. 2434-2455.

8. *Nakajima T.Y., Nakajima T.* Wide-area determination of cloud microphysical properties from NOAA AVHRR measurements for FIRE and ASTEX regions // J. Atmos. Sci. 1995. V. 52. P. 4043-4059.

9. Радиация в облачной атмосфере / Под ред. Е. М. Фейгельсон. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 280 с.

РАЗДЕЛЬНОЕ ВОССТАНОВЛЕНИЕ МИКРОФИЗИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ В АЭРОЗОЛЬНЫХ ФРАКЦИЯХ ПО ЛИДАРНЫМ ИЗМЕРЕНИЯМ

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

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

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

Исследуется методика совместного определения аэрозольных микрофизических характеристик, комплексного показателя преломления $m = m_{real} + i*m_{image}$ и бимодальной функции распределения сферических частиц по размерам $U(r) = U^{fine}(r) + U^{coarse}(r)$, по данным лазерного зондирования на длинах волн 355-1064 нм. В работе представлены возможности и ограничения лидарных систем, характеризующихся спектром коэффициента ослабления, обусловленного различным набором сигналов комбинационного рассеяния. Основное внимание уделяется раздельной по фракциям оценке $m + U(r)$ при справедливости $m^{fine} \neq m^{coarse}$.

Глобальная сеть AERONET восстанавливает параметры многокомпонентного аэрозоля на горизонтальной поверхности, и микрофизические характеристики раздельно оцениваются для каждого аэрозольного компонента [1–3]. Региональные лидарные сети [4, 5] созданы, чтобы дополнить пассивные измерения активными, дающими вертикальное распределение аэрозольных параметров. Оптимальный набор – коэффициенты обратного рассеяния $\beta(\lambda_i = 355, 532, 1064 \text{ нм})$, коэффициенты ослабления $\sigma(\lambda_i = 355, 532 \text{ нм})$, 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 [6]. В настоящее время развивается направление, включающее в себя чисто вращательное комбинационное рассеяние, что приводит к получению достоверных результатов $\sigma(\lambda_i = 532, 1064 \text{ нм})$, система $(3\beta + 3\sigma)$ [7, 8].

Спектральный набор оптических коэффициентов и погрешности их оценивания, при определенных условиях, дают возможность восстанавливать высотное распределение $m + U(r)$. 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, $j = [1, J_{max}]$, J_{max} зависит от σ ; $\varepsilon_j^{meas}(z)$ – 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}) [7, 9–12]:

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

В каждой точке на плоскости (m_{real}, m_{image}) по одному набору $m = m_{real} + i * m_{image}$ рассчитываются ядра уравнений (1), оценивается $U(r)$ и по (2) определяются значения функционала невязки. Если $m^{fine} \approx m^{coarse}$, восстановление $m^{mean} + U(r, m^{mean})$ позволяет правдоподобно их оценивать при произвольных значениях m_{real} и m_{image} [11]. Когда $m^{fine} \neq m^{coarse}$, методика дает предварительную информацию, о параметрах $m^{mean} + U(r, m^{mean})$ и модальном различии m_{real} .

Таблица 1. Ошибки восстановления модальных микрофизических параметров

$m_{real}^{fine} > m_{real}^{coarse}$			
	m^{true}	$\delta m = m^{mean}(3\beta + 2\sigma) - m^{true}$	$\delta m = m^{mean}(3\beta + 3\sigma) - m^{true}$
$m_{real} (FF)$	1.50	-0.0086 (0.015)	-0.0023 (0.019)
$m_{image} (FF)$	0.01	-0.0033 (0.0020)	-0.0041 (0.0025)
$m_{real} (CF)$	1.40	0.0914 (0.015)	0.0977 (0.019)
$m_{image} (CF)$	0.0001	0.0066 (0.0020)	0.0058 (0.0025)
	V^{true}	$\Delta V (m^{mean}(3\beta + 2\sigma)), \%$	$\Delta V (m^{mean}(3\beta + 3\sigma)), \%$
V^{fine}	0.031 (0.023)	7.87 (3.87)	7.16 (4.71)
V^{coarse}	0.023 (0.020)	-17.83 (12.42)	-22.72 (10.75)
$m_{real}^{fine} < m_{real}^{coarse}$			
	m^{true}	$\delta m = m^{mean}(3\beta + 2\sigma) - m^{true}$	$\delta m = m^{mean}(3\beta + 3\sigma) - m^{true}$
$m_{real} (FF)$	1.50	0.0631 (0.045)	0.0853 (0.033)
$m_{image} (FF)$	0.01	-0.0004 (0.0056)	0.0026 (0.0031)
$m_{real} (CF)$	1.60	-0.0369 (0.045)	-0.0147 (0.033)
$m_{image} (CF)$	0.0001	0.0095 (0.0056)	0.0073 (0.0031)
	V^{true}	$\Delta V (m^{mean}(3\beta + 2\sigma)), \%$	$\Delta V (m^{mean}(3\beta + 3\sigma)), \%$
V^{fine}	0.031 (0.023)	-18.58 (3.71)	-17.07 (3.08)
V^{coarse}	0.023 (0.020)	31.42 (23.50)	-3.81 (15.74)

Таблица 1 иллюстрирует среднее (дисперсию) ошибок при произвольном вкладе модальных частиц в их суммарную концентрацию. Результат основывается на 462 эмпирических моделях $U(r)$ [11,12], объемная концентрация $V^i = \int U^i(r) dr / r$ и средний радиус R^i которых анализируются для мелких и крупных частиц (FF и CF). Когда $m_{real}^{fine} > m_{real}^{coarse}$, и параметры FF определяют оптические величины, выбор $(3\beta + 2\sigma)$ или $(3\beta + 3\sigma)$ не существен: глобальный минимум (2) обеспечивает справедливость $m^{mean} \approx m^{fine}$ и $U^{mean}(r) \approx U^{fine}(r)$ в области $r < 0.3 \mu m$. Если же выполняется $m_{real}^{fine} < m_{real}^{coarse}$, и доля CF возрастает, искажение мелких частиц увеличивается, крупных – уменьшается. Хотя большая информационная обеспеченность FF сохраняется, корректность m^{mean} не наблюдается в обеих модах. Максимальные погрешности проявляются, если $V^{fine}/V^\Sigma < 0.35$ в FF или $V^{fine}/V^\Sigma > 0.75$ в CF .

Раздельное определение m^{fine} и m^{coarse} подразумевает минимизацию собственного для каждой моды функционала. Построение аналога (2) приводит к необходимости априорного деления g_j^{meas} по фракциям. Но использование бимодальной $U(r)$ позволяет отказаться от данного подхода, и микрофизические параметры FF играют далее апостериорную роль. Модальное восстановление $m + U(r)$ основывается на преобразовании факторов эффективности рассеяния в (1). Половина ядер уравнений не меняется, поскольку предполагается справедливость $m^{fine} \cong m^{mean}$. В каждой точке на плоскости (m_{real}, m_{image}) оставшаяся часть ядер варьируется, что обеспечивает их методическое деление по фракциям. При произвольных значениях m_{real} подход разработан только для слабо поглощающих частиц, $m_{image} < 0.015$ [12].

Таблица 2. Модальные (FF / CF) оптические параметры, соответствующие набору $m + U(r)$.

	$g_j(m^{true} + U^{true})$	$g_j(m^{mean} + U^{mean})$ система $(3\beta + 2\sigma)$	$g_j(m^{mean} + U^{mean})$ система $(3\beta + 3\sigma)$
$m_{real}^{fine} > m_{real}^{coarse}$			
$\eta_\beta(355/ 532 \text{ нм})$	1.40 (0.2) / 0.32 (0.2)	1.42 (0.1) / -1.10 (0.8)	1.43 (0.1) / -1.18 (0.8)
$\Delta\eta_\beta(355/ 532), \%$		2.0 (5.6) / -331 (210)	3.1 (6.3) / -386 (238)
$\eta_\beta(532/1064 \text{ нм})$	1.21 (0.1) / 0.55 (0.2)	1.39 (0.1) / -0.19 (0.5)	1.40 (0.1) / -0.16 (0.5)
$\Delta\eta_\beta(532/1064), \%$		15.7 (7.1) / -109 (69)	16.7 (9.8) / -106 (60)
$\eta_\sigma(355/ 532 \text{ нм})$	1.46 (0.3) / -0.10 (0.1)	1.44 (0.3) / -0.05 (0.1)	1.43 (0.3) / -0.05 (0.1)
$\Delta\eta_\sigma(355/ 532), \%$		-1.2 (2.2) / -124 (197)	-2.0 (1.8) / -38.9 (229)
$\eta_\sigma(532/1064 \text{ нм})$	2.26 (0.3) / -0.23 (0.1)	—	2.18 (0.3) / -0.27 (0.1)
$\Delta\eta_\sigma(532/1064), \%$		—	-3.9 (3.7) / 22.1 (49)
$m_{real}^{fine} < m_{real}^{coarse}$			
$\eta_\beta(355/ 532 \text{ нм})$	1.40 (0.2) / -0.43(0.2)	1.50 (0.2) / -1.55(0.6)	1.68 (0.3) / -1.41 (0.4)
$\Delta\eta_\beta(355/ 532), \%$		8.3 (16) / 268 (160)	21.2 (15) / 235 (141)
$\eta_\beta(532/1064 \text{ нм})$	1.21 (0.1) / -0.04(0.2)	1.48 (0.1) / -0.43(0.5)	1.46 (0.2) / -0.23 (0.5)
$\Delta\eta_\beta(532/1064), \%$		23.4 (11) / 96 (263)	21.6 (13) / 19.5 (254)
$\eta_\sigma(355/ 532 \text{ нм})$	1.46 (0.3) / -0.07 (0.1)	1.55 (0.3) / -0.07 (0.05)	1.48 (0.3) / -0.11 (0.04)
$\Delta\eta_\sigma(355/ 532), \%$		6.4 (2.9) / 3.4 (467)	1.6 (1.8) / 0.2 (485)
$\eta_\sigma(532/1064 \text{ нм})$	2.26 (0.3) / -0.18 (0.1)	—	2.43 (0.3) / -0.18 (0.1)
$\Delta\eta_\sigma(532/1064), \%$		—	7.1 (4.0) / 2.4 (30)

С другой стороны, различие систем $(3\beta + 2\sigma)$ и $(3\beta + 3\sigma)$ проявляется, если рассматривать параметры Ангстрема, $\eta_\beta(\lambda_i, \lambda_j) = \ln[\beta(\lambda_i)/\beta(\lambda_j)]/\ln[\lambda_j/\lambda_i]$ и $\eta_\sigma(\lambda_i, \lambda_j) = \ln[\sigma(\lambda_i)/\sigma(\lambda_j)]/\ln[\lambda_j/\lambda_i]$. Таблица 2 иллюстрирует их среднее (дисперсию), рассчитанные согласно (1); результаты $m^{mean} + U(r, m^{mean})$, использовавшиеся при построении Таблицы 1, сохраняются. Анализ показывает, что параметры η_σ^{fine} (355/ 532) и η_σ^{coarse} (532/ 1064) характеризуются минимальными фракционными искажениями при произвольных значениях V^{fine}/V^Σ и, соответственно, допускают правдоподобие модальных $m + U(r)$ для произвольных значений показателя поглощения. Соответствующие функционалы и результаты будут изложены в докладе.

Исследования выполнены в рамках государственного задания ИОА СО РАН.

1. *Dubovik O.V., King M.D.* A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements // *J. Geophys. Res. Atmos.* 2000. V. 105. № D16. P. 20673-20696.
2. *Chen C., Dubovik O., Litvinov P., Fuertes G., Lopatin A., Lapyonok T., et al.* Properties of aerosol and surface derived from OLCI/Sentinel-3A using GRASP approach: Retrieval development and preliminary validation // *Remote Sensing of Environment.* 2022. V. 280. 113142. P. 1-21.
3. *Herrera M.E., Dubovic O., Torres B., Lapyonok T., Fuertes G., Lopatin A., et al.* Estimation of remote sensing retrieval errors by the GRASP algorithm: application to ground-based observations, concept and validation // *Atmos. Meas. Tech.* 2022. V. 15. P. 6075–6126.
4. *Bösenberg J., Ansmann A., Baldasano J.M., Balis D., Böckmann C., Calpini B., et al.* EARLINET: a European aerosol research lidar network // in *Advances in Laser Remote Sensing*, A. Dabas, C. Loth, and J. Pelon, eds. (Editions de L'Ecole Polytechnique, 2000. P. 155–158.
5. *Chaikovskiy 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 // in *Reviewed and Revised Papers Presented at the 23d ILRC*, C. Nagasava and N. Sugimoto, eds. (Nara, Japan, 2006). P. 671–672.
6. *Wandinger U., Freudenthaler V., Baars H., Amodeo A., Engelmann R., Mattis I., et al.* EARLINET instrumentation campaigns: overview on strategy and results // *Atmos. Meas. Tech.* 2016. V. 9. P. 1001–1023.
7. *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.
8. *Haarig M., Engelmann R., Ansmann A., Veselovskii I., Whiteman D.N., Althausen D.* 1064 nm Raman lidar for extinction and lidar ratio profiling: Cirrus case study // *Atmos. Meas. Tech.* 2016. V. 9. P. 4269–4278.
9. *Müller D., Chemyakin E., Kolgotin A., Ferrare R.A., Hostetler C.A., Romanov A.* Automated, unsupervised inversion of multiwavelength lidar data with TiARA: assessment of retrieval performance of microphysical parameters using simulated data // *Appl. Opt.* 2019. V. 58. No 18. P. 4981-5008.
10. *Di Gioramo P., De Rosa B., Summa D., Franco N., Veselovski I.* Measurements of aerosol size and microphysical properties: A comparison between Raman lidar and airborne sensors // *J. Geophys. Res. Atmos.* 2022. V. 127. P. e2021JD036086.
11. *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.
12. *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. 108168 P. 1-14.

ОЦЕНКА ПАРАМЕТРОВ ЛАЗЕРНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ ДЛЯ ЭФФЕКТИВНОГО ВОЗБУЖДЕНИЯ ФЛУОРЕСЦЕНЦИИ ОКСИДА ФОСФОРА

Бобровников С.М.^{1,2}, Горлов Е.В.^{1,2}, Жарков В.И.¹, Мурашко С.Н.^{1,2}

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

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

e-mail: bsm@iao.ru, gorlov_e@mail.ru, zharkov@iao.ru, msn_17@mail.ru

Представлена математическая модель процесса лазерно-индуцированной флуоресценцией молекул оксида фосфора (PO). На основе модели получены зависимости интенсивности флуоресценции молекул PO от энергетических и временных параметров возбуждающего лазерного излучения. Установлено, что зависимость величины сигнала флуоресценции PO от плотности энергии возбуждающего излучения имеет вид кривой насыщения, зависимость от длительности импульсов в условиях реальной атмосферы имеет локальный максимум. Показано, что с уменьшением плотности энергии возбуждающего излучения происходит уменьшение оптимальной длительности импульсов.

Фотофизические процессы, происходящие в молекулах PO при лазерном возбуждении, могут быть описаны пятиуровневой моделью (рисунок 1), которая включает в рассмотрение следующие процессы: поглощение света (переход $E_1 \rightarrow E_4$), излучательную и безызлучательную релаксацию электронно-возбужденных состояний (переходы $E_4 \rightarrow E_1$, $E_4 \rightarrow E_2$, $E_4 \rightarrow E_3$, $E_3 \rightarrow E_1$, $E_3 \rightarrow E_2$), колебательную релаксацию (переход $E_2 \rightarrow E_1$). С точки зрения выбора оптимального (или близкого к нему) режима возбуждения флуоресценции оксида фосфора в условиях реальной атмосферы необходим также учет влияния основных газовых составляющих атмосферы на рассматриваемые процессы (тушение флуоресценции, бимолекулярные реакции).

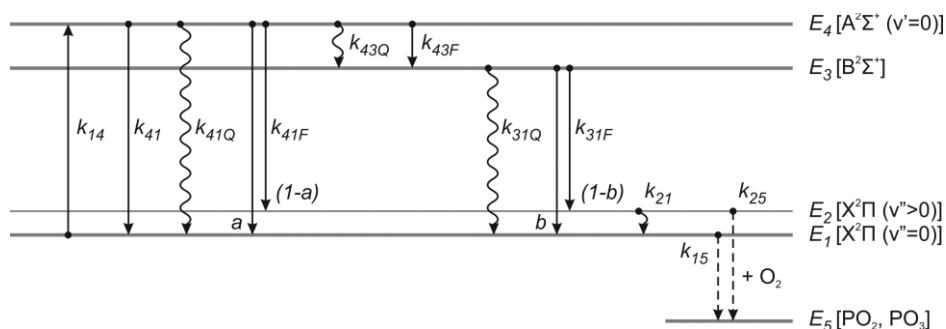


Рисунок 1 – Пятиуровневая схема фотофизических процессов, протекающих в молекулах PO при резонансном лазерном возбуждении: сплошные стрелки – излучательные переходы; волнистые стрелки – безызлучательные переходы; пунктирные стрелки – бимолекулярные реакции

Математическая модель рассматриваемого процесса представляет собой следующую систему скоростных уравнений:

$$\frac{\partial N_1(t, \mathbf{r}, z)}{\partial t} = -(k_{14}(t, \mathbf{r}, z) + k_{O_2})N_1(t, \mathbf{r}, z) + k_v N_2(t, \mathbf{r}, z) + (k_{31Q} + bk_{31F})N_3(t, \mathbf{r}, z) + (k_{41Q} + ak_{41F} + k_{41}(t, \mathbf{r}, z))N_4(t, \mathbf{r}, z), \quad (3)$$

$$\frac{\partial N_2(t, \mathbf{r}, z)}{\partial t} = -(k_{O_2} + k_v)N_2(t, \mathbf{r}, z) + (1 - b)k_{31F}N_3(t, \mathbf{r}, z) + (1 - a)k_{41F}N_4(t, \mathbf{r}, z), \quad (4)$$

$$\frac{\partial N_3(t, \mathbf{r}, z)}{\partial t} = (k_{43Q} + k_{43F})N_4(t, \mathbf{r}, z) - (k_{31Q} + k_{31F})N_3(t, \mathbf{r}, z), \quad (5)$$

$$\frac{\partial N_4(t, \mathbf{r}, z)}{\partial t} = k_{14}(t, \mathbf{r}, z)N_1(t, \mathbf{r}, z) - (k_{41Q} + k_{41F} + k_{41}(t, \mathbf{r}, z) + k_{43Q} + k_{43F})N_4(t, \mathbf{r}, z), \quad (6)$$

$$\frac{\partial N_5(t, \mathbf{r}, z)}{\partial t} = k_{O_2}N_1(t, \mathbf{r}, z) + k_{O_2}N_2(t, \mathbf{r}, z), \quad (7)$$

$$N_1 + N_2 + N_3 + N_4 + N_5 = N_0, \quad (8)$$

где $F(t, \mathbf{r}, z)$ – плотность потока фотонов возбуждающего излучения как функция времени t , координаты z – вдоль направления распространения лазерного излучения и координаты $\mathbf{r} = \{x, y\}$ в плоскости поперечного сечения пучка; N_1, N_2, N_3, N_4, N_5 – населенности уровней E_1, E_2, E_3, E_4, E_5 соответственно; k – скорости рассматриваемых переходов и реакций; a, b – весовые коэффициенты. Первый индекс при k обозначает начальное энергетическое состояние, второй – конечное. Скорости k с добавочными индексами F и Q соответствуют обратным величинам радиационного времени жизни электронного состояния и его времени жизни в присутствии молекул-тушителей.

Временная форма лазерных импульсов в расчетах аппроксимировалась функцией:

$$\xi(t) = \frac{(t/\tau_0)^n \exp(-t/\tau_0)}{\tau_0 \Gamma(n + 1)}, \quad (9)$$

где τ_0 – характеристическое время лазерного импульса (максимальная амплитуда достигается при $t = n\tau_0$), $\Gamma(n)$ – гамма-функция, n – целое число. Для частного случая, когда $n = 2$, длительность лазерного импульса τ_L в пять раз больше характеристического времени и соответствует временной ширине импульса на уровне 20 % максимальной амплитуды импульса.

Число фотонов флуоресценции N_F , спонтанно испускаемых из возбуждаемого лазерным импульсом объема среды $V = S_L l$ (S_L – площадь сечения пучка, l – толщина слоя) в результате перехода $A^2\Sigma^+ (v' = 0) - X^2\Pi_{3/2} (v'' = 1)$ в единицу телесного угла, определяется равенством

$$N_F = \frac{qk_{41F}}{4\pi} \int_0^{\infty} dt \int_V N_4(t, \mathbf{r}, z) dV, \quad (10)$$

где $q = 0,244$ – фактор Франка-Кондона для перехода $A^2\Sigma^+ (v' = 0) - X^2\Pi (v'' = 1)$.

В расчетах использовалось приближение оптически тонкого слоя, когда $F(z) \approx \text{const}$. Распределение плотности потока фотонов F по координате z в расчетах принималось прямоугольным. Численное решение системы скоростных уравнений (3) – (8) выполнялось с помощью пакета прикладных программ Matlab.

На основе разработанной математической модели процесса ЛИФ проведены расчеты зависимости числа фотонов флуоресценции N_F оксида фосфора от плотности энергии w_L и длительности импульса τ_L зондирующего излучения с длиной волны $247,776\text{ нм}$, соответствующей спектральному положению головы ветви P_{12} полосы $A^2\Sigma^+ (v' = 0) - X^2\Pi_{3/2} (v'' = 0)$ спектра поглощения. Значения коэффициентов, входящих в систему уравнений, приведены в таблице 1.

Таблица 1. Входные параметры кинетической модели процесса ЛИФ молекул оксида фосфора

Параметр	Значение	Ссылка
$k_{14}(t)$	$\sigma_{14}F(t)^*$	
σ_{14}	$1 \cdot 10^{17} \text{ см}^2$	[1]
$k_{41}(t)$	$k_{14}(t)/g^{**}$	
k_{41F}	$1,1 \cdot 10^8 \text{ с}^{-1}$	[2]
k_{41Q}	$4,4 \cdot 10^9 \text{ с}^{-1}$	[3, 4]
k_{31F}	$3,8 \cdot 10^6 \text{ с}^{-1}$	[5]
k_{31Q}	$(9,2-9,9) \cdot 10^9 \text{ с}^{-1}$	[5]
k_{43F}	$1,32 \cdot 10^7 \text{ с}^{-1}$	[4]
k_{43Q}	0	[4]
k_{15}, k_{25}	$6,8 \cdot 10^7 \text{ с}^{-1***}$	[3]
k_{21}	$7,7 \cdot 10^7 \text{ с}^{-1}$	[6]
a	0,7	[7]
b	0,98	[7]

* $F(t) = W_L \cdot \xi(t)/(h\nu \cdot S_L)$ – плотность потока фотонов; W_L – энергия лазерного импульса; $h\nu$ – энергия кванта возбуждающего излучения.

** $g = g_4/g_1 = 1/2$ – отношение степеней вырождения уровней E_4 и E_1 соответственно.

*** Расчет выполнен при значении константы скорости бимолекулярного взаимодействия $1,2 \cdot 10^{11} \text{ см}^3 \text{ с}^{-1}$ [3] и концентрации кислорода $\sim 5,64 \cdot 10^{18} \text{ см}^{-3}$.

На рисунке 2 представлены результаты расчетов величины ЛИФ молекул РО в зависимости от плотности энергии w_L и длительности импульсов τ_L лазерного излучения с длиной волны $247,776\text{ нм}$. Из рисунка видно, что при любых τ_L с увеличением w_L величина N_F монотонно растет, стремясь к насыщению. Зависимости $N_L(\tau_L, w_L = \text{const})$ имеют локальный

максимум. Наблюдаемый экстремальный характер $N_F(\tau_L)$ обусловлен межмолекулярным взаимодействием молекул РО с кислородом (переходы $E_1 \rightarrow E_5$, $E_2 \rightarrow E_5$), приводящим к необратимому уменьшению концентрации оксида фосфора. При этом с ростом w_L в выбранных пределах длительность импульсов τ_L^{\max} , при которой достигается максимальное значение N_F , нелинейно увеличивается и стремится к значению 28 нс.

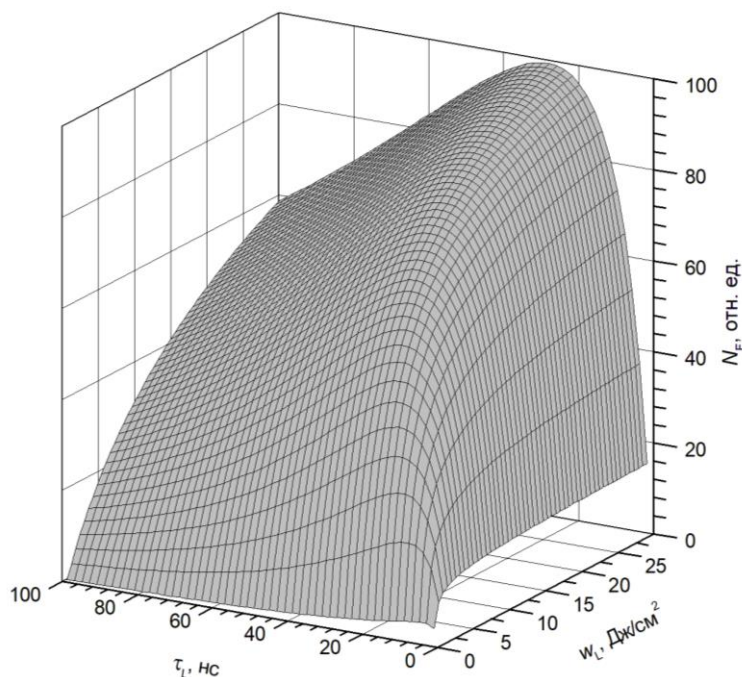


Рисунок 2 – Зависимость величины сигнала флуоресценции РО от плотности энергии и длительности импульсов лазерного излучения

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 20-79-10297).

1. Бобровников С.М., Горлов Е.В., Жарков В.И. Эффективность лазерного возбуждения РО-фотофрагментоворганосфосфатов // Оптика атмосф. и океана. 2022. Т. 35. № 03. С. 175–185.

2. Long S.R., Sausa R.C., Miziolek A.W. LIF studies of PO produced in excimer laser photolysis of dimethyl methyl phosphonate // Chem. Phys. Lett. 1985. V. 117. N 5. P. 505–510.

3. Sausa R.C., Miziolek A.W., Long S.R. State distributions, quenching, and reaction of the phosphorus monoxide radical generated in excimer laser photofragmentation of dimethyl methylphosphonate // J. Phys. Chem. 1986. V. 90. N 17. P. 3994–3998.

4. Wong K.N., Anderson W.R., Kotlar A.J. Radiative processes following laser excitation of the $A^2\Sigma^+$ state of PO // J. Chem. Phys. 1986. V. 85. N 5. P. 2406–2413.

5. Wong K.N., Anderson W.R., Kotlar A.J., DeWilde M.A., Decker L.J. Lifetimes and quenching of $B^2\Sigma^+$ PO by atmospheric gases // J. Chem. Phys. 1986. V. 84. N 1. P. 81–90.

6. Long S.R., Christesen S.D., Force A.P. Rate constant for the reaction of PO radical with oxygen // Chem. Phys. Lett. 1985. V. 84. N 10. P. 5965–5966.

7. Smyth K.C., Mallard W.G. Two-photon ionization processes of PO in a C_2H_2 /air flame // J. Chem. Phys. 1982. V. 77. N 4. P. 1779–1787.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГРУПП ИСТОЧНИКОВ, ВЛИЯЮЩИХ НА ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ АТМОСФЕРНЫХ ВЫПАДЕНИЙ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ОЗЕРА БАЙКАЛ

Моложникова Е.В., Шиховцев М.Ю., Нецветаева О.Г., Ходжер Т.В.

Лимнологический институт СО РАН, г. Иркутск, Россия

e-mail: yelena@lin.irk.ru, max97irk@yandex.ru, r431@lin.irk.ru, khodzher@lin.irk.ru

Представлены результаты исследований химического состава снежного покрова северо-восточного побережья озера Байкал, Республика Бурятия. Пробы снежного покрова, отобраны вдоль трассы Улан-Удэ–Курумкан, в придельтовом районе реки Баргузин, со льда Баргузинского залива и северного Байкала. С помощью статистических методов обработки данных определены группы источников, оказывающие влияние на состав атмосферных выпадений в фоновых районах Прибайкалья. Изучены особенности пространственного распределения маркерных веществ в фоновых районах Прибайкалья, на картах-схемах визуализировано накопление химических веществ в снежном покрове.

Одной из актуальных задач по охране окружающей среды является мониторинг загрязняющих веществ, поступающих из атмосферы на земную поверхность. Мониторинговые исследования химического состава снежного покрова позволяют оценить качество атмосферного воздуха за длительный период [1].

Для изучения химического состава снежного покрова северо-восточного побережья озера Байкала в марте 2022 г. проведен отбор проб вдоль трассы Улан-Удэ–Курумкан, в придельтовом районе реки Баргузин, со льда Баргузинского залива и льда северного Байкала. В 2022г. Впервые детально отобраны пробы снега в долине р. Баргузин и на льду Баргузинского залива. Определение природных и антропогенных групп источников, оказывающих влияние на химический состав снежного покрова, а также выбор «маркерных веществ» проведен при помощи методов статистической обработки данных в программном обеспечении RStudio.

На рисунке 1 представлена оценка факторных нагрузок «маркерных веществ» по ионам. Для каждого фактора показана нагрузка, определяющая интенсивность связи между фактором и компонентами (ось у). Поскольку время накопления атмосферных примесей в снежном покрове на побережье составляет 4 месяца, а на льду 2,5 месяца для анализа пробы были разделены в два блока. Первый– пробы, отобранные вдоль трассы Улан-Удэ – Усть-Баргузин и в долине р. Баргузин, второй со льда Баргузинского залива и Северной котловины Байкала.

По результатам факторного анализа матрицы данных химического состава снега выделены четыре группы предполагаемых источников – рисунок 1. Вклады этих источников в загрязнение атмосферных выпадений представлены по оси х. Фактор 1 для первого блока проб (Рисунок 1 а) характеризовался высокой факторной нагрузкой (ось у) магния и кальция (>0,9) и

был идентифицирован как почвенный. Обычно в эту группу, включают частицы почвенной пыли от переноса на большие расстояния, состав береговых пород озера, а также местные почвы [2].

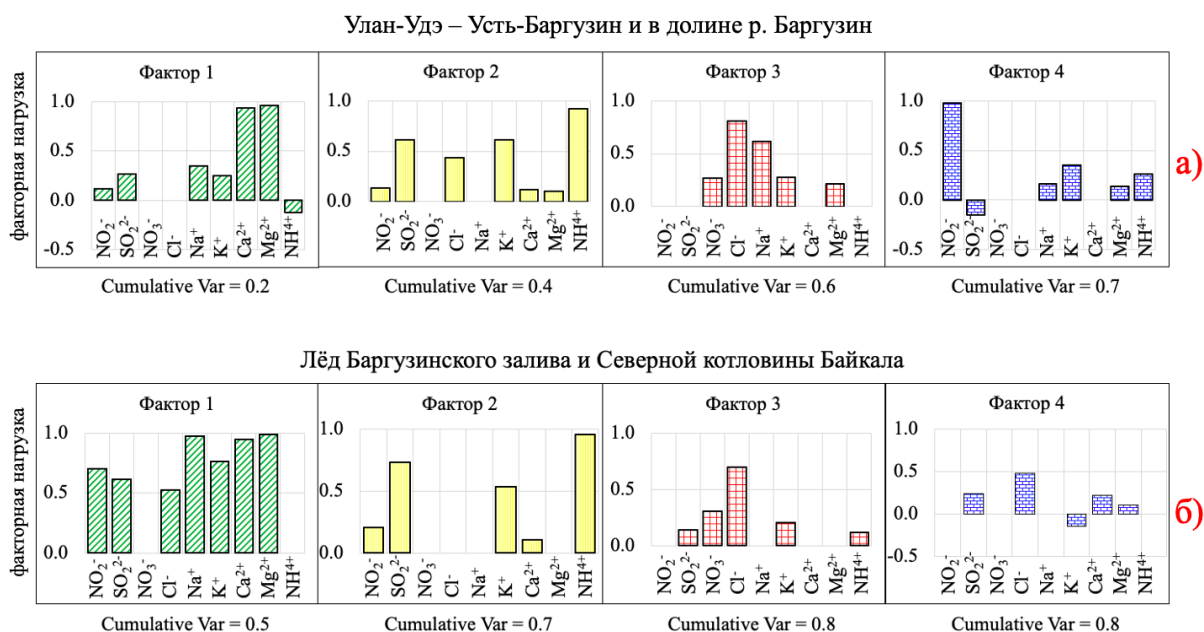
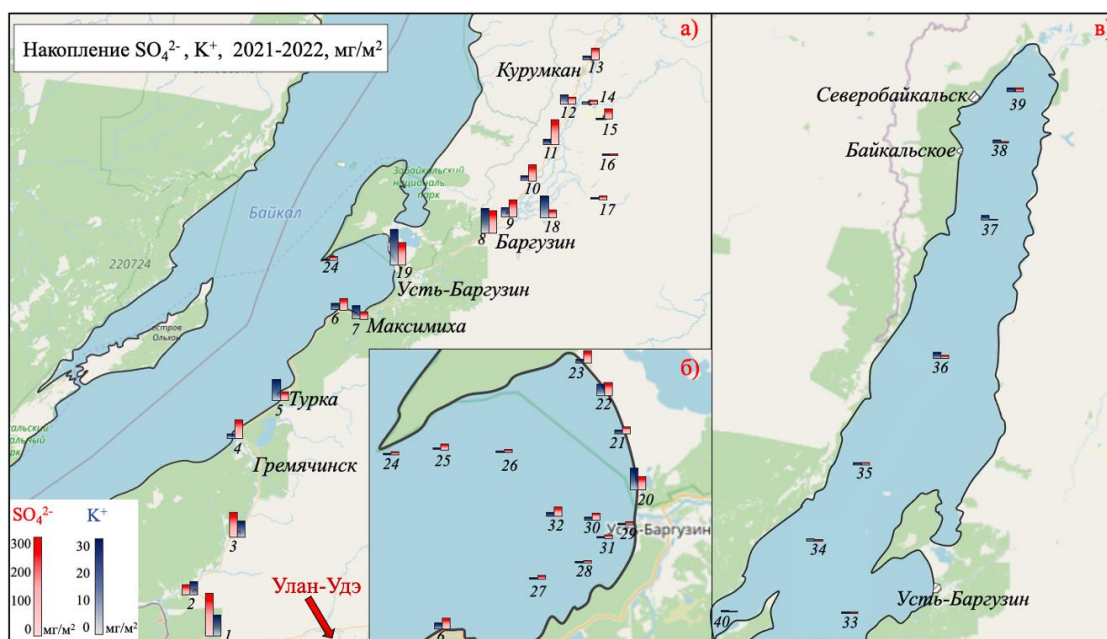


Рисунок 1 – Факторные нагрузки, рассчитанные для снежного покрова, отобранного А) по направлению Улан-Удэ – Усть-Баргузин и в долине р. Баргузин; Б) на льду Баргузинского залива и Северной котловины Байкала в 2021-2022 гг.

Фактор 1 для второго блока (Рисунок 1 б) можно назвать смешанным, так как на химический состав проб снега оказали влияние две группы источников. Первая – почвы, о чем свидетельствует высокая факторная нагрузка магния, кальция и натрия ($>0,95$). Вторая – горение органического топлива, что объясняется высокой факторной нагрузкой калия ($>0,7$) и сульфатов ($>0,6$). Известно, что сульфаты поступают в атмосферу в результате сжигания угля, а калий, помимо почвенного, является маркером горения древесины [3]. Фактор 2, отмечен высокими факторными нагрузками сульфатов, калия ($>0,6$) и ионов аммония ($>0,9$). Поскольку во второй группе источников выделен сульфат аммония - трассер дальнего переноса, [4] мы предполагаем, что на состав атмосферных выпадений северо-восточного побережья Байкала оказывают влияние как локальные источники (небольшие котельные и дровяные печи), так и удаленные ТЭЦ. Для первого блока (Рисунок 1 а) по значимости вкладов можно выделить фактор 3. В нем преобладают хлориды и натрий ($>0,6$). Эту группу источников мы идентифицировали, как реагенты для обработки дорожного полотна [5]. Для второго блока расчетов также выделяется данная группа источников, но в связи с малой величиной дисперсии ей можно пренебречь, как не значимой.

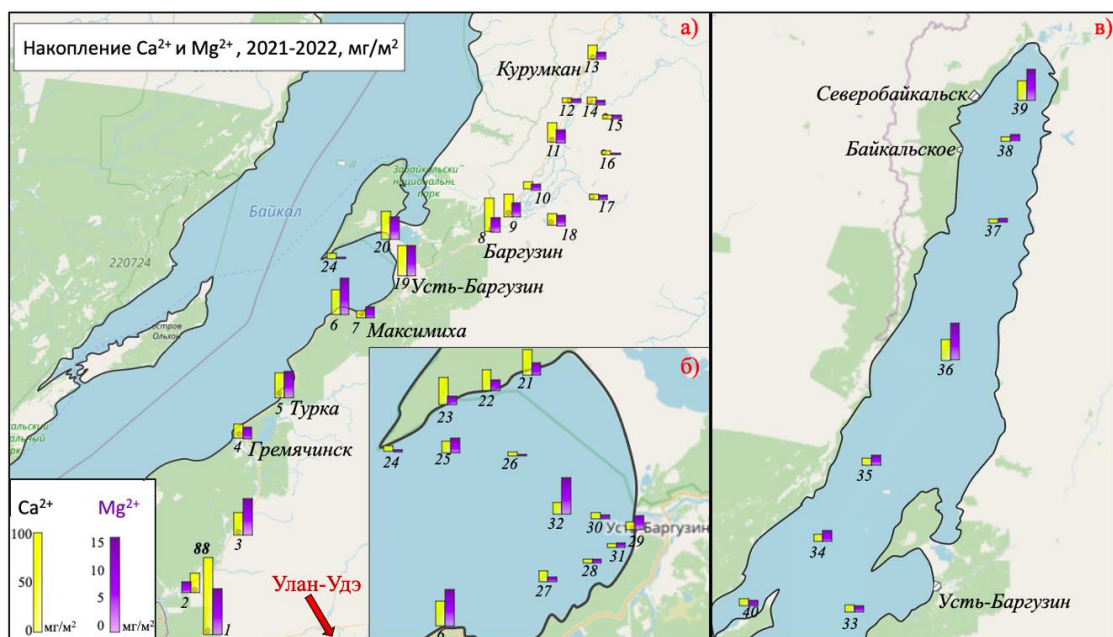
Для количественной оценки поступления маркерных веществ на Байкальскую природную территорию и визуального распределения групп источников по району исследования, были рассчитаны величины накопления ионов в снежном покрове. Карты пространственного распределения представлены на рисунках 2 и 3. Средние значения концентраций маркерных веществ в снежном покрове северо-восточного побережья озера Байкала (сульфаты 1 мг/дм^3 ; калий $0,1 \text{ мг/дм}^3$, кальций $0,7 \text{ мг/дм}^3$, магний $0,1 \text{ мг/дм}^3$), по сравнению с Улан-Удэ (сульфаты $9,7 \text{ мг/дм}^3$; калий $0,6 \text{ мг/дм}^3$, кальций $5,8 \text{ мг/дм}^3$, магний $0,7 \text{ мг/дм}^3$) невелики. Поэтому изучаемый район можно отнести к фоновым.



Улан-Удэ: $\text{SO}_4^{2-} = 176 \text{ мг/м}^2$ (max = 1111 мг/м^2); $\text{K}^+ = 11 \text{ мг/м}^2$ (max = 45 мг/м^2)

Рисунок 2 – Карта пространственного распределения антропогенных примесей на Северо-Восточном побережье Байкала, мг/м^2 (а) направление Улан-Удэ – Усть-Баргузин и в долине р. Баргузин; (б) акватория Баргузинского залива; (в) лёд Байкала

На рисунке 2 представлено накопление в снежном покрове маркеров горения органического топлива. Повышение сульфатов и калия отмечено вблизи населенных пунктов, а на льду северной котловины эти величины минимальны. На рисунке 3 показано пространственное распределение почвенных маркеров. Повышение величины накопления отмечены в районах, оголенных от снега почв, или вблизи выходов скальные породы. Максимальный уровень накопления всех групп маркерных веществ отмечен в точке 1. Это объясняется значимой высотой (около 60 см) снежного покрова, что привело к высоким накоплениям даже при малых концентрациях.



Улан-Удэ: $\text{Ca}^{2+} = 108 \text{ мг/м}^2$ (max = 564 мг/м^2); $\text{Mg}^{2+} = 13 \text{ мг/м}^2$ (max = 70 мг/м^2)

Рисунок 3 – Карта пространственного распределения почвенных примесей на Северо-Восточном побережье Байкала, мг/м^2 (а) направление Улан-Удэ – Усть-Баргузин и в долине р. Баргузин; (б) акватория Баргузинского залива; (в) лед Байкала

Коллектив авторов выражает благодарность за помощь в проведении химического анализа проб снега коллективу лаборатории гидрохимии и химии атмосферы ЛИИ СО РАН. Работа выполнена по теме государственного задания ЛИИ СО РАН № 0279-2021-0014 “Исследование роли атмосферных выпадений на водные и наземные экосистемы бассейна озера Байкал, идентификация источников загрязнения атмосферы”.

1. Molozhnikova Ye.V., Shikhovtsev M.Yu., Marinaite I.I., Netsvetaeva O.G., Onishchuk N.A. Spatial distribution of anthropogenic tracers in the snow cover of the Southern Baikal region // Proceedings of SPIE. 2022. V. 12341. P. 450-455.

2. Королева Г.П., Косов А.А., Гелетий В.Ф., Вологина Е.Г. Геохимическая характеристика эолового материала района академического хребта озера Байкал и его источники // Геологияи геофизика. 2001. Т. 42. № 1-2. С. 258-266.

3. Tian H.Z., Qu Y.P. Inventories of atmospheric arsenic emissions from coal combustion in China, 2005 // Chinese Journal of Environmental Science. 2009. V. 30. № 4. P. 956-962.

4. Шукуров К.А., Шукурова Л.М. Регионы источники нитрата аммония, сульфата аммония и природных силикатов в приземном аэрозоле западного Подмосквья // Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана. 2017. Т. 53. № 3. С. 360-369.

5. Long D.T., Voice T.C., Chen A., Xing, F., Li S.G. Temporal and spatial patterns of Cl^- and Na^+ concentrations and Cl/Na ratios in salted urban watersheds temporal and spatial patterns of Cl^- and Na^+ in salted watershed // Elementa: Science of the Anthropocene. 2015. V. 3. P. 1-15.

ЗЕРКАЛЬНО-ЛИНЗОВЫЙ ОБЪЕКТИВ ИЗ ПЛАСТИКА ДЛЯ ВИДИМОГО И ИНФРАКРАСНОГО ДИАПАЗОНОВ СПЕКТРА

Войтов А.С., Егоренко М.П., Ефремов В.С.

Сибирский государственный университет геосистем и технологий, г. Новосибирск, Россия

e-mail: avojtov33@gmail.com, e_m_p@mail.ru, ews49@mail.ru

Рассмотрен вариант компьютерного моделирования многоканальной зеркально-линзовой системы (объектива), выполненной из прозрачного пластика в нескольких диапазонах спектра, для дистанционных аппаратов. Оптическая система работает при использовании двух приемников излучения, чувствительных в визуальном и инфракрасном диапазонах спектра.



Беспилотные устройства (дроны) широко применяются в гражданской и военной областях. В настоящее время разрабатываются малоразмерные платформы-носители дронов [1-3], оснащаемые средствами наблюдения, а для этого требуются специальные оптические системы. Видеокамеры дронов должны иметь минимальные массогабаритные характеристики, поэтому оптические каналы разных спектральных диапазонов желательно совмещать. Единая оптическая система (объектив), совмещающая визуальный и тепловизионный каналы, уменьшает массогабаритные характеристики видеокамеры. Дальнейшее снижение массы оптической системы возможно с применением оптических пластиков.

Известны многоканальные оптические системы [4 - 6] выполненные из кристаллических материалов с плотностью $\rho = 3,14 \text{ г/см}^3$ у фторида магния и $\rho = 3,18 \text{ г/см}^3$ у фторида кальция. Оптические пластмассы имеют более низкую плотность, которая составляет $0,8 \div 1,3 \text{ г/см}^3$, что снизит массу оптических деталей системы. Параметры оптической системы для видеокамеры на беспилотном носителе сформулированы в работе [5] и для визуального канала должны соответствовать характеристикам глаза человека: фокусное расстояние в интервале 15 – 17 мм при максимальном диаметре зрачка до 8 мм; относительное отверстие – около 1:2; угловое поле зрения соответствует размеру желтого пятна глаза (примерно 13°); угловое разрешение – не менее $1'$ (что соответствует размеру пикселя датчика примерно 6 мкм). В работах [6, 7] рассмотрена оптическая система для использования с приемником излучения GSENSE2020BSI-M в трех каналах излучения (UV, VIS, NIR) и приемником GWIR0203X1A для LWIR канала излучения. Однако, практически все оптические пластики имеют низкое пропускание излучения в дальнем ИК диапазоне спектра 8 - 14 мкм (LWIR). Поэтому имеет смысл рассмотреть оптические пластики: полиметилметакрилат (ПММА), полистирол, поликарбонат, имеющие достаточно высокое пропускание излучения в VIS и MWIR диапазонах спектра [8]. Перечисленные выше материалы пропускают излучение не во всех диапазонах спектра хорошо.

Для видимого диапазона спектра (VIS) материалы показывают высокую прозрачность 90 %, такие же показатели наблюдаются и для среднего инфракрасного диапазона (MWIR) до 82–90 % (при толщинах оптических деталей 3–5 мм). Для коротковолнового инфракрасного диапазона (SWIR) наблюдается резкое понижение светопропускания для всех пластиков.

Примером объектива с использованием оптического пластика циклического олефинового сополимера (COC) для части крупногабаритных оптических деталей была панорамная трехдиапазонная зеркально-линзовая система навигационной видеокамеры беспилотных мини-аппаратов [9]. Основной проблемой при выборе оптического материала для оптической системы является прозрачность материала в области чувствительности приемников излучения. В таблице 1 и на рисунке 1 приведены характеристики приемников оптического излучения. Для VIS диапазона спектра выбран GSENSE2020BSI-M [10], а для тепловизионного диапазона спектра выбран АСТРОН-64017-2 [11] на оксиде ванадия.

Таблица 1. Некоторые характеристики приемников излучения

Обозначение	Вид приемника изображения в корпусе	Спектральный диапазон/поддиапазоны, мкм	Активная область, мм	Размер пиксела, мкм	Количество пикселей матрицы
GSENSE2020BSI-M [10]		VIS 0,4-0,75 NIR 0,75-1,1	Диагональ 18,8	6,5×6,5	2048×2048
АСТРОН-64017-2 [11]		MWIR 3-5 LWIR 8-14	20,4×19	17×17	640×512

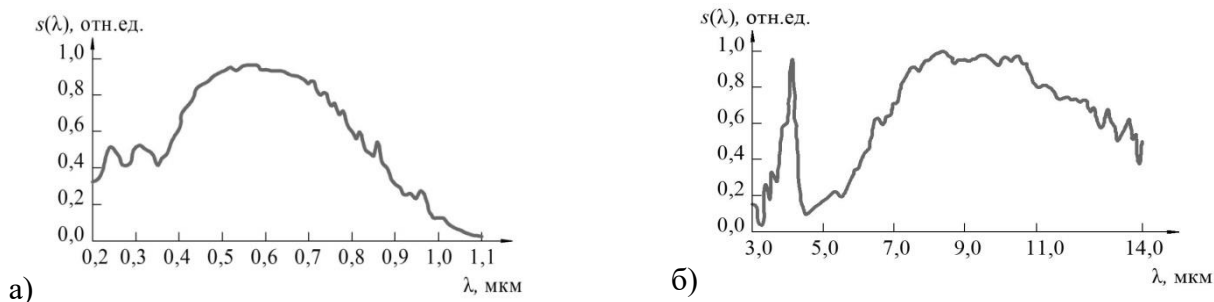


Рисунок 1 – График спектральной чувствительности датчиков: а) GSENSE2020BSI-M [10]; б) АСТРОН-64017-2 [11]

Наиболее успешно оптические полимеры применяются для видимой и средней ИК области спектра. В этих диапазонах пропускание полиметилметакрилата (ПММА) составляет 82–90 % при толщинах 3–5 мм. При длине волны $\lambda \sim 3,5$ мкм имеются глубокие колебательные полосы поглощения. Несмотря на это ПММА имеет хорошее интегральное пропускание [10].

Из рисунка 2 видно, что ПММА может рассматриваться перспективным материалом в качестве оптической среды для линз и зеркал в видимом и в 3–5 мкм диапазонах спектра.

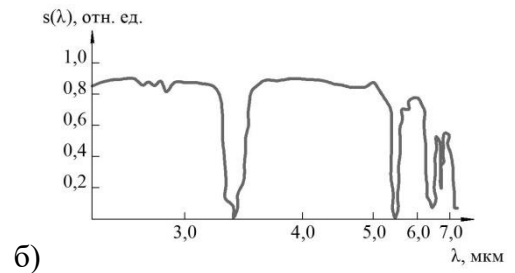
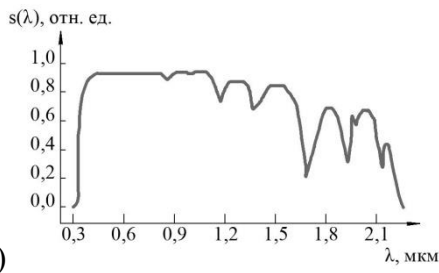
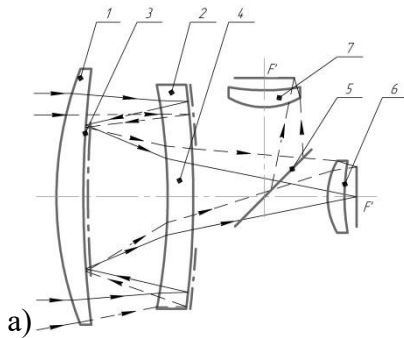


Рисунок 2 – Графики пропускания излучения ПММА в диапазоне в мкм: а) 0,4–1,1; б) 3–5

На рисунке 3 приведены результаты моделирования зеркально-линзовой системы, выполненной из ПММА для двух фотоприемников с размером пиксела $6,5 \times 6,5$ мкм для видимого диапазона спектра и 17×17 мкм для среднего ИК диапазона спектра. Фокусное расстояние 17,7 мм, угол поля зрения 10° , относительное отверстие 1:1,5.



1 – апертурный компенсатор – положительная линза; 2 – зеркало Манжена; 3 – второе зеркало; 4 – полевой компенсатор (центральная часть зеркала Манжена); 5 – спектроделительное зеркало; 6 – линза Пиацци-Смита (визуальный канал); 7 – линза Пиацци-Смита (тепловизионный канал)

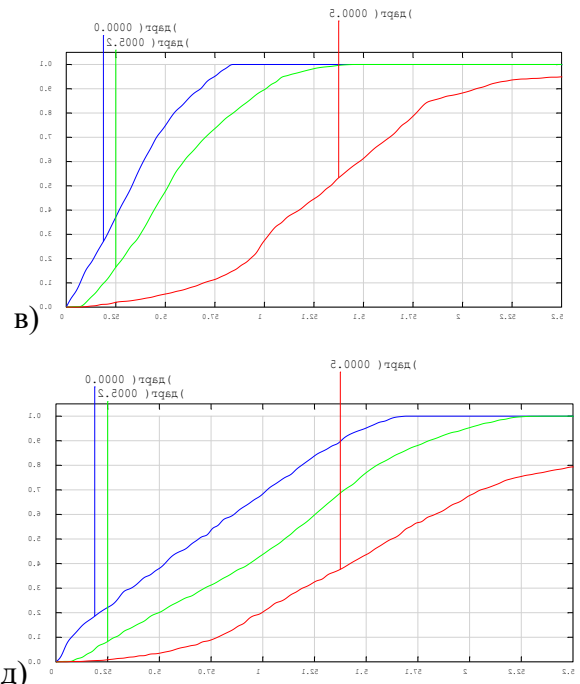
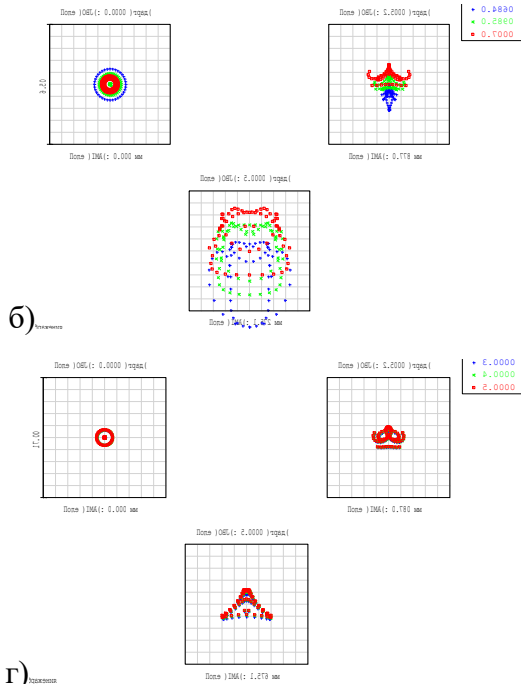


Рисунок 3 – Результаты моделирования зеркально-линзовой системы из ПММА: а) оптическая схема; б), в) графики распределения и концентрации энергии в пикселе фотоприемника размером $6,5 \times 6,5$ мкм; г), д) графики распределения и концентрации энергии в пикселе фотоприемника размером 17×17 мкм

Результаты моделирования показывают принципиальную возможность разработки единой оптической системы из пластика (ПММА) для указанных диапазонов спектра и возможность снижения массы многоканальной оптической системы за счет выполнения оптических деталей из материалов с низкой плотностью.

Главным положительным качеством рассмотренной системы является то, что при соответствующих оптических и конструктивных параметрах масса оптических деталей, выполненных из ПММА ($\rho = 1,19 \text{ г/см}^3$) в 2,7 раза меньше, чем масса аналогичных деталей, изготовленных из CaF_2 ($\rho = 3,18 \text{ г/см}^3$) представленного при расчете объектива [7].

1. PD-100 BlackHornet – разведывательный нанодрон [Электронный ресурс]. URL: <https://itc.ua/blogs/pd-100-black-hornet-razvedyivatelnyiy-nano-dron> (дата обращения 15.02.2022).

2. Нано- и микродроны. *Не только для специальных сил* [Электронный ресурс]. URL: <https://topwar.ru/165940-nano-i-mikrodrony-polza-dlya-specialnyh-sil-i-ne-tolko.html> (дата обращения 15.02.2022).

3. Компания «Кронштадт» предложила добавить микро- и нано-беспилотники в экипировку «солдат будущего» [Электронный ресурс]. URL: <https://www.aex.ru/news/2020/10/19/218059/> (дата обращения 19.10.2020).

4. Двухспектральная зеркально-линзовая система: Пат. 98072 Россия на полезную модель МПК4G02B 17/00. Егоренко М.П., Ефремов В.С.; Сибирская государственная геодезическая академия. № 2010108755/22(012273); Заявл. 09.03.10; Опубл. 27.09.10.

5. *Egorenko M.P., Efremov V.S. Mirror-lens camera system for underwater drones // Proc. SPIE. 2020. V. 11560. 115602O.*

6. *Егоренко М.П., Ефремов В.С. Выбор оптических материалов для многоканальных зеркально-линзовых систем с зеркалами Манжена видеокамер беспилотных миниаппаратов // Оптический журнал. 2020. № 12. С. 18-31.*

7. *Egorenko M.P., Efremov V.S. Multichannel catadioptric system of the video camera for unmanned miniature drones // Proc. SPIE. 2022. V. 12341. 123411S.*

8. *Голенищев-Кутузов В.А., Голенищев-Кутузов А.В., Несмелова И.М. Перспективные материалы и приемники излучения фотоэлектроники и фотоэнергетики: монография. Казань: Казан. гос. энерг. ун-т, 2013. 171 с.*

9. *Егоренко М.П., Ефремов В.С. Панорамная трехдиапазонная зеркально-линзовая система навигационной видеокамеры беспилотных мини-аппаратов. // Оптика атмосферы и океана. 2021. Т. 34. № 03. С. 223–225.*

10. GSENSE2020BSI-M [Электронный ресурс]. URL: <https://www.npk-photonica.ru> (дата обращения 16.02.22)

11. АСТРОН-64017-2 [Электронный ресурс]. URL: <https://www.astrohn.ru> (дата обращения 16.02.2022).

ОБОБЩЕНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА АЭРОЗОЛЯ В АТМОСФЕРЕ КАРСКОГО МОРЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ЭКСПЕДИЦИЙ 2022 Г.

Хуриганова (Бердашкинова) О.И.^{1,2}, Круглинский И.А.², Шиховцев М.Ю.^{1,2}, Маринайте И.И.¹,
Онищук Н.А.¹, Сакерин С.М.², Голобокова Л.П.¹

¹Лимнологический институт СО РАН, г. Иркутск, Россия

²Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск, Россия

e-mail: Khuriganowa@mail.ru, iak@iao.ru, max97irk@yandex.ru, marin@lin.irk.ru,

onischuk@lin.irk.ru, sms@iao.ru, lg@lin.irk.ru

Выявлены различия и сходство химического состава (ионы, микроэлементы, ПАУ) приводного атмосферного аэрозоля, собранного в осенний период 2022 г. по маршрутам 89 и 90 рейсов НИС «Академик Мстислав Келдыш» в районе Карского моря.

Карское море располагается в западном секторе морей Сибирской Арктики и является материковым окраинным морем. Негативное влияние на состояние воздушной среды морей Арктического региона оказывают рыболовство, морская разведка, добыча нефти и газа, судоходство и прибрежный туризм. Неоднократно в изменении физико-химических характеристик атмосферы Арктического региона прослеживалось влияние дымового аэрозоля, поступающего с дальним переносом от лесных пожаров [1, 2]. Основными источниками загрязнения воздушной среды в акватории Карского моря признаны устьевые области рек Обь и Енисей [3]. Вклад континентальных источников в центральных районах Карского моря составляет 30%, в прибрежных акваториях – 60-80% [4]. Для полного представления о пространственных и временных неоднородностях в атмосфере Арктики проводятся регулярные измерения ее физико-химических характеристик в морских экспедиционных рейсах исследовательских судов. Важным показателем состояния атмосферы является химический состав атмосферных выпадений, одно из главных которое представляет атмосферный аэрозоль.



Рисунок 1 – Номера проб атмосферного аэрозоля, собранного по маршрутам 89-го и 90-го рейсов НИС «Академик Мстислав Келдыш»: красные линии – в рейсе АМК-89; синие линии – в рейсе АМК-90

В 2022 г. аэрозоль собирали в 89-м и 90-м рейсах научно-исследовательского судна «Академик Мстислав Келдыш» (АМК-89; АМК-90) в приводном слое атмосферы вдоль континентального шельфа Карского моря, его центральных районах, а также в атмосфере Северного Ледовитого океана (СЛО) в высокоширотных северных окраинах Карского моря (Рис. 1).

Анализ ионного, микроэлементного состава и содержания полиароматических углеводородов (ПАУ) в составе аэрозоля выявил следующее. Суммарное содержание ионов в составе аэрозоля изменялось от 2.8 мкг/м³ до 13.1 мкг/м³. Наиболее высокие концентрации ионов в рейсе АМК-89 определены в атмосфере Приамальского шельфа (№№7, 28), в атмосфере Новоземельского шельфа (№№17, 18, 20), в районе СЛО (№№ 22, 23) и у северной Земли (№25). В рейсе АМК-90 повышенные концентрации ионов наблюдались в центральном районе Карского моря (№ 18), вдоль полуострова Таймыр (№№11, 13, 15) и у острова Сибирякова (№16). Минимальные концентрации суммы ионов были зафиксированы в рейсе АМК-89 у побережья Новоземельского шельфа (№19) и при переходе из высоких широт СЛО (№25). Несмотря на количественные различия концентраций ионов в составе аэрозоля, концентрации ионов морского происхождения Na⁺ и Cl⁻ были преобладающими. В аэрозоле с повышенными суммарными концентрациями наблюдалось увеличение концентраций ионов континентального происхождения NH₄⁺, Ca²⁺ и SO₄²⁻. Различия средних концентраций ионов надо всей акваторией Карского моря и в отдельных районах были ниже среднеквадратических отклонений, что позволяло рассчитать средние характеристики химического состава аэрозоля для всей акватории моря. Однако эти условия не соблюдались для концентраций ионов SO₄²⁻, свидетельствующих о влиянии дополнительных факторов на формирование химического состава аэрозоля. Химический состав приводного аэрозоля, собранного в АМК-89 и АМК-90, показан в таблице 1.

Таблица 1. Диапазоны концентраций (числитель), средние концентрации ионов и среднеквадратичные отклонения (знаменатель) главных ионов в составе атмосферного аэрозоля в сентябре-октябре 2022 г., мкг/м³

Рейс	Na ⁺	NH ₄ ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻
АМК-89	0.63-3.64 2.01±1.05	0.00-1.08 0.26±0.35	0.00-0.18 0.10±0.05	0.08-0.63 0.27±0.18	0.09-0.38 0.22±0.10	1.54-6.78 3.87±1.65	0.00-0.08 0.03±0.02	0.05-0.62 0.28±0.15
АМК-90	1.06-4.31 2.15±1.29	0.04-1.43 0.33±0.54	0.06-0.13 0.10±0.03	0.12-0.29 0.20±0.08	0.11-0.24 0.17±0.05	2.70-6.98 4.05±1.69	0.03-0.16 0.07±0.05	0.39-1.01 0.67±0.25

Проведена количественная оценка различия соотношений концентраций Ca²⁺, K⁺, Mg²⁺, Cl⁻, SO₄²⁻ относительно иона натрия в аэрозоле (аэп) и морской воде (мв):

$$K_i = [(C_i / Na^+)_{\text{аэп}}] / [(C_i / Na^+)_{\text{мв}}],$$

где (C_i / Na^+) – концентрация i -того элемента относительно Na^+ , K_i – коэффициент обогащения (КО), который позволяет выявить дополнительный вклад ионов от разных источников в формировании химического состава аэрозоля. Несмотря на преобладание морского фактора в формировании ионного состава аэрозоля, во всех собранных пробах аэрозоля (исключение №25 АМК-89; №18 АМК-90) отмечается повышение обогащения аэрозольных частиц ионами Ca^{2+} (К 2-6). В районе о. Сибирякова и у п. Диксон возросли коэффициенты обогащения частиц ионами SO_4^{2-} и K^+ . Повышение обогащения аэрозольных частиц ионами K^+ отмечено также в аэрозоле, собранном в атмосфере Новоземельского и Приамальского шельфов, а также в районе СЛО (№24 АМК-89).

Сравнение средних сумм концентраций ионного состава аэрозоля, собранного в 2016 г. (62 РАЭ «Ак. Трешников», АМК-66), 2018 г. (63 РАЭ «Ак. Трешников»), 2021 г. (АМК-83), 2022 г. (АМК-89; АМК-90) показало превышение различий средних показателей над среднеквадратическими отклонениями. Данное условие свидетельствовало о неоднородности пространственного распределения химических характеристик аэрозоля. Суммарное содержание ионов в составе аэрозоля, собранного в рейсе АМК-66 в 2016 и на НЭС «Академик Трешников» в 2018 гг. было в почти в 4-5.5 раз ниже, чем в 2022 г. Тем не менее, несмотря на низкие концентрации, частицы аэрозоля были более обогащены ионами K^+ , Ca^{2+} и SO_4^{2-} .

На рисунке 2 показана изменчивость средних концентраций микроэлементов в атмосфере Карского моря в составе аэрозоля, собранного в 2021-2022 г. В 2022 г. преобладающими микроэлементами с концентрациями в диапазоне 13–204 $нг/м^3$ в порядке возрастания концентраций определены Fe, Al, B, Cu, Zn, Sn. Второй диапазон с концентрациями 1.4–9.2 $нг/м^3$ составили микроэлементы Sr, Pb, Mn, Ba, Cr, Ti, Ni, Mo.

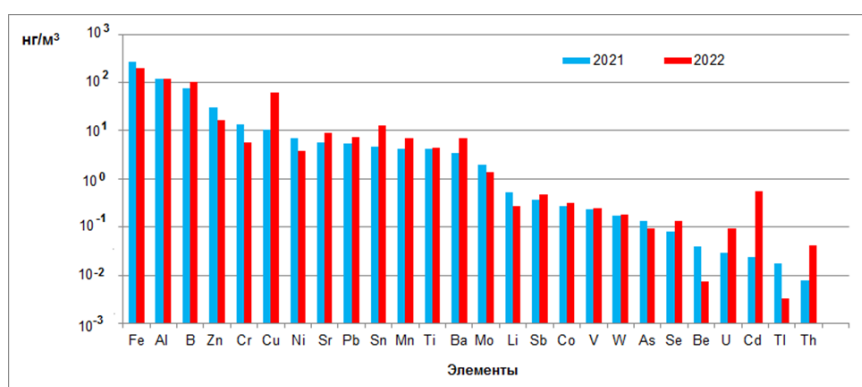


Рисунок 2 – Микроэлементы в составе приводного атмосферного аэрозоля над акваторией Карского моря, $нг/м^3$

Концентрации других элементов изменялись в пределах 0,001–0,5 $нг/м^3$. В 2022 г. определены более высокие концентрации элементов преимущественно антропогенного

происхождения Cu, Sr, Pb, Sn, Mn, Ti, Ba, Sb, Co, V, W, Se, U, Cd, Th. Тем не менее, сумма средних концентраций микроэлементов в составе аэрозоля, собранном в 2021 г. и 2022 г. составила в среднем 570 нг/м^3 в обоих периодах отбора проб.

По результатам исследований 2021 г. (АМК-83) для определения приоритетности микроэлементов в атмосфере Карского моря была проведена оценка индекса загрязнения атмосферы (ИЗА) отдельной примесью, учитывающей класс опасности вещества [5]:

$$\text{ИЗА } (I_i) = (C_i / \text{ПДК}_{\text{cc}})^{\beta_i}$$

где ИЗА (I_i) – индекс загрязнения атмосферы отдельной примесью, β_i – константа для различных классов опасности, C_i – концентрация микроэлемента в составе аэрозоля, собранного в 83-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш», ПДК_{cc} – предельно допустимая среднесуточная концентрация микроэлемента в воздухе населенных мест. Было показано, что наибольший вклад в загрязнение атмосферы вносили 13 элементов: Be, Al, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Mo, Sn, Ba, Pb, приоритетными из которых были Fe, Cu, Ni, Pb. В соответствии с существующими методами оценки загрязнения атмосферы уровень загрязнения атмосферы микроэлементами над Карским морем оценивался, как низкий [6].

Важным показателем загрязнения воздуха представляет класс полициклических ароматических углеводородов (ПАУ), обладающих мутагенными и канцерогенными свойствами. Проводилось определение двадцати одного соединения ПАУ, из которых были идентифицированы десять: нафталин, 2-метилнафталин, 1-метилнафталин, аценафтилен, аценафтен, флуорен, фенантрен, антрацен, флуорантен, пирен. В атмосфере шельфового участка вдоль полуострова Таймыр были также определены такие соединения, как бенз(б)флуорантен, бенз(к)флуорантен, бенз(е)пирен, бенз(а)пирен. Суммарное содержание ПАУ в аэрозоле изменялось в пределах от $0,32$ до $1,69 \text{ нг/м}^3$ при среднем значении $0,83 \text{ нг/м}^3$. Наиболее высокие концентрации ПАУ в атмосфере Карского моря определены в аэрозоле, собранном в АМК-89 в центральной части моря (№27), в атмосфере Новоземельского (№17, 18) и Приямальского (№28) шельфов, а также в районе СЛО (№23-25). Характерно, что в этих же районах наблюдались повышенные коэффициенты обогащения аэрозольных частиц ионами K^+ . Отмечено, что в атмосфере Новоземельского и Приямальского шельфов и вдоль полуострова Таймыр было примерно одинаковым процентное соотношение соединений ПАУ с 2-мя (нафталин, 2-метилнафталин, 1-метилнафталин) и 3-мя бензольными кольцами (аценафтилен, аценафтен, флуорен, фенантрен) 36-56 %. В центральной части моря и в районах СЛО преобладали соединения ПАУ с 2-мя кольцами – 39-64 %. Соединения ПАУ с двумя или тремя бензольными кольцами (нафталин, фенантрен и их гомологи) поступают от петрогенных источников, к которым относятся разливы нефтепродуктов, а также образуются при низких и

умеренных температурах при процессах сжигания органического топлива, или поступают в атмосферу при испарении нефтепродуктов [7].

Таким образом, исследование химических характеристик атмосферного аэрозоля показало следующее. Атмосфера континентального и Новоземельного шельфов, а также высокоширотный участок северной окраины Карского моря наиболее подвержены влиянию континентальных источников. Свидетельством этому были как повышенные коэффициенты обогащения аэрозольных частиц ионами K^+ , Ca^{2+} и SO_4^{2-} , так и высокие концентрации соединений ПАУ. При этом, состав ионов морского происхождения преимущественно стабилен, уровень загрязнения атмосферы микроэлементами низкий.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 21-77-20025.

1. Терпугова С.А., Зенкова П.Н., Кабанов Д.М., Польшкин В.В., Голобокова Л.П., Панченко М.В., Сакерин С.М., Лисицын А.П., Шевченко В.П., Политова Н.В., Козлов В.С., Ходжер Т.В., Шмаргунов В.П., Чернов Д.Г. Результаты исследований характеристик аэрозоля в атмосфере Карского и Баренцева морей в летне-осенний период 2016 г. // Оптика атмосферы и океана. 2018. Т. 31. № 5. С. 391-402.

2. Сакерин С.М., Кабанов Д.М., Радионов В.Ф., Чернов Д.Г., Турчинович Ю.С., Лубо-Лесниченко К.Е., Прахов А.Н. Обобщение результатов измерений аэрозольной оптической толщины атмосферы на арх. Шпицберген в 2011–2016 гг. // Оптика атмосферы и океана. 2017. Т. 30. № 11. С. 948–955.

3. Диагностический анализ состояния окружающей среды арктической зоны Российской Федерации / В.В. Гордеев, А.А. Данилов, А.В. Евсеев и др. М.: Научный мир, 2011.

4. Польшкин В.В., Панченко М.В., Голобокова Л.П., Филиппова У.Г., Ходжер Т.В., Лисицын А.П., Шевченко В.П. Приводный аэрозоль Белого и Карского морей в августе-сентябре 2007 г. // Метеорологические и геофизические исследования. ред. Алексеев Г.В. – М.: ООО «Паулсен». 2011. С. 199-214.

5. 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.

6. 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.

7. Morillo E., Romero A.S, Maqueda C., Madrid L., Ajmone-Marsan F., Grctan H., Davidson C.M., Hursthouse A.S., Villaverde J. Soil pollution by PAHs in urban soils: a comparison of three European cities // Journal of Environmental Monitoring. 2007. V. 9. P. 1001–1008.

ТРУДНОСТИ ВОССТАНОВЛЕНИЯ ВЕРТИКАЛЬНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ АТМОСФЕРЫ ИЗ ЛИДАРНОГО СИГНАЛА РЭЛЕЕВСКОГО РАССЕЙЯНИЯ В ЛИДАРЕ ВЫСОКОГО СПЕКТРАЛЬНОГО РАЗРЕШЕНИЯ

Надеев А.И., Бобровников С.М., Жарков В.И., Трифонов Д.А.

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

e-mail: nadeev@iao.ru, bsm@iao.ru, zharkov@iao.ru, trifonov@iao.ru

В работе рассматривается проблема решения обратной задачи восстановления вертикального распределения температуры атмосферы из лидарного сигнала рэлеевского рассеяния в лидаре высокого спектрального разрешения. Показано, что лидарный сигнал, очищенный от сигнала аэрозольного рассеяния с помощью молекулярного фильтра, приобретает паразитную зависимость от температуры атмосферы за счёт изменения ширины и формы контура линии рэлеевского рассеяния. Искажения сигнала оказывают значительное влияние на результат восстановления вертикального распределения температуры и не позволяют применить стандартную методику обработки сигнала. Для устранения влияния эффекта фильтрации сигнала требуется применение усовершенствованных алгоритмов восстановления температуры.

Основой для разработки методики расчета температуры по молекулярному рассеянию является совместное использование уравнения лазерного зондирования (лидарное уравнение) и уравнения состояния идеального газа. Очевидно, что эффективность разрабатываемых алгоритмов будет в значительной мере определяться адекватностью описания принимаемого сигнала обратного рассеяния с помощью лидарного уравнения.

Напомним, что лидарное уравнение в упрощенном виде записано для случая, когда в результате взаимодействия лазерного излучения с исследуемой областью атмосферы спектральный состав детектируемого рассеянного потока не изменяется или его изменение не учитывается:

$$S(h) = G(h)C * h^{-2} * \beta(h) * \exp(-2 \int_0^h \alpha(r) dr) \quad (1)$$

где h – дистанция, $S(h)$ – лидарный сигнал, $\beta(h)$ и $\alpha(r)$ соответственно коэффициенты обратного рассеяния и ослабления, $G(h)$ – геометрический фактор, C – константа, зависящая от параметров лидара и оптических свойств атмосферы.

В общем случае коэффициент обратного рассеяния представляют в виде суммы молекулярного и аэрозольного коэффициентов обратного рассеяния

$$\beta(h) = \beta_m(h) + \beta_a(h) \quad (2)$$

Коэффициенты аэрозольного и молекулярного ослабления определяют прозрачность атмосферы:

$$T^2(h) = T_m^2(h) * T_a^2(h) \quad (3)$$

где, $T_m^2(h) = EXP\{-2 * \int_0^h \alpha_m(r) \partial r\}$, $T_a^2(h) = EXP\{-2 * \int_0^h \alpha_a(r) \partial r\}$ и $\alpha_m(h)$, $\alpha_a(h)$ – коэффициенты молекулярного и аэрозольного ослабления.

При одночастотном лазерном зондировании широко используются алгоритмы для восстановления профиля температуры, представленные в работах [1-4]. Все они предполагают отсутствие аэрозольного рассеяния в области восстановления температуры. Именно поэтому систематическому использованию традиционных алгоритмов восстановления профиля температуры методом одночастотного рэлеевского рассеяния препятствует подтвержденное многочисленными наблюдениями наличие аэрозольных слоев даже в верхней стратосфере и нижней мезосфере [5]. Для учёта влияния сигнала рассеяния от аэрозольных слоев, предлагается использовать метод многочастотного (двухволнового) зондирования [6], позволяющий оценить вклад аэрозольного рассеяния за счёт отличий спектрального хода коэффициентов молекулярного и аэрозольного рассеяния. Радикальным способом избавиться от влияния аэрозольного рассеяния является применение узкополосной фильтрации (подавления) сигнала обратного рассеяния на частоте лазерного излучения, которое осуществляется в лидаре высокого спектрального разрешения (ЛВСП) [7-9]. В лидарах ЛВСП анализируется спектр обратно рассеянного излучения и в этом случае коэффициенты обратного молекулярного и аэрозольного рассеяния удобно представить в виде функций, явно зависящих от частоты: $\beta(h, f) = \beta_m(h, f) + \beta_a(h, f)$. В свою очередь $\beta_a(h, f) = \beta_a(h) * L(f)$. Если скорость движения аэрозолей незначительна, где $L(f)$ – нормированный спектр лазерного излучения.

В работах [10, 11] предложена модификация лидарного уравнения с учетом ширины спектра лазерного излучения. Рассмотрим случай, когда излучение лазера монохроматическое, а спектр принимаемого лидарного сигнала имеет уширение, обусловленное квазиупругим рассеянием лазерного излучения молекулярными газами, известное как спонтанное рассеяние Рэля–Бриллюэна. Форма контура линии рассеяния Рэля–Бриллюэна зависит от плотности, температуры, давления и сдвиговой вязкости газа и не может быть аппроксимирована с необходимой точностью распределением Максвелла, для всей толщи атмосферы. Известна более точная модель аппроксимации формы спектральной линии (Tenti S6) [12, 13], построенная на основе приближенного решения линеаризованного уравнения Больцмана, работающая в тропосфере. Кроме того, предложены [14, 15] упрощенные модели контура спектральной линии обратно рассеянного излучения, дающие хорошее совпадение с моделью Tenti S6 в узком диапазоне изменения давления и температуры и более удобные при аналитических расчетах. В работе [16] предлагается использовать некоторый

термодинамический параметр $y = P / \left(k_s * \eta * \sqrt{k_b * \frac{T}{M}} \right)$ для определения макроскопических условий рассеяния с целью применения оптимальной аппроксимации при расчетах контура линии рассеяния, где k_s – волновой вектор, η – вязкость, P – давление, T – температура, k_b – постоянная Больцмана, M – масса молекулы.

В зависимости от термодинамических условий и значения параметра y различают три режима рассеяния - гидродинамический ($y \gg 1$), кинематический ($0.3 < y < 3$) и режим Кнудсена ($y \ll 1$). На рис. 1 приведен расчет параметра y в зависимости от высоты для исходных данных реальной атмосферы.

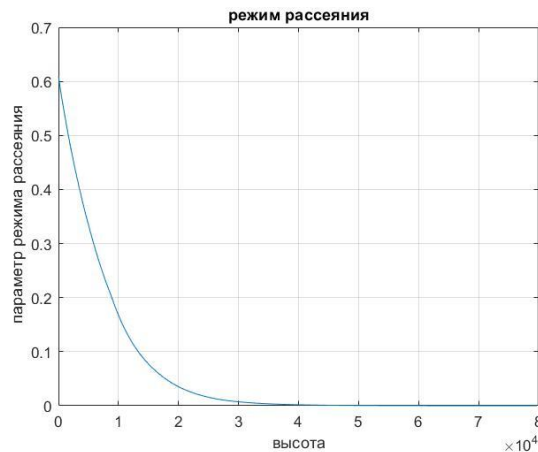


Рисунок 1 – Расчет параметра y в зависимости от высоты для исходных данных реальной атмосферы

Из представленного графика следует, что при расчёте формы контура линии обратного рассеяния в тропосфере следует использовать модель Tenti S6 или её аналитическую аппроксимацию, а для высот 10 км и выше, когда наблюдается режим Кнудсена расчет спектра можно выполнить, используя распределение Максвелла.

Лидарное уравнение для лидара с высоким спектральным разрешением можно представить в виде набора сигналов с выходов узкополосных фильтров

$$S_i(h) = G(h)C_i * h^{-2} * [\beta_m(h) * \hat{F}_i(T, P, h) + \beta_a(h) * F_i(f_0)] * \exp(-2 \int_0^h \alpha(r) dr) \quad (4)$$

где C_i - пропускание канала, в котором установлен фильтр с номером i , $\hat{F}_i(T, P) = \int \int K(f', T, P) * L(f - f') \partial f' * F_i(f) * D(f) * \partial f$ – ослабление сигнала в полосе i -го фильтра, $D(f)$ – функция пропускания фильтра приёмной оптической системы, $F_i(f)$ – функция пропускания i -го узкополосного режекторного фильтра, $L(f)$ – нормированный спектр лазерного излучения, $\int K(f, T, P) \partial f = 1$ – нормализованная функция рассеяния Кабана-Бриллюэна; В большинстве лидаров обычно принимают $D(f) = 1$ и $L(f) = \delta(f)$, тогда $\hat{F}_i(T, P, h) = \int K(f, T, P, h) * F_i(f) \partial f$

Для вычисления температурного профиля по общепринятой методике [4] полагают, что известны температура и давление в точке калибровки. Тогда можно записать отношение

$$R_{ij}(\overline{h_k}) = \frac{S_i(h_k)}{S_j(h_k)} = \frac{C_i * [(\beta_m(h_k) * \hat{F}_i(T, P) + \beta_a(h_k)) * F_i(f(0))]}{C_j * [(\beta_m(h_k) * \hat{F}_j(T, P) + \beta_a(h_k)) * F_j(f(0))]} \quad (5)$$

где $F_j(f(0))$ - коэффициент подавления аэрозольного сигнала.

Полагая, что аэрозольный сигнал полностью подавляется фильтрами, запишем

$$R_{ij}(\overline{h_k}) = \frac{S_i(h_k)}{S_j(h_k)} = \frac{C_i * [\hat{F}_i(T(h_k), P(h_k))]}{C_j * [\hat{F}_j(T(h_k), P(h_k))]} \quad (6)$$

Отсюда найдем отношение калибровочных коэффициентов между i -тым и j -тым фильтрами. Далее найдем давление на следующем стробе по высоте, опираясь на законы идеального газа и уравнение гидростатического равновесия.

$$P(h + dh) = P(h) * \exp(-\mu * g * dh / (R * T(h))) \quad (7)$$

где μ - молярная масса воздуха, g - ускорение свободного падения, R - универсальная газовая постоянная. Для следующего строба отношение сигналов на выходе фильтров найдется как

$$R_{ij}(\overline{h + dh}) = \frac{S_i(h + dh)}{S_j(h + dh)} = \frac{C_i * [\hat{F}_i(T(h + dh), P(h + dh))]}{C_j * [\hat{F}_j(T(h + dh), P(h + dh))]} \quad (8)$$

Отсюда можно вычислить $T(h + dh)$. Для восстановления температурного профиля эту процедуру необходимо повторить необходимое число раз.

Рассмотрим алгоритм восстановления температурного профиля для упрощенной аналитической модели, когда механизм уширения линии рассеяния доплеровский и доплеровское смещение частот описывается максвеловким распределением.

$$S_d(T(h), f) = \frac{1}{\sqrt{2 * \pi * \sigma_d}} * EXP\left\{-\frac{(f - f_0)^2}{2 * \sigma_d^2}\right\} \quad (9)$$

$$\sigma_d = \frac{2 * f_0}{c} \sqrt{\frac{kb * T(h)}{m}}$$

где, f_0 - частота лазерного излучения, σ_d - ширина доплеровского спектра.

Для проведения дальнейших оценок положим, что функция пропускания i -того узкополосного абсорбционного фильтра определена в виде

$$F_i(f) = 1 - (1 - F_i(f_0)) * EXP\left\{-\frac{(f - f_0)^2}{2 * \sigma_i^2}\right\} \quad (10)$$

где σ_i^2 - полоса подавления, $F_i(f_0)$ - коэффициент подавления на частоте излучения лазера.

В лидаре высокого спектрального разрешения часто используется молекулярный фильтр на парах йода, функция пропускание, которого можно представить в виде

$$F_i(f) = \exp(\log(F_i(f_0))) * EXP\left\{-\frac{(f - f_0)^2}{2 * \sigma_i^2}\right\} \quad (11)$$

Рассмотрим схему лидара в котором принимаемый сигнал разделяется полупрозрачным зеркалом на два канала - канал с узкополосным режекторным фильтром для подавления линии аэрозольного рассеяния и без него. Сигнал на выходе канала с фильтром получим из (4) заменив $\hat{F}_i(T, P, h)$ на $\hat{F}_i(T, h)$

$$S_i(h) = G(h)C_i * h^{-2} * [\beta_m(h) * \hat{F}_i(T, h) + \beta_a(h) * F_i(f_0)] * \exp(-2 \int_0^h \alpha(r) \partial r), \quad (12)$$

где, $\hat{F}_i(T, h) = \int S_a(f, T(h)) * F_i(f) \partial f$

Окончательно получим

$$S_i(h) = G(h)C_i * h^{-2} * \left[\beta_m(h) * \left(1 - \frac{(1 - F_i(f_0))}{\sqrt{1 + \alpha_i * T(h)}} \right) + \beta_a(h) * F_i(f_0) \right] * \exp(-2 \int_0^h \alpha(r) \partial r) \quad (13)$$

Принятый сигнал без фильтра

$$S_{off}(h) = G(h)C_{off} * h^{-2} * [\beta_m(h) + \beta_a(h)] * \exp(-2 \int_0^h \alpha(r) \partial r) \quad (14)$$

Отношение сигнала на выходе фильтра к сигналу без фильтра

$$R(h) = S_i(h)/S_{off}(h) = \frac{C_i * \beta_m(h) * \left(1 - \frac{(1 - F_i(f_0))}{\sqrt{1 + \alpha_i * T(h)}} \right) + \beta_a(h) * F_i(f_0)}{C_{off} * (\beta_m(h) + \beta_a(h))} \quad (15)$$

При отсутствии аэрозольной компоненты последнее выражение примет вид

$$\check{R}(h) = \frac{C_i}{C_{off}} \left(1 - \frac{(1 - F_i(f_0))}{\sqrt{1 + \alpha_i * T(h)}} \right) \quad (16)$$

где $\check{R}(h)$ – отношение сигнала на выходе фильтра к сигналу без фильтра в предположении пренебрежимо малого содержания аэрозоля.

Таким образом, из выражения (16) видно, что даже в отсутствие аэрозоля сигнал, прошедший через молекулярный фильтр отличается от сигнала молекулярного рассеяния на коэффициент, зависящий от температуры. Определение степени влияния молекулярного фильтра на результаты восстановления температуры из сигналов релеевского рассеяния требует проведения дополнительных исследований.

В случае, когда содержанием аэрозоля пренебречь нельзя, соотношение (15) может быть использовано для вычисления высотного хода отношение рассеяния $r(h) = (\beta_m(h) + \beta_a(h))/\beta_m(h)$ путем решения квадратного уравнения

$$r(h)^2 * F_i(f_0) - r(h) * \left(\frac{C_{off}}{C_i} * R(h) + F_i(f_0) \right) + \left(1 - \frac{(1 - F_i(f_0))}{\sqrt{1 + \alpha_i * T(h)}} \right) = 0 \quad (18)$$

При этом потребуется привлечение сведений о вертикальном распределении температуры, полученных по данным радиозонда или из стандартной модели атмосферы.

Выводы. Таким образом, при использовании лидарной технологии высокого спектрального разрешения с одним фильтром, возникает паразитная зависимость отношения

рассеяния от температуры и давления, вызванная деформацией формы контура линии рассеяния Рэля–Бриллюэна при изменении этих параметров. Очевидно, что влияние паразитной зависимости от температуры очищенного лидарного сигнала на результат восстановления вертикального распределения температуры не позволяет применить стандартную методику обработки сигнала и требует дополнительного исследования.

Работа выполнена с использованием оборудования ЦКП "Атмосфера" при частичной финансовой поддержке Минобрнауки России (Соглашение № 075-15-2021-661).

1. Лазерный контроль атмосферы / Под ред. Э.Д. Хинкли. М.: Мир, 1979. 416 с.
2. *Nauchecorne A., Chanin M. L.* Density and temperature profiles obtained by lidar between 35 and 70 km // *Geophysical Research Letters*. 1980. V. 7. №. 8. С. 565-568.
3. *Зуев В.В., Ельников А.В., Бурлаков В.Д.* Лазерное зондирование средней атмосферы. Томск: «РАСКО», 2002. 352 с.
4. *Bobrovnikov S. M., et al.* Analysis of the Correctness of Retrieving the Vertical Atmospheric Temperature Distribution from Lidar Signals of Molecular Scattering on the Main Lidar of the Siberian Lidar Station // *Atmospheric and Oceanic Optics*. 2022. V. 35. № 6. С. 704–712.
5. *Кориунов В.А., Зубачев Д.С.* Увеличение обратного аэрозольного рассеяния в нижней мезосфере в 2019-2021 гг. и его влияние на измерения температуры релеевским методом // *Оптика атмосферы и океана*. 2022. Т. 35. № 1. С. 32-36.
6. *Кориунов В.А., Мерзляков Е.Г., Юдаков А.А.* Наблюдение метеорологического аэрозоля в верхней стратосфере-нижней мезосфере методом двухволнового лидарного зондирования // *Оптика атмосферы и океана*. 2018. Т. 31. № 10. С. 805-814.
7. *Shiple S.T., et al.* High spectral resolution lidar to measure optical scattering properties of atmospheric aerosols. 1: Theory and instrumentation // *Applied optics*. 1983. V. 22. № 23. P. 3716-3724.
8. *Liu Z-S., et al.* Iodine-filter-based high spectral resolution lidar for atmospheric temperature measurements // *Optics Letters*. 2009. V. 34. № 18. P. 2712-2714.
9. *Piironen P., Eloranta E.W.* Demonstration of a high-spectral-resolution lidar based on an iodine absorption filter // *Optics letters*. 1994. V. 19. № 3. P. 234-236.
10. *Креков Г. М. и др.* Лидарное уравнение для широкополосного оптического излучения // *Письма в Журнал технической физики*. 2009. Т. 35. №. 15. С. 8-15.
11. *Bobrovnikov S.M., et al.* Lidar complex for measuring the atmospheric temperature at the Siberian lidar station // *Proceedings of SPIE*. 2019. V. 11208. CID: 112083S.
12. *Witschas B. et al.* Spontaneous Rayleigh–Brillouin scattering of ultraviolet light in nitrogen, dry air, and moist air // *Applied optics*. 2010. Т. 49. №. 22. С. 4217-4227.
13. *Vieitez M. O. et al.* Coherent and spontaneous Rayleigh-Brillouin scattering in atomic and molecular gases and gas mixtures // *Phys. Rev. A*. 2010. V. 82. N 4. P 043836-1 –043836-14.
14. *Ma Y. et al.* Analysis of Rayleigh-Brillouin spectral profiles and Brillouin shifts in nitrogen gas and air // *Opt. Express*. 2014. V. 22. N 2. P. 2092-2104.
15. *Witschas B.* Analytical model for Rayleigh–Brillouin line shapes in air // *Appl. Opt.* 2011. V. 50. N 3. P. 267-270.
16. *Witschas B.* Experiments on spontaneous Rayleigh-Brillouin scattering in air / Doctoral dissertation, Friedrich-Schiller-Universität Jena. 2011.

НЕФТЕПРОДУКТЫ В СНЕЖНОМ ПОКРОВЕ БАЙКАЛЬСКОЙ ПРИРОДНОЙ ТЕРРИТОРИИ

Маринайте И.И., Моложникова Е.В., Шиховцев М.Ю., Нецветаева О.Г.

Лимнологический институт СО РАН, г. Иркутск, Россия

e-mail: marin@lin.irk.ru, yelka75@yandex.ru, max97irk@yandex.ru, r431@lin.irk.ru

В работе представлены результаты исследований содержания нефтепродуктов в снеговой воде и показано их пространственное распределение на БПТ за зимний период 2022 г. Наиболее высокие концентрации нефтепродуктов выявлены в промышленных городах Байкальского региона. Сделан вывод о локальном характере распространения нефтепродуктов от источника эмиссии. Выполнена оценка степени загрязнения снеговой воды нефтепродуктами в соответствии с санитарно-гигиеническими нормами для водоемов рыбохозяйственного назначения. Рассчитаны уровни накопления в снежном покрове нефтепродуктов на подстилающую поверхность БПТ и оз. Байкал. Поступление нефтепродуктов на поверхность озера за зимний период оставляет около 11 тонн.

Для оценки степени загрязнения атмосферы нефтепродуктами (НП) в разных по антропогенной нагрузке районах БПТ в период максимального снегонакопления (февраль-март 2022 гг.) проведен отбор 230 проб снежного покрова. Снег отбирался в городах - Иркутск, Ангарск, Шелехов, Улан-Удэ, Селенгинск, а так же в сельских и фоновых районах западного и восточного побережья Южного Байкала. Кроме того, отобраны пробы со льда оз. Байкал, в бассейнах крупных притоков (Селенга, Баргузин), в устьевых участках малых притоков восточного побережья (Утулик, Солзан, Переемная, Хара-Мурин, Снежная, Мишиха) и малых водотоков западного побережья Южного Байкала в районе пос. Листвянка.

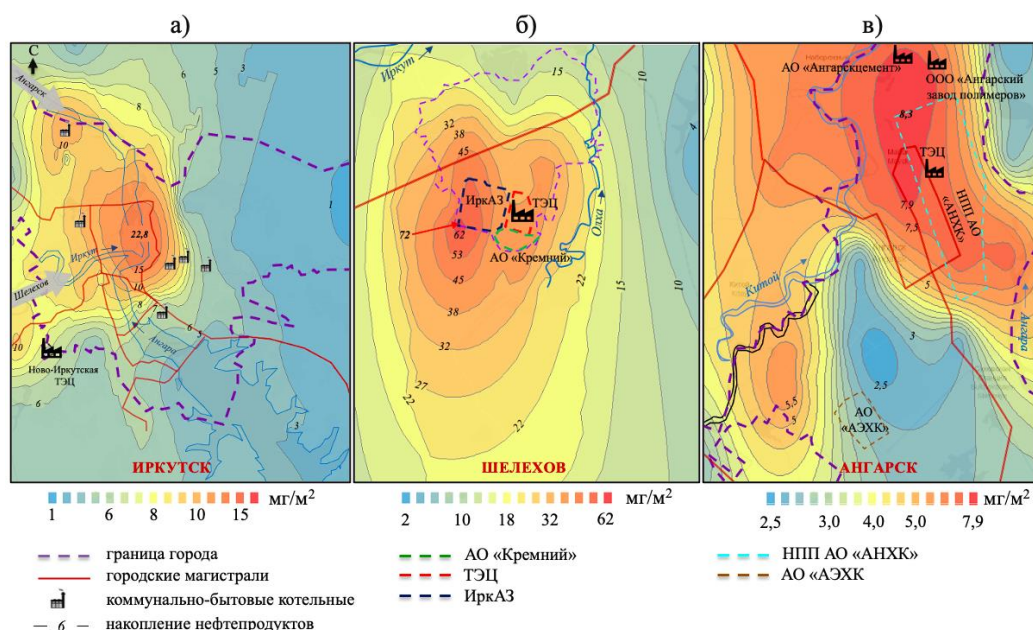


Рисунок 1 - Карта-схема распределения уровней накопления ($\text{мкг}/\text{м}^2$) НП в снежном покрове городов Иркутск (а), Шелехов (б), Ангарск (в) в зимний сезон 2021 - 2022 гг.

Определение НП выполнено флуориметрическим методом на анализаторе «Флюорат-02». Из-за отсутствия норм ПДК нефтепродуктов в снеговой воде степень загрязнения таковых оценивалась относительно их ПДК для рыбохозяйственных водоемов (ПДК_{р/х}), составляющей 0.05 мг/л.

На рисунке 1 представлены экспериментальные данные пространственной изменчивости аккумуляции НП в снежном покрове городов Иркутск, Шелехов, Ангарск. Можно отметить, что в Иркутске в котором расположены многочисленные локальные источники и большая сеть автомагистралей, накопление НП в снежном покрове варьировало от 2.5 до 23 мг/м² (при среднем значении 7.8 мг/м²). Максимальный уровень аккумуляции НП определен в пониженных формах рельефа в центральной части города (район Знаменского монастыря), где располагается до 20 объектов коммунальной энергетики (рис. 1а). Второй максимум НП фиксировался в северо-западной части города (район Ново-Ленино) с накоплением до 15 мг/м², третий максимум (10.6 мг/м²) обнаружен при выезде из города на крупной автомагистрали вблизи Ново-Иркутской ТЭЦ. В северо-восточном районе нагорной (м/р Топкинский) и в восточной части города (район побережья Иркутского водохранилища) накопление НП снизилось в 3 раза. Тем не менее превышение ПДК_{р/х} на всех станциях отбора проб в г. Иркутске составило 2-14 раз.

Одним из городов Иркутской области с высокой степенью загрязнения воздуха является г. Шелехов (рис. 1б). Промышленный профиль города составляют: цветная металлургия, кабельная промышленность, энергетика, промышленность строительных материалов. Работу цветного металлургического производства определяют три крупных завода алюминиевый «РУСАЛ ИркаЗ», ООО «СУАЛ-ПМ» и АО «Кремний», на долю которых приходится 77% суммарных выбросов от стационарных источников по городу, на долю ИТЭЦ-5 – 17.8%. По сравнению с другими городами, в промышленной зоне г. Шелехов обнаружен наибольший уровень накопления НП, т.к. в их составе высокая доля ПАУ, как известно [1], накопление которых на этой территории очень высокое. Жилая и промышленная зона Шелехова расположена в пониженной форме рельефа, что неблагоприятно влияет на рассеивание техногенных аэрозолей. В ходе исследований установлено, что ареал загрязнения снежного покрова НП в городе составляет 35 км². При удалении от завода до 4 км уровень аккумуляции НП в снежном покрове снижался до 2 раз, а на 17 км от завода в юго-восточном направлении до 25 раз (3 мг/м²). Также по городу Шелехов превышение ПДК_{р/х} на всех станциях отбора составляло от 7 до 40 раз.

В промышленной зоне г. Ангарска загрязнение атмосферного воздуха происходит за счет выбросов нефтехимического комбината, ТЭЦ-10, ТЭЦ-9, ТЭЦ-1 (рис.1в). Максимальные уровни накопления НП (до 8.3 мг/м², при среднем значении 5.2 мг/м²) определены в

промышленной зоне города, где располагаются их источники. Аккумуляция НП в снежном покрове паркового района города достигала 2.9 мг/м^2 . Второй максимум накопления обнаружен на территории электролизно-химического комбината, а общее превышение допустимых концентраций в снеговой воде города в 1.6-8 раз выявлено на всех станциях.

Уровни накопления НП вдоль долины р. Ангары по направлению доминирующих северо-западных ветров от г. Иркутска к Байкалу, изменялись от 1.8 до 88 мг/м^2 . На начальном участке профиля в 12 км от Иркутска, наблюдалось уменьшение (в 1.8 раза) суммарного количества НП в снеговой воде, на последующем участке - относительно постоянный уровень накопления, с увеличением, в результате дополнительного поступления, в населенных пунктах Бурдаковка (35 км), Большая Речка (51 км) от Иркутска. Поселок Листвянка как туристический объект, расположенный на побережье озера, испытывает наиболее высокую антропогенную нагрузку, ввиду большого потока автотранспорта. На его территории определен максимальный уровень аккумуляции НП в местах скопления автотранспорта (23 мг/м^2 , 51 мг/м^2 , 88 мг/м^2) с превышением ПДК_{р/х} по нефтепродуктам до 66 раз.

Повышенные уровни накопления НП, но меньшие чем в крупных промышленных центрах Иркутской области, наблюдались на побережье Южного Байкала в населенных пунктах Култук (1.6 мг/м^2), Слюдянка (1.8 мг/м^2), Байкальск (2.2 мг/м^2), Бабушкин (4.2 мг/м^2), Боярский (3.4 мг/м^2), а также в устьевых участках притоков озера (реки Хара-Мурин, Снежная, Переменная, Мишиха) и в Байкальском природном биосферном заповеднике ($3.8 - 8.0 \text{ мг/м}^2$). В этом районе в снеговой воде отмечены концентрации нефтепродуктов на уровне ПДК_{р/х}. Загрязнению снега на этом участке способствуют Транссибирская железная дорога и автомагистраль, проходящие вдоль берега озера и пересекающие приустьевые участки озера, а так же большая высота (60-120 см) снежного покрова, обуславливающая значительные накопления веществ даже при малых концентрациях.

Город Улан-Удэ расположен в 140 км выше по течению от устья основного притока озера реки Селенги на дне межгорной котловины. В промышленной зоне города, где загрязнение атмосферного воздуха происходит за счет выбросов предприятий машиностроительного, лесного, нефтеперерабатывающего, энергетического комплекса и выхлопов автотранспорта накопление НП в снежном покрове изменялась от 2 до 49 мг/м^2 (при среднем значении 17 мг/м^2). Максимальный уровень аккумуляции НП был найден в пониженных формах рельефа в центре города, где располагаются 3 ТЭЦ с низкими трубами. В этом районе в снеговой воде отмечены превышения ПДК_{р/х} от 12 до 50 раз. В северной (центр восточной медицины) и южной нагорных частях города (мост через р.Селенга) накопление НП заметно ниже (5-20 раз).

Вдоль долины р. Селенги в направлении доминирующих юго-восточных ветров к ее устью наблюдались локальные уровни накопления НП в населенных пунктах Мурзино (1.2 мг/м²), Брянск (2.1 мг/м²), Каменск (1.1 мг/м²), Фофоново (2.0 мг/м²), Кабанск (1.1 мг/м²), Каргино (3,2 мг/м²) с превышением контролируемых концентраций в 1.5 - 2 раза. В г. Селенгинск высокие аккумуляции НП обнаружены под трубами картонного комбината (5-12 мг/м²) и при въезде в город на пересечении автомагистрали с транссибирской железной дорогой (21 мг/м²). В этих точках отбора отмечено превышение ПДК_{р/х} 2.5 – 4 раза. В протоках дельты Селенги уровни накопления НП были ниже (0.1-1.5 мг/м²), чем по долине Ангары (1.8-5.1 мг/м²).

Исследования, проведенные к северу от Улан-Удэ по восточному побережью Байкала показали увеличение накопления НП в снежном покрове локального характера, приуроченного к населенным пунктам Гремячинск (1.5 мг/м²), Турка (2.0 мг/м²), Максимиха (1.9 мг/м²), Усть-Баргузин (3.0 мг/м²). Превышение допустимых концентраций в снеговой воде в 1.4 раза выявлено в Турке и Максимихе. В устье реки Баргузин уровни накопления НП были ниже (0.8 мг/м²) и схожи с данными в дельте Селенги (0.1-1.5 мг/м²).

В снеговой воде со льда озера Байкал уровни накопления НП имели низкие значения (0.01 – 1.0 мг/м²), не превышали ПДК_{р/х} с небольшим увеличением в районе Южного Байкала.

В межгодовом аспекте наиболее высокие концентрации нефтепродуктов отмечались в зимний период 2011 - 2012 гг., когда средние уровни накопления в промышленных центрах были в 5-10 раз выше (Иркутск - 44 мг/м², Шелехов - 380 мг/м², Ангарск - 34 мг/м²). Уменьшение накопления НП в снеговом покрове в 2021-2022 гг., возможно связано со снижением эмиссии нефтепродуктов в атмосферу. В настоящее время концентрации НП в снеговой воде промышленных городов БПТ сопоставимы или ниже концентраций в других городах Российской Федерации, со льда Байкала - близки к фоновым значениям.

Рассчитанное усредненное поступление из атмосферы (с осадками и сухим осаждением) НП на поверхность льда котловин Байкала составляет: на южную (7381 км²) 3.4 тонны, на среднюю (10469 км²), 2.3 тонны, на северную (13621 км²) 5.3 тонны. Это почти в 18 раз меньше (195 т/год; [2]), чем по оценкам двадцатилетней давности, что может свидетельствовать как об общем улучшении экологической ситуации в регионе (закрытие БЦБК, снижение атмосферных выбросов), а также более корректными расчетами с большим количеством станций отбора проб в представленной работе по сравнению с предыдущими годами. Если принять наши расчеты по зимнему периоду для оценки годового поступления НП на озеро, увеличив поступление за зимний период 11т/год в 4 раза (снег лежит 3 – 3.5 месяца на Байкале) то эта цифра составит не более 40-50 т/год, что почти в 5 раз меньше литературных данных.

Исследования выполнены в рамках государственного задания ЛИН СО РАН по теме № 0279-2021-0014.

1. *Маринайте И.И., Горшков А.Г., Тараненко Е.Н., Чипанина Е.В., Ходжер Т.В.* Распределение полициклических ароматических углеводородов в природных объектах на территории рассеивания выбросов Иркутского алюминиевого завода (г. Шелехов, Иркутская область) // *Химия в интересах устойчивого развития.* 2013. Т. 21. С. 143 - 154.

2. *Зилов Е.В.* Современное состояние антропогенного воздействия на озеро Байкал // *Журнал Сибирского федерального университета. Биология.* 2013. Т. 4. № 6. С. 388-404.

СРЕДНЕЕ ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КОНЦЕНТРАЦИЙ ЧЕРНОГО УГЛЕРОДА В АТМОСФЕРЕ ЕВРАЗИЙСКОГО СЕКТОРА СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА

Сакерин С.М.¹, Кабанов Д.М.¹, Копейкин В.М.², Круглинский И.А.¹, Новигатский А.Н.³,
Турчинович Ю.С.¹, Шевченко В.П.³

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

²Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, г. Москва, Россия

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

e-mail: sms@iao.ru, dkab@iao.ru, kopeikin@ifaran.ru, iak@iao.ru, novigatsky@ocean.ru, tus@iao.ru,
vshevch@ocean.ru

Обсуждаются результаты многолетних (28 экспедиций в 2007-2022 гг.) измерений концентраций поглощающего вещества (черного углерода) в составе атмосферного аэрозоля в Евразийском секторе Северного Ледовитого океана. Рассматриваются особенности пространственного распределения концентраций черного углерода в исследуемом регионе. Проводится сравнительный анализ статистических характеристик, рассчитанных для отдельных арктических морей. Пространственные распределения концентраций черного углерода, полученных по экспериментальным данным, сопоставляются с модельными данными реанализа MERRA-2.

В климатических процессах важную роль играет светопоглощающий аэрозоль, который зависит от содержания черного и коричневого углерода [1]. Около 20 лет нами ведутся исследования поглощающего аэрозоля в морских экспедициях с использованием аэталометра МДА [2] и фильтрового метода [3]. В обоих случаях концентрация поглощающего вещества измеряется в эквиваленте элементного черного углерода (eBC). В работе [4] проведено статистическое обобщение результатов многолетних исследований, и проанализированы особенности среднего пространственного распределения концентраций eBC в атмосфере Северной Атлантики и Европейского сектора Северного Ледовитого океана (СЛО). В данной работе продолжен анализ концентраций черного углерода на более значительной территории – над всеми морями Евразийского сектора СЛО: Гренландское (GS), Норвежское (NS), Баренцево (BS), Карское (KS), Лаптевых (LS), Восточно-Сибирское, вместе с Чукотским (ES).

При формировании совместного массива за основу брались данные ежечасных измерений МДА: продолжительность одного цикла – 10-20 мин, а с 2021 г. – непрерывно. В случаях, когда не было приборных измерений, использовались данные фильтрового метода (отбора проб). В отличие от МДА, продолжительность отбора проб, в основном, составляет 7-10 час [4]. Для выравнивания статистического веса двух видов данных, полученных в 28 экспедициях (таблица 1), в совместном массиве использовались данные измерений МДА усредненные за 8 часов: 0-8,

8-16 и 16-24 час GMT. Общий объем совместного массива составил 1430 значений еВС за 616 дней измерений. Основная часть данных (92%) получена в период с июля по октябрь.

Таблица 1. Список экспедиций, в которых проводились измерения концентраций еВС аэталометром МДА и фильтровым методом (пробы)

№	Период	Экспедиции, НИС	МДА	Пробы
1	Сент.-октябрь 2007	54 рейс «Академик Мстислав Келдыш»	+	–
2	Сент.-октябрь 2011	59 рейс «Академик Мстислав Келдыш»	–	+
3	Июль-сентябрь 2013	1-й рейс «Профессор Хлюстин»	+	–
4	Август-сент. 2013	<i>NABOS-2013</i> , «Академик Федоров»	+	–
5, 6	Июнь-август 2014	Два рейса «Профессор Молчанов»	–	+
7-9	Июль-октябрь 2015	62-64 рейсы «Академик Мстислав Келдыш»	–	+
10	Август-сент. 2015	<i>NABOS-2015</i> , «Академик Трешников»	+	–
11	July - August 2016	66 рейс «Академик Мстислав Келдыш»	+	–
12	Август-октябрь 2016	67 рейс «Академик Мстислав Келдыш»	+	+
13	Июль 2017	«Профессор Молчанов»	+	–
14, 15	Июль-август 2017	68-69 рейсы «Академик Мстислав Келдыш»	–	+
16	Июнь-август 2018	71 рейс «Академик Мстислав Келдыш»	+	–
17	Август-октябрь 2018	72 рейс «Академик Мстислав Келдыш»	–	+
18	Август-сент. 2018	<i>Арктика-2018</i> , «Академик Трешников»	+	–
19-21	Май-сентябрь 2019	75-77 рейсы «Академик Мстислав Келдыш»	–	+
22	Июль-сентябрь 2019	<i>Трансарктика-2019</i> , «Проф. Мультиановский»	+	–
23	Июль-август 2020	80 рейс «Академик Мстислав Келдыш»	+	+
24	Август-сент. 2020	81 рейс «Академик Мстислав Келдыш»	–	+
25, 26	Июнь-сент. 2021	83-84 рейсы «Академик Мстислав Келдыш»	+	–
27, 28	Сент.-ноябрь 2022	89-90 рейсы «Академик Мстислав Келдыш»	+	–

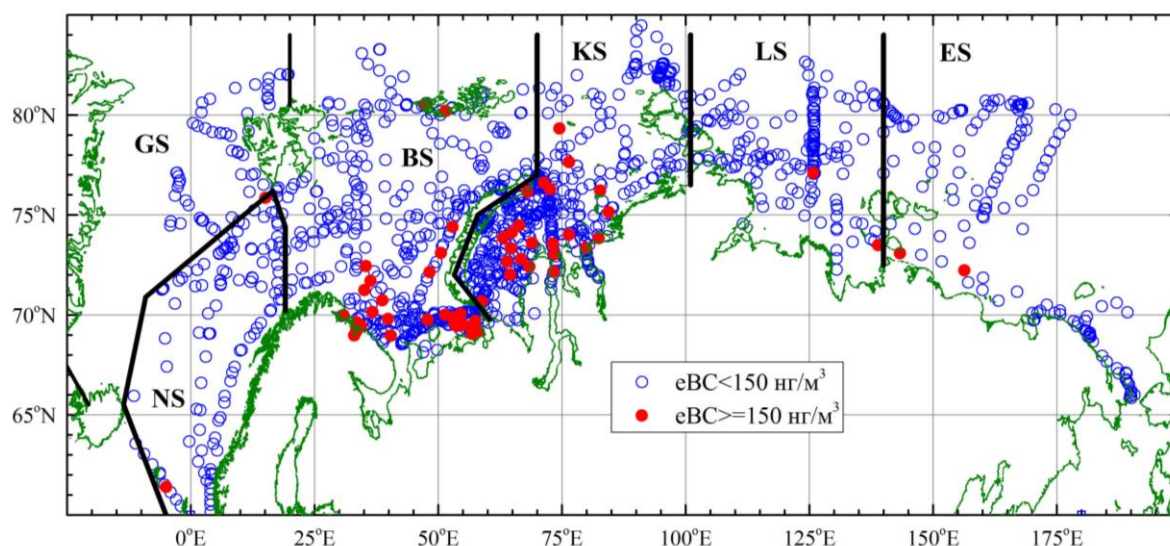


Рисунок 1 – Карта мест измерений концентраций еВС (красные точки – значения еВС > 150 нг/м³; жирные линии – границы арктических морей)

На рис. 2 приведена карта географического распределения концентраций еВС над СЛО, построенная с использованием стандартной программы сплайн интерполяции (входит в пакет

Origin). Основной закономерностью пространственного распределения во всех районах СЛО является широтный спад еВС с удалением от континента, где расположены источники черного углерода. В западной части СЛО хорошо проявилась область повышенных концентраций ($eBC > 50 \text{ нг/м}^3$) из-за близости населенных и промышленно развитых районов Скандинавского и Кольского полуострова. Отметим также, что в акватории Баренцева и Карского морей концентрации величиной 30-40 нг/м^3 простираются до 80°с.ш. Видимо, это обусловлено выносами продуктов сжигания попутного газа на нефтегазовых промыслах Ямала и Таймыра.

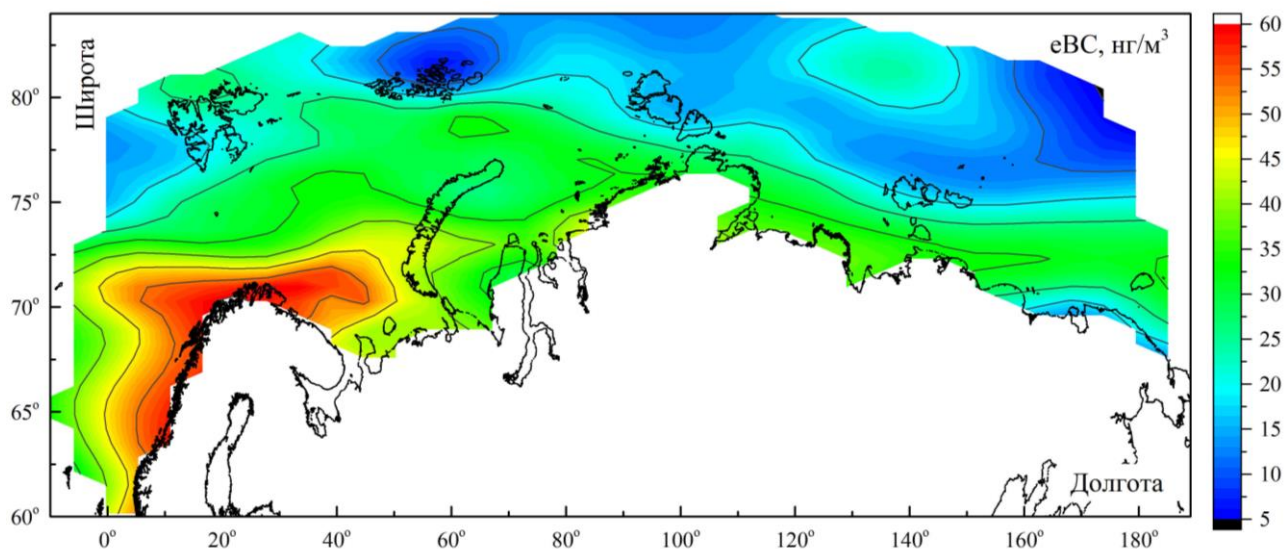


Рисунок 2 – Карта пространственного распределения еВС в Евразийском секторе СЛО

Для получения количественных оценок рассчитаны статистические характеристики концентраций еВС для отдельных морей. Из таблицы 2 видно, что максимальные концентрации наблюдаются над морями, прилегающими к Скандинавскому полуострову (NS, BS) и Карским морем, а самые низкие – над Гренландским и В-Сибирским морем (немного больше – над морем Лаптевых). Средние и модальные значения еВС в Европейском секторе немного больше, чем в Азиатском. Случаи аномальных концентраций ($eBC > 150 \text{ нг/м}^3$) чаще наблюдаются над Баренцевым и Карским морем. Под влиянием таких аномалий средние концентрации еВС возрастают на 48-51% (см. δ в таблице 2). Над другими морями величина δ не превышает 23%.

В литературе отсутствуют данные многолетних измерений других авторов, касающихся среднего пространственного распределения концентраций еВС над СЛО. Поэтому проведено сравнение с модельными данными реанализа MERRA-2 [5]. На рис. 3 иллюстрируется модельное распределение еВС, рассчитанное по среднемесячным значениям с пространственным разрешением $0,5^\circ \times 0,625^\circ$ для периодов экспедиционных измерений (июль – октябрь 2007-2022). Сравнение с рис. 2 показывает качественное согласие модельных и экспедиционных карт распределения еВС. Отличие состоит в занижении модельных значений

еВС над Баренцевым и Карским морем и завышении – над другими морями (см. последний столбец таблицы 2). Особенно завышены модельные значения еВС в восточном секторе (LS и ES) – в 2-2,4 раза. Если рассматривать Евразийский сектор СЛО, в целом, то модельные и экспедиционные средние значения практически совпадают.

Таблица 2. Статистика концентраций еВС (нг/м³) в разных районах (в скобках указаны данные без аномальных значений еВС; δ – относительное увеличение средних значений еВС из-за аномальных концентраций; N – количество данных)

Море (сектор) СЛО	Среднее \pm СКО	δ , %	Мода	N	MERRA-2
1. Гренландское море (GS)	19 \pm 20 (19 \pm 20)	0	7,5	49	28 \pm 10
2. Норвежское море (NS)	45 \pm 35 (42 \pm 29)	7	15; 45	117	68 \pm 33
3. Баренцево море (BS)	56 \pm 85 (37 \pm 33)	51	15	439	35 \pm 12
4. Карское море (KS)	46 \pm 103 (31 \pm 29)	48	10,5	539	39 \pm 8
5. Море Лаптевых (LS)	27 \pm 51 (22 \pm 23)	23	10,5	175	54 \pm 22
6. В-Сибирское и Чукотское моря (ES)	21 \pm 34 (18 \pm 28)	17	7,5	111	50 \pm 14
Евразийский сектор СЛО (1-6)	44 \pm 83 (31 \pm 30)	42	7,5	1430	43 \pm 16
Европейский сектор СЛО (1-3)	51 \pm 75 (37 \pm 32)	38	10,5	605	-
Азиатский сектор СЛО (4-6)	39 \pm 88 (27 \pm 28)	44	8,5	825	-

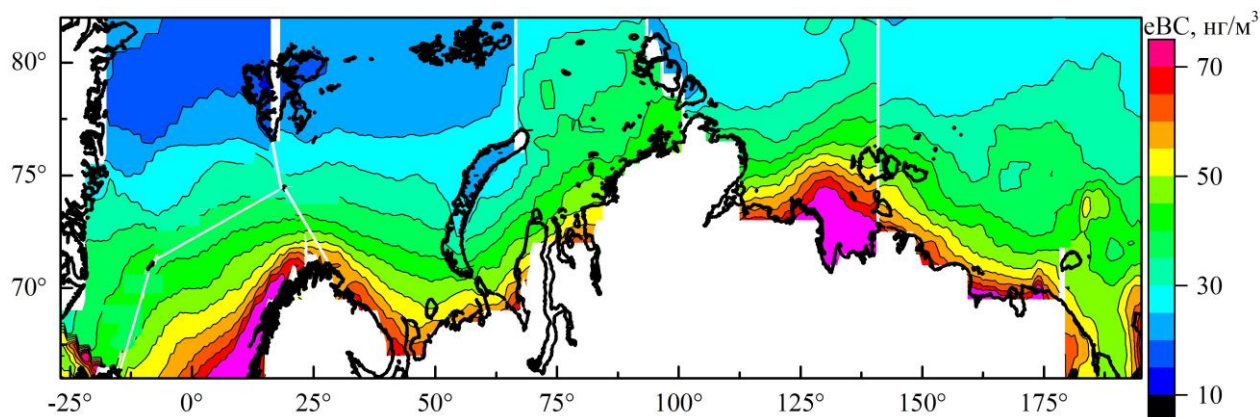


Рисунок 3 – Карта пространственного распределения концентраций еВС над СЛО по данным реанализа MERRA-2 (июль-октябрь)

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

1. Bond T.C., Doherty S.J., Fahey D.W., et al. Bounding the role of black carbon in the climate system: A scientific assessment // J. Geophys. Res. Atmos. 2013. V. 118. P. 5380–5552.
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 // Proc. SPIE, 22nd International Symposium Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics. 2016. 1003530.
3. Kopeikin V.M., Repina I.A., Grechko E.I., Ogorodnikov B.I. Measurements of soot aerosol content in the near-water atmospheric layer in the southern and northern hemispheres // Atmos. Ocean. Opt. 2010. V. 23. № 6. P. 500–507.
4. Sakerin S.M., Kabanov D.M., Kopeikin V.M., Kruglinsky I.A., Novigatsky A.N., Pol'kin V.V., Shevchenko V.P., Turchinovich Yu.S. Spatial Distribution of Black Carbon Concentrations in the Atmosphere of the North Atlantic and the European Sector of the Arctic Ocean // Atmosphere. 2021. V. 12. 949.
5. Giovanni [Электронный ресурс]. URL: <https://giovanni.gsfc.nasa.gov/giovanni> (Дата обращения 02.02.2023).

РАЗРАБОТКА ПРОГРАММНО-ТЕХНОЛОГИЧЕСКОГО ОБЕСПЕЧЕНИЯ ДЛЯ ФОРМИРОВАНИЯ АРХИВА ИЗОБРАЖЕНИЙ ПРОЦЕССОВ ТУМАНООБРАЗОВАНИЯ НАД РЕКОЙ ЕНИСЕЙ

Токарев А.В., Заворуев В.В., Кадочников А.А., Якубайлик О.Э., Малимонов М.И.

Институт вычислительного моделирования СО РАН, г. Красноярск, Россия
e-mail: tav@icm.krasn.ru, valzav@icm.krasn.ru, scorant@icm.krasn.ru, oleg@icm.krasn.ru,
malimonov.mi@ksc.krasn.ru

Обсуждается система научно-исследовательского мониторинга за состоянием окружающей среды г. Красноярска на базе Геопортала ИВМ СО РАН. Для комплексного анализа данных расширен набор собираемой информации данными фотофиксации процессов туманообразования над рекой Енисей. Рассматривается сбор данных как с публичных городских камер видеонаблюдения, так и со специализированной сети IP-видеокамер. Создана система визуального мониторинга, которая обеспечивает сбор изображений с публичных и частных IP-видеокамер наблюдения, обработку изображений, загрузку в структурированный файловый архив и организацию доступа через веб-приложения и сервисы.

Местные климатические условия и особенности рельефа г. Красноярска приводят к частому возникновению неблагоприятных метеорологических условий [1]. Мониторинг атмосферного воздуха в г. Красноярске ведется пятью системами наблюдения. Данные из этих источников уже несколько лет автоматически обрабатываются и успешно накапливаются в системе научно-исследовательского мониторинга состояния окружающей среды Геопортала ИВМ СО РАН [2]. В результате формируется согласованный архив данных, вычисляются средние значения на единой временной сетке, обеспечивается интеграция с внешними приложениями через веб-сервисы [3].

Город расположен на реке Енисей в нижнем бьефе Красноярской ГЭС на расстоянии 40 км от плотины. После строительства ГЭС в черте города в летнее время образуется «холодная» подстилающая поверхность, а в зимнее время «тёплая» поверхность. В результате над поверхностью реки стали формироваться адвективные туманы охлаждения летом и туманы парения зимой [4]. Делаются попытки разработать физико-математические модели аэродинамики и теплообмена атмосферного пограничного слоя, а также распространения вредных выбросов с учетом незамерзающей реки в черте города [5].

Сложный рельеф города, незамерзающая поверхность реки, наличие промышленных загрязнителей атмосферы, частный сектор в черте и окрестности города с печным отоплением, особенности многоэтажной застройки значительно усложняют анализ причин формирования смога над городом. Особенно интересно зафиксировать процессы формирования туманов над

рекой Енисей и периоды его существования. Для поэтапного решения этой задачи предлагается дополнить данные мониторинга атмосферного воздуха данными фотофиксации. В качестве источников данных рассматривалось несколько вариантов. Во-первых, это публичные видеорекамеры наружного наблюдения (например, sam.krk.ru), устанавливаемые в городе в основном для мониторинга автомобильного движения. Некоторые из них захватывают панорамы города и условно пригодны для визуального наблюдения за состоянием атмосферы. Во-вторых, поэтапно создается сеть частных IP-видеокамер, расположенных в характерных точках города. В том числе, расположенных вдоль р. Енисей в нижнем бьефе Красноярской ГЭС, для более точного выяснения условий формирования «облаков парения» над незамерзающей рекой. Для планируемого анализа данных достаточно серии растровых изображений с периодичностью в 10 минут вместо видео потока. Работа в таком режиме позволит минимизировать необходимый объем дискового пространства для архива и уменьшит время обработки самих данных.

Основные требования к техническим характеристикам IP-видеокамер: уличное исполнение, степень защиты не хуже IP67; рабочая температура эксплуатации – от -40° до 60°С; разрешение – не хуже 2 Мп (1920×1080); поддержка технологии PoE (Power over Ethernet); наличие режима интервальной фотосъемки. Для передачи данных камера должна быть подключена к сети Интернет посредством кабеля с возможностью передавать данные в открытую сеть на выделенный сервер. Под заданные требования подходят IP-видеокамеры Dahua DH-IPC-HFW2230SP-S-0280B. В некоторых случаях удобно использовать поворотные видеорекамеры для съемок нескольких ракурсов города с одной точки установки по расписанию, например, Dahua DH-SD5A232XB-HNR.

Разработан блок визуального мониторинга Геопортала ИВМ СО РАН, который обеспечивает сбор изображений с публичных и частных IP-видеокамер наблюдения, обработку изображений, загрузку в структурированный файловый архив и организацию доступа через веб-приложения и сервисы. Частные IP-видеокамеры настраиваются на работу в режиме интервальной фотосъемки с автоматической передачей файлов изображений во временную папку на выделенном сервере с использованием защищенного SFTP протокола. Служба обработки выполняет анализ входных изображений, преобразование разрешения, определение ракурса для поворотных видеорекамер и перемещение в постоянный файловый архив. Видеопоток с городских камер видеонаблюдения обычно доступен в сети интернет на сайте. Служба загрузки по расписанию анализирует его содержимое и скачивает последнее изображение предварительного просмотра видеопотока. Далее файлы обрабатываются аналогично изображениями с частных IP-видеокамер.

Файловый архив содержит несколько уровней, для снижения нагрузки на файловую систему. Папки разделены по месяцам со следующей структурой: «<source>/<cam>/<YYYY-MM>/», где <source> - источник данных (public, private), <cam> - условный код отдельной камеры, <YYYY-MM> - папка с годом и месяцем съемки. Названия самих файлов изображений имеют следующий вид: «<cam>_<YYYY-MM-DD>_<hhmm>.jpg», где <YYYY-MM-DD> - дата, а <hhmm> - время съемки с точностью до минут.

После помещения отдельного фотоизображения в архив, выполняется его регистрация в системе научно-исследовательского мониторинга. Для этого используется инфраструктура SensorHub Геопортала ИВМ СО РАН. Все камеры зарегистрированы как отдельные площадки наблюдения, указаны координаты размещения на карте и направление съемки. Факт загруженного изображения сохраняется как значение показателя «наличие файла» на указанную дату-время. Прикладной интерфейс на основе веб-сервисов был расширен добавлением запроса на получение файла изображения из архива. В результате навигацию по данным и получение отдельных изображений можно получать через существующее SensorHub API.

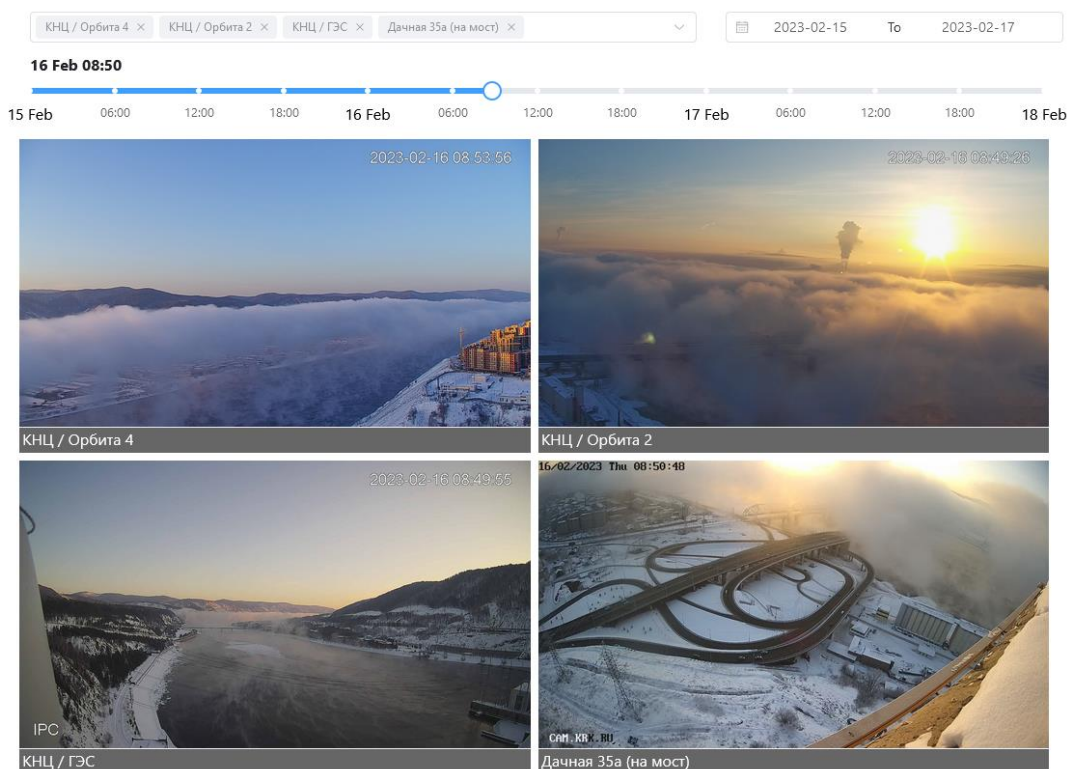


Рисунок 1 – Элементы пользовательского интерфейса системы

Сделан прототип приложения (рис. 1) для навигации по архиву и просмотра собранных данных в концепции одностраничного веб-приложения (single-page application, SPA). Используется одна HTML-страница, которая обеспечивает взаимодействие с пользователем

через динамически формируемый интерфейс путем манипуляций с DOM-структурой документа. Разработка выполнена на базе фреймворка для создания пользовательских интерфейсов Vue 3 [6] и языке программирования TypeScript. Интерфейс пользователя позволяет выбрать список отображаемых веб-камер и период времени. Конкретное время в рамках периода выбирается «слайдером» с шагом в 10 минут. Если на данное время нет изображения с какой-то камеры, то выводится ближайшее доступное изображение с предупреждением о смещении времени. Применяется адаптивный дизайн, в зависимости от выбранного количества веб-камер размер изображений и макет страницы динамически подстраивается.

Для комплексного анализа данных о состоянии окружающей среды г. Красноярска доработан блок научно-исследовательского мониторинга Геопортала ИВМ СО РАН. Создано программно-технологическое обеспечение, решающее задачу автоматического формирования архива фотографий атмосферы города с различных ракурсов. Набор источников данных постоянно дополняется. В настоящее время данные собираются с 30 публичных городских камер видеонаблюдения и трех камер ИВМ СО РАН, включая одну поворотную, установленную на телебашне. Собрано порядка 1.5 млн изображений общим объемом более 500Гб. На основе собранных данных планируется установить закономерности формирования облаков (туманов) парения над руслом Енисея с целью изучения влияния полыньи на качество воздуха в Красноярске. Кроме этого, накопленный архив дает хорошую основу для разработки алгоритмов автоматической классификации изображений с применением технологий искусственного интеллекта [7], направленных на выделение задымленности, тумана, снега.

1. Швер Ц.А., Герасимова А.С. Климат Красноярска. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 231 с.
2. Yakubailik O.E., Kadochnikov A.A., Tokarev A. V. WEB Geographic Information System and the Hardware and Software Ensuring Rapid Assessment of Air Pollution // Optoelectron. Instrum. Data Process. 2018. V. 54. № 3. P. 243–249.
3. Yakubailik O.E., Kadochnikov A.A., Tokarev A. V. Development of computational technologies and software for assessment of air pollution in Krasnoyarsk // IOP Conf. Ser. Earth Environ. Sci. 2018. V. 211. P. 012080.
4. Шапарев Н.Я., Токарев А.В., Якубайлик О.Э. Формирование туманов в нижнем бьефе Красноярской ГЭС на реке Енисей // Оптика атмосферы и океана. 2022. Т. 35. № 5. С. 397–401.
5. Hrebtov M., Hanjalić K. Numerical Study of Winter Diurnal Convection Over the City of Krasnoyarsk: Effects of Non-freezing River, Undulating Fog and Steam Devils // Boundary-Layer Meteorol. Springer Netherlands. 2017. V. 163. № 3. P. 469–495.
6. Hanchett E., Listwon B. Vue.js in Action. Manning, 2018. 304 с.
7. Favorskaya M.N., Pyataeva A. V. Smoke Detection on Video Sequences based on Spatio-Temporal Local Binary Patterns in Outdoor Spaces under Complicated Weather Conditions // Informatsionno-upravliaiushchie Sist. (Information Control Syst. 2016. V. 1. № 80. P. 16–25.

ОЦЕНКА ЛИНЕЙНОСТИ ДИНАМИЧЕСКОГО ДИАПАЗОНА СИСТЕМЫ ФОТОРЕГИСТРАЦИИ ЛИДАРА НА СЛС

Бобровников С.М., Жарков В.И., Трифонов Д.А., Сафьянов А.Д.

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

e-mail: bsm@iao.ru, zharkov@iao.ru, trifonov@iao.ru, saf@iao.ru

Проведена стендовая апробация оценки границы применимости системы счёта фотонов при регистрации лидарных откликов на главном телескопе Сибирской лидарной станции (СЛС) в каналах измерения температуры с помощью чисто вращательного спектра комбинационного рассеяния на молекулах азота и кислорода. Показано, что при регистрации сигнала в режиме счёта фотонов наблюдаются нелинейные искажения, что соответствует скорости счёта больше 3 МГц, а скорость счёта меньше 3 МГц, соответствует линейному режиму работы системы регистрации. В работе показано, что использование аналогового моделирования сигнала позволяет получить сигнал подобный по форме лидарному и который имеет увеличенный динамический диапазон.

В настоящее время в мире широко используется метод измерения вертикального распределения температуры атмосферы по лидарным сигналам чисто вращательного спектра спонтанного комбинационного рассеяния (СКР) на молекулах азота и кислорода [1-7]. Данный метод позволяет с высокой точностью и высоким пространственно-временным разрешением измерить значения температуры атмосферы [1]. Однако, при использовании лидарных сигналов СКР часто встречаются трудности с регистрацией сигналов в линейном режиме. Это связано с большой энергией в импульсе лазерного излучения и большой апертуры приемного телескопа. Такие трудности приводят к нелинейному режиму регистрации лидарных сигналов [8-11], что в процессе расчёта значений температуры приведет к некорректным значениям температуры атмосферы. Это объясняется тем, что малейшая нелинейность ведет к ошибкам измерения вертикального распределения температуры атмосферы [9, 12-16]. Поэтому регистрацию лидарных сигналов в режиме счёта фотонов необходимо вести в линейном режиме работы системы фоторегистрации лидара. Это обеспечивается использованием высокочувствительных ФЭУ и высокоскоростным счетчиком фотонов.

Работа [1] посвящена решению задачи уточнения параметров системы фоторегистрации лидарных сигналов на главном зеркале СЛС. В частности, были определены значения порогов дискриминатора высокоскоростного счетчика фотонов «PHCOUNT-4», что позволит корректно регистрировать лидарные сигналы чисто вращательного спектра СКР. Однако, в зависимости от распределения амплитуд импульсов и уровня дискриминатора, частичное перекрытие (слипания) импульсов может привести к потере счёта или даже к дополнительному кажущемуся выигрышу счёта по мере увеличения уровней сигнала [8].

В работе [17] подробно описан способ расширения диапазона линейности системы фоторегистрации уникального лидара СЛС. В этой же работе было определено, что максимально допустимая скорость счета системы фоторегистрации составила 16 МГц, это эквивалент 23 км для сильного и 15 км для слабого каналов чисто вращательного спектра СКР. Следовательно, для корректного измерения вертикального распределения температуры атмосферы на главном зеркале СЛС в диапазоне высот 23÷80 км можно использовать сигналы чисто вращательного спектра СКР в режиме счета фотонов с допустимой погрешностью.

В выше указанной работе [17] определение диапазона линейности работы системы фоторегистрации в режиме счета фотонов использовался только теоретический подход. Для подтверждения ранее полученных результатов необходимо провести стендовые испытания системы фоторегистрации на предмет определения диапазона линейности счета фотонов системы фоторегистрации уникального лидара СЛС.

Для экспериментальной оценки диапазона линейности счета фотонов системы фоторегистрации был разработан стенд с возможностью моделировать импульсный оптический сигнал с увеличенным динамическим диапазоном. На рисунке 1 показана блок-схема стенда для определения линейности работы системы фоторегистрации уникального лидара СЛС с аналоговым моделированием сигнала.



Рисунок 1 – Блок-схема тестирования системы фоторегистрации лидарного комплекса СЛС

Корректные стендовые испытания системы фоторегистрации для определения диапазона линейности возможны только с использованием сигнала, максимально похожего по форме и динамическому диапазону к лидарному. Такой сигнал можно получить при использовании аналогового моделирования сигнала с определенными характеристиками, основанные на применении электрической схемы на базе RC-цепи. Это позволит получить сигнал подобный лидарному по динамическому диапазону. Так же был уменьшен световой поток на одном из каналов чисто вращательного спектра СКР в 30 раз, с помощью нейтральных светофильтров. Таким образом предполагаем, что ограничения самого фотоэлектронного умножителя (ФЭУ) не превышаются (помехи, вызванные сигналом и т.д.) и при низких скоростях счета ожидается, что система будет регистрировать одно событие для каждого выходного импульса ФЭУ, соответствующему фотону, падающему на фотокатод [8]. Во втором канале при более высоких скоростях счета приведет к тому, что наблюдаемая скорость счета будет нелинейной по отношению к истинной скорости счета. Полученные сигналы показаны на рисунке 2.

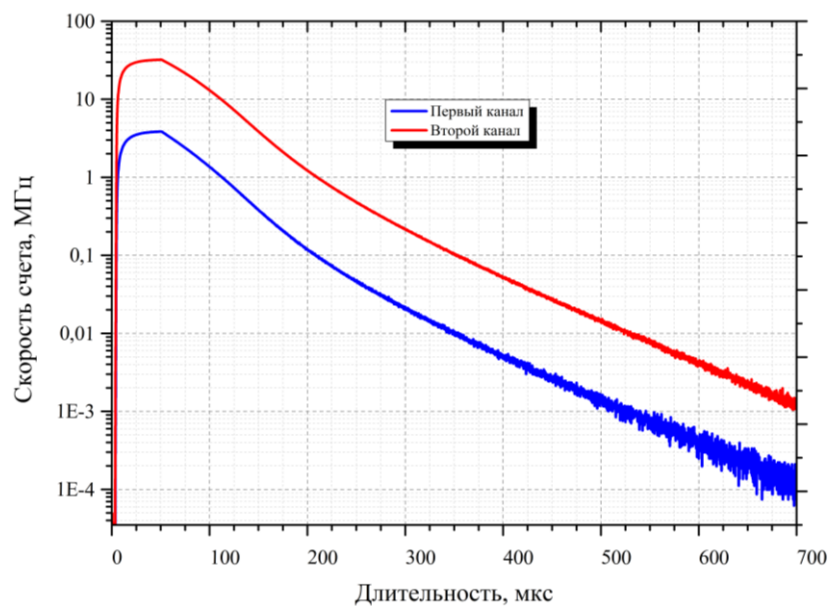


Рисунок 2 – Макетные сигналы двух каналов системы фоторегистрации

Время накопления сигналов для стендового эксперимента было приближено к времени накопления сигналов к натурным измерениям для получения максимально приближенных данных в реальных условиях. С целью определения диапазона линейности работы системы фоторегистрации лидарного комплекса СЛС в режиме счета фотонов использовалось отношение зарегистрированных сигналов чисто вращательного спектра СКР. Это обусловлено тем, что при регистрации лидарных сигналов в условиях линейного режима системы фоторегистрации, отношения сигналов чисто вращательного спектра СКР должно быть постоянным и будет наблюдаться линейный тренд их отношения. В противоположном случае – значение отношения будет не постоянным и будет иметь нелинейный вид.

Из рисунка 3 видно, что отношение зарегистрированных сигналов в диапазоне $0 \div 167$ мкс, что соответствует скорости счета больше 3 МГц, имеет нелинейный вид, а в диапазоне $167 \div 533$ мкс, что соответствует скорости счета меньше 3 МГц – линейный вид. Таким образом, стендовые испытания показали диапазон работы системы фоторегистрации в линейном и нелинейном режимах. Полученные результаты о границе применимости режима счета фотонов при регистрации лидарных откликов в каналах измерения температуры методом СКР близки с ранее полученными данными, описанные в работе [17].

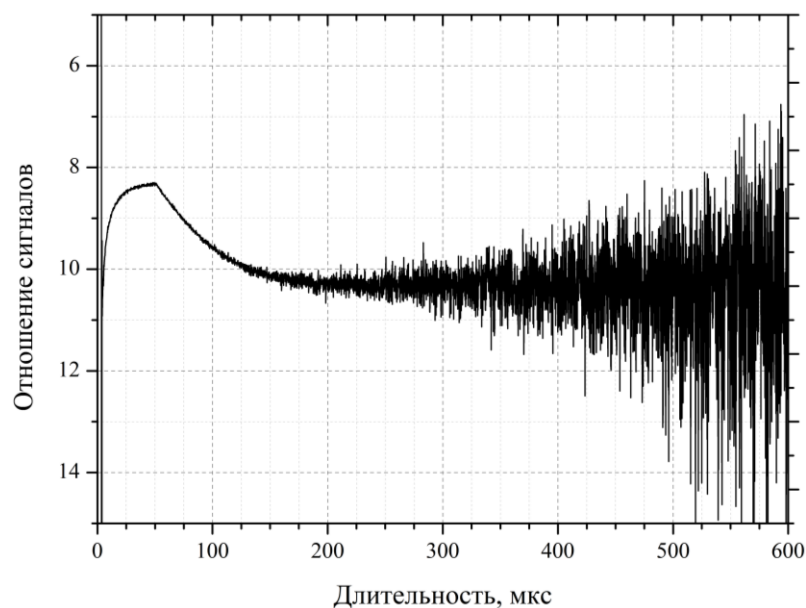


Рисунок 3 – Отношение макетных сигналов двух каналов системы фоторегистрации

Выводы. Проведенный стендовый эксперимент показал максимальную скорость счета фотонов системы фоторегистрации 3 МГц, в которой осуществляется линейная регистрация лидарных сигналов СКР лидара СЛС. Так же эксперимент подтвердил предложенный теоретический расчет о границе применимости режима счета фотонов при регистрации лидарных откликов в каналах измерения температуры на лидаре СЛС.

Работа выполнена с использованием оборудования ЦКП "Атмосфера" при частичной финансовой поддержке Минобрнауки России (Соглашение № 075-15-2021-661).

1. *Bobrovnikov S.M. et al.* Photon counting system with automated detection and selection of photodetector discrimination thresholds // Proc. SPIE. 28th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics. 2022. V. 12341. P. 392-396.

2. *Chen S. et al.* A pure rotational Raman lidar using double-grating monochromator for temperature profile detection // Journal of quantitative Spectroscopy and radiative transfer. 2011. V. 112. №. 2. P. 304-309.

3. *Li Y. et al.* A Combined Rotational Raman-Rayleigh Lidar for Atmospheric Temperature Measurements Over 5–80 km With Self-Calibration // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 2016. V. 54. №. 12. P. 7055-7065.

4. *Behrendt A., Reichardt J.* Atmospheric temperature profiling in the presence of clouds with a pure rotational Raman lidar by use of an interference-filter-based polychromator // Applied Optics. 2000. T. 39. №. 9. P. 1372-1378.

5. *Nedeljkovic D., Hauchecorne A., Chanin M. L.* Rotational Raman lidar to measure the atmospheric temperature from the ground to 30 km // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 1993. T. 31. №. 1. P. 90-101.

6. *Jia J., Yi F.* Atmospheric temperature measurements at altitudes of 5–30 km with a double-grating-based pure rotational Raman lidar // Applied Optics. 2014. T. 53. №. 24. P. 5330-5343.

7. *Reichardt J. et al.* RAMSES: German Meteorological Service autonomous Raman lidar for water vapor, temperature, aerosol, and cloud measurements // Applied optics. 2012. T. 51. №. 34. P. 8111-8131.

8. *Donovan D. P., Whiteway J. A., Carswell A. I.* Correction for nonlinear photon-counting effects in lidar systems // Applied optics. 1993. T. 32. №. 33. P. 6742-6753.

9. *Бобровников С. М. и др.* Методика юстировки и оценка размера кружка рассеяния главного зеркала Сибирской лидарной станции // *Оптика атмосферы и океана*. 2020. Т. 33, №. 7. С. 559-564.
10. *Zhang Z. et al.* Ranging performance model considering the pulse pileup effect for PMT-based photon-counting lidars // *Optics Express*. 2020. Т. 28, №. 9. P. 13586-13600.
11. *Helstrom C. W.* Output distributions of electrons in a photomultiplier // *Journal of applied physics*. 1984. Т. 55, №. 7. P. 2786-2792.
12. *Bobrovnikov S. M. et al.* Lidar complex to measure of the atmospheric temperature at the Siberian lidar station // *Proc.SPIE. 25th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics*. 2019. Т. 11208. P. 796-801.
13. *Von Zahn U. et al.* The ALOMAR Rayleigh/Mie/Raman lidar: objectives, configuration, and performance // *Annales Geophysicae. – Göttingen, Germany: Springer Verlag*, 2000. Т. 18, №. 7. P. 815-833.
14. *Schöch A., Baumgarten G., Fiedler J.* Polar middle atmosphere temperature climatology from Rayleigh lidar measurements at ALOMAR (69° N) // *Annales Geophysicae. – Göttingen, Germany: Copernicus Publications*, 2008. Т. 26, №. 7. P. 1681-1698.
15. *Носов В. В. и др.* Структура турбулентных движений воздуха в шахте главного зеркала Сибирской лидарной станции ИОА СО РАН. Эксперимент и численное моделирование // *Оптика атмосферы и океана*. 2016. Т. 29, №. 11. P. 905-910.
16. *Zaitsev N. G., Nadeev A. I., Trifonov D. A.* Optimization of the molecular scattering signal registration system at the Siberian lidar station for the photon counting mode // *Proc. SPIE. 27th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics, Atmospheric Physics*. 2021. Т. 11916. P. 987-993.
17. *Bobrovnikov S. M. et al.* Evaluation of efficiency of the combined LIDAR signal photodetection technique // *Proc. SPIE 26th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics, Atmospheric Physics*. 2020. Т. 11560. P. 659-664.

ЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ ТВЕРДОЙ ПРИМЕСИ В ПРИЗЕМНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ КАЛИНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ

Топчая В.Ю., Чечко В.А.

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

e-mail: piwis@mail.ru, che-chko@mail.ru

Проведен анализ элементного состава твердой примеси атмосферных осадков и оценен вклад антропогенного воздействия, в том числе под влиянием трансграничного переноса воздушных масс, в загрязнение приземного слоя воздуха Калининградской области. Выявлено, что концентрация твердой примеси в дождевых осадках выше, чем в снеге. Однако наиболее высокие содержания почти всех определенных химических элементов, за исключением меди, зафиксированы в снеге. Твердая примесь осадков обеднена литогенными элементами. В дождевых осадках обнаружено обогащение антропогенными Cu, Zn, As, Mo, Cd, Pb, Bi, а в снеге – Zn, Cd, Pb, Bi. Наибольшие значения среднесезонных вариаций за 2008–2020 гг. содержания Pb ($514,16 \text{ нг м}^{-3}$) и Cd ($42,58 \text{ нг м}^{-3}$) в приземном слое атмосферы Калининградской области выявлены также в зимний период.

Калининградская область – самым западный субъект Российской Федерации, расположенный отдельно от ее основной территории в окружении европейских государств. Ввиду географического положения и общей циркуляции атмосферы регион находится на пути господствующего западного трансграничного переноса воздушных масс и сопутствующих атмосферных примесей различного генезиса. В приземных слоях атмосферы над Калининградской областью преобладают ветры западного, юго-западного и южного направлений, с общей повторяемостью 35–70%, гораздо реже наблюдаются ветры северного и северо-восточного направлений [1].

Состав атмосферных примесей определяется их источниками, метеорологическими условиями, направлением переноса воздушных масс, а также районом формирования ядер конденсации. Элементный состав осадков является интегральной характеристикой загрязнения слоя атмосферы в котором происходит образование облаков. При выпадении осадки очищают воздух и обогащаются веществом природного и техногенного происхождения, находящимся в атмосфере в твердой (нерастворимой) и газообразной формах. К твердой атмосферной примеси относятся пыль, сорбированные на ней нерастворимые формы тяжелых металлов, органические частицы, а также сажа. Компоненты твердой примеси в приземном слое атмосферы при повышении их концентрации оказывают негативное влияние на живые организмы [2] и способствуют развитию онкологических заболеваний [3]. Актуальность изучения элементного состава твердой примеси атмосферных осадков под влиянием трансграничного переноса воздушных масс обусловлена необходимостью контроля процессов миграции и трансформации

загрязняющих веществ и оценке вклада антропогенного воздействия в загрязнение приземного слоя воздуха Калининградской области.

В работе представлены результаты исследования (2008–2020 гг.) элементного состава твердой примеси атмосферных осадков (дождь, снег), а также оценен вклад трансграничного атмосферного переноса тяжелых металлов (Pb, Cd) с промышленно развитых стран Европы в загрязнение приземного слоя воздуха Калининградской области. Элементный состав твердой примеси осадков проанализирован в 80 образцах методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС) на квадрупольном спектрометре Agilent 7500 в ИОРАН г. Москва. Вклад трансграничного атмосферного переноса токсичных Pb и Cd в загрязнение приземного слоя воздуха региона оценен с использованием модели HYSPLIT4, доступной на вебсайте Лаборатории воздушных ресурсов (NOAA Air Resources Laboratory) [4] и базы EMEP, содержащей данные об эмиссиях тяжелых металлов в атмосферу с территории Европы [5].

Концентрация твердой примеси в атмосферных осадках весенне-летне-осеннего периода изменялась в диапазоне от 1,2 до 18,4 мг/л, и составила в среднем 7,2 мг/л (по 180 определениям). При этом наибольшее количество примеси отмечается в летний период. В зимний период ее содержание варьировало от 1,7 мг/л до 8,6 мг/л и в среднем – 2,7 мг/л (по 40 определениям).

В твердой примеси атмосферных осадков определено содержание (мкг/г) 45 элементов: Li, Be, Al, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, Cd, Cs, Ba, PЗЭ (La-Lu) W, Tl, Pb, Bi, Th, U. В дождевых осадках не обнаружены германий, цирконий, ниобий и серебро, однако выявлен вольфрам, отсутствующий в снеге. Наиболее высокие содержания почти всех определенных элементов выявлены в снеге, за исключением меди, наибольшие значения концентрации которой отмечаются в дождевых осадках. Содержание нерастворимых форм тяжелых металлов в атмосферных осадках за весь период исследования менялось от года к году без видимой закономерности. Так, например, максимальные среднегодовые значения Li (33,76 мкг/г), Be (1,83 мкг/г), Rb (57,79 мкг/г), Y (14,31 мкг/г), Nb (10,92 мкг/г), Mo (6,21 мкг/г), Al (54498,16 мкг/г), Sc (8,91 мкг/г), Ti (3000,14 мкг/г), V (149,60 мкг/г), Cr (161,79 мкг/г), Ga (26,35 мкг/г), Ge (1,58 мкг/г), вся группа PЗЭ, Bi (4,28 мкг/г), Th (8,49 мкг/г) и U (3,89 мкг/г) были выявлены в снеге 2014 года, а Tl (1,18 мкг/г), Co (28,90 мкг/г), As (27,61 мкг/г), Sr (355,02 мкг/г), Zr (212,67 мкг/г), Ag (7,04 мкг/г), Cs (2,55 мкг/г), Pb (528,77 мкг/г), Ba (750,68 мкг/г), Mn (938,82 мкг/г), Ni (186,70 мкг/г) – в 2017 году. Наибольшее среднегодовое содержание Cd (96,39 мкг/г) и Cu (277,30 мкг/г) зафиксированы в снеге 2018 г., а Zn (2982,75 мкг/г) – в 2016 году. В дождевых осадках наибольшие среднегодовые значения концентрации Cu (330,50 мкг/г) выявлены в 2020, а W (1,67 мкг/г) – в 2012 году.

Полученные данные о среднем содержании элементов твердой примеси атмосферных осадков Калининградской области были сопоставлены с их содержанием в верхнем слое континентальной земной коры [6] (рис. 1).

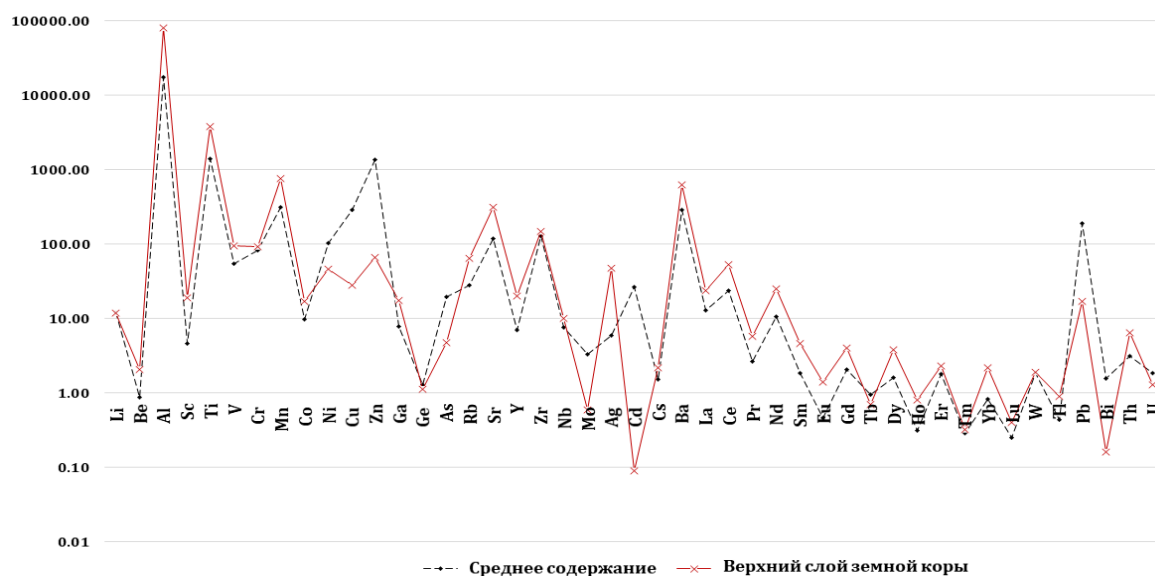


Рисунок 1 – Среднее содержание элементов твердой примеси атмосферных осадков Калининградской области

В результате анализа средних содержаний элементов твердой примеси осадков за весь период исследования обнаружен незначительный разброс их значений. В твердой примеси атмосферных осадков выявлены более высокие, по сравнению с земной корой, содержания элементов – Ni, Cu, Zn, As, Mo, Cd, Pb, Bi и радиоактивного U. Концентрация остальных элементов отличается близкими, или более низкими значениями относительно их содержаний в земной коре.

Для оценки роли различных источников нерастворимых форм тяжелых металлов в формирование элементного состава осадков были рассчитаны коэффициенты обогащения (KO) относительно среднего состава земной коры по формуле: $KO = (Эл/Ga) \text{ проба} / (Эл/Ga) \text{ зем. кора}$, где Эл и Ga – содержание элемента и галлия, как индикатора литогенного материала, в пробе и в верхней части континентальной земной коры [6]. Расчеты KO позволили разделить элементы на две группы: 1 группа ($KO < 10$) – литогенного происхождения; 2 группа ($KO > 10$) – преимущественно антропогенного происхождения [7].

Средние значения коэффициентов обогащения элементами твердой примеси атмосферных осадков Калининградской области представлены на рисунке 2.

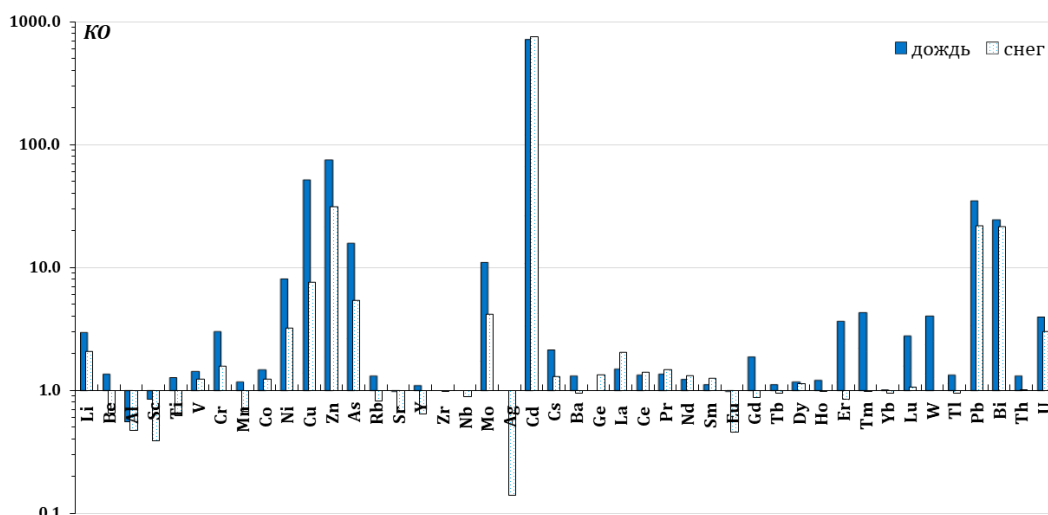


Рисунок 2 – Средние значения коэффициентов обогащения элементами твердой примеси атмосферных осадков Калининградской области

Выявлено обеднение твердой примеси осадков литогенными элементами $KO (\leq 1)$, что связано со значительным количеством биогенного материала в ее составе. Обогащение $KO (>10)$ твердой примеси дождевых осадков Cu, Zn, As, Mo, Cd, Pb, Bi и снега Zn, Cd, Pb, Bi свидетельствует об антропогенном источнике их поступления. Такими источниками являются теплоэнергетика (Mo, As, Bi), автотранспорт (Pb, Cd, Zn, Bi) [8] и сельскохозяйственная деятельность, а именно выветривание удобрений [9]: фосфорсодержащих (Zn, As, Pb, Cd), калийных (прежде всего, Mo) и азотных (As, Cd, Mo, Pb).

Наибольшие значения среднесезонных вариаций содержания токсичных Pb ($514,16 \text{ нг м}^{-3}$) и Cd ($42,58 \text{ нг м}^{-3}$) в приземном слое атмосферы Калининградской области за 2008–2020 гг. выявлены в зимний период. То есть зимой эффективность переноса загрязнений в приземном слое воздуха повышается, что вероятно связано с уменьшением высоты атмосферного слоя перемешивания. Выявлено, что вклад трансграничного переноса Pb и Cd (среднегодовая концентрация Pb – $788,52 \text{ нг м}^{-3}$, Cd – $64,29 \text{ нг м}^{-3}$) в загрязнение приземного атмосферного воздуха Калининградской области значительно превышает влияние выбросов локальных источников, расположенных в регионе (Pb – $22,74 \text{ нг м}^{-3}$, Cd – $1,85 \text{ нг м}^{-3}$).

Работа выполнена в рамках госзадания ИО РАН (тема № FMWE-2021-0012).

1. Дроздов В.В., Смирнов Н.П. Многолетняя динамика климата и гидрологического режима в районе Балтийского моря и ее причины // Метеорология и гидрология. 2011. № 5. С. 77–87.
2. Pitz J.N. Formation and fate of gaseous and particulate mutagens and carcinogens in real and simulated atmospheres // Environ. Health Perspectives. 1983. № 47. P. 115–140.
3. Хавкина Т.К. Антропогенное изменение окружающей среды и здоровье человека: Учеб. Пособие. Саратов: Изд. «Научная книга». 2009. 442 с.

4. *Draxler R.R., Rolph G.D.* HYSPLIT (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) Model. NOAA Air Resources Laboratory. College Park, MD. 2013. [Электронный ресурс]. URL: <http://www.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php> (дата обращения 15.03.2023).

5. *EMEP Centre on Emission Inventories and Projections (CEIP)* [Электронный ресурс]. URL: <https://www.ceip.at/> (дата обращения 15.03.2023).

6. *Rudnick R.L., Gao S.* Composition of the continental crust // *Treatise on Geochemistry. The crust.* Amsterdam: Elsevier. V. 3. 2003. P. 1–64.

7. *Chester R., Murphy K.J.T., Towner J., Thomas A.* The partitioning of elements in crust-dominated marine aerosols // *Chemical Geology.* 1986. V. 54. P. 1–15.

8. *Касимов Н.С., Власов Д.В.* Тяжелые металлы и металлоиды в почвах российских городов (по данным ежегод. докладов Росгидромета) // *Вестник Московского университета. Серия 5: География.* 2018. № 3. С. 14–22.

9. *Янин Е.П.* Источники и пути поступления тяжелых металлов в реки сельскохозяйственных районов // *Экологическая экспертиза.* 2004. № 4. С. 67–90.

ПРОСТОЙ СПОСОБ ПОВЫШЕНИЯ ЭФФЕКТИВНОСТИ РАБОТЫ ЛАЗЕРНОГО ИЗЛУЧАТЕЛЯ С СУММИРОВАНИЕМ ЧАСТОТ

Зайцев Н.Г., Куликов Г.Э.

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

e-mail: zaicevng@iao.ru, gleb@hq.tsc.ru

Описан способ повышения эффективности работы излучателя с суммированием частот, предназначенного для генерации узкополосного излучения с длиной волны $\lambda \sim 589$ нм, заключающийся в непрерывной автоматизированной коррекции установленных уровней энергии накачки и моментов срабатывания электрооптических затворов. Цель работы заключается в уменьшении временного джиттера суммируемых импульсов излучения и тем самым, увеличения эффективности генерации суммарной частоты.

На станции высотного зондирования ИОА СО РАН создаётся аппаратура для наблюдения вариаций температуры мезосферы на высотах свыше 70 км. Для определения температуры на таких больших высотах предполагается использовать эффект доплеровского уширения спектра жёлтого дублета ($\lambda_1 = 589.6$, $\lambda_2 = 589$ нм) натрия. Для извлечения информации о температуре необходимо узкополосным лазерным излучением на точно установленных длинах волн возбудить флуоресценцию паров натрия в атмосфере, и зарегистрировать соотношение сигналов. В работах [2],[12] были сделаны численные оценки соотношения сигналов и получен калибровочный график для температуры, причём частотный сдвиг между зондирующими сигналами всего 203.9 МГц.

Во многих работах, например [2, 3], для получения мощного узкополосного лазерного излучения на длине волны 589 нм используется суммирование импульсного излучения с длинами волн 1064 и 1319 нм, что требует очень точной синхронизации (в смысле совпадения максимумов в импульсах излучения) независимых лазерных источников.

Известно [5], что наиболее надёжный метод синхронизации независимых источников с модулированной добротностью, это управление электрооптическими затворами в контуре перекрёстной электрооптической обратной связи. Построенный на этом принципе излучатель был предложен в работах [6, 4] и экспериментально и теоретически исследован в работах [7, 9]. Недостатки такого метода синхронизации заключаются в:

- 1) технической сложности и высокой стоимости построения,
- 2) сильной зависимости от точности настройки системы,
- 3) неуправляемых уровнях энергии накачки лазера [10].

Поэтому на практике такой способ используется редко.

Известны другие надёжные способы синхронизации, не использующие обратную связь

[1], но они также дороги и технически сложны. Обычно ограничиваются простой установкой моментов срабатывания затворов, что, однако, приводит к сохранению повышенного временного разброса между импульсами независимых источников и соответственно, падению эффективности генерации суммарной частоты.

Для построения используемого в проекте излучателя была выбрана схема, аналогичная описываемой в работе [3]. Для согласования инжектируемого затравочного излучения с собственными частотами резонатора лазера использована система автоподстройки [11].

Электрооптические затворы управляются разработанным скоростным таймером – счётчиком, имеющим разрешение 7.65 нс. При хорошей настройке системы, за счёт установки моментов срабатывания затворов относительно импульса запуска, удаётся добиться временного совпадения максимумов обоих импульсов и начального временного джиттера в 1-ом канале генерации в пределах 8 ± 8 нс и около 14 ± 8 нс во втором канале. Однако, уже через несколько минут после начала работы, наблюдается увеличение временного разброса между максимумами импульсов генерации. На рисунке 1 приведена гистограмма для временного разброса между импульсами генерации, накопленная в течении 15 минут.

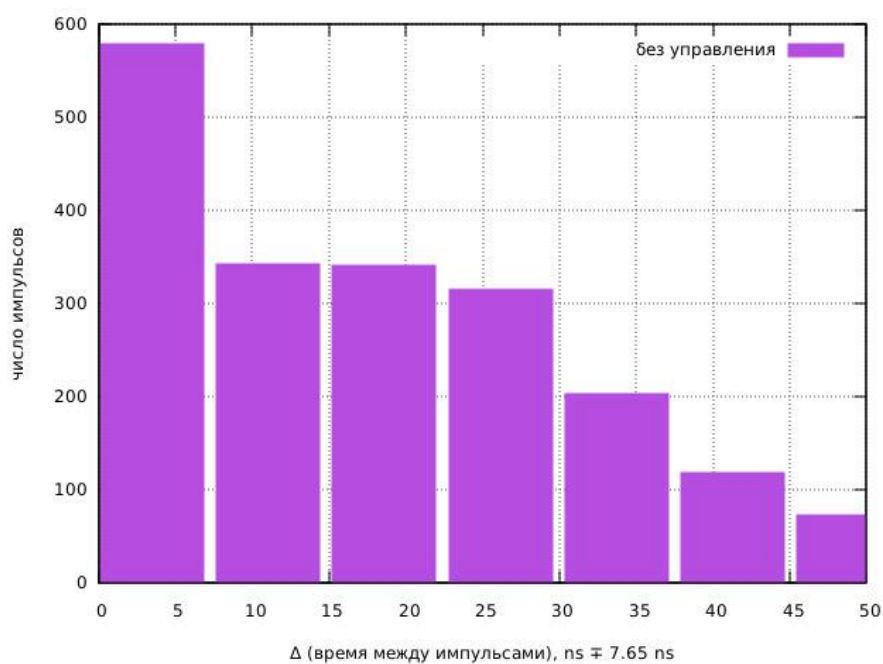


Рисунок 1 – Гистограмма временного разброса между импульсами генерации

Как известно [8], время задержки между моментом модуляции добротности и максимумом импульса генерации может быть грубо оценено формулой

$$\tau_d = \left[t_c / \left(\frac{E_p}{E_{tr} - 1} \right) \right] \ln(q_p / 10)$$

где E_p энергия накачки, E_{tr} пороговая энергия накачки, t_c время жизни фотона в резонаторе, q_p

– пиковое число фотонов в резонаторе. Т.е., время между срабатыванием затвора и максимумом импульса генерации зависит от текущего уровня энергии накачки.

В описываемом способе предлагается использовать эту зависимость для подстройки на минимум временного разброса между импульсами, причём производится подстройка не для каждого индивидуального импульса, а для накопленной статистики по следующему алгоритму: 1) в течении n секунд (n зависит от частоты повторения) периодически замеряется время до появления импульса излучения и строится гистограмма для Δ_{td} , 2) если число в корзинах с номером >2 начинает расти по сравнению с моментом запуска, корректируются уровни накачки. Если уровни накачки вышли за установленные границы, то они «сбрасываются» до начального значения и корректируются времена задержки включения затворов. Предлагаемый способ не требует использования «экстремальной» техники и легко реализуется.

На рисунке 2 показана гистограмма временного разброса между импульсами в течении 15 минут при включенном алгоритме коррекции. Можно заключить, что предложенный способ демонстрирует вполне заметную эффективность.

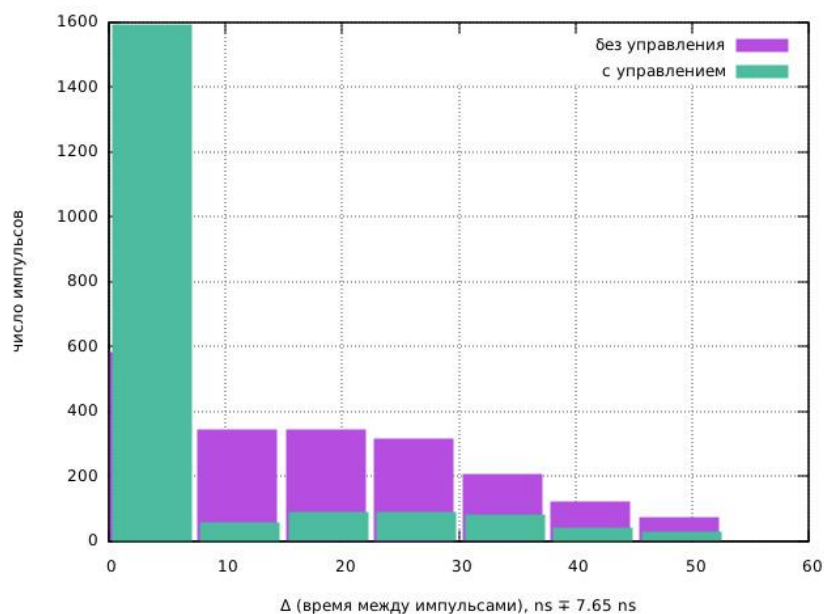


Рисунок 2 – Гистограмма временного разброса между импульсами генерации при включенной подстройке

Заключение. Предложен способ уменьшения долговременного временного разброса между импульсами генерации в независимых лазерных излучателях. Способ легко реализуется, показывает заметную эффективность и позволяет избежать использования сложных систем синхронизации независимых лазерных источников в задаче генерации суммарной частоты.

1. Xiuyan Chen, Xiu Li, Haolei Zhang, Haowei Chen, Jintao Bai, and Zhaoyu Ren. 589-nm yellow laser generation by intra-cavity sum-frequency mixing in a T-shaped Nd:YAG laser cavity // Chinese Optics letters. 2009 V. 7. № 9. P. 815-

2. *Xiong Hu, ZhaoAi Yan, ShangYong Guo, YongQiang Cheng, and JianCun Gong.* Sodium fluorescence Doppler lidar to measure atmospheric temperature in the mesopause region. // *Chinese Science Bulletin.* 2011. V. 56 № 4-5. P 417.

3. *Takuya D Kawahara, Tsukasa Kitahara, Fumitoshi Kobayashi, Yasunori Saito, and Akio Nomura.* 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.

4. *Воробьёв Н.С., Коноплёв О.А.* Двухканальный лазер на неодимовом стекле с плавно перестраиваемой задержкой между каналами генерации. // *Квантовая Электроника.* 1991. Т. 18. № 3. С. 292-294.

5. *Воробьёв Н.С., Коноплёв О.А.* Двухчастотный перестраиваемый лазер на основе электрооптической обратной связи. // *Квантовая Электроника.* 1991. Т. 18. № 5, С. 576-578.

6. *Воробьёв Н.С., Коробкин В.В.* Двухчастотный лазер как источник перестраиваемого синусоидально модулированного излучения в пикосекундном временном диапазоне. // *Труды ФИАН.* 1985. Т. 155 № 200, С. 200-202

7. *Гурков К.В., Куликов Г.Э., и Лопасов В.П.* Простой бихроматический лазерный излучатель. // *Оптика атмосферы и океана.* 1995. Т. 8. № 6. С. 914.

8. *Звелто О.* Принципы лазеров. – 3 изд. М.: Мир, 1990. 560 с.

9. *Измайлов И.В., Макогон М.М., Пойзнер Б.Н., Раводин В.О.* Моделирование согласованного излучения лазеров в бихроматическом излучателе // *Оптика атмосферы и океана.* 2000. Т. 13. №4. С. 415-430.

10. *Измайлов И.В., Макогон М.М., Пойзнер Б.Н., и Раводин В.О.* Двухканальная лазерная система со стабилизацией интервала между импульсами излучения: результаты моделирования. // *Оптика атмосферы и океана.* 2003. Т. 16. № 2. С.146-150.

11. *Лоншаков Е.А., Квашинин Н.Л., Бордзиловский Д.С.* Система согласования спектра инжектируемого одночастотного излучения с собственными частотами резонатора импульсного лазера // *Оптический журнал.* 2013. Т. 80. № 7. С. 74-77.

12. *Бобровников С.М., Жарков В.И., Метлин В.О.* Дистанционное определение температуры мезосферы на основе эффекта резонансной флуоресценции в парах натрия // *Современные технологии в науке и образовании.* 2018: сб. тр. междунар. науч.-техн. форума: в 11 т. / под общ. ред. Миловзорова О.В. 2018; Рязань. С. 13-16.

АНАЛИЗ ИЗМЕРЕНИЙ КОНЦЕНТРАЦИИ. УГЛЕРОДОСОДЕРЖАЩИХ ГАЗОВ НА СТАНЦИИ АТМОСФЕРНОГО МОНИТОРИНГА СПбГУ

Фока С.Ч., Макарова М.В., Поберовский А.В., Ионов Д.В., Абакумов Е.В.

Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, Россия
e-mail: s.foka@spbu.ru, m.makarova@spbu.ru, a.poberovsky@spbu.ru, d.ionov@spbu.ru,
e.abakumov@spbu.ru

По данным измерений на станции атмосферного мониторинга СПбГУ за период 2013-2019 гг. были получены характеристики временной изменчивости концентраций CO_2 , CH_4 и CO в атмосфере: годовые амплитуды и долговременные тренды. Используя метод Ломба-Скарля для гармонического анализа и метод наименьших квадратов (МНК) для интерполяции исследуемых рядов, были получены линейные тренды, сопоставимые с изменениями концентраций газов в глобальном масштабе. Линейные тренды для CO_2 , CH_4 и CO составили: $1.97 \pm 0.18 \text{ млн}^{-1}/\text{год}$, $9.3 \pm 0.3 \text{ млрд}^{-1}/\text{год}$, $-3.4 \pm 0.5 \text{ млрд}^{-1}/\text{год}$ соответственно.

Углеродсодержащие газы, а именно CO_2 , CH_4 и CO являются климатообразующими газами, участвующими в глобальном биогеохимическом цикле углерода. Так как до 70% глобальных антропогенных выбросов парниковых газов приходится на города, то мегаполисы могут рассматриваться как исследовательские площадки для отработки методов оценки эмиссий климатически важных газов в атмосферу. Кроме того, долговременные измерения являются одним из важнейших элементов для успешного функционирования национальной сети карбоновых полигонов [1] поскольку они позволяют осуществлять независимые оценки потоков парниковых газов («top-down») [2]. В настоящее время предполагается, что станция СПбГУ, расположенная на границе территорий Ленинградской области и Санкт-Петербурга, будет входить в состав планируемого карбонового полигона «Ладога» [3].

Стационарные локальные измерения CO_2 , CH_4 и CO в атмосферном воздухе осуществляются аппаратурой Los Gatos Research GGA 24r-EP и Los Gatos Research CO 23r, работа которой основана на методе затухания излучения в резонаторе (OA-ICOS off-axis integrated cavity output spectroscopy) [4]. По данным измерений на станции атмосферного мониторинга СПбГУ за период 2013-2019 гг. были получены характеристики временной изменчивости концентраций CO_2 , CH_4 и CO в атмосфере: суточные изменения, годовой ход и долговременные тренды.

У CO_2 и CH_4 наибольшие амплитуды суточного хода наблюдаются в теплое время года вследствие наличия естественных источников и конвективного перемешивания: $14\text{-}25 \text{ млн}^{-1}$ у CO_2 (июль-август) и $9\text{-}29 \text{ млрд}^{-1}$ у CH_4 (май-сентябрь); наименьшие амплитуды наблюдаются зимой: $\sim 1 \text{ млн}^{-1}$ у CO_2 (декабрь-февраль) и $4\text{-}10 \text{ млрд}^{-1}$ у CH_4 (ноябрь-февраль).

В тоже время суточный ход CO не имеет выраженной зависимости от времени года, в среднем суточная амплитуда составляет ~ 20 млрд⁻¹.

Значения амплитуды годовой гармоника, полученные с использованием метода Ломба-Скарля, для CO₂ составляют 25-26 млн⁻¹, для CH₄ – 34-36 млрд⁻¹, CO – 43-48 млрд⁻¹ [5]. Значения годовой амплитуды, полученные для CO₂, сопоставимы с годовыми амплитудами в Обнинске, на северо-западе Франции и в Польше [6,9,10]. Годовая амплитуда CH₄ меньше значений для Обнинска, Польши и Северо-запада Франции в 1.5-3 раза [7, 9,10]. Полученные значения годовой амплитуды CO сопоставимы со значениями, полученными для Обнинска, но меньше значений для северо-запада Франции в 2 раза, а для Польши в 1.5 - 2 раза [8, 9,10].

Таблица 1. Сравнение амплитуд годового хода концентрации CO₂, CH₄, и CO

	Годовая амплитуда (метод Ломба-Скарля) (A)	Годовая амплитуда в других работах
CO ₂ , млн ⁻¹	25-26	34 Обнинск 1998-2014 [6] 21 Северо-запад Франции 2012 -2018 [9] 25 Польша 2005-2008 [10]
CH ₄ , млрд ⁻¹	34-36	55.9 Обнинск 1998-2014 [7] 64-88 Польша 2005-2008 [10] 70 Северо-запад Франции 2012 -2018 [9]
CO, млрд ⁻¹	43-48	50.9 Обнинск 1998-2014 [8] 80-90 Северо-запад Франции 2012 -2018 [9] 130-200 Польша 2005-2008 [10]

С учетом годовой гармоника были рассчитаны линейные тренды для CO₂, CH₄, CO. Была получено хорошее согласие результатов, полученными для станции атмосферного мониторинга СПбГУ, с изменениями концентрации углеродосодержащих газов в глобальном масштабе. Линейные тренды для CO₂, CH₄, CO составили: 1.97 ± 0.18 млн⁻¹/год, 9.3 ± 0.3 млрд⁻¹/год, -3.4 ± 0.5 млрд⁻¹/год соответственно.

Исследования выполнены на оборудовании РЦ СПбГУ «Геомодель» и при финансовой поддержке в рамках государственного задания «От карбонового полигона к углеродному регулированию: потенциал и пути развития секвестрационной углеродной индустрии на территории Ленинградской области и Санкт-Петербурга: 2023 г.», GZ_MDF_2023 - 1, ID: 101741534.

1. Карбоновые полигоны Российской Федерации: <https://carbon-polygons.ru/> (дата обращения 29.11.2022).
2. Makarova M.V., Arabadzhyan D.K., Foka S.C. et al. Estimation of Nocturnal Area Fluxes of Carbon Cycle Gases in Saint Petersburg Suburbs // Russ. Meteorol. Hydrol. 2018. V. 43. P. 449–455.

3. *Makarova M.V., Abakumov E.V., Shevchenko E.V. et al.* From carbon polygon to carbon farm: The potential and ways of developing the sequestration carbon industry in the Leningrad Region and St. Petersburg // *Vestnik SPbSU. Earth Sciences.* 2023. (in print).
4. *Baer D.S., Paul J.B., Gupta M., O'Keefe A.* Sensitive absorption measurements in the near-infrared region using off-axis integrated-cavity-output spectroscopy // *Appl. Phys. B: Lasers Opt.* 2002. V. 75. N 2. P. 261–265.
5. *Scargle J.D.* Studies in astronomical time series analysis. I—Modeling random processes in the time domain // *Astrophysical Journal Supplement Series.* 1981. V. 45. P. 1–71.
6. *Aref'ev V.N., Kamenogradsky N.Y., Kashin F.V. et al.* Background component of carbon dioxide concentration in the near-surface air // *Izv. Atmos. Ocean. Phys.* 2014. V. 50. P.576–582.
7. *Aref'ev V.N., Akimenko R.M., Kashin F.V. et al.* Background component of methane concentration in surface air (Obninsk monitoring station) // *Izv. Atmos. Ocean. Phys.* 2016. V. 52. P. 37–44.
8. *Kashin F.V., Aref'ev V.N., Sizov N.I. et al.* Background component of carbon oxide concentrations in the surface air (Obninsk monitoring station) // *Izv. Atmos. Ocean. Phys.* 2016. V. 52. P. 247–252.
9. *Conil S., Helle J., Langrene L., Laurent O., Delmotte M., Ramonet M.* Continuous atmospheric CO₂, CH₄ and CO measurements at the Observatoire Pérenne de l'Environnement (OPE) station in France from 2011 to 2018 // *Atmos. Meas. Tech.* 2019. V. 12. P. 6361–6383.
10. *Popa M.E., Gloor M., Manning A.C., Jordan A., Schultz U., Haensel F., Seifert T., Heimann M.* Measurements of greenhouse gases and related tracers at Bialystok tall tower station in Poland // *Atmos. Meas. Tech.* 2010. V. 3. P. 407–427.

ПРОГНОЗ АНТРОПОГЕННОЙ ПОЖАРНОЙ ОПАСНОСТИ РАСТИТЕЛЬНОСТИ ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВЫХ СНИМКОВ

Глаголев В.А., Зубарева А.М.

Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН, г. Биробиджан, Россия

e-mail: glagolev-jar@yandex.ru, anna-doroshenko@yandex.ru

В данном исследовании проведен пространственно-временной анализ данных индивидуальных пожаров растительности по спутниковым снимкам MODIS с 2013 по 2022 гг. и открытых данных OSM на территории юга Дальнего Востока России. Предложен алгоритм определения антропогенной пожарной опасности растительности в весенний и осенний периоды в кварталах лесничеств, расположенных вблизи населенных пунктов и автомобильных дорог. На дистанциях с шагом 3 км от антропогенных источников выделены кварталы лесничеств с высокой частотой появления пожаров растительности для организации лесоохранных мероприятий.

На Дальнем Востоке России (ДВР) ежегодно наблюдается повышенная пожарная опасность территории, труднодоступность кварталов лесничеств и ограниченность метеостанций, накладывает ограничение на своевременное обнаружение и тушение пожаров растительности. Одним из вариантов решения данной проблемы, является определение мест появления пожаров на основе анализа многомерных массивов пространственно-временной информации за многолетний период и развитие детерминированно-вероятностных моделей прогноза появления пожаров растительности в кварталах лесничеств по природно-антропогенным условиям[1]. Авторские модели входят в состав специализированных геоинформационных систем (ГИС), которые позволяют осуществлять сбор данных дистанционного мониторинга, анализ тематических карт регионов и квартальных сетей лесничеств, обрабатывать фактические и прогнозные метеорологические данные[2,3]. В силу незначительности объема сведений наземного мониторинга за пожарами растительности для определения антропогенной нагрузки, в работе рассмотрен альтернативный способ по данным спутниковых снимков, а также применение наборов открытых данных тематических слоев международных и федеральных агентств.

Целью исследования является разработка алгоритма определения антропогенной нагрузки в авторской детерминированно-вероятностной модели пожарной опасности растительности по данным спутникового мониторинга индивидуальных пожаров растительности, возникших вблизи населенных пунктов и автомобильных дорог.

Материалами исследования послужили тематические карты ресурса OpenStreetMap [4]. Открытые данные электронных карт структурированы тегами OSM и разделены по округам Российской Федерации (РФ) в проекции WSG 84.

Индивидуальные пожары растительности зафиксированы по данным спутникового мониторинга MODIS и получены с сайтов агентства NASA [5] и ИКИ РАН ИСДМ -Рослехоз [6] с 2013 по 2022 гг. Атрибутивные данные пожаров содержат идентификатор, координаты центра, область возгорания, дату обнаружения и ликвидации, лесную и не лесную площадь.

Для декомпозиции антропогенных источников построена электронная карта оперативно-территориальных единиц (ОТЕ) на территории субъектов ДВР с разрешением 0,025° градусной сети (2,75 км на 1,5 км). При определении пожароопасных участков растительности применяются участки квартальной сети субъектов ДВР из открытых источников федеральных организаций субъектов РФ.

Алгоритм реализован в ГИС прогноза появления пожаров (рисунок 1) и состоит из следующих этапов: построение БД пожаров растительности по данным спутниковых снимков; расчет расстояния от пожаров растительности до населенных пунктов и автомобильных дорог; определение наиболее пожароопасных кварталов лесничеств вблизи населенных пунктов и автомобильных дорог; расчет частоты появления пожаров растительности на участках лесного фонда от антропогенных источников в весенний и осенний периоды; выделение населенных пунктов и участков автомобильных дорог для регламентации лесоохранных мероприятий; формирование лесоохранных мероприятий вблизи пожароопасных кварталов лесничеств [7].

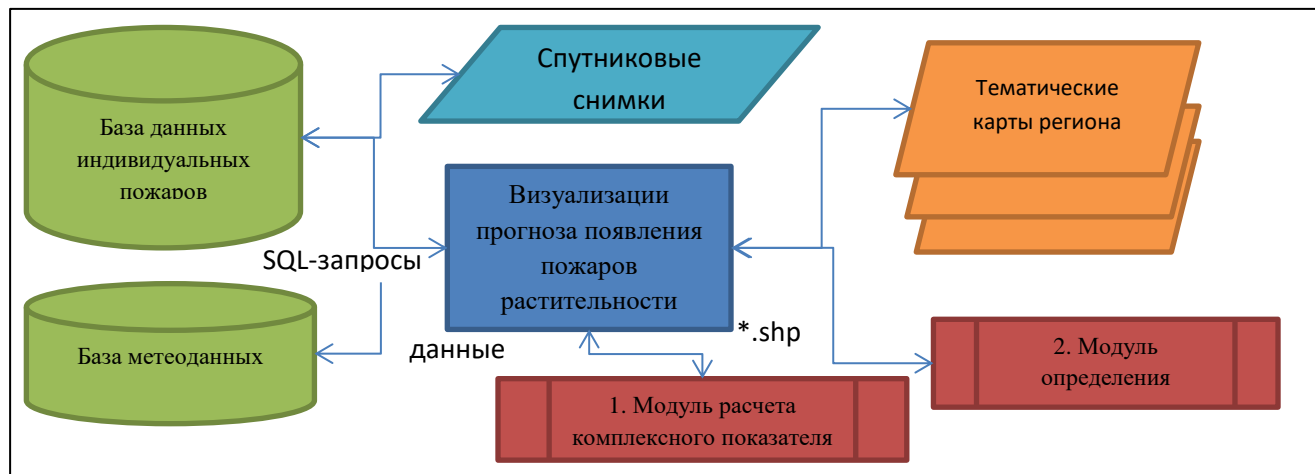


Рисунок 1 - Концептуальная модель ГИС появления пожаров растительности

Тематические карты региона представлены векторными слоями в формате shp. Населенные пункты изображены в точечном (places) и полигональном (places_a) слоях, атрибуты пространственных объектов содержат идентификатор (osm_id); наименование (name); тип объекта (fclass); численность жителей на год переписи (population). Согласно стандарту OSM атрибут fclass содержит 12 значений, из них для работы отобраны по численности жителей: hamlet, village, town и city. В полиномиальном слое автомобильных дорог (road) из значений атрибута fclass выбраны: unclassified, tertiary, secondary, primary и trunk.

Визуализация прогноза появления пожаров растительности построена на модификации детерминированно-вероятностной модели [8]:

$$F_{i,j}(B) = \begin{cases} F_{i,j}(C) [(F_{i,j}(N)F_{i,j}(B/N) + F_{i,j}(M)F_{i,j}(B/M))] & \text{при } R_N \leq R_{cr} \\ F_{i,j}(C) [(F_{i,j}(D)F_{i,j}(B/D) + F_{i,j}(M)F_{i,j}(B/M))] & \text{при } R_N > R_{cr} \end{cases}$$

где: i – день расчета; j – номер квартала лесничества; $F_{i,j}(B)$ - вероятность появления пожаров растительности (событие B); $F_{i,j}(C)$ – вероятность возгорания при определенном значении метеорологического индекса пожарной опасности; $F_{i,j}(N)$, $F_{i,j}(D)$ – вероятность появления антропогенного источника огня в кварталах от ближайших населенных пунктов или автомобильных дорог; $F_{i,j}(B/N)$, $F_{i,j}(B/D)$ - вероятность возгорания вследствие появления антропогенных источников огня; $F_{i,j}(M)$, $F_{i,j}(B/M)$ - вероятность появления природного источника и возгорания вследствие его появления; R_N , R_{cr} – расстояние от квартала до ближайшего населенного пункта и между кварталом и населенным пунктом или и автомобильными дорогами, после которого значительно уменьшается количество пожаров

Модуль № 1 предназначен для определения вероятности $F_{i,j}(C)$ возгорания растительности при определенном значении индекса В.Г. Нестерова.

В модуле № 2 ведется расчет вероятности $F_{i,j}(N)$, $F_{i,j}(D)$ появления антропогенных источников. Распределение дистанций от пожаров до антропогенного источника фиксировалось в пределах 50 км средствами ГИС Mapinfo Professional 15. Статистическая обработка осуществлялась агрегирующими SQL-запросами к атрибутивной базе данных MS Access 2007. Отсутствие антропогенной пожароопасной нагрузки от населенного пункта предполагалось на расстоянии более 9 км от него, далее от этого расстояния причиной возникновения пожаров считалось население, прибывшее не более 12 км от ближайшей автомобильной дороги [9].

Возможное появления пожаров растительности осуществлялось в ОТЕ (декомпозиция полилиний участков автомобильных дорог и населенных пунктов). Построение буферных зоны вокруг пожаров растительности радиусом 12 км позволило в ОТЕ зафиксировать пересечение с каждым пожаром и провести частотный анализ появления пожаров вблизи конкретного населенного пункта или участка автомобильной дороги.

Для регламентации лесоохранных мероприятий особое внимание уделено предотвращению доступа населения к кварталам участков лесничеств, расположенных на расстоянии 3÷9 км от населенных пунктов и в пределах 0÷3 км от ближайшей к кварталу автомобильной дороги, а также в ОТЕ антропогенных источников.

Верификацию алгоритма планируется выполнить на примере субъектов юга ДВР: Амурская область, Хабаровский край, Приморский край, Еврейской автономной области (ЕАО). В данных субъектах расположено 1830 населённых пунктов, а общая протяженность

автомобильных дорог составляет 29557,9 км. Пожароопасный сезон начинается с 1 апреля по 31 октября и выделяется два пика пожарной опасности. Весенний пик наблюдается 25 апреля и осенний 10 октября. За период с 2013 по 2022 гг. зафиксировано 152225 индивидуальных пожаров растительности. Значительная часть пожаров расположена вблизи населенных пунктов (Приморский край, 93,2 % общего числа пожаров в субъекте РФ) и автомобильных дорог (ЕАО, 26,9 %). Наибольшая концентрация антропогенных источников сосредоточена в кварталах участковых лесничеств на расстоянии 3÷6 км от населенных пунктов и принимала значения от 275 до 1142 случаев возгорания в сезоне и 0÷3 км от автомобильных дорог от 55 до 104 случаев в пожароопасном сезоне.

Таким образом, предложенный алгоритм определения антропогенной нагрузки вблизи участков растительности актуален для южных субъектов ДВР при моделировании возникновения пожаров растительности по природно-антропогенным условиям и формирования противопожарных рекомендаций на особо удаленных и труднодоступных территориях.

1. Zubareva A.M., Glagolev V.A., Grigorieva E.A. Characteristics of the spatial and temporal distribution of fire regime in one of the most fire prone region of the Russian far east Geography // Environment, Sustainability. 2021. V. 14. N 2. P. 74-82.

2. Егармин П.А. Система детальной оценки пожарной опасности лесной территории: Автореф. дис. ... канд. техн. наук. Красноярск: Сибирский государственный технологический университет. Красноярск, 2005. 21 с.

3. Подольская А.С., Еришов Д.В., Шуляк П.П. Применение метода оценки вероятности возникновения лесных пожаров в ИСДМ-Рослесхоз // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2011. Т. 8. № 1. С. 118-126.

4. Geofabric Download Server OpenStreetMap [Электронный ресурс]. URL: <https://download.geofabrik.de/russia.html> (Дата обращения: 14.03.2023).

5. Global Fire Atlas with Characteristics of Individual: сайт [Электронный ресурс]. URL: https://daac.ornl.gov/cgi-bin/dsvviewer.pl?ds_id=1642 (Дата обращения: 14.03.2023).

6. Информационная система дистанционного мониторинга Федерального агентства лесного хозяйства [Электронный ресурс]. URL: https://pushkino.aviales.ru/main_pages/index.shtml (Дата обращения: 14.03.2023).

7. Шешуков М.А., Найкруг И.З., Переветайло И.И., Дунда Е.Е. Рекомендации по лесопожарной профилактике и тушению лесных пожаров в зоне наземной охраны лесов Дальнего Востока. Хабаровск: ДальНИИЛХ, 1983. 44 с.

8. Кузнецов Г.В., Барановский Н.В. Прогноз возникновения лесных пожаров и их экологических последствий. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. 301 с.

9. Андреев Ю.А., Ларченко Г.Ф. Социально-психологические аспекты рекреационных посещений леса и возникновение пожаров // Лесные пожары и борьба с ними. 1987. С. 251-263.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ АЭРОЗОЛЬНЫХ ПОЛЕЙ АТМОСФЕРЫ ОЗ. БАЙКАЛ (КОРАБЕЛЬНАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ, ИЮЛЬ 2022 Г.)

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, Imza@mail.ru

В работе приведены результаты лазерного зондирования атмосферы над акваторией оз. Байкал в летней корабельной экспедиции 2022 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. По результатам проведенных исследований было установлено, что в период проведения экспедиции наблюдались либо фоновые значения содержания аэрозоля в атмосфере, либо слабое заполнение аэрозолями нижней тропосферы, за счет локальных источников загрязнений.

Атмосферный аэрозоль и парниковые газы являются одним из ключевых объектов в задачах исследования климата и прогнозирования экологических изменений [1]. Инструментальные исследования физико-химического состава атмосферы байкальского региона и процессов формирования и переноса малых газовых примесей и аэрозольных полей атмосферы ведутся как на стационарных пунктах (п. Листвянка, п. Большие Коты), так и с использованием научно-исследовательских судов [2-9]. В продолжение регулярных ежегодных исследований, проводимых с целью изучения загрязнения атмосферы над акваторией оз. Байкал, с 18 по 24 июля 2022 г. с использованием лидара «ЛОЗА-А2», а также средств локального контроля, установленных на НИС «Г.Ю. Верещагин», был проведен очередной комплексный эксперимент. На рисунке 1 приведены вид судна «Г.Ю. Верещагин», с расположенным на левом борту лидаром, а также маршрут следования судна с местами основных стоянок.

Начало экспедиции было в п. Листвянка, 18 июля. Затем НИС «Г.Ю. Верещагин» двигался по Южному Байкалу, вдоль западного берега п. Култук – г. Слюдянка – г. Байкальск и вернулось 19 июля в п. Листвянка. Из Листвянки 19 июля судно двигалось на север, вдоль западного берега до Малого Моря и чуть севернее. С 21 июля маршрут проходил вдоль восточного берега, по направлению на юг. Дойдя до п. Танхой, повернули к западному берегу,

дошли до п. Большие Коты, затем была стоянка у истока р. Ангары и после чего 23 июля вечером вернулись в п. Листвянка.

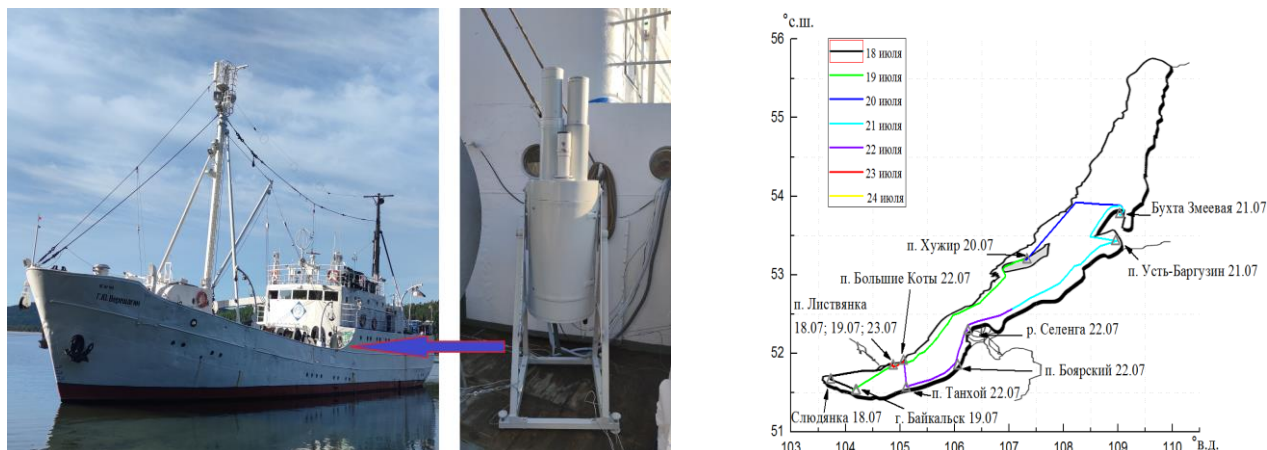


Рисунок 1 – Вид НИС «Г.Ю. Верещагин» с установленным на борту лидаром «ЛОЗА-А2» и маршрут следования судна в экспедиции 2022 г. с местами и датами основных стоянок

Анализ синоптической обстановки над оз. Байкал проводился с использованием данных ФГБУ «Арктический и антарктический научно-исследовательский институт» [10]. Общая синоптическая ситуация в период проведения экспедиции была обусловлена действием циклона западнее Байкала, с центром над Красноярским краем. Большую часть времени измерений погода была пасмурная и дождливая, с низкой облачностью, временам наблюдались прояснения.

Для получения информации о вертикальном распределении и временной динамике аэрозоля использовались возможности мобильного аэрозольно-рамановского лидара «ЛОЗА-А2». За время проведения экспедиции не было зарегистрировано аномально высоких значений содержания аэрозоля в атмосфере. Отдельно можно выделить несколько эпизодов, когда формирование пространственной структуры аэрозоля в атмосфере проходило за счет локальных источников загрязнений. В качестве примера таких наблюдений, ниже приведены результаты, полученные 18 июля 2022 г. (рис 2а), во время стоянки судна возле г. Слюдянка (~1 км от берега) и в ночь 23-24 июля 2022 г., во время стоянки судна в п. Листвянка.

18 июля 2022 г регистрировалось заполнение аэрозолем в приводном слое до 250 м, пограничный слой слабовыраженный, на высоте 1 км. Вечером 23 июля, наблюдались отдельные аэрозольные образования в нижней части тропосферы, до высот 1000 м (рис. 3). Выше на ~ 2 и 3 км была сплошная облачность.

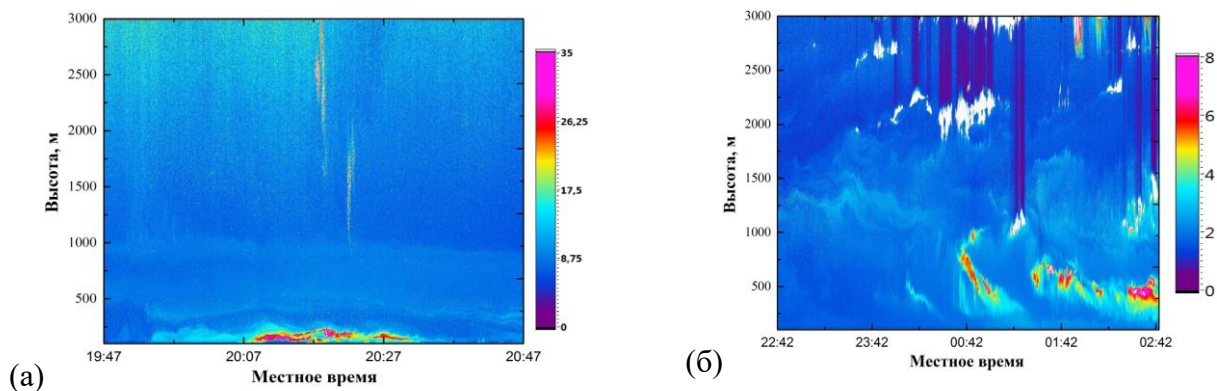


Рисунок 2 – Пространственно-временная структура аэрозольного поля тропосферы, полученная: (а) 18 июля 2022 г. ($\lambda=532$ нм) – рядом с г. Слюдянка и (б) 23-24 июля 2022 г. ($\lambda=532$ нм) – п. Листвянка

Для случая наблюдений 18 июля 2022 г траекторный анализ с использованием модели HYSPLIT [11] показал (рис. 3а), что направление переноса было с юга, со стороны Слюдянки. 23-24 июля 2022 г. наблюдаемый аэрозоль был перенесен за счет ветровых потоков с севера-запада (рис. 3б), примерно над г. Ангарском и г. Иркутском, вдоль р. Ангары.

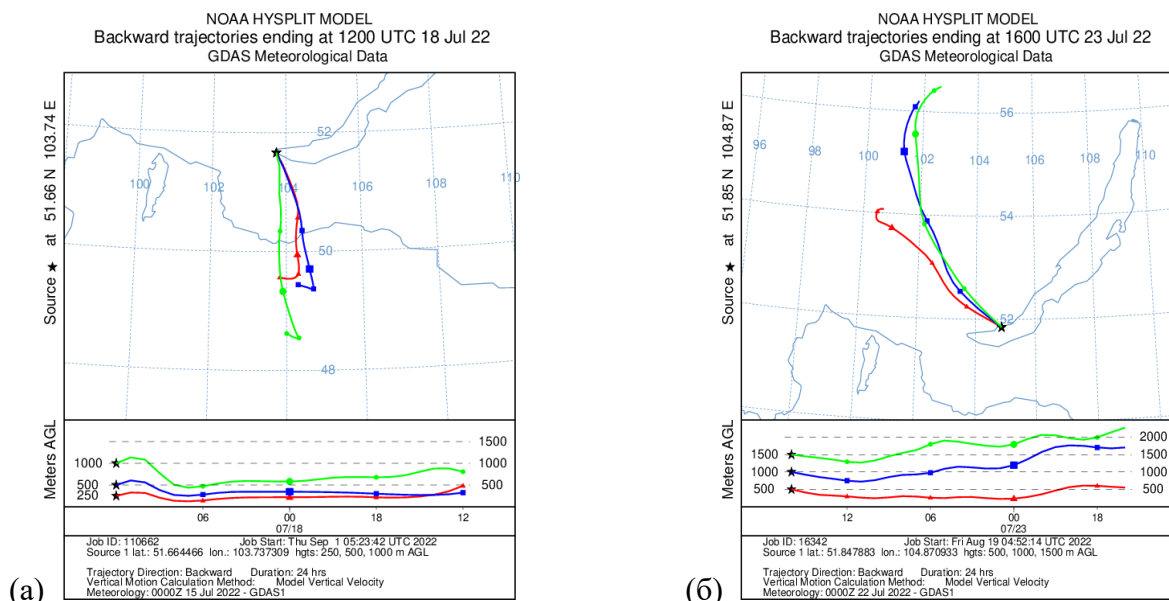


Рисунок 3 – Обратные траектории, рассчитанные с использованием модели HYSPLIT [11] для: (а) 18 июля 2022 г. и (б) 23-24 июля 2022 г. (время UTC (местное +8 ч))

Получаемые на основе лидарных данных изображения пространственно-временной структуры аэрозоля над оз. Байкал является основой для получения информации о состоянии атмосферы над оз. Байкал. В отличие от корабельных экспедиций 2018-2019 гг. [7], в экспедициях 2021-2022 гг. не было зарегистрировано присутствия в атмосфере аномально высоких значений содержания дымового аэрозоля от лесных пожаров в Сибири. Это объясняется общей синоптической обстановкой, сложившейся в период проведения экспедиции. Циклоническая деятельность приводила к очищению атмосферы за счет

постоянных осадков и сильных ветров. Поэтому основной вклад в загрязнение атмосферы приносили близлежащие локальные источники с береговой зоны.

Изображения пространственных разрезов аэрозольных полей атмосферы над оз. Байкал, полученные в ходе ежегодных лидарных экспедиций, совместно с метеоданными во время наблюдений, открыты для общего доступа на сайте Института оптики атмосферы [12].

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект №19-77-20058).

1. Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Core Writing Team, R.K. Pachauri, L.A. Meyer (eds.). Geneva, Switzerland: IPCC, 2014. 151 p.

2. Dieudonné E., Chazette P., Marnas F., Totems J., and Shang X. Lidar profiling of aerosol optical properties from Paris to Lake Baikal (Siberia) // *Atmos. Chem. Phys.* 2015. V. 15 № 9. P. 5007-5026.

3. Izmet'eva L.R., Moore M.V., Hampton S.E., Ferwerda C.J., Gray D.K., Woo K.H., Pislegina H.V., Krashchuk L.S., Shimaraeva S.V., Silow E.A. Lake-wide physical and biological trends associated with warming in Lake Baikal // *J. Great Lakes Res.* 2016. V. 42. N 1. P. 6–17.

4. Семенов М.Ю., Маринайте И.И., Голобокова Л.П., Хуриганова О.И. Источники полициклических ароматических углеводородов приземного слоя воздуха и поверхностного слоя воды озера Байкал // *Геоэкология.* 2018. № 3. С. 56–64.

5. Домышева В.М., Панченко М.В., Пестунов Д.А., Сакирко М.В., Шамрин А.М. Оценка первичной биопродукции в воде прибрежной зоны оз. Байкал на основе суточного хода концентрации CO₂ в разные сезоны (2005–2021 гг.) // *Оптика атмосферы и океана.* 2022. Т. 35. № 08. С. 686–694.

6. Zayakhanov A.S., Zhamsueva G.S., Sungrapova I.P., Tsydyrov V.V. Features of diurnal variability of ultrafine aerosol in the air of the Baikal coastal zone and arid zone of Mongolia // *Atmos. Oceanic Opt.* 2018. V. 31. No. 03. P. 257–262.

7. Popovicheva O., Molozhnikova E., Nasonov S., Potemkin V., Penner I., Klemasheva M., Marinaite I., Golobokova L., Vratolis S., Eleftheriadis K., Khodzer T. Industrial and wildfire aerosol pollution over world heritage Lake Baikal // *Journal of Environmental Sciences.* 2021. V. 107. P. 49-64.

8. Smalikho I.N., Banakh V.A., Sukharev A.A. Determination of turbulence parameters from the spectra of vertical wind velocity component measured by a pulsed coherent Doppler lidar. Part III. Experiment on the coast of Lake Baikal // *Optika Atmosfery i Okeana.* 2021. V. 34. No. 11. P. 891–897.

9. Taschilin, M.; Yakovleva, I.; Sakerin, S.; Zorkaltseva, O.; Tatarnikov, A.; Scheglova, E. Spatiotemporal variations of aerosol optical depth in the atmosphere over Baikal region based on MODIS data // *Atmosphere.* 2021. V. 12. 1706.

10. Арктический и антарктический научно-исследовательский институт [Электронный ресурс]. URL: <http://www.aari.ru/> (Дата обращения: 06.02.2023).

11. 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.

12. ГОЗА Лидарные данные Озеро Байкал, Боярск [Электронный ресурс]. URL: <http://loza.iao.ru/Data/baikal/> (Дата обращения: 17.02.2023).

КОНЦЕПЦИЯ ТРЕХКАНАЛЬНОЙ МОБИЛЬНОЙ ИК-ЛИДАРНОЙ СИСТЕМЫ ДЛЯ ЗОНДИРОВАНИЯ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ В АТМОСФЕРЕ

Яковлев С.В., Садовников С.А., Романовский О.А., Харченко О.В., Кравцова Н.С.

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

e-mail: ysv@iao.ru, sadsa@iao.ru, roa@iao.ru, olya@iao.ru, kravtsova@iao.ru

Проведено моделирование лидарных сигналов в информативных диапазонах зондирования парниковых газов (CH_4 , CO_2 , H_2O) в атмосфере на горизонтальных и наклонных тропосферных трассах с использованием разрабатываемой трехканальной мобильной лидарной системы ИК-диапазона. Представлен технический облик разрабатываемой трехканальной мобильной лидарной системы ИК-диапазона.

Для контроля текущего состояния окружающей среды в отдельных территориальных районах (индустриальный центр, районы фонового состояния атмосферы, болотные экосистемы) необходимо осуществлять высококачественные наблюдения за концентрацией и распространением парниковых газов. С точки зрения дистанционного газоанализа атмосферы особенное внимание сегодня уделяется ближнему и среднему ИК-диапазонам спектра, ввиду расположения в них большого числа колебательных, колебательно-вращательных линий и полос поглощения парниковых газов (метан - CH_4 , углекислый газ - CO_2 , водяной пар - H_2O). Лазерное детектирование и измерение концентраций газовых примесей (парниковых газов, в частности) в ИК-диапазоне спектра основано на принципе лазерной абсорбционной спектроскопии (ЛАС). Среди методов газоанализа, основанных на ЛАС, можно выделить метод дифференциального поглощения (лидарный (DIAL - Differential Absorption Lidar), трассовый (IPDA - Integrated-Path Differential Absorption) методы) [1–7] и диодную лазерную абсорбционную спектроскопию (DLAS - Diode Laser Absorption Spectroscopy) [8–12]. Целью работы является разработка трехканальной мобильной ИК-лидарной системы для зондирования парниковых газов (CH_4 , CO_2 , H_2O). Разработка любого лидара требует предварительного численного моделирования лидарных измерений в части оценки обратно рассеянного сигнала и дальности зондирования.

Для подтверждения возможности функционирования разрабатываемого лидара при работе на горизонтальных/наклонных трассах проведено численное моделирование лидарных сигналов в информативных диапазонах зондирования CH_4 , CO_2 , H_2O . Моделирование проведено для условий атмосферы лета средних с использованием метеорологических моделей ИОА СО РАН [13] с учетом текущей концентрации CH_4 и CO_2 .

Для численного моделирования лидарных сигналов были использованы информативные линии/длины волн (диапазоны) зондирования парниковых газов в ближней и средней ИК-

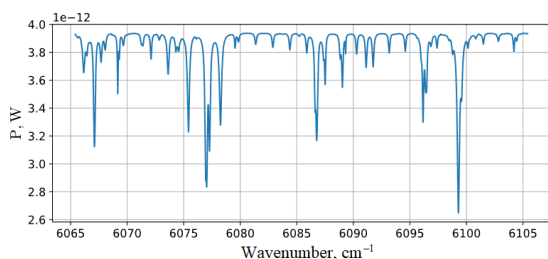
области спектра (полосы поглощения H₂O близ 1.59, 1.63 и 1.64 мкм, CO₂ ~ 2.08 мкм, CH₄ ~3.4 мкм). Расчет регистрируемых сигналов проводился с использованием программы «LIDA» [14].

В качестве основных входных параметров для численного моделирования функционирования лидара при зондировании CH₄, CO₂, H₂O выступают: длина волны генерации лазера, энергия в импульсе лазерного излучения/мощность непрерывного лазерного излучения, аппаратная функция, диаметры приемных апертур телескопов, характеристики элементов фотоприёмного тракта и др. Входные данные для проведения численного моделирования приведены в таблице 1.

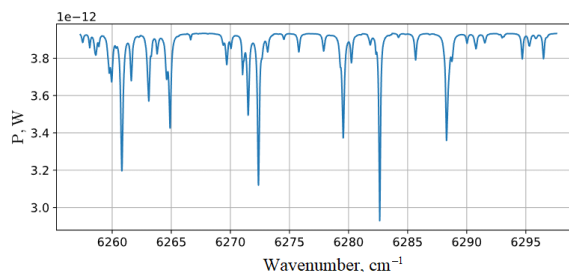
Результаты моделирования приведены на рисунках 1–4.

Таблица 1. Входные данные для проведения численного моделирования лидарных сигналов в информативных диапазонах зондирования CH₄, CO₂, H₂O

Лидарный канал	№ 1	№ 2	№ 3
Детектируемый газ	CH ₄	CO ₂	H ₂ O
Метод зондирования	IPDA/DIAL	IPDA/DIAL/DLAS	IPDA/DIAL/DLAS
Концентрация, ppm	2	420	15600
Дальность зондирования, км	2		
Диапазон длин волн зондирования, мкм	~3.4	~ 2.08	1.55–1.65 (~1.59, ~1.63, ~1.64)
Волновое число, см ⁻¹	2914–2930	4790–4808	6065–6295
Максимальная энергия в импульсе, мДж	4.5	15	–
Выходная мощность, мВт	–	–	40
Аппаратная функция (AF), см ⁻¹	1.45	0.001	0.001
Альбеде отражающей поверхности для IPDA зондирования	0.1		
Геометрия трассы зондирования	горизонтальная/наклонная		
Диаметр приемной апертуры, мм	300	200	200
NEP, Вт/Гц ^{0,5}	10 ⁻¹¹ –10 ⁻¹³		



а)



б)

Рисунок 1 – Лидарные сигналы (P, W) в информативном диапазоне IPDA и DLAS зондирования H₂O (а – $\nu_{on} \sim 6075.4 \text{ см}^{-1}$ и 6099.3 см^{-1} ; б – $\nu_{on} \sim 6272.2 \text{ см}^{-1}$ и 6282.6 см^{-1})

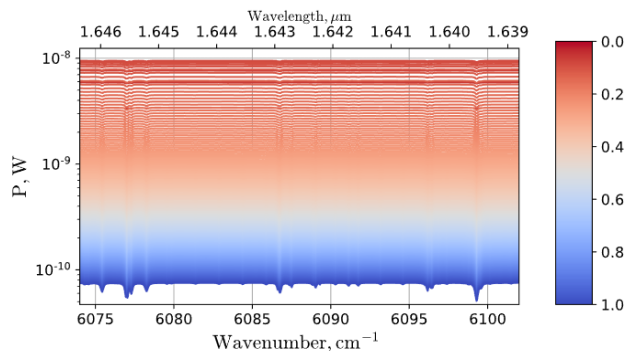
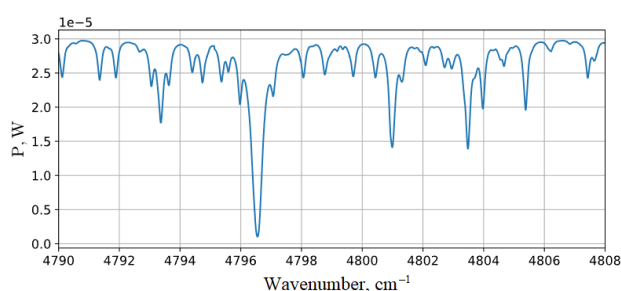
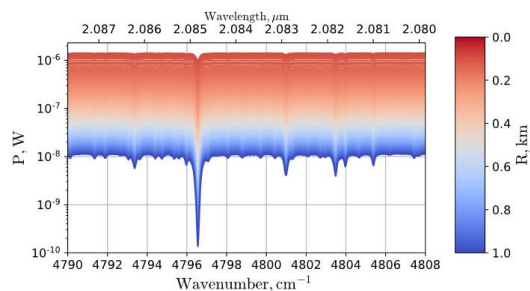


Рисунок 2 – Лидарные сигналы (P, W) в информативном диапазоне DIAL зондирования H₂O ($\nu_{on} \sim 6075.4 \text{ см}^{-1}$ и 6099.3 см^{-1})

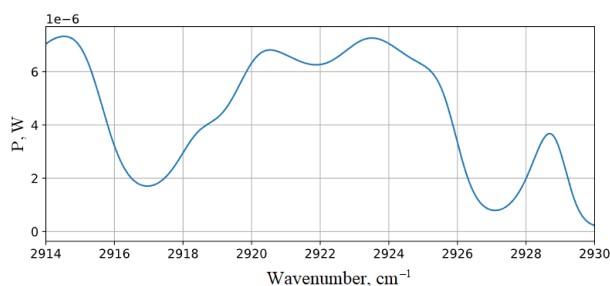


а)

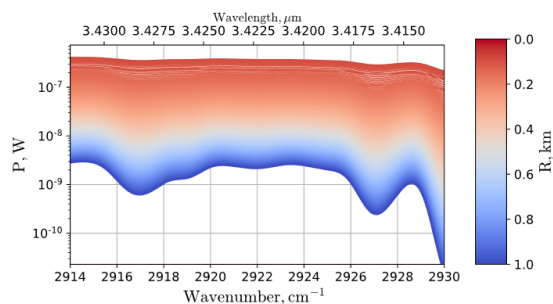


б)

Рисунок 3 – Лидарные сигналы (P, W) в информативном диапазоне IPDA/DLAS (а) и DIAL (б) зондирования CO₂ ($\nu_{on} \sim 4791.6 \text{ см}^{-1}$ и 4807.4 см^{-1})



а)



б)

Рисунок 4 – Лидарные сигналы (P, W) в информативном диапазоне IPDA (а) и DIAL (б) зондирования CH₄ ($\nu_{on} \sim 2917.0 \text{ см}^{-1}$ и 2927.0 см^{-1})

В ходе проведения численного моделирования лидарных сигналов подтверждена возможность IPDA/DIAL/DLAS зондирования CH₄, CO₂, H₂O на отобранных в ИК-диапазоне информативных линиях/длинах волн на заявленной дальности зондирования до 2 км. Значения полученных лидарных сигналов (рисунки 1–4) в информативных диапазонах зондирования метана, водяного пара и углекислого газа не превышают значения NEP фотодетектора ($\sim 10^{-11}$ – 10^{-13} Вт) и достаточны для восстановления концентрации исследуемых (целевых) газов.

В процессе разработки мобильного трехканального лидара для мониторинга парниковых газов в атмосфере используются элементы, зарекомендовавшие себя в ходе эксплуатации в

созданных ранее лидарных системах ИК диапазона спектра [15-16]. Модель лидара показана на рисунке 5.

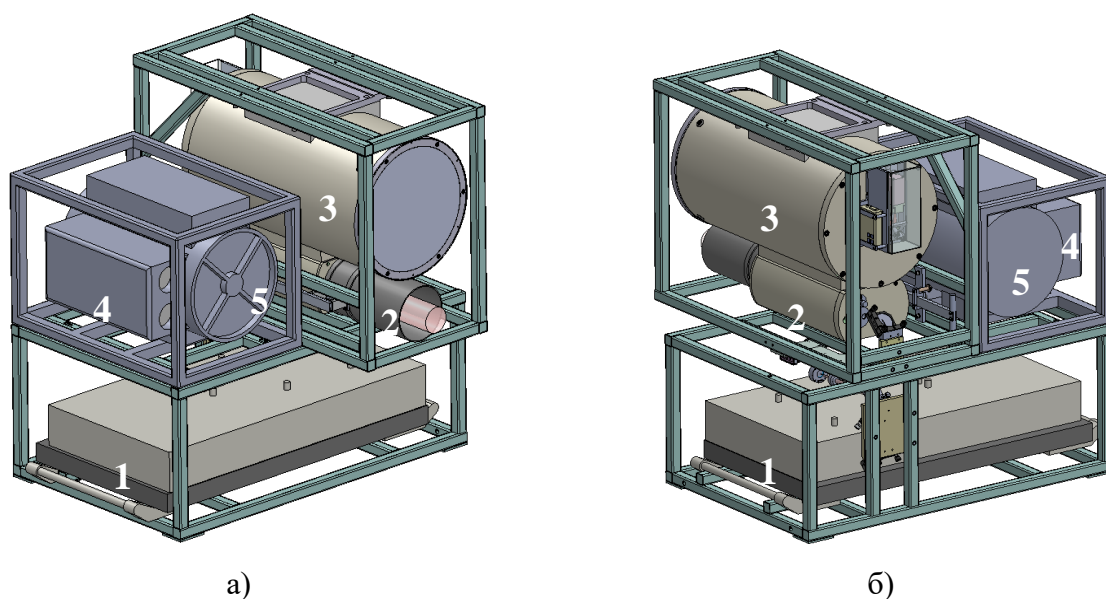


Рисунок 5 – Модель трехканального мобильного лидара для мониторинга парниковых газов в атмосфере в двух проекциях (а – фронтальная проекция, б – вид сзади)

Принцип работы лидара состоит в следующем. Лазер 1 лидарного канала № 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 отражается от первого плоского зеркала и проходит сквозь набор цветных стёкол, предназначенных для снижения уровня выходного сигнала. После этого лазерный пучок отражается от второго плоского зеркала и проходит сквозь плоскопараллельную пластину, при этом часть энергии пучка отражается в направлении плосковыпуклой линзы, фокусирующей излучение на фоточувствительной площадке измерителя энергии. Лазерный пучок с помощью третьего плоского зеркала направляется во внеосевой зеркальный коллиматор 2, после прохождения которого отправляется в атмосферу.

Часть лазерного излучения рассеивается по мере прохождения по атмосфере в направлении телескопа Кассегрена 3. Собранное телескопом 3 излучение отводится плоским зеркалом на узкополосный фильтр после чего регистрируется фотоприёмником. Из соотношения лидарных сигналов, регистрируемых фотоприёмником, производится восстановление концентраций исследуемого газа в атмосфере.

Блок лазерных источников 4 лидарных каналов № 2 и 3 генерирует импульсное излучение с энергиями в импульсах до 15 мДж и непрерывное излучение с выходной мощностью 40 мВт на двух информативных для газоанализа атмосферы длинах волн для каждой пары диодов,

соответственно. Лазерные пучки на выходе из блока лазерных диодов направляются в атмосферу.

Часть лазерного излучения рассеивается по мере прохождения по атмосфере в направлении телескопа Ньютона 5. Собранное телескопом 5 излучение отводится плоским зеркалом на коллимирующую линзу и направляется на дихроичное зеркало, которое делит излучение на два канала, и направляет его через узкополосные фильтры и фокусирующие линзы на чувствительные площадки фотоприёмников, регистрирующих излучение лидарных каналов № 2 и 3. Из соотношения лидарных сигналов, регистрируемых фотоприёмниками для лидарного канала № 2 и 3 отдельно, производится восстановление концентраций исследуемого газа в атмосфере.

Местом базирования лидарной установки будет являться автомобильный фургон с климатическим контролем для предотвращения перегрева основных узлов и элементов его приемопередающей части (например, блок питания лазера лидарного канала № 1 и т.п.).

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. Wagner G.A., Plusquellic D.F. Ground-based, integrated path differential absorption LIDAR measurement of CO₂, CH₄, and H₂O near 1.6 μm // Appl. Opt. 2016. V. 55. P. 6292–6310.

4. Innocenti F., Robinson R., Gardiner T., Finlayson A., Connor A.J.R.S. Differential absorption lidar (DIAL) measurements of landfill methane emissions // Remote Sens. 2017. V. 9. 953.

5. Gibert F., Edouart D., Cénac C. 2-μm high-power multiple-frequency single-mode Q-switched Ho:YLF laser for DIAL application // Appl. Phys. B. 2014. V. 116. P. 967–976.

6. Gibert F., Edouart D., Cénac C., Le Mounier F., Dumas A. 2-μm Ho emitter-based coherent DIAL for CO₂ profiling in the atmosphere // Opt. Lett. 2015. V. 40. P. 3093–3096.

7. Григорьевский В.И., Садовников В.П., Элбакидзе А.В. Измерения фоновой концентрации метана дистанционным лидаром на километровых трассах в районе Московской области // Журнал радиоэлектроники [Электронный журнал]. 2021. № 9.

8. Feng Y., Chang J., Chen X., et al. Application of TDM and FDM methods in TDLAS based multi-gas detection // Optical and Quantum Electronics. 2021. V. 53. № 4. P. 1-11.

9. Liang W., Wei G., He A., et al. A novel wavelength modulation spectroscopy in TDLAS // Infrared Physics & Technology. 2021. V. 114. № 33. 103661.

10. Xia J., Zhu F., Zhang S., Kolomenskii A., Schuessler H. A ppb level sensitive sensor for atmospheric methane detection // *Infrared Physics & Technology*. 2017. V. 86. P. 194–201.
11. Dong L., Tittel F.K., Li C., et al. Compact TDLAS based sensor design using interband cascade lasers for mid-IR trace gas sensing // *Optics Express*. 2016. V. 24. № 6. A528.
12. Yang H., Bu X., Song Y., Shen Y. Methane concentration measurement method in rain and fog coexisting weather based on TDLAS // *Measurement*. 2022. 112091.
13. Зуев В.Е., Комаров В.С. Статистические модели температуры и газовых компонентов атмосферы // Л.: Гидрометеоиздат, 1986. 264 с.
14. Садовников С.А. Программно-алгоритмическая система для численного моделирования широкополосного лазерного газоанализа атмосферы // *Информационно-управляющие системы*. 2018. № 6. С. 66-73.
15. Романовский О.А., Садовников С.А., Харченко О.В., Яковлев С.В. Дистанционный анализ содержания метана в атмосфере ИК-лидарной системой дифференциального поглощения в спектральном диапазоне 3300–3430 нм // *Оптика атмосферы и океана*. 2019. Т. 32. № 11. С. 896-901.
16. Yakovlev S.V., Sadovnikov S.A., Romanovskii O.A. Mobile Airborne Lidar for Remote Methane Monitoring: Design, Simulation of Atmospheric Measurements and First Flight Tests // *Remote Sens*. 2022. V. 14. 6355.

ОСОБЕННОСТИ ВАРИАЦИЙ АЭРОЗОЛЬНОЙ ОПТИЧЕСКОЙ ТОЛЩИ В БАЙКАЛЬСКОМ РЕГИОНЕ ПО ДАННЫМ ЭКСПЕДИЦИОННЫХ ИЗМЕРЕНИЙ В 2018-2022 ГГ

Тащилин М.А., Яковлева И.П., Обытоцкий Г.В.

Институт солнечно-земной физики СО РАН, г. Иркутск, Россия

e-mail: miketash@iszf.irk.ru, resels@iszf.irk.ru, vesker@gmail.com

В работе рассматриваются особенности вариаций аэрозольной оптической толщи (АОТ) в Байкальском регионе. Были использованы данные экспедиционных измерений за период 2018-2022 гг., полученные с помощью портативного фотометра SPM, разработанного в Институте оптики атмосферы СО РАН. В работе анализируются оптические характеристики АОТ, мелко- и грубодисперсной компонент АОТ, параметры Ангстрема, восстановленные параметры микроструктуры аэрозоля. Показано, что аэрозольное замутнение в летнее время обусловлено ростом концентрации мелкодисперсного аэрозоля. Средние/модальные значения АОТ в коротковолновой области спектра превышают средние значения АОТ для Байкальского региона в 3-8 раз.

Введение. Атмосферный аэрозоль, наряду с парниковыми газами и облачностью, оказывает значительное влияние на радиационные процессы атмосферы Земли. Одним из параметров аэрозоля, который характеризует ослабление излучения в атмосфере за счёт его поглощения и рассеяния, является аэрозольная оптическая толщина (АОТ). Дымовой аэрозоль, образующийся в результате лесных пожаров, оказывает сильное воздействие на радиационные характеристики атмосферы и является важной составляющей оптической погоды в ряде регионов, включая Байкальский регион. Характеристики дымового аэрозоля являются предметом многих исследований по всему миру, как на основе модельных, так и натуральных экспериментальных измерений. Оптические и радиационные свойства аэрозоля, включая территорию Сибири, рассматривались во многих работах [1-10]. В настоящем исследовании, используя данные экспедиционных измерений АОТ в Байкальском регионе с помощью портативного фотометра SPM, анализируются спектральные характеристики аэрозоля за период 2018-2022 гг.

Используемые данные и анализируемые характеристики. Методы солнечной фотометрии являются одним из наиболее эффективных инструментов получения информации о параметрах аэрозоля. В работе были использованы данные мобильного фотометра SPM. Портативный солнечный фотометр SPM предназначен для измерений АОТ и влагосодержания атмосферы в экспедиционных и мобильных условиях, из положения «с руки». Основные характеристики фотометра: 12 каналов (0.34, 0.37, 0.44, 0.50, 0.55, 0.67, 0.78, 0.87, 0.94, 1.04, 1.55, 2.14 мкм), погрешность измерений ~ 0.5%. Методика расчета спектральных АОТ и влагосодержания атмосферы фотометром SPM описана в [11]. В рамках данной работы были

проведены измерения характеристик атмосферного аэрозоля в постоянном пункте наблюдений в Геофизической обсерватории (ГО) ИСЗФ СО РАН п. Торы (51,78°с.ш., 103°в.д), а так же в экспедиционных условиях вблизи п. Сарма (53,08°с.ш., 106,83°в.д.) и г. Бабушкин (51,83°с.ш., 106,06°в.д.). Периоды проведения измерений: 2018 г. – п. Сарма: 23.07-24.07, п. Торы: 17.07-18.07; 2019 г. – п. Торы: 03.08, п. Сарма: 06.07-07.07, 24.07-25.07; 2020 г.- г. Бабушкин: 04.07; 2022 г. – п. Торы: 23.06, 01-07.08.

В работе анализируются следующие характеристики АОТ: значения спектральных АОТ τ_λ^a , влагосодержание атмосферы $W(\text{г}/\text{см}^2)$, показатель селективности Ангстрема α , коэффициент мутности β , вклад в АОТ грубодисперсного τ^c и мелкодисперсного $\tau_{0.5}^f$ аэрозоля, полученные по методике, описанной в [12].

Сравнение спектральных характеристик АОТ. Средние спектральные зависимости АОТ в трех пунктах наблюдения для периода 2018-2022 гг. приведены на рис. 1.

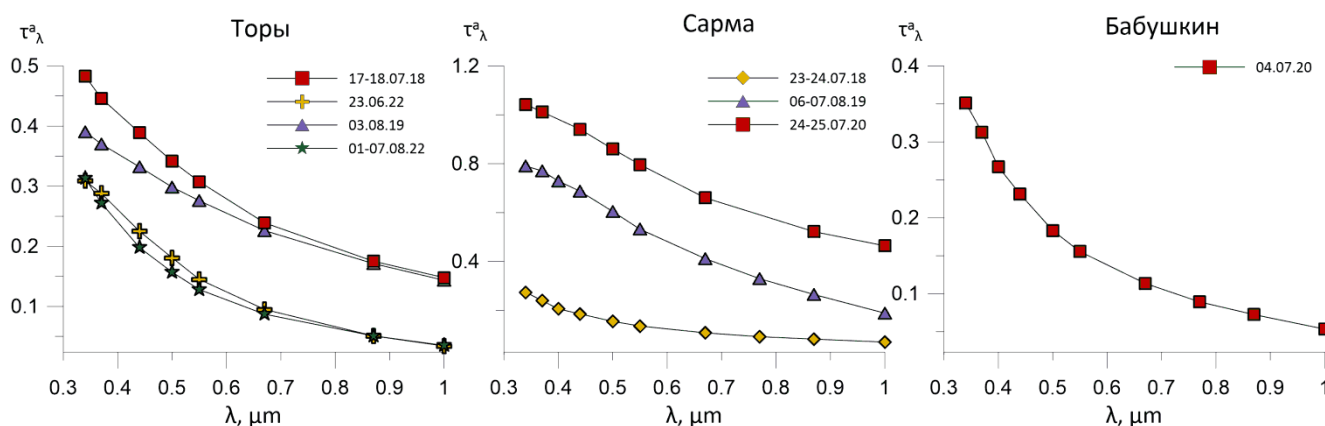


Рисунок 1 – Средние спектральные зависимости τ_λ^a в трех пунктах наблюдения

Как видно из рис. 1 экспедиционные измерения были проведены при различных уровнях загрязнения атмосферы: низким (например, п. Торы: 23-06.22, 01-07.08.22), когда средние значения АОТ в коротковолновой области спектра соответствовали среднему АОТ для Байкальского региона ($\tau_{0.5}^a = 0.17$) [10], среднем (например, п. Торы: 17-19.07.18 г, 03.08.19 г; п. Сарма: 24-25.07.20 г.; г. Бабушкин: 04.07.20 г.), когда средние АОТ в коротковолновой области спектра превышали среднее АОТ для Байкальского региона в 2-3 раза, и высоком (например, п. Сарма: 23-24.07.18 г., 06-07.08.19 г.), когда превышение достигало 6-8 раз, причем в большей части спектра. Для условий с низким уровнем загрязнения атмосферы наблюдаются характерные гиперболические спектральные зависимости τ_λ^a , как и для условий со средним уровнем, тогда как при высоком загрязнении зависимость приближается к линейной.

В Таблице 1 представлены средние/модальные значения характеристик АОТ в исследуемый период.

Таблица 1. Средние/модальные значения характеристик АОТ

	Торы				Сарма			Бабушкин
	17-18.07.19	03.08.19	23.06.22	01-07.08.22	23-24.07.18	06-07.08.19	24-25.07.20	04.07.20
$\tau_{0,34}^a$	0.483 / 0.555	0.391 / 0.394	2.162 / 2.232	2.37 / 2.598	0.79 / 0.674	1.042 / 1.143	0.274 / 0.271	0.351 / 0.351
$\tau_{0,37}^a$	0.446 / 0.499	0.37 / 0.371	0.309 / 0.315	0.313 / 0.288	0.771 / 0.647	1.012 / 1.106	0.24 / 0.236	0.313 / 0.32
$\tau_{0,4}^a$	0.418 / 0.46	0.351 / 0.352	0.288 / 0.292	0.272 / 0.271	0.729 / 0.611	0.977 / 1.07	0.206 / 0.204	0.267 / 0.279
$\tau_{0,44}^a$	0.389 / 0.421	0.332 / 0.333	0.225 / 0.226	0.198 / 0.194	0.687 / 0.569	0.941 / 1.034	0.185 / 0.183	0.231 / 0.242
$\tau_{0,5}^a$	0.342 / 0.356	0.299 / 0.296	0.181 / 0.182	0.157 / 0.152	0.604 / 0.497	0.86 / 0.959	0.155 / 0.154	0.183 / 0.19
$\tau_{0,55}^a$	0.307 / 0.31	0.276 / 0.268	0.145 / 0.144	0.128 / 0.12	0.532 / 0.436	0.796 / 0.896	0.136 / 0.135	0.156 / 0.162
$\tau_{0,67}^a$	0.239 / 0.234	0.226 / 0.212	0.095 / 0.091	0.087 / 0.081	0.412 / 0.341	0.66 / 0.762	0.108 / 0.108	0.114 / 0.118
$\tau_{0,77}^a$	0.207 / 0.195	0.199 / 0.184	0.051 / 0.044	0.051 / 0.046	0.33 / 0.271	0.591 / 0.693	0.093 / 0.092	0.089 / 0.092
$\tau_{0,87}^a$	0.175 / 0.18	0.171 / 0.155	0.034 / 0.028	0.035 / 0.029	0.265 / 0.221	0.522 / 0.622	0.082 / 0.082	0.072 / 0.074
$\tau_{1,04}^a$	0.148 / 0.144	0.143 / 0.124	0.026 / 0.018	0.024 / 0.019	0.189 / 0.151	0.464 / 0.556	0.07 / 0.072	0.053 / 0.052
W	2.722 / 2.789	2.327 / 2.346	0.021 / 0.012	0.016 / 0.013	1.992 / 2.074	1.306 / 1.389	2.392 / 2.371	1.986 / 2.172
τ^c	0.089 / 0.041	0.07 / 0.042	0.021 / 0.012	0.016 / 0.013	0.08 / 0.068	0.328 / 0.396	0.054 / 0.054	0.031 / 0.029
$\tau_{0,5}^f$	0.253 / 0.322	0.229 / 0.224	0.16 / 0.163	0.141 / 0.142	0.524 / 0.433	0.532 / 0.529	0.101 / 0.104	0.153 / 0.161
α	1.166 / 1.445	1.0 / 1.125	2.245 / 2.405	2.055 / 2.095	1.396 / 1.402	0.995 / 0.818	1.236 / 1.197	1.674 / 1.674
β	0.152 / 0.156	0.152 / 0.134	0.039 / 0.032	0.039 / 0.034	0.228 / 0.187	0.469 / 0.561	0.069 / 0.069	0.058 / 0.059

Как видно из таблицы и рис. 1, наиболее существенные изменения АОТ в условиях замутнения происходят в коротковолновой и видимой частях спектра за счет более высоких значений мелкодисперсной компоненты τ_{λ}^f . При средних уровнях загрязнения мелкодисперсная компонента $\tau_{0,5}^f$ увеличивается, в среднем, в 3-5 раз, тогда как грубодисперсная компонента τ^c практически не изменяется, что является следствием преобладания в составе аэрозоля мелких частиц, что может указывать на преобладание дымового аэрозоля. Селективность спектральной зависимости $\tau^a(\lambda)$ изменяется несущественно, тогда как коэффициент мутности увеличивается в 3 раза, т.е. увеличение мелкодисперсной компоненты обусловлено не изменением размера частиц, а ростом их концентрации. Во время сильных замутнений, помимо увеличения мелкодисперсной компоненты в 8 раз, наблюдается рост грубодисперсной компоненты: во время события 23-24.07.18 г. она выросла в 4 раза, а 06-07.08.19 она увеличилась более чем на один порядок. Средний показатель Ангстрема падает в 1.5 раза, что может свидетельствовать о том, что во время сильных замутнений, помимо роста концентрации мелкодисперсного аэрозоля, наблюдается увеличение размера аэрозольных частиц.

Сравнение параметров микроструктуры аэрозоля. Была проведена оценка изменения дисперсного состава аэрозольных частиц с помощью методики, описанной в работе [13].

Рассматривались следующие параметры микроструктуры аэрозоля: объемный фактор заполнения V ($\text{см}^3/\text{м}^2$) и средний радиус частиц $\langle r \rangle$ (мкм) Полученные значения объемного фактора заполнения, средние радиусы для всего набора аэрозольных частиц, объемные факторы

и средние радиусы для субмикронной (V_1 , $\langle r_1 \rangle$) и грубодисперсных (V_2 , $\langle r_2 \rangle$) фракций частиц приведены в табл. 2.

Таблица 2. Средние значения параметров микроструктуры аэрозоля

Пункт наблюдения/дата	V	V_1	V_2	$\langle r \rangle$, МКМ	$\langle r_1 \rangle$, МКМ	$\langle r_2 \rangle$, МКМ
Сарма 23-24.07.18	0.234	0.226	0.008	0.29	0.28	0.97
Сарма 06-07.08.19	0.307	0.244	0.063	0.37	0.28	1.35
Сарма 24-25.07.20	0.071	0.062	0.009	0.28	0.24	1.09
Торы 17-18.07.19	0.137	0.12	0.017	0.31	0.26	1.3
Торы 03.08.19	0.114	0.099	0.015	0.33	0.28	1.17
Торы 23.06.22	0.064	0.056	0.008	0.34	0.22	1.15
Торы 01-07.08.22	0.045	0.032	0.02	0.32	0.22	1.14
Бабушкин 04.07.20	0.092	0.087	0.005	0.25	0.24	1.05

Из табл. 2 видно, что в условиях среднего уровня загрязнения по сравнению с низким объемные факторы заполнения для субмикронного аэрозоля увеличиваются в среднем в 3 раза, для грубодисперсного в 1.5 раза, тогда как во время сильных замутнений увеличение объемного фактора субмикронного аэрозоля достигает 5 раз, грубодисперсного – на один порядок.

Заключение. Сравнительный анализ полученных результатов показал, что аэрозольное замутнение обусловлено ростом концентрации мелкодисперсного аэрозоля, а характеристики АОТ имеют некоторые отличия. Наиболее существенные изменения АОТ в условиях замутнения происходят в коротковолновой и видимой частях спектра за счет более высоких значений мелкодисперсной компоненты τ_{λ}^f . При средних уровнях загрязнения мелкодисперсная компонента $\tau_{0.5}^f$ увеличивается, в среднем, в 3-5 раз, тогда как грубодисперсная компонента τ^c практически не изменяется, что является следствием преобладания в составе аэрозоля мелких частиц, что может указывать на преобладание дымового аэрозоля. Средние/модальные значения АОТ в коротковолновой области спектра превышают среднее значения АОТ для Байкальского региона в 3-8 раз.

Работа выполнена при финансовой поддержке Минобрнауки России (субсидия №075-ГЗ/Ц3569/278).

1. Жданова Е.Ю., Хлестова Ю.О., Чубарова Н.Е. Тренды характеристик атмосферного аэрозоля в Москве по данным многолетних измерений сети AERONET // Оптика атмосферы и океана. 2019. Т. 32. № 06. С. 443–448.

2. Palacios-Peña L., Jiménez-Guerrero P., Baró R., Balzarini A., Bianconi R., Curci G., Landi T.C., Pirovano G., Prank M., Riccio A., Tuccella P., Galmarini S. Aerosol optical properties over Europe: an evaluation of the AQMEII Phase 3 simulations against satellite observations // Atmos. Chem. Phys. 2019. V.19. I. 5. P. 2965-2990.

3. Paznukhov A., Soina A., Milinevsky G., Yampolsky Yu. Weekly cycle in the atmosphere aerosol variations for industrial regions // Advances in Astronomy and Space Physics. 2019. V. 9. I. 1. P. 20-27.

4. Glantz P., Freud E., Johansson C., Noone K.J., Tesche M. Trends in MODIS and AERONET derived aerosol optical thickness over Northern Europe // Tellus B. Chemical and Physical Meteorology. 2019. V. 71. I.1. P. 1-20.

5. Заяханов А.С., Жамсуева Г.С., Сунграпова И.П., Цыдыпов В.В. Особенности суточной изменчивости микродисперсной фракции аэрозоля в атмосфере прибрежной зоны озера Байкал и аридной зоны Монголии // Оптика атмосферы и океана. 2018. Т. 31. № 01. С. 17–23.

6. Насретдинов И.М., Журавлева Т.Б., Чеснокова Т.Ю. Оценки прямых радиационных эффектов фонового и дымового аэрозоля в ИК-области спектра для летних условий Сибири // Оптика атмосферы и океана. 2018. Т. 31. № 02. С. 121–127.

7. Томшин О.А., Соловьев В.С. Особенности лесопожарной активности в бореальных лесах мерзлотного региона Восточной Сибири // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2018. Т. 15. №1. С. 261–271.

8. Сакерин С.М., Веретенников В.В., Журавлева Т.Б., Кабанов Д.М., Насретдинов И.М. Сравнительный анализ радиационных характеристик аэрозоля в ситуациях дымов пожаров и в обычных условия // Оптика атмосферы и океана. 2010.Т. 23. № 06. С. 451-461.

9. Воронова О.С., Зима А.Л., Кладов В.Л., Черепанова Е.В. Аномальные пожары на территории Сибири летом 2019 г. // Исследование Земли из космоса. № 1. 2020. С. 70-82.

10. Taschilin M, Yakovleva I, Sakerin S, Zorkaltseva O, Tatarsnikov A, Scheglova E. Spatiotemporal Variations of Aerosol Optical Depth in the Atmosphere over Baikal Region Based on MODIS Data // Atmosphere. 2021. V. 12. I. 12. P. 1706-1716.

11. Кабанов Д.М., Сакерин С.М., Турчинович С.А. Солнечный фотометр для научного мониторинга (аппаратура, методики, алгоритмы) // Оптика атмосферы и океана. 2001. Т. 14. № 12. С. 1132-1169.

12. Сакерин С.М., Кабанов Д.М. О взаимосвязях параметров формулы Ангрстрема и аэрозольной оптической толщи атмосферы в области спектра 1-4 мкм // Оптика атмосферы и океана. 2007. Т. 23. № 03. С. 222-228.

13. Свириденков М.А. Определение характеристик атмосферного аэрозоля по спектральным измерениям прозрачности и малоуглового рассеяния // Оптика атмосферы и океана. 2001. Т. 14. № 12. С. 1115-1118.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ БАЛЛА КУЧЕВОЙ ОБЛАЧНОСТИ НА ОСНОВЕ НЕПРЕРЫВНЫХ АВТОМАТИЧЕСКИХ 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

Предлагается методика определения балла кучевой облачности на основе непрерывных автоматических измерений суммарной радиации незатененным пиранометром.

Кучево-дождевая облачность является источником таких опасных метеорологических явлений как ливни, грозы, шквалы и град. Стадия начального развития кучево-дождевого облака *Cb* включает в себя появление кучевой облачности, развитие ее в вертикальном и в горизонтальном направлениях с последующим переходом сначала в стадию кучевых средних облаков *Ci med.*, затем в стадию кучевых мощных облаков *Ci cong.* и в заключение в стадию кучево-дождевых облаков. При этом переход кучевых облаков в стадию средних и мощных кучевых облаков сопровождается увеличением их балла облачности, что позволяет отслеживать процесс возможного формирования кучево-дождевых облаков путем непрерывного мониторинга балла кучевой облачности.

Определение балла облачности до настоящего времени является одной из самых субъективных задач, которую в большинстве случаев решает наблюдатель, в определенное время визуально определяющий форму и оценивающий количество облаков на небосводе [1]. Для оценки балла кучевой облачности можно использовать формулу Вайсала [2], для чего опять же визуально определяется балл кучевой облачности в зенитной области, а также зенитные углы и относительную толщину кучевых облаков вне этой области. Кроме субъективности такие наблюдения являются сильно дискретными по времени, что не позволяет проводить непрерывный мониторинг состояния небосвода.

Ранее одним из авторов предлагался способ определения балла кучевой облачности путем анализа коэффициента отношения измеренной рассеянной радиации к ее величине при ясном небе [3], что позволяло автоматизировать процесс мониторинга, но при этом требовало увеличения аппаратных затрат для непрерывного слежения за положением Солнца. Кроме того, построение модели ясного неба для каждого конкретного пункта мониторинга является далеко нетривиальной задачей.

В работе [2] описывается способ определения балла кучевой облачности по величине измеренной рассеянной радиации без построения модели ясного неба, заключающийся в том,

что с помощью затененного пиранометра измеряют рассеянную радиацию, величину которой по ранее полученной зависимости сопоставляют с баллом кучевой облачности. Но для автоматизации такого способа опять же потребуется солнечный трекер.

В данной работе авторы предлагают методику определения среднего (4 -7) и высокого (8-10) балла кучевой облачности на основе непрерывных автоматических измерений суммарной радиации. Для этого полученный ряд суммарной радиации анализируют с помощью скользящего окна, а балл облачности определяют как отношение суммарного времени t_D внутри анализируемого окна, когда солнечный диск был закрыт кучевыми облаками, к общему времени t_W анализируемого окна $n = \frac{t_D}{t_W}$. Такой подход возможен в силу того, что

характерными особенностями кучевых облаков являются их высокая оптическая плотность, четкие контуры и наличие промежутков ясного неба между отдельными облаками. Это приводит к тому, что при движении облаков солнечный диск почти все время находится в одном из двух устойчивых состояний – он или полностью открыт, или полностью закрыт кучевым облаком, а переход между такими устойчивыми состояниями занимает незначительное время (обычно не более 2-3 мин.). В результате этого формируется очень неоднородный ряд значений суммарной радиации, где максимальные значения соответствуют состоянию полностью открытого солнечного диска, а минимальные – состоянию полностью закрытого кучевым облаком солнечного диска (рисунок 1).

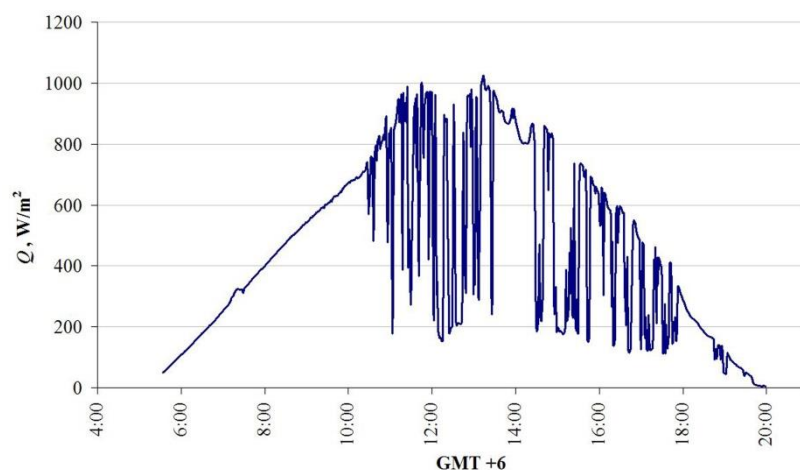


Рисунок 1 – Суточный ход суммарной радиации при ясном небе и кучевой облачности (WMO 29638, 06.08.2015)

Последовательность определения балла кучевой облачности может быть следующей. С помощью незатененного пиранометра получают непрерывный ряд значений суммарной радиации Q . Затем, по способу, описанному в [4,5], с помощью 21-минутного скользящего окна (± 10 мин. от точки анализа) определяют моменты, когда на небосводе присутствует кучевая

облачность. Далее, внутри того же окна анализа, определяют максимальное Q_{max} и минимальное Q_{min} значения суммарной радиации и рассчитывают пороговое значение между состояниями полностью закрытого и полностью открытого Солнца $Q_m = \frac{Q_{max} + Q_{min}}{2}$. В заключение определяют балл кучевой облачности как $n = \frac{t_D}{21}$, где t_D – суммарное время в минутах, когда $Q < Q_m$.

На рисунке 2 приведены примеры определения балла кучевой облачности на 21-мин интервалах по предлагаемому способу.

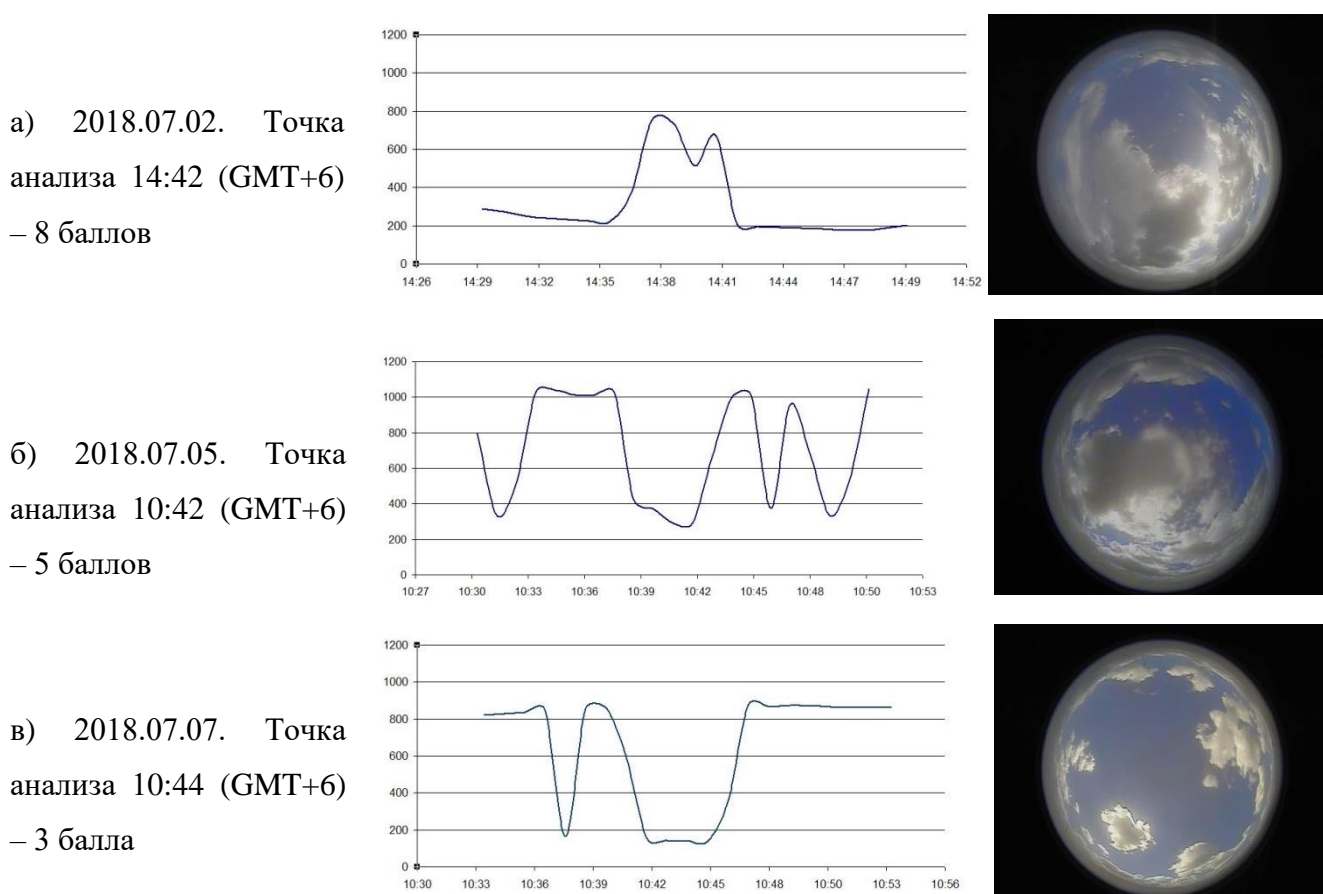


Рисунок 2 – Примеры определения балла кучевой облачности по измеренной пиранометром СМ11 метеообсерватории ИМКЭС СО РАН суммарной радиации

Предлагаемый способ позволяет в квазиреальном времени (с задержкой в 10 мин.) определять средний (4-7) и высокий (8-10) балл кучевой облачности путем анализа непрерывного ряда суммарной радиации. Способ не требует больших вычислительных мощностей и достаточно легко реализуется на персональных компьютерах с минимальной конфигурацией, что позволяет использовать его на любых пунктах наблюдения, оборудованных незатененным пиранометром.

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.: Гидрометеиздат. 1985. С. 144-152.

2. *Грищенко З.И.* Зависимость радиационного режима от облачности // Труды ГГО. 1968. Вып. 223. С. 53-64.

3. *Zuev S.V.* Using diffuse solar radiation for estimate of Cu cloud amount // Proc. SPIE. 2016. № 10035. 100354B.

4. Патент РФ 2758343. Способ детектирования кучевой облачности. Опубликовано: 28.10.2021, Бюл. № 31.

5. *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.

ПРОТОТИП МНОГОЭЛЕМЕНТНОГО ОРИЕНТИРОВАННОГО ПИРАНОМЕТРА

Зуев С.В.

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

e-mail: zuev@imces.ru

Приводится описание прототипа многоэлементного ориентированного пиранометра, предназначенного для измерения суммарной, прямой и рассеянной солнечной радиации. В конструкции пиранометра полностью отсутствуют какие-либо подвижные части и элементы, что позволяет использовать его при неблагоприятных климатических факторах внешней среды.

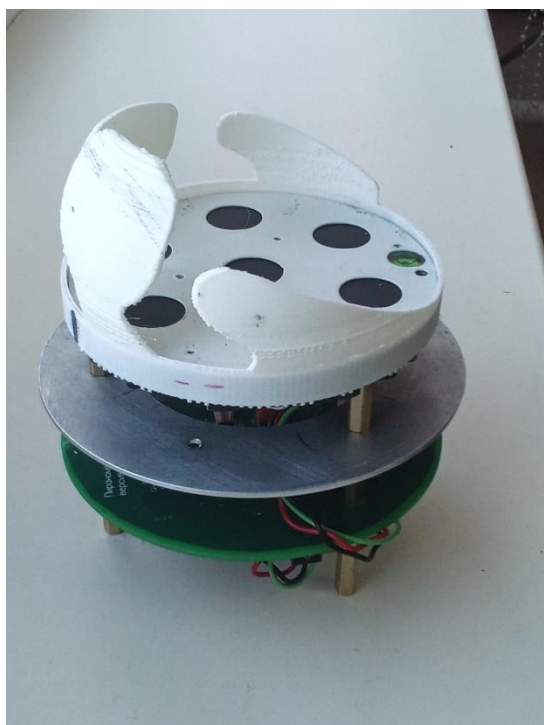
Прямая S , рассеянная D и суммарная Q солнечная радиация являются основными элементами радиационного режима, систематически измеряемыми на актинометрических станциях. Полный набор приборов для их измерения включает в себя актинометр, затененный и незатененный пиранометры и устройство слежения за Солнцем. Кроме достаточно высокой стоимости приобретения такой комплект имеет еще и достаточно высокую стоимость эксплуатации, что сильно ограничивает его применение. Поэтому в большинстве случаев для оценки приходящей солнечной радиации пользователи ограничиваются измерением только суммарной радиации с помощью одного незатененного пиранометра.

В ИМКЭС СО РАН ведется разработка прототипа многоэлементного ориентированного пиранометра реализующего запатентованный способ измерения прямой, рассеянной и суммарной радиации [1]. Конструктивно пиранометр состоит из измерительной и электронной частей. Измерительная часть содержит в себе датчики теплового потока, расположенные под тенью экраном специальной формы, и предназначена для формирования напряжений, пропорциональных величине солнечной радиации, поступающей на каждый из датчиков. Электронная часть пиранометра состоит из многослойной печатной платы с размещенной на ней электронными компонентами и предназначена для оцифровки, записи, предварительной обработки, хранения и передачи по каналам связи измеренных значений солнечной радиации.

Измерительная и электронная части пиранометра представляют собой единую конструкцию (рисунок 1 *а*)) и размещаются внутри герметичного корпуса (рисунок 1 *б*)).

Семь датчиков теплового потока на основе термопарных гипербатареи медь-константановых пар, выполненных по гальванической технологии [2] (рисунок 2) расположены в одной плоскости в форме ромашки под защитным колпаком из УФ-стабилизированного акрила. Теневой экран сконструирован таким образом, что в любой момент времени как минимум один датчик полностью открыт для Солнца и измеряет максимальную величину

солнечной радиации Q_{max} и как минимум один датчик полностью закрыт от Солнца и измеряет минимальную величину солнечной радиации Q_{min} .



а)



б)

Рисунок 1 – Измерительная и электронная части пиранометра отдельно а) и размещенные внутри герметичного корпуса б)



Рисунок 2 – Термопарный датчик теплового потока $d = 27$ мм

Такой процесс измерения можно описать следующие системой уравнений

$$\begin{cases} Q_{max} = S' + D - \Delta D; \\ Q_{min} = D - \Delta D, \end{cases} \quad (1)$$

где ΔD – часть рассеянной радиации, не поступающей от закрытых тенью экраном участков небосвода.

С одной стороны, для уменьшения влияния теневого экрана на результаты измерений нужно, чтобы $\Delta D \rightarrow 0$ и, следовательно, площадь теневого экрана $S_{\text{Э}} \rightarrow 0$. С другой стороны для полного затенения датчиков от Солнца площадь теневого экрана должна быть достаточно большой. Разумный компромисс между двумя противоположными требованиями можно достичь, если размер экрана поставить в зависимость от географической широты места установки пиранометра и ориентировать его таким образом, чтобы элементы теневого экрана располагались только на стороне возможного нахождения Солнца. При этом, чем больше отношение всей площади обзереваемой полусферы небосвода к площади теневого экрана $n = \frac{S}{S_{\text{Э}}}$, тем меньше неопределенность в измерениях от закрытых тенью экраном участков

небосвода. Конструктивно тенью экран представляет собой распечатанную на 3D принтере полусферу с лепестками определенной формы. Верхняя граница лепестков теневого экрана соответствуют суточному ходу Солнца в дни летнего солнцестояния для данной широты местности $+5^\circ$. Для широты 56° такая конструкция теневого экрана позволяет получать значения $n \geq 5$. Для широты 45° можно получить отношение площадей n не менее 4, а для широты 65° $n \geq 8$. Важным моментом является то, что тенью экран не закрывает зенитную область небосвода, от которой поступает основная часть рассеянной радиации.

Электронная часть пиранометра выполнена на основе 32-битного микропроцессора STM32F103ZET6 с 8-входовым 12- разрядным АЦП. Измеренные значения солнечной радиации хранятся в энергонезависимой флеш-памяти K9F1G08U0E емкостью 128 Мбайт. Связь с компьютером осуществляется по последовательному интерфейсу RS-232. Питание пиранометра осуществляется от внешнего источника питания 5 В или от встроенного литий-тиониохлоридного элемента напряжением 3,6 В номинальной емкостью не менее 2300 мА·ч. Основные характеристики прототипа многоэлементного ориентированного пиранометра:

- виды измеряемой солнечной радиации – суммарная, рассеянная и прямая;
- спектральный диапазон измеряемой радиации 0,36-2,3 мкм;
- диапазон измерений 10-1500 Вт/м²;
- время установления выходного сигнала не более 10 с;
- погрешность измерения (инструментальная) не более 5%;
- количество каналов измерения – 7;
- количество хранимых усредненных значений - не менее 100000 на канал;
- длина последовательного канала связи не менее 25 м;

– класс пылевлагозащиты не ниже IP65.

Процесс измерения солнечной радиации происходит следующим образом. Все датчики последовательно опрашиваются один раз в секунду. Полученные за 30 сек. для каждого датчика значения усредняются и среди них определяются максимальные Q_{max} и минимальные Q_{min} значения радиации, которые заносятся в энергонезависимую память. Объем памяти рассчитан на хранение данных измерений не менее чем за 300 суток. При подключении пиранометра к компьютеру с помощью специальной программы происходит чтение записанных в память пар значений Q_{max} и Q_{min} , по которым рассеянная, суммарная и прямая радиация определяются как

$$\begin{aligned} D &= \frac{n}{n-1} \cdot Q_{min}; \\ Q &= Q_{max} + \frac{1}{n-1} \cdot Q_{min}; \\ S &= \frac{Q_{max} - Q_{min}}{\sin h}, \end{aligned} \quad (2)$$

где h – высота Солнца над горизонтом.

Кроме одновременного измерения прямой, рассеянной и суммарной радиации у данного пиранометра есть еще одно преимущество – полное отсутствие каких-либо подвижных частей и элементов, что повышает технологичность производства прибора и надежность его работы в различных климатических условиях.

Разработка и изготовление прототипа многоэлементного ориентированного пиранометра выполняются при финансовой поддержке Фонда содействия инновациям (грант № 74026); теоретические исследования способа измерения выполняются при финансовой поддержке РАН в рамках государственного задания ИМКЭС СО РАН (проект № 121031300155-8).

1. Патент РФ 2682590. Способ измерения характеристик солнечного излучения. Опубликовано: 19.03.2019, Бюл. № 8.

2. Российские датчики теплового потока - 30 лет опыта [Электронный ресурс]. URL: <https://teplomer.msk.ru/>. (Дата обращения 13.12.2022).

СТРАТОСФЕРНЫЙ АЭРОЗОЛЬНЫЙ СЛОЙ ЗА ПЕРИОД 2018-2023 ГГ. ПО ДАННЫМ ИЗМЕРЕНИЙ НА СИБИРСКОЙ ЛИДАРНОЙ СТАНЦИИ В ТОМСКЕ

Невзоров А.В., Долгий С.И., Makeев 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

В работе на основе длинных ряда наблюдений интегрального коэффициента обратного аэрозольного рассеяния, полученного на Сибирской лидарной станции ИОА СО РАН в Томске показано, что после 2018 года начинается рост содержания стратосферного аэрозоля со скоростью $1.08 \cdot 10^{-3}$ cp^{-1} за декаду. Сравнение сезонной региональной эмпирической модели фонового стратосферного аэрозоля 2000-2018 гг. и средние сезонными профилями 2018-2023 гг. показало существенное увеличение стратосферного аэрозоля по всей стратосфере за последний пятилетний период, максимальные отклонения отношения рассеяния достигали значений 0,1 для лета и 0,2 для зимы в нижней стратосфере. Сделано предположение, что повышенное содержание аэрозоля в стратосфере можно объяснить глобальным влиянием взрывных извержений вулканов Райкоке в июне 2019 г., и подводного вулкана Хунга Тонга-Хунга Хаапай в январе 2022 г.

Стратосферный аэрозоль (СА) является одним из существенных климатообразующих параметров атмосферы, который в основном состоит из частиц 75% водного раствора серной кислоты субмикронного диапазона размеров. Они рассеивают солнечное излучение, частично отражая его в обратном направлении, и в то же время пропускают тепловое излучение Земли и обеспечивают отрицательный радиационный форсинг 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. Исследования стратосферного аэрозольного слоя (САС) остается актуальным, о чем говорят продолжающиеся измерения этого параметра атмосферы по всему Земному шару в различных странах мира[1-4]. 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 САС.

Результаты и обсуждение. Общую картину временной динамики аэрозольного наполнения стратосферы дает ряд долговременных измерений интегрального коэффициента обратного аэрозольного рассеяния, который рассчитывается нами для диапазона высот 15-30 км.

На рисунке 2 представлены данные измерений интегрального коэффициента обратного аэрозольного рассеяния над Томском с 1986 по 2023 гг. Здесь каждая точка является

усредненным значением за 10 дней измерений (декада). Стрелками указаны взрывные извержения вулканов, а также результат регистрации канадских лесных пожаров 2017г., влияние которого согласно [5] на стратосферу Северного полушария Земли было сопоставимо со вкладом от одно из умеренных вулканических извержений 2006-2012 гг.

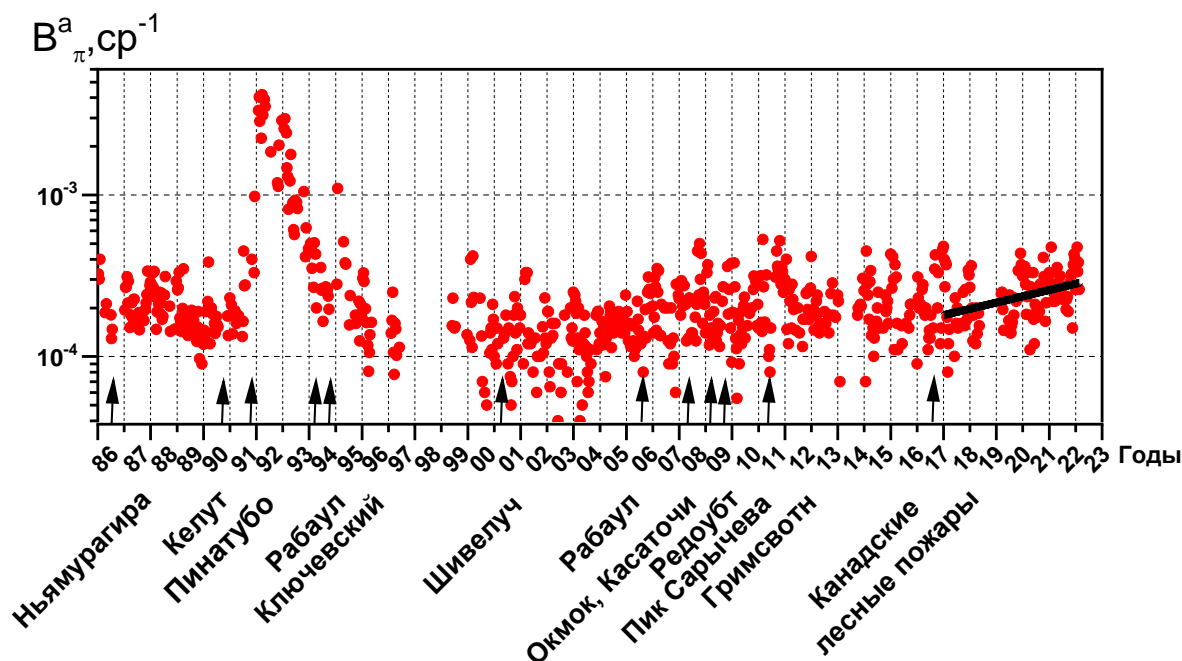


Рисунок 2 – Временной ход интегрального коэффициента обратного аэрозольного рассеяния на длине волны зондирования 532 нм в высотном диапазоне 15-30 км, зарегистрированный над Томском в 1986-2023 гг.

Прямой линией на рис.2 обозначен тренд изменений интегрального коэффициента обратного аэрозольного рассеяния B_{π}^a на длине волны зондирования 532 нм в высотном диапазоне 15-30 км в фоновых условиях. По данным ряда долговременных измерений интегрального коэффициента обратного аэрозольного рассеяния B_{π}^a для фонового состояния стратосферы были построены линейная регрессия, которая аппроксимируются прямой вида $B_{\pi}^a = A + B \cdot t$, где A, B – константы, t – время в декадах.

Как уже сообщалось ранее [6], с 2018 года после наблюдения на СЛС в Томске продуктов горения лесных пожаров Северной Америки 2017 года, начинается рост содержания B_{π}^a со скоростью $4.8 \cdot 10^{-7} \text{ ср}^{-1}$ за декаду. Построенная в 2023 году линейная регрессия имеет вид $B_{\pi}^a = -4.98727 + 1.08 \cdot 10^{-3} \cdot t$, что говорит о скорости роста содержания B_{π}^a - $1.08 \cdot 10^{-3} \text{ ср}^{-1}$ за декаду.

Обратимся к построенным нами статистической сезонной модели вертикального распределения оптических характеристик САС для фонового состояния стратосферы с 2000 по

2018 гг. в сравнении с периодом 2018-2023 гг., которая представлена на рисунке 2 в виде высотных профилей $R(H)$.

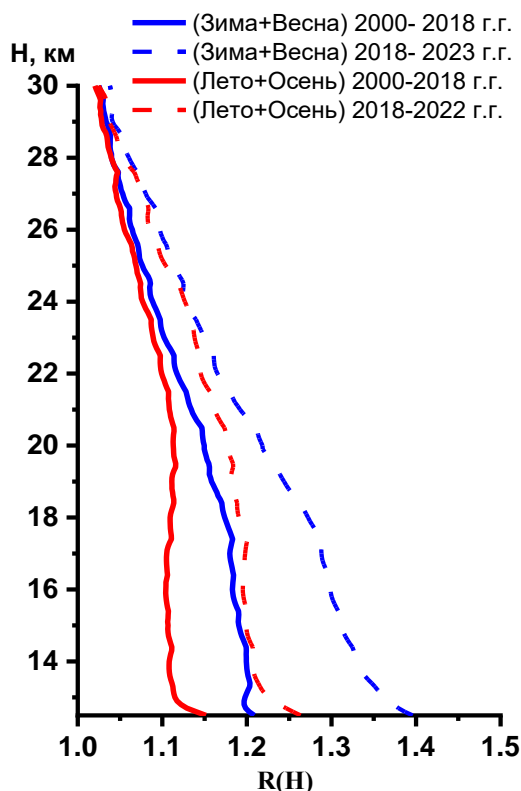


Рисунок 2 – Усредненные сезонные профили отношения рассеяния на длине волны 532 нм за 2000-2018 гг. - сплошная линия, в сравнении со средне сезонными профилями 2018-2023 гг. - пунктирная линия, полученные на СЛС

Обозначения на рисунке 2 «зима» и «лето» подразумевают фактически зима+весна и лето+осень и включают соответственно месяцы с ноября по апрель и с мая по октябрь. Такое деление было принято с учетом особенностей общей циркуляции атмосферы и исходя из наблюдаемых средних различий содержания аэрозоля в эти периоды. Всего было обработано 203 профиля для периода 2000-2018 гг. и 107 для периода 2018-2023 гг. зимне-весеннего (ноябрь - апрель) и 153 профиля 2000-2018 гг. и 75 профилей 2018-2022 г.г для летне-осеннего (май – октябрь) периодов, при этом каждый профиль получен усреднением 2-3 профилей снятых за одну ночь измерений. Лидарные измерения в стратосфере с регистрацией сигналов в режиме счета импульсов фототока ведутся только в ночное время суток для того чтобы избежать фоновых засветок дневного неба. Поэтому для летне-осенних периодов восстановленных профилей обычно меньше, чем для зимне-весеннего сезона.

Как видно из рисунка 2 замечен существенный рост СА по всей трассе зондирования в стратосфере за последние пять лет измерений по сравнению с многолетними средними профилями 2000-2018 гг. Максимальные отклонения отношения рассеяния $R(H)$ достигают

значений 0,1 для лета и 0,2 для зимы в нижней стратосфере. С увеличением высоты сезонные профили СА показывают тенденцию в сближению и полностью совпадают в районе 30 км. Средние летние профили СА периода 2018-2022 гг. совпадают с долголетними 2000-2018 гг. зимними в районе 13-16 км, но с ростом высоты происходит увеличение отношения рассеяния последнего пятилетнего периода измерений.

Значительное наполнение СА за последний пятилетний период можно обусловить действием динамического фактора атмосферы, такого как взрывные вулканы, мощные лесные пожары и другие природные явления. Следует отметить, что за последние пять лет в стратосфере над Томском не было зафиксировано явно выраженных стратосферных слоев, однако происходит существенное наполнение СА по всей трассе зондирования.

Это наполнение можно объяснить глобальным влиянием взрывных извержений вулканов Райкоке в июне 2019 г., а также подводного вулкана Хунга Тонга-Хунга Хаапай (20,54° ю.ш., 175,38° з.д.), который 15 января 2022 года выбросил вулканические газы и аэрозоли на высоту до **58** км. Извержение этого вулкана вызвало крупнейшее глобальное возмущение СА со времен извержения вулкана Пинатубо в 1991 году и крупнейшее возмущение стратосферного водяного пара, наблюдавшееся в эпоху спутников. По сравнению с вулканом Пинатубо, который выбросил в стратосферу 20 Мт SO₂, Хунга Тонга кроме относительно небольшого количества SO₂ - около 0,4 Мт инжектировал в атмосферу около 146 Мт воды [3]. Эти беспрецедентные увеличения глобальной массы воды в стратосфере на 13% по сравнению с климатологическими уровнями и увеличения аэрозольной нагрузки в стратосфере в 5 раз, что является самым высоким показателем за последние три десятилетия. Из-за очень большой высоты выброса вулканический шлейф обогнул Землю всего за одну неделю и распространился почти от полюса к полюсу за три месяца. Уникальный характер и масштабы глобального стратосферного возмущения, вызванного извержением вулкана Хунга Тонга, ставят его в число самых примечательных климатических событий в современную эпоху наблюдений, с целым рядом потенциальных продолжительных последствий для состава стратосферы и климата [4].

Заключение. По данным ряда долговременных измерений интегрального коэффициента обратного аэрозольного рассеяния V_{π}^a для фонового состояния стратосферы за 2018-2023 гг. была построена линейная регрессия вида $V_{\pi}^a = -4.98727 + 1.08 \cdot 10^{-3} \cdot t$. С 2018 года после наблюдения на СЛС в Томске продуктов горения лесных пожаров Северной Америки 2017 года, начинается рост содержания СА со скоростью $1.08 \cdot 10^{-3}$ ср⁻¹ за декаду.

Сравнение, разработанной нами, сезонной региональной эмпирической модели фонового стратосферного аэрозоля 2000-2018 гг., со средне сезонными профилями 2018-2023 гг. показало

существенное увеличение СА во всей стратосфере за последний пятилетний период, максимальные отклонения отношения рассеяния R(H) достигали значений 0,1 для лета и 0,2 для зимы в нижней стратосфере. Это наполнение можно объяснить глобальным влиянием взрывных извержений вулканов Райкоке в июне 2019 г. и подводного вулкана Хунга Тонга-Хунга Хаапай в январе 2022 г.

1. *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.

2. *Гребенников В.С., Зубачев Д.С., Кориунов В.А., Сахибгареев Д.Г., Черных И.А.* Наблюдения стратосферного аэрозоля на лидарных станциях Росгидромета после извержения вулкана Райкоке в июне 2019 года // *Оптика атмосферы и океана.* 2020. Т. 33. № 04. С. 272–276.

3. *Taha G., Loughman R., Colarco P.R., Zhu T., Thomason L.W., Jaross G.* Tracking the 2022 Hunga Tonga-Hunga Ha'apai aerosol cloud in the upper and middle stratosphere using space-based observations // *Geophysical Research Letters.* 2022. V. 49. e2022GL100091.

4. *Khaykin S., Podglajen A., Ploeger F., et al.* Global perturbation of stratospheric water and aerosol burden by Hunga eruption // Preprint. Research Square. 2022.

5. *Haarig M., Ansmann A., Baars H., Jimenez C., Veselovskii I, Engelmann R, and Althausen D.* Depolarization and lidar ratios at 355, 532, and 1064nm and microphysical properties of aged tropospheric and stratospheric Canadian wildfire smoke // *Atmospheric Chemistry and Physics.* 2018. V. 18. P. 11847-11861.

6. *Nevzorov A.V., Dolgii S.I., Makeev A.P.* State of stratospheric aerosol layer over Tomsk using measurements at Siberian Lidar Station // *Proc. SPIE.* 2021. V. 11916. P. 119162A.

ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ АТМОСФЕРЫ И СПЕКТРАЛЬНОГО РАЗРЕШЕНИЯ НА ВЫБОР ОПТИМАЛЬНЫХ ДЛИН ВОЛН ДЛЯ МОНИТОРИНГА МЕТАНА С ИСЗ

Карасик В.Е., Федотов Ю.В., Белов М.Л., Животовский И.В., Сахаров А.А., Сунь Ф.

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

e-mail: karasik@bmstu.ru, 7 fed@bmstu.ru, belov@bmstu.ru, ivj@bmstu.ru, smx@bmstu.ru,
sunfanqi1999@yandex.ru

Данная работа посвящена выбору оптимальных длин волн для задачи мониторинга метана, с использованием акустооптического спектрометра установленного на борту ИСЗ. Показано что спектральная ширина аппаратной функции оказывает существенное влияние на результат выбора, при этом используемая модель атмосферы не оказывает существенного влияния.

Метан (CH_4) является парниковым газом, третьим по степени оцениваемого влияния на тепловой баланс после паров воды и углекислого газа [1]. Концентрация метана в земной атмосфере в последние столетия выросла с 720 ppb (доиндустриальная эпоха) до $1879,2 \pm 0,6$ ppb (2020 г.) [2]. Наличие метана в атмосфере приводит к дополнительному прямому нагреву $0,52$ Вт/м² (для сравнения CO_2 приводит к дополнительному прямому нагреву $2,13$ Вт/м²) [2]. Метан имеет небольшое (9 лет) по сравнению с углекислым газом время жизни в земной атмосфере, и снижение эмиссии метана должно быстро оказать благоприятное влияние на климат [3]. Таким образом, контроль эмиссии метана очень важен для смягчения последствий изменения климата. Использование спутникового мониторинга позволяет оперативно получать информацию о больших объемах атмосферы и проводить зондирование объектов и территорий малодоступных (или недоступных) для других методов. Особый интерес в последнее время вызывает применение наноспутников (с массой менее 10 кг) с целью размещения на их борту относительно недорогих и несложных сенсоров, предназначенных для контроля конкретного парникового газа. Одним из перспективных вариантов такого сенсора является спектрометр на основе акустооптического фильтра (АОФ). АОФ Акустооптические фильтры (АОФ) позволяют достигать спектрального разрешения на уровне долей нанометров [4].

Для контроля содержания метана с ИСЗ может быть использован дифференциальный метод абсорбционной спектроскопии, использующий измерение яркости рассеянного солнечного излучения. Существенным вопросом для данного метода является выбор оптимальных длин волн для регистрации рассеянного излучения. Данная работа посвящена оценке влияния параметров атмосферы и спектрального разрешения АОФ на результат выбора оптимальных длин волн.

Для выбора оптимальных длин волн для мониторинга метана с ИСЗ использовался следующий критерий $C(\lambda_1, \lambda_2)$:

$$C(\lambda_1, \lambda_2) = \frac{T_{CH_4}(\lambda_1)}{T_{CH_4}(\lambda_2)T_{ATM}(\lambda_1)T_{ATM}(\lambda_2)}$$

где: $T_{CH_4}(\lambda_1) = \int_{-\infty}^{+\infty} G(x - \lambda) \exp[-\tau_{CH_4}(x)] dx$; $T_{ATM}(\lambda_1) = \int_{-\infty}^{+\infty} G(x - \lambda) \exp[-\tau_{ATM}(x)] dx$;

$G(\lambda' - \lambda)$ – аппаратная спектральная функция измерительного оборудования:

$$G(\lambda' - \lambda) = \frac{\gamma}{2\pi} \frac{1}{(\lambda' - \lambda)^2 + \frac{\gamma^2}{4}}$$

γ – ширина спектральной аппаратной функции (АФ) по полувысоте; τ_{CH_4} – оптическая толщина, вызванная поглощением метана в атмосфере на трассе распространения солнечного излучения; τ_{ATM} – оптическая толщина, вызванная поглощением остальных газовых составляющих атмосферы на трассе распространения солнечного излучения.

Выбор длин волн λ_1 , λ_2 , минимизирующих критерий $C(\lambda_1, \lambda_2)$, обеспечивает наибольшую чувствительность сенсора к интегральному содержанию метана в атмосферной толще и наименьшую чувствительность сенсора к интегральному содержанию остальных атмосферных газов.

Расчет оптической толщи атмосферы, связанной с поглощением газов, осуществлялся методом Line-by-Line с использованием банка спектральных данных HITRAN [5]. При расчетах использовалась аппроксимация фойгтовского контура линии поглощения, описанная в [6]. Распределение концентраций атмосферных газов, высотный профиль изменения температуры и давления задавались в соответствии с моделями, полученными геофизической лабораторией ВВС США [6]. При расчете спектров считалось, что поле зрения приемной системы направлено вертикально вниз, угловое положение Солнца $\alpha=45^\circ$ относительно вертикали, высота орбиты ИСЗ $R \approx 500$ км. Оптимальная пара длин волн искалась в спектральной области 1620 – 1720 нм, где наблюдаются интенсивные линии поглощения метана и приемлемые по величине линии поглощения остальных атмосферных газов.

Наблюдаемый спектр пропускания атмосферы существенно зависит модели атмосферы и ширины АФ используемого спектрального прибора. На рисунке 1 представлены спектры пропускания земной атмосферы для идеального спектрального прибора, соответствующие моделям U.S. Tropical Model (кривая А) и U.S. Sub Arctic Winter Model (кривая В). На рисунке 2

представлены спектры пропускания атмосферы, соответствующие модели U.S. Tropical Model для двух разных ширин АФ спектрального прибора (кривая А – $\gamma = 0,1$ нм; кривая В - $\gamma = 0,5$ нм).

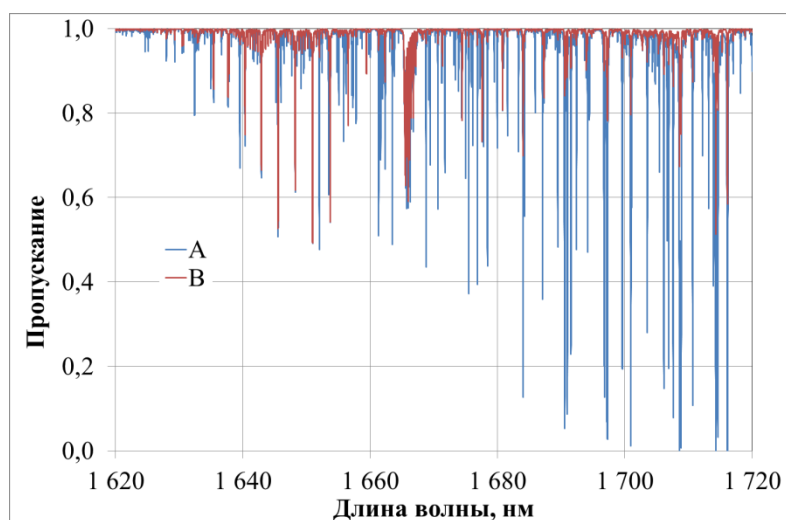


Рисунок 1 – Пропускание столба атмосферы для разных моделей атмосферы

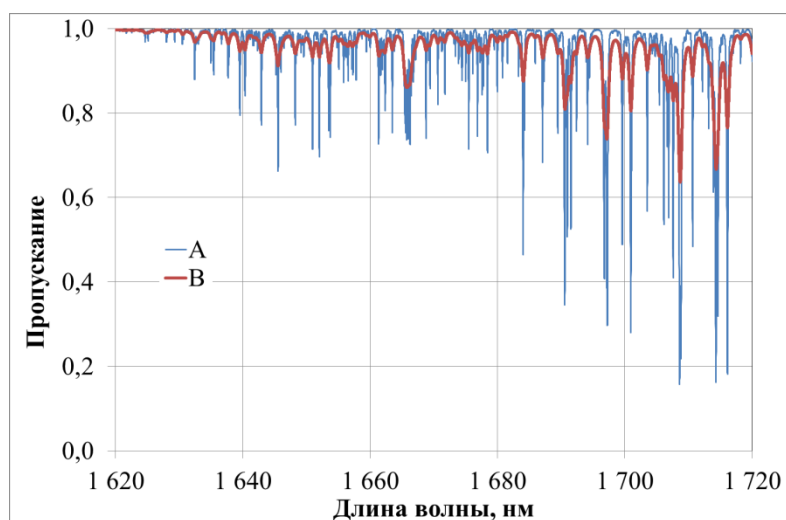


Рисунок 2 – Пропускание столба атмосферы для разных ширин АФ

В Таблице 1 приведены результаты выбора оптимальной пары длин волн. Расчеты проводились для содержания газов соответствующих двум атмосферным моделям U.S. Tropical Model (15N, Annual Average) и U.S. Sub Arctic Winter Model (60N, Jan) для разных значений ширины γ АФ измерительного оборудования (полосы пропускания АОФ): 0 нм; 0,1 нм; 0,2 нм; 0,5 нм.

Таблица 1. Значения оптимальных длин волн

Параметр	$\gamma = 0$ нм	$\gamma = 0,1$ нм	$\gamma = 0,2$ нм	$\gamma = 0,5$ нм
U.S. Tropical Model				
λ_1 , нм	1650,96	1645,55	1665,59	1665,66
λ_2 , нм	1660,57	1636,35	1660,57	1672,47
$C(\lambda_1, \lambda_2)$	0,1817	0,4729	0,6411	0,8299
U.S. Sub Arctic Winter Model				
λ_1 , нм	1650,96	1645,55	1665,59	1665,64
λ_2 , нм	1660,58	1637,02	1660,58	1660,56
$C(\lambda_1, \lambda_2)$	0,1815	0,4507	0,6074	0,7656
U.S. Sub Arctic Winter Model те же длины волн, что и для U.S. Tropical Model				
λ_1 , нм	1650,96	1645,55	1665,59	1665,66
λ_2 , нм	1660,57	1636,35	1660,57	1672,47
$C(\lambda_1, \lambda_2)$	0,1815	0,4507	0,6074	0,7667

Результаты проведенных расчетов показывают, что положение оптимальных длин волн сильно зависит ширины аппаратной функции спектрального прибора и незначительно зависит от модели атмосферы.

1. *Jacob D.J., Turner A.J., Maasackers J.D., Sheng J., Sun K., Liu X., Chance K., Aben I., McKeever J., Frankenberg C.* Satellite observations of atmospheric methane and their value for quantifying methane emissions // *Atmos. Chem. Phys.* 2016. V. 16. N. 22. P. 14371–14396.

2. *Lan X., Nisbet E.G., Dlugokencky E.J., Michel S.E.* What do we know about the global methane budget? Results from four decades of atmospheric CH₄ observations and the way forward // *Philos. Trans. R. Soc. A Math. Phys. Eng. Sci.* 2021. V. 379. N. 2210.

3. *Dlugokencky E.J., Nisbet E.G., Fisher R., Lowry D.* Global atmospheric methane: Budget, changes and dangers // *Philos. Trans. R. Soc. A Math. Phys. Eng. Sci.* 2011. V. 369. N. 1943. P. 2058–2072.

4. *Korablev O., Bertaux J.L., Fedorova A., et al.* SPICAM IR acousto-optic spectrometer experiment on Mars Express // *J. Geophys. Res. Planets.* 2006. V. 111. N. 9. P. 1–17.

5. *Gordon I.E., Rothman L.S., Hargreaves R.J., et al.* The HITRAN2020 molecular spectroscopic database // *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transf.* 2022. V. 277.

6. *Matveev V.S.* Approximate representation of absorption coefficient and equivalent widths of lines with Voigt profile // *Transl. from Zhurnal Prikladnoi Spektrosk.* 1972. V. 16. N. 2. P. 168–172.

7. *Anderson G.P., Clough S.A., Kneizys F.X., Chetwynd J.H., Shettle E.P.* Atmospheric Constituent Profiles (0–120km) // *Environmental Research Papers.* 1986. No. 954. 43 p.

ВЛИЯНИЕ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ПОЛЕЙ НА ФУНКЦИОНАЛЬНОЕ СОСТОЯНИЕ ОТДЕЛЬНЫХ ОРГАНОВ И СИСТЕМ ЧЕЛОВЕКА

Бороноев В.В.¹, Пупышева Н.В.¹, Омпоков В.Д.¹, Бурюхаев С.П.²

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

²Институт общей и экспериментальной биологии СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия

e-mail: vboronojev@mail.ru, slvd@mail.ru, pnv21@yandex.ru, bursav@mail.ru

Установлено изменение частотного спектра пульса человека при воздействии света разной длины волны. Показано, что в фазе стимуляции светом, предпочитаемые или отвергаемые цвета вызывают у испытуемых функциональные изменения внутренних органов. При этом воздействие фотостимула на внутренние органы неравнозначны и зависят от исходного функционального состояния и типологии испытуемого. В зависимости от вида воздействия один и тот же фотостимул может вызвать контрастные изменения частотных параметров пульсовых сигналов, зарегистрированных на лучевых артериях рук человека.

1. Введение. Целью работы являлось изучение с помощью автоматизированного пульсодиагностического комплекса (АПДК) количественного влияния оптического излучения двух крайних цветов оптического диапазона (красного и синего) на функциональное состояние внутренних органов человека для продолжения разработки технологий управления его психическим и физиологическим состоянием [1].

2. Методика. Подробно методика измерений описана в работах [1, 2, 3].

В эксперименте использовались 2 монохроматических световых стимула в виде равномерно освещенного излучением требуемой длины волны квадрата, размером (150×150) см. Освещенность фотостимула 80 люкс. Излучение требуемой длины волны вырезается из спектра лампы накаливания с помощью светофильтров. Для получения красного света использовался светофильтр ОС-11 ($\lambda=630$ нм), синего – СВС-20 ($\lambda=460$ нм).

Стимуляция испытуемых проводилась цветовыми стимулами – красным и синим. Далее проводилось непосредственное определение: а) исходного физиологического состояния обследуемого с помощью измерения пульсовых сигналов на автоматизированном пульсодиагностическом комплексе; б) воздействие светом определенной длины волны.

Определение результатов воздействия светом проводилось по схеме: 1. Определение исходного состояния испытуемого регистрируется при дневном свете (5 минут); 2. Адаптация в темноте (5 минут); 3. Стимуляция синим или красным светом (5 минут); 4. Адаптация в темноте (5 минут); 5. Определение состояния испытуемого при дневном свете [3, 4].

3. Эксперимент и обсуждение. В обследовании приняли участие 27 человек в возрасте от 22 до 59 лет, считающие себя здоровыми. Каждый испытуемый был обследован по изложенной

в [3] методике. В процессе обработки данных определялись показания начального, то есть фоновое состояние внутренних органов пациента при эксперименте (здоровье– болезнь). Затем выявлялись характерные признаки воздействия света заданной длины волны: повышение или понижение абсолютных и средних значений энергетических коэффициентов (ЭК) на каждом этапе эксперимента, разброс абсолютных значений ЭК около среднего значения. Погрешность измерений не превышала 15%.

Рассмотрим воздействие крайних частот оптического диапазона(синего и красного света)на примере одного из обследуемых в возрасте 55 лет (рис. 1). Эксперимент повторялся 17 раз в течение нескольких дней. Различие в деятельности органов показывает график значений ЭК, характеризующих функциональное состояние желудка (рис. 1). Параметр ЭК определяется как отношение усредненного энергетического спектра W пульсового сигнала в полосе частот от 1 до 10 Гц (W_1) к соответствующей величине в полосе частот от 10 до 50 Гц (W_2) [4, 5]:

$$\text{ЭК} = (W_1) / (W_2).$$

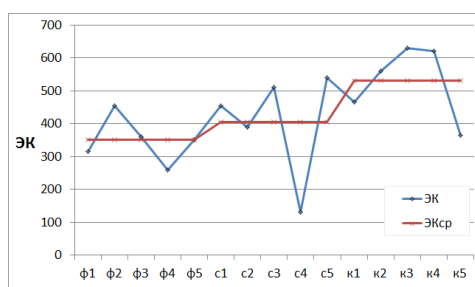


Рисунок 1 – Обследуемый 1. Зависимость ЭК желудка при созерцании синего (с1-с5) и красного (к1-к5) света в сравнении с ЭК при фоновом воздействии дневного света (ф1-ф5)

По первым пяти значениям ф1-ф5 (фоновое исходное состояние, дневной свет) видно, что основные гармоники спектра пульсовых колебаний, соответствующие данному органу, смещены в высокочастотную область. Среднее значение ЭК равно 350, а максимальное равно 457. Это свидетельствует о нарушении функционального состояния рассматриваемого органа, так как нормальным для его возраста является изменение ЭК в пределах 600 – 900. При облучении синим светом ($\lambda = 460$ нм) значение ЭК возрастает, и среднее значение составляет 450. При облучении красным светом ЭК еще больше возрастает и в среднем достигает величины 530, что близко к показателю нормального функционального состояния желудка. А в максимуме ЭК достигает значения равного 630, что соответствует показателю нормы для этого органа. Таким образом, для обследуемого 1 примененные стимулы оказывают нестойкое терапевтическое воздействие на внутренний орган (желудок).

Рассмотрим действие света этих же длин волн на функционирование других внутренних органов человека, на примере почек (рис. 2). Для данного испытуемого примененные стимулы оказывают положительное воздействие на правую почку.

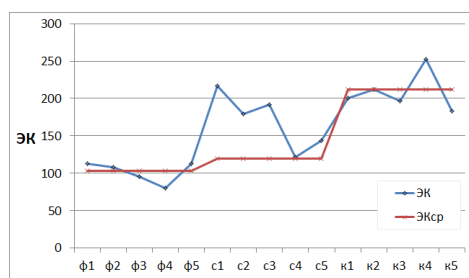


Рисунок 2– Обследуемый 2. Зависимость ЭК правой почки при воздействии синего и красного света

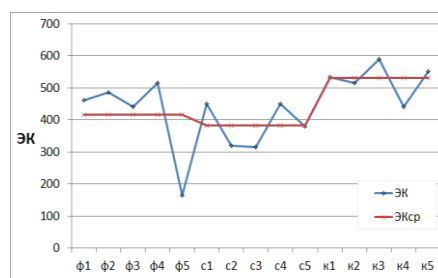


Рисунок 3– Обследуемый 3. Зависимость ЭК сердца при воздействии синего и красного света

На рис. 3 показан случай, когда свет определенной длины волн воздействует негативно. Возраст обследуемого 23 года, орган – сердце. Среднее значение ЭК равно 415. Это свидетельствует о нарушении функционального состояния обследуемого органа, так как нормальным для этого возраста являются изменения ЭК в пределах 800–1100. При воздействии синим светом ($\lambda = 460\text{nm}$) значение ЭК снижается, и среднее значение составляет 383. При воздействии красным светом ЭК резко возрастает и достигает в среднем 520, что гораздо ближе к нормальному значению. А в максимуме значение ЭК достигает 600. Выше сказанное означает, что в этом случае красный свет воздействует положительно, тогда как синий свет воздействует отрицательно.

Рис. 4 и 5 иллюстрируют различия в реакциях разных органов одного и того же человека. Сопоставление подобных графиков позволило сделать вывод об избирательности биологического действия отдельных спектральных компонентов ЭМИ видимого диапазона. Другими словами, этот факт свидетельствует о том, что свет определенной длины волны воздействует на определенные органы, причем характер воздействия отличается как для каждого органа, так и для каждой длины волны.

Еще одной существенной чертой изучаемых воздействий является то, что изменения характерных пульсовых колебаний, вызванных влиянием электромагнитных волн, не являются стойкими. После прекращения воздействия света, характеристики пульсовой волны возвращаются к исходным значениям.

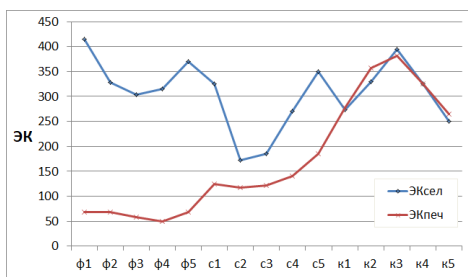


Рисунок 4 – Обследуемый 5. Различия в изменениях параметра ЭК, отражающих работу селезенки и печени

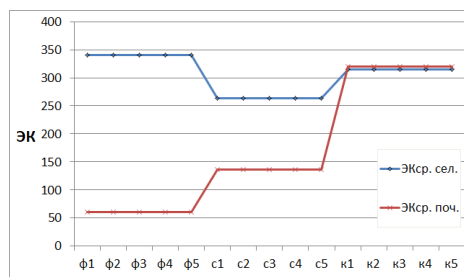


Рисунок 5 – Обследуемый 6. Различия в изменениях средних значений параметра ЭК, отражающих работу селезенки и печени

Воздействие фотостимула на внутренние органы неравнозначны и зависят от функционального состояния и типологии испытуемого. В зависимости от предпочтения либо отвержения один и тот же фотостимул может вызывать контрастные изменения частотных параметров функций внутренних органов – либо тонизацию, либо релаксацию.

4. Выводы.

1. Установлено изменение частотного спектра пульса человека при воздействии на него света разной длины волны. Выявлено биологическое воздействие крайних цветов электромагнитных волн оптического диапазона длиной 460 и 630 нм на внутренние органы человека.

2. Показано, что биологический отклик организма обусловлен не общими для всех волн видимого диапазона свойствами, а зависит от длины волны.

3. Установлено, что волны одной и той же длины способны вызывать разные физиологические реакции разных внутренних органов. Определен общий характер этих реакций.

4. Воздействие света на человека относится к перспективным технологиям управления его психическим состоянием и функциями внутренних органов.

1. Рабчинский Ж.А., Антоненко А.Б. Махабхуты и архетипы // Дифракция и распространение волн. Улан-Удэ. 1996. С. 223-228.

2. Laszewska, K., Goroncy A., Weber P., Pracki T., Tafil-Klawe. Influence the Spectral Quality Light on Daytime Alertness Levels in Humans // M. Advances in cognitive psychology. 2018. V. 14. N 4. P. 192-208.

3. Boronoev V.V., Ompokov V.D., Pupyshva N.V., Naguslaeva I.V. Variability of the frequency spectrum of a pulse signal under exposure to optical radiation // Proc. of SPIE. 2021. V. 11916. N 11916–171.

4. Chun T.Lee, Ling G. Wey. Spectrum analysis of Human Pulse // IEEE Transmission on Biomedical Engineering. 1983. № 6. P. 348-352.

5. Осипов А.П. Основы физиологии человека: Краткий курс лекций. Пермь: Изд-во ФГОУ ВПО «Пермская ГСХА», 2010. 78 с.

ВЛИЯНИЕ ДИФРАКЦИИ НА ЗЕРКАЛЬНОЕ ОТРАЖЕНИЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКИМИ ЧАСТИЦАМИ

Коханенко Г.П., Балин Ю.С., Клемашева М.Г., 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, novoselov@iao.ru

В докладе приводятся результаты наблюдений горизонтально ориентированных кристаллических частиц в облаках верхних ярусов с помощью сканирующего поляризационного лидара. Измеряемая зависимость лидарного сигнала от угла наклона лидара описывается экспоненциальным распределением и соответствует распределению наклонов частиц относительно горизонтальной плоскости (флаттер). Дифракция на контуре частиц проявляется как сглаживание вершины измеренного распределения и зависит от размера кристаллов. Влияние дифракции существенно при узких распределениях по углам наклона.

Кристаллические частицы, присутствующие в облаках среднего и верхнего ярусов, вызывают, как правило, значительную деполяризацию обратно рассеянного излучения [1,2]. Во многих случаях кристаллические частицы перистой облачности имеют выраженную ориентацию в пространстве, что необходимо учитывать при расчетах потоков радиации [3]. В основном наблюдается преимущественная ориентация кристаллов в горизонтальной плоскости. Многочисленные наблюдения подтверждают, что при вертикальной ориентации лидара горизонтально ориентированные частицы вызывают зеркальное отражение, проявляющееся в отсутствии деполяризации и увеличенном обратном рассеянии [4 - 6].

Отклонение оси лидара от вертикали устраняет эффект зеркального отражения. Например, орбитальный лидар CALIOP отклонен на 3° от надира для устранения этого эффекта [7]. Причиной горизонтальной ориентации кристаллические частицы являются аэродинамические силы, действующие на частицы либо при падении в спокойном воздухе, либо при левитации в восходящих потоках. Но в атмосфере всегда присутствует турбулентность, вызывающая отклонение от этой плоскости (флаттер).

Использование поляризационных лидаров позволяет контролировать состояние и ориентацию частиц в облаках [8]. Измерения, проводившиеся в 2018-2022 годах в г. Томске с помощью сканирующего поляризационного лидара ЛОЗА-МЗ, входящего в состав Центра коллективного пользования "Атмосфера" [9,10], показали, что в 95% случаев измеряемая зависимость лидарного сигнала от угла наклона лидара хорошо описывается экспоненциальным распределением

$$I(\alpha) = I_0 + A \exp(-|\alpha - \alpha_0|/w), \quad (1)$$

где I - интенсивность сигнала, I_0 - интенсивность в отсутствие зеркальной компоненты ($\alpha \gg 4^\circ$), A - постоянная, зависящая от вклада зеркального отражения в полную интенсивность, α - угол наклона оси лидара, α_0 - погрешность ориентации вертикали лидара, w - полуширина распределения. Измеренные значения полуширины w находились в пределах от 10 до 310 угловых минут при медианном значении $w_c=36$. Пример измерений, где хорошо выполняется экспоненциальная зависимость, приведен на рис. 1а. Предполагается, что это распределение соответствует распределению наклонов частиц относительно горизонтальной плоскости.

В то же время в четырех из проведенных 68 измерений наблюдались распределения типа рис. 1б, в которых заметно явное занижение интенсивности относительно экспоненциального распределения (красная линия) при направлениях зондирования, близких к вертикали. Гауссово распределение (синяя линия) также не удовлетворительно, поскольку заметно занижает величины сигнала при углах, в два – три раза превышающих величину w . Подобную зависимость можно объяснить, если учесть эффекты дифракции.

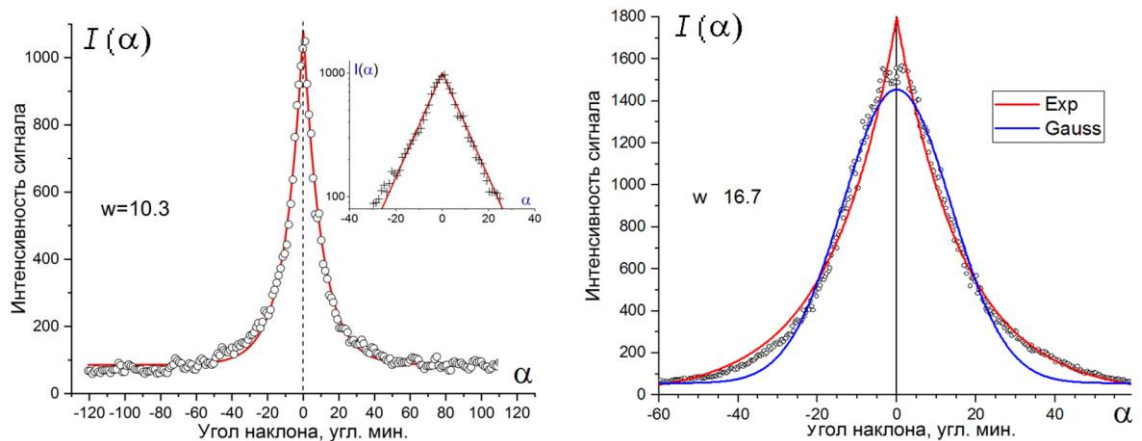


Рисунок 1 - а - пример экспоненциальной зависимости интенсивности сигнала от угла наклона лидара, измерения 23.05.2022 г. В правом углу - логарифмический масштаб.

1 б - измерения 21.05.2021 г., не описывающиеся экспоненциальным распределением

Свет, рассеянный частицей в обратном направлении, испытывает дифракцию на контуре частицы [11]. Угловое распределение излучения описывается формулами дифракции Фраунгофера и в случае круглого экрана имеет вид

$$I(\varphi) = 4 \left(\frac{I_1(\Theta)}{\Theta} \right)^2, \quad \Theta = 2\pi \frac{D}{\lambda} \sin \varphi, \quad (2)$$

где $I_1(\Theta)$ - функция Бесселя первого порядка, D – диаметр частицы, λ – длина волны излучения, φ – угол наблюдения. В центральной части (при $I > 0,2$) выражение (2) может быть аппроксимировано распределением Гаусса

$$I(\varphi) = \exp\left(-\frac{\varphi^2}{\varphi_0^2}\right), \quad \varphi_0 = \frac{1}{\pi} \frac{\lambda}{D}, \quad (3)$$

более удобным для вычислений. Для случая достаточно мелких частиц и узких распределений по углам наклона, когда ширина гауссового распределения φ_0 сравнима с w , результирующая зависимость интенсивности от угла наклона лидара определится сверткой функции распределения наклонов частиц (1) и дифракции на контуре частицы (3).

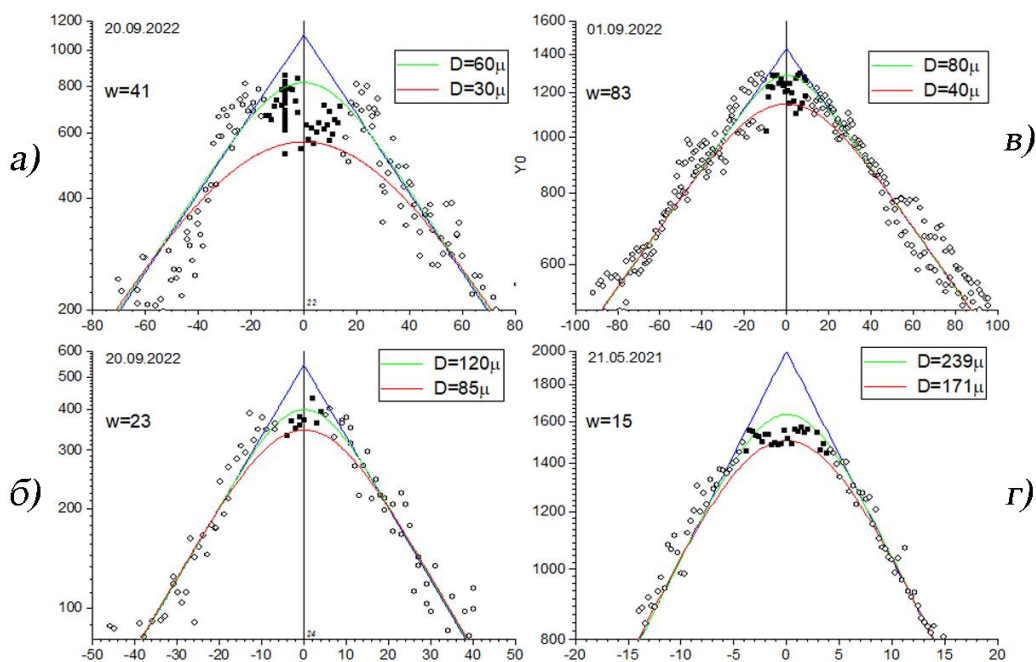


Рисунок 2 - Свертка экспоненциального и гауссового распределений для различных значений диаметра частицы. Синяя кривая - экспоненциальное распределение

На рис. 2 г показана центральная часть распределения, описывающего данные зондирования 21.05.2021. Синяя кривая - экспоненциальное распределение (1), две другие кривые получены сверткой (1) и (3) для различных диаметров частиц. Выбранные значения D указаны в микрометрах. Предполагается, что зондирование ведется на длине волны $\lambda = 1.06$ мкм. Черным показаны точки в центральной части распределения, выпадающие из экспоненциального распределения с полушириной $w=15,2$. С учетом разброса экспериментальных точек данные соответствуют выбору диаметра частиц в диапазоне 170 – 240 мкм.

На рис. 2 а – 2 в показаны аналогичные данные еще для трех измерений, которые плохо аппроксимируются экспонентой. Видно, что для более широких распределений $I(\alpha)$ дифракция проявляется при выборе меньших диаметров частиц. Крылья распределения во всех случаях описываются экспонентой (1). Следует сказать, что число обсуждаемых случаев

(четыре из 68 сеансов зондирования) пока недостаточно для полного анализа влияния дифракции на зависимость сигнала обратного рассеяния от угла наклона лидара.

Работы выполнены с использованием оборудования ЦКП "Атмосфера" при частичной финансовой поддержке Минобрнауки России (Соглашение № 075-15-2021-661). Исследования выполнены в рамках государственного задания ИОА СО РАН.

1. *Sassen K., Benson S.A* Midlatitude cirrus cloud climatology from the Facility for Atmospheric Remote Sensing: II. Microphysical properties derived from lidar depolarization // *J. Atmos. Sci.* 2001. V. 58. № 15. P. 2103–2112.

2. *Шишко В.А., Брюханов И.Д., Ни Е.В., Кустова Н.В., Тимофеев Д.Н., Коношонкин А.В.* Алгоритм интерпретации матриц обратного рассеяния света перистых облаков для восстановления их микрофизических параметров // *Оптика атмосферы и океана.* 2019. Т. 32. № 03. С. 186–192.

3. *Брюханов И.Д., Зуев С.В., Самохвалов И.В.* Влияние зеркальных облаков верхнего яруса на потоки рассеянной солнечной радиации в зените // *Оптика атмосферы и океана.* 2021. Т. 34. № 04. С. 272–279.

4. *Platt C.M.R., Abshire N.L., McNice G.T.* Some Microphysical Properties of an Ice Cloud from Lidar Observation of Horizontally Oriented Crystals // *J. Appl. Meteorol.* 1978. V. 17. № 8. P. 1220-1224.

5. *Thomas L., Cartwright J.C., Wareing D.P.* Lidar observation of the horizontal orientation of ice crystals in cirrus clouds // *Tellus* 1990. V. 42B. P. 211-216.

6. *Скороходов А.В., Коношонкин А.В.* Статистический анализ характеристик зеркально отражающих слоев в облаках верхнего яруса над Западной Сибирью по спутниковым данным MODIS . // *Оптика атмосферы и океана.* 2022. Т. 35. № 09. С. 711–716.

7. *Hunt W.H., Winker D.M., Vaughan M.A., Powell K.A., Lucker P.L., Weimer C.* CALIPSO lidar description and performance assessment // *J. Atmos. Ocean. Technol.* 2009. V. 26. № 7. P. 1214-1228.

8. *Самохвалов И.В., Брюханов И.Д., Шишко В.А., Кустова Н.В., Ни Е.В., Коношонкин А.В., Локтюшин О.Ю., Тимофеев Д.Н.* Оценка микрофизических характеристик конденсационных следов самолетов по данным поляризационного лидара: теория и эксперимент // *Оптика атмосферы и океана.* 2019. Т. 32. № 03. С. 193–201.

9. *Коханенко Г.П., Балин Ю.С., Боровой А.Г., Новоселов М.М.* Исследования ориентации кристаллических частиц в ледяных облаках сканирующим лидаром . // *Оптика атмосферы и океана.* 2022. Т. 35. № 04. С. 319–325.

10. *Kokhanenko G.P., Balin Yu.S., Klemasheva M.G., Nasonov S.V., Novoselov M.M., Penner I.E., Samoilova S.V.* Scanning Polarization Lidar LOSA-M3: Opportunity for Research of Crystalline Particle Orientation in the Clouds of Upper Layers // *Atmos. Meas. Tech.* 2020. V. 13. P. 1113-1127.

11. *Коношонкин А.В., Кустова Н.В., Осипов В.А., Боровой А.Г., Masuda K., Ishimoto H., Okamoto H.* Метод физической оптики для решения задачи рассеяния света на кристаллических ледяных частицах: сравнение дифракционных формул // *Оптика атмосферы и океана.* 2015. Т. 28. № 09. С. 830-843.

МЕТОДИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ПАРАМЕТРОВ ЛЕТУЧЕСТИ ВЕЩЕСТВА В СОСТАВЕ АТМОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ В ДИАПАЗОНЕ РАЗМЕРОВ 0.3÷5 МКМ

Полькин В.В., Панченко М.В.

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

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

Обсуждается методический подход по оценке содержания аэрозольного вещества разной летучести в отдельных фракциях атмосферного аэрозоля. Оценки проведены на основе результатов измерений счетной концентрации частиц в 6-ти диапазонах размеров от 0.3 до 5 мкм. при искусственном нагреве анализируемого атмосферного воздуха от 25 до 200°C. Счетная концентрация частиц регистрировалась фотоэлектрическим счетчиком АЗ-10 при температурах нагрева 25, 100, 200°C.

Введение. Корректность оценки роли атмосферного аэрозоля в климатических и радиационных моделях в значительной мере определяется надежностью данных об его оптических и микрофизических свойствах [1-6], которые в свою очередь зависят от химического состава вещества частиц [7,8].

На протяжении многих лет нами в исследовании свойств атмосферного аэрозоля в реальной атмосфере развивается метод активной спектрофелометрии [9], в котором ключевым аспектом подхода является сочетание мониторингового режима измерений характеристик сухой фракции аэрозоля и результатов контролируемого воздействия на его свойства (конденсационная активность и термооптика [10,11]), позволяющего расширить информативность эксперимента. Продуктивность такого подхода даже при измерении только коэффициентов рассеяния на одной длине волны была подтверждена в течение многих лет (см. напр. [2, 4, 5]).

В настоящей статье в рамках развития методов активного воздействия на атмосферный аэрозоль обсуждаются основные аспекты исследования параметров летучести аэрозольного вещества для отдельных фракций частиц, измеряемых фотоэлектрическим счетчиком.

Методический подход и аппаратура. Для изучения содержания аэрозольного вещества разной летучести отдельных фракциях частиц были проведены длинные серии измерений счетных концентраций атмосферного аэрозоля в 6-ти диапазонах размеров от 0.3 до 5 мкм при искусственном нагреве от 25 до 200°C проб воздуха, непрерывно отбираемых из приземного слоя атмосферы. Опыт многолетних термооптических наблюдений коэффициента направленного рассеяния под 45° [10] и предварительные данные анализа счетных концентраций, измеренных с помощью счетчика аэрозольных частиц АЗ-10, показали, что температурная зависимость этих параметров имеет плавный ход без особенностей: однозначное

убывание с ростом температуры. Отсюда, для дальнейшего анализа были определены реперные диапазоны значения температур, в которых рассчитывались значения концентраций и проводились оценки относительного вклада веществ разной летучести в составе сухой фракции аэрозоля: 25, 100 и 200°C. Далее по аналогии с термооптическим методом рассчитывались параметры:

$$F = [dN_i(25^\circ\text{C}) - dN_i(100^\circ\text{C})] / dN_i(25^\circ\text{C}),$$

$$Q = [dN_i(100^\circ\text{C}) - dN_i(200^\circ\text{C})] / dN_i(25^\circ\text{C}),$$

$$S = dN_i(200^\circ\text{C}) / dN_i(25^\circ\text{C}),$$

$$F + Q + S = 1.$$

где $dN_i(T)$ – дифференциальные счетные концентрации частиц в диапазоне размеров i , при температуре T . Диапазоны диаметров частиц: 0.3-0.4, 0.4-0.5, 0.5-1, 1-2, 2-5, >5 мкм.

Параметры F и Q оценивают объемные доли компонентов, испаряющихся в соответствующем диапазоне температур, а параметр S характеризует нелетучий остаток. Счетные концентрации dN_i при 25°C соответствуют сухой фракции (относительная влажность воздуха составляет 40-50%). Параметр F отражает величину объемной доли высоколетучих соединений и связанной воды в составе аэрозольных частиц [7,13]. Параметр Q связан с относительным содержанием сульфатов [7,11,14]. Параметр S характеризует относительное содержание нелетучего остатка, в который могут входить элементный углерод, низколетучие органические соединения, минеральные вещества [7,11].

Аппаратура по термоисследованиям состояла из воздухозаборника, нагревателя, измерителей температуры и регистрирующей части. Подробно приборы описаны в [12]. Установка располагалась на аэрозольной станции ЛОА ИОА СОРАН. Атмосферный воздух непрерывно прокачивался через нагреватель, температура в котором стабилизировалась в реперных точках для проведения измерения счетной концентрации в 6-ти диапазонах размера аэрозольных частиц. Границы диаметров d сухих частиц, с учетом разницы величин комплексного показателя преломления частиц заводской калибровки и атмосферных частиц [15], принимали значения: 0.33, 0.44, 0.54, 1.02, 2.1, 5.4 мкм. Измерения проводились отдельными длинными сериями в зимние, летние и осенние месяцы с 2020 по 2023 г.

Анализ результатов. На рисунке 1 представлены измеренные в январе 2023 года типичные для зимних месяцев среднемесячные значения дифференциальных объемов $dV_i = (4/3)\pi r_i^3 dN_i$ (где r_i - средний радиус диапазона i) при разных температурах, рассчитанные значения параметров F , Q , S , распределение по размерам дифференциальных объемов сухих частиц dV_i и распределения по размерам дифференциальных объемов dV_i компонентов

различной летучести в сухих частицах при учёте долевого содержания высоко летучих соединений и связанной воды, сульфатных соединений и нелетучего остатка.

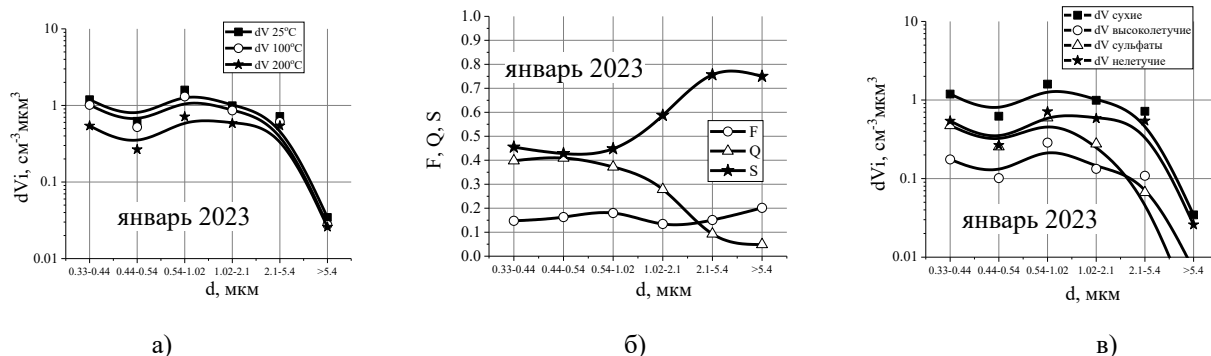


Рисунок 1 – Среднемесячные значения: дифференциальных объемов сухих частиц dV_i при разных температурах (а), значения параметров F , Q , S (б), распределение по размерам объемов сухих частиц dV_i и распределения по размерам дифференциальных объемов dV_i компонентов различной летучести в сухих частицах с учетом факторов F , Q , S (в).

Из рис. 1а видно, что при нагреве аэрозоля от 25 до 100°C, когда из частиц аэрозоля уходят высоколетучие соединения и связанная вода, убывание объёмов частиц dV_i происходит примерно равномерно по всему измеряемому спектру размеров от 0.34 до 5.4 мкм. Рассчитанное объемное доленое распределение по размерам в сухом аэрозоле F (рис. 1б) подтверждает это. Как видим, объёмная доля компонента высоколетучих соединений и связанной воды равномерно распределены по всему диапазону размеров варьируя в незначительных пределах от 0.15 до 0.2. Иллюстрирует это и рис. 1в, на котором представлены распределения по размерам дифференциальных объемов dV_i компонентов различной летучести в сухих частицах с учетом факторов F , Q , S .

Максимальные снижения объёмов частиц при нагреве от 100 до 200°C наблюдается в субмикронной области размеров, обусловленное испарением сульфатных соединений (рис. 1а). В субмикронной области размеров Q в сухом аэрозоле составляет около 0.4 (рис. 1б). В области размеров больших 1 мкм параметр Q плавно убывает от 0.4 до 0.05.

Объёмная доля нелетучих соединений S в сухом субмикронном аэрозоле размерами от 0.34 до 5.4 мкм составляет около 0.4. При нагреве от 100 до 200°C и уменьшении Q в частицах больших 1 мкм объёмная доля нелетучих соединений соответственно растёт от примерно 0.4 до 0.75 (рис. 1б).

Следует отметить, что с ростом температуры и испарением последовательно высоколетучих и среднелетучих сульфатных соединений в составе аэрозольных частиц и соответственно их объёма в исследуемом ограниченном диапазоне размеров происходит

переход частиц из области больших размеров в меньшие, не фиксируемые фотоэлектрическим счетчиком.

Основные черты в поведении параметров F , Q , S частиц разных диапазонов размеров в январе в целом характерны для всех сезонов. Но обнаружены некоторые особенности. Если для «холодных» месяцев уровень объемной доли сульфатов и нелетучего остатка субмикронных частиц практически одинаков и составляет 0.4, то в июле, для частиц меньших 0.54 мкм, объемная доля сульфатов выше и составляет 0.55, а доля нелетучего остатка уменьшается до 0.3.

Заключение. На основе серии измерений счетной концентрации частиц в 6-ти диапазонах размеров от 0.3 до 5 мкм. при искусственном нагреве анализируемого атмосферного воздуха от 25 до 200°C, апробирован методический подход определения содержания веществ разной летучести в аэрозольных частицах. Полученные результаты, на наш взгляд, подтвердили перспективность этого метода и послужат важной основой для дальнейших исследований изменчивости параметра летучести вещества в составе аэрозоля.

Работа выполнена в рамках госзадания ИОА СО РАН № АААА-А17-117021310142-5.

1. *Elterman L.* Vertical attenuation model with eight surface meteorological ranges 213 kilometers // Report AFCRL—70—0200 AFCRL Bedford, Mass. 1970. V. 68. P384.

2. *Toon O.B., Pollack J.B.* A global average model of Atmospheric aerosols for radiativtransfer calculations // J. Appl. Met. 1976. V. 15. P. 225—246.

3. *Shettle E.P., Fenn R.W.* Models for of the lower atmosphere and the effects of humidity variations on their optical properties. 1979. AFCRL-TR-79-0214. 94 P.

4. *Kneizys F.X., Shettle E.P., Gallery W.O. et al.* Atmospheric Transmittance Radiance; Computer Code LOWTRAN 5. AFGL-TR-70-00 // Environmental Research Papers. №697, 1980. P. 21-41.

5. *Gorchakov G.I., Emilenko A.S., Isakov A.A., Metreveli D.M., Sviridenkov M.A., Sidorov V.N.* The properties of near-ground aerosol. In: Atmospheric optics and aerosol. Moscow: Nauka, 1986. P. 42-64.

6. *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. In: Comprehensive Soviet-American experiment on the study of background aerosol. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1986. P. 80-91.

7. *Ивлев Л.С.* Химический состав и структура атмосферных аэрозолей. Л.: Изд-во ЛГУ. 1982. 368 с.

8. *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.

9. *Панченко М.В., Свириденков М.А., Тернугова С.А., Козлов В.С.* Активная спектрофелометрия в исследовании микрофизических характеристик субмикронного аэрозоля // Оптика атмосферы и океана. 2004. Т. 17. № 5-6. С. 428-435.

10. *Любовцева Ю.С., Юдин Н.И., Моисеенко Г.С.* Исследование процессов физико-химической трансформации субмикронной фракции природного аэрозоля термо- и гигрооптическими методами // Защита атмосферы от загрязнений. Вильнюс. 1979. № 5. С. 40–59.
11. *Любовцева Ю.С., Юдин Н.И.* О природе летучей и нелетучей составляющей субмикронного аэрозоля // Оптика атмосферы и океана. 1982. Т. 18. № 7. С. 732-737.
12. *Терпугова С.А., Панченко М.В., Докукина Т.А., Яушева Е.П., Козлов В.С.* Сезонная изменчивость содержания веществ разной степени летучести в приземном аэрозоле по данным термооптических измерений // Оптика атмосферы и океана. 2010. Т. 23. № 6. С. 439-443.
13. *Муштаев В.И., Ульянов В.М.* Сушка дисперсных материалов. М.: Химия, 1988. 352 с.
14. Справочник химика / под ред. Б.П. Никольского. Т. 1. М.:Химия, 1966.1072 с.
15. *Полькин В.В.* Учет зависимости границ диапазонов размеров частиц от комплексного показателя преломления материала частиц в фотоэлектрических счетчиках // Оптика атмосферы и океана. 2017. Т. 30. № 05. С. 442–446.

ПРЕДВАРИТЕЛЬНАЯ КОНСТРУКЦИЯ СВЕРХЧУВСТВИТЕЛЬНОГО НАНОФОТОННОГО ДАТЧИКА ДАВЛЕНИЯ

Михайлов И.О.¹, Штанько Е.И.²

¹Сибирский государственный университет геосистем и технологий, г. Новосибирск, Россия

²Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
г. Новосибирск, Россия

e-mail: prooptiku@gmail.com, mik_kat@ngs.ru

В статье рассмотрено развитие идеи и конструктивной реализации нанопотонного датчика широкой сферы применения, предложенной авторами ранее. В работе исследуется возможность одного из конструктивных решений сверхчувствительного датчика давления, построенного на основе наноструктур, обеспечивающих миниатюризацию сенсоров и применение их в различных технических изделиях. На основе проведенного ранее математического моделирования процесса прохождения высокочастотного электромагнитного излучения через массив наноконусов, являющихся базовым элементом предлагаемой конструкции, приняты обоснованные решения о габаритных размерах конструкции, ее внутренней структуре и оптимальной частоте источника возбуждения поля. В данной работе решается, в частности, проблема защиты внутренней конструкции от внешних электромагнитных полей. Путем твердотельного моделирования подтверждается линейно-поступательное движение пластин датчика при внешнем нагружении в предложенной конструкции прибора.

Введение. Следующим шагом на пути миниатюризации технических устройств является переход от применяемых в настоящее время микродатчиков к нанодатчикам, размеры которых обычно не превышают 100-200 нм. Потребность во внедрении нанодатчиков возникает при изготовлении широкого круга технических изделий в различных прикладных областях. Для навигационных приборов активно ведется разработка инерциальных наносенсоров [1, 2]. В медицине, биологии и химии востребованы нанотермометры, позволяющие, например, производить неинвазивное и точное измерение внутриклеточной температуры [3], высокочувствительные газоанализаторы [4] и нановесы [5]. В геофизических приложениях наноэлектромеханические системы могут применяться на этапах мониторинга при нефтедобыче, при бурении скважин и для интенсификации процесса нефтеотдачи [6, 7].

В работах [8-10], опубликованных авторами ранее, приводится обоснование перспектив применения нанопотонных блоков в современных системах управления и контроля технических устройств, стремящихся к миниатюризации. Приводится теоретическое обоснование и математическое моделирование прохождения электромагнитного излучения через наноструктуру, представляющую собой динамически изменяющуюся систему из массива конических элементов.

Принцип работы датчика основан на изменении напряженности электромагнитного поля при прохождении через массив конических наноструктур, диаметр и плотность смыкания которых зависит от внешнего прилагаемого давления. Таким образом давление P (Па) является функцией напряженности электрического поля E' (В/м) на выходе датчика:

$$P = p(E'),$$

причем $E' = g(E, R, \varepsilon, \mu, \sigma)$, где E – напряженность электрического поля на входе датчика (В/м); ε – диэлектрическая проницаемость (Ф/м); μ – магнитная проницаемость (Гн/м); σ – удельная электропроводность (См/м); R – радиус конуса в сечении, проходящем через центр датчика (м).

Численное трехмерное моделирование рассматриваемой системы позволило получить результаты (рис. 1), которые могут быть реализованы в технических изделиях различного применения: датчики давления, датчики вибраций, датчики температуры, датчики контроля геометрических параметров поверхности и т.п. Выполненный с помощью математического моделирования подбор оптимальных габаритных размеров датчика и материалов для конусов наноструктуры и калибровка частоты источника излучения позволили добиться монотонного убывания функции интенсивности I (рис. 1.б).

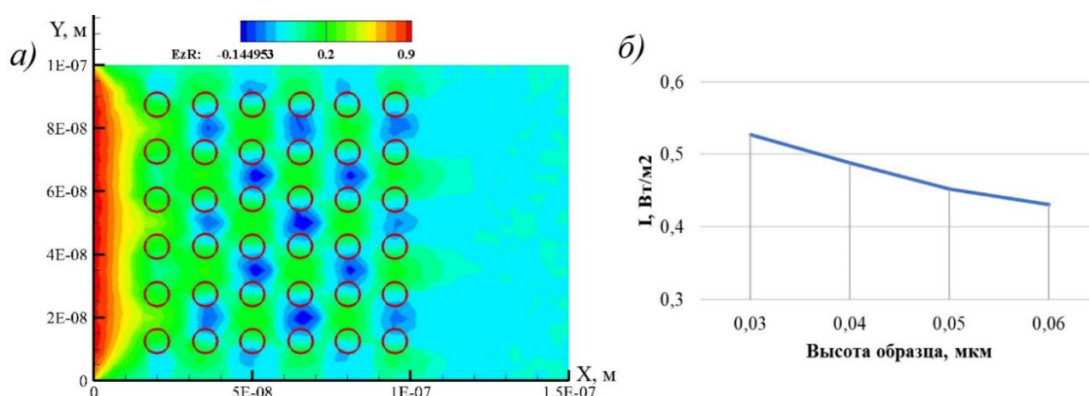


Рисунок 1 – а) график распределения действительной компоненты Ez в центральном сечении датчика при $h = 0.05$ мкм; б) график интенсивности I в контрольной точке p_0 в зависимости от высоты смыкания датчика (фактически – от радиуса конусов в сечении)

Предварительное конструктивное решение датчика давления. Высокая степень помехозащищенности датчика от влияния электромагнитного излучения определяется его конструкцией, исключающей элементы микроэлектроники. В соответствии с рис. 2 пирамидальные наноструктуры 1 и 2 размещены на основании 3 и упругом элементе датчика 4. Прикладываемая внешняя сила $F(H)$ приводит к взаимному смещению наноструктур. Величина их смещения функционально связана с изменением потока излучения в оптоволокне 5. Поток излучения подается в датчик и считывается с него через разъем 6.

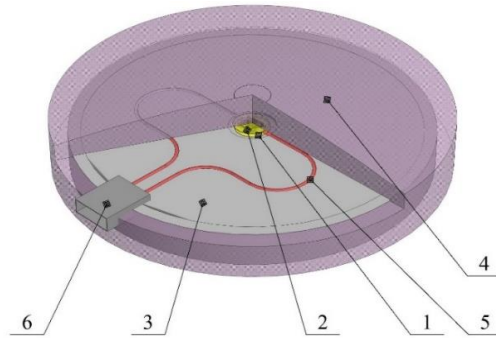


Рисунок 2 – Конструкция датчика давления

Компьютерное исследование твердотельной модели одного из вариантов датчика (рис. 3) с упругим элементом сферической формы и плоской площадкой диаметром 2 мм для приложения внешней силы подтвердило линейную зависимость деформации (перемещения) области с наноструктурой от прилагаемой внешней силы F (рис. 4). Переход от заданной величины силы прилагаемого внешнего воздействия F к давлению P осуществляется при известной площади поверхности S приложения силы F .

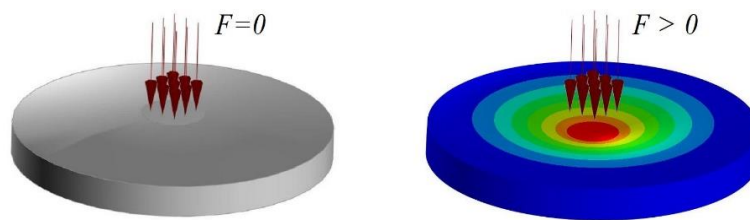


Рисунок 3 – Деформация датчика давления

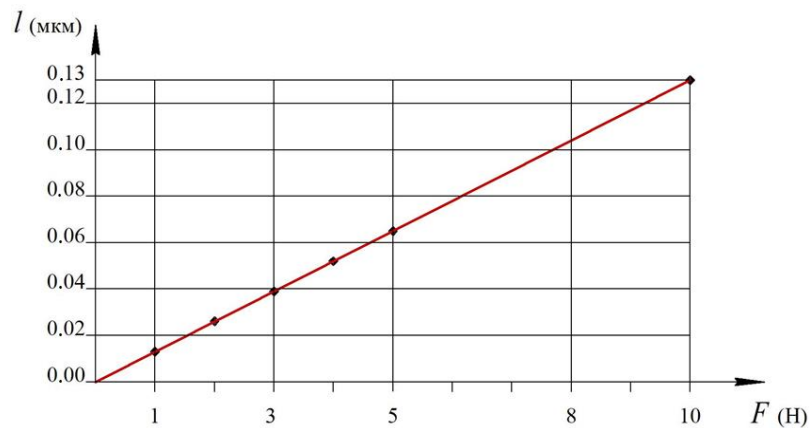


Рисунок 4 – Зависимость перемещения l наноструктуры от внешнего нагружения F , приложенного к центральной плоской площадке диаметром 2 мм, для рассматриваемого датчика

В данном варианте датчика давления с диапазоном измерения внешнего нагружающего воздействия от 1 до 10 Н упругий элемент изготовлен из пружинной стали и имеет толщину равную 1 мм. В диапазоне воздействия внешней силы F от 1 до 5 Н линейные перемещения элементов наноструктуры соответствуют проведенному ранее моделированию распространения электромагнитного поля в датчике при изменении высоты смыкания конических массивов

наноструктуры. Выбор материала, формы и толщины упругого элемента позволяет варьировать характеристики датчика в широких диапазонах.

Заключение. В работе предлагается предварительное конструктивное решение сверхчувствительного датчика давления на основе наноструктур, защищенного от воздействия внешних электромагнитных полей. Конструкция предлагается на основе проведенных ранее исследований. Варианты конструктивных решений могут быть расширены как в сторону измерения слабых воздействующих сил, так и в сторону их увеличения. В работе рассматривается датчик давления, но принцип его работы может быть применен, например, в датчиках измерения температуры, вибраций, ускорения и т.п.

Работа выполнена при поддержке проектов ФНИ № FWZZ-2022-0030.

1. *Ермаков Р.В., Попов А.Н., Скрипаль Е.Н., Калихман Д.М., Кондратов Д.В., Львов А.А.* Методы и результаты испытаний инерциальных датчиков, предназначенных для эксплуатации на летательных аппаратах вертолётного типа // XXIV Санкт-Петербургская международная конф. По интегрированным навигационным системам. 2017. С. 244-248.

2. *Барулина, М. А., Галкина, С. А., Кондратов, Д. В., Изнаилов, И. А., Сидорова, М. А.* Построение модели чувствительного элемента нанодатчика на основе новой модифицированной теории парных напряжений // Проблемы безопасности на транспорте: Материалы XI Международной научно-практической конференции. 2021. №1(2).

3. *Ke G., Wang C., Ge Y., Zheng N., Zhu Z., Yang C.J.* L-DNA molecular beacon: a safe, stable, and accurate intracellularnano-thermometer for temperature sensing in living cells // Journal of the American Chemical Society. 2012. V. 134. No 46. P. 18908-18911.

4. *Шейкин М.* С точностью до молекулы. Виды и принципы работы наносенсоров // Электроника: Наука, технология, бизнес. 2011. №1. С. 46-53.

5. *Mishra G.K., Sharma A., Bhand S.* Ultrasensitive detection of streptomycin using flow injection analysis-electrochemical quartz crystal nanobalance (FIA-EQCN) biosensor // Biosensors and Bioelectronics. 2015. № 67. P. 532-539.

6. *Крысько В.А., Папкова И.В., Яковлева Т.В., Захарова А.А., Жигалов М.В., Крысько А.В.* Динамика геометрически и физически нелинейного чувствительного элемента наноэлектромеханического датчика в виде неоднородной нанобалки, находящейся в температурном и шумовом полях // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2020. V. 331. № 5. С. 87-96.

7. *Воробьев А.Е., Ляныцзы Ч., Воробьев К.А.* Развитие конструктивных особенностей нанодатчиков для нефтяной отрасли // Нефть и газ. 2019. №1. С. 116-134.

8. *Mikhaylov I.O., Shtanko E.I.* Three-dimensional computer modeling of the electromagnetic wave propagation process in a supersensitive nanophotonic pressure microsensor // Proc. SPIE. 2022. V. 12341. 1234105.

9. *Mikhaylov I.O., Shtanko E.I.* Computer simulation of wave processes in optical media for nanophotonic devices // Proceedings of SPIE. 2020. V. 11560. 115600Q.

10. *Mikhaylov I.O., Shtanko E.I.* Operation concept and computer simulation of the wave process in a highly sensitive nanophotonic pressure microsensor // Proceedings of SPIE. 2021. V. 11916. 119160c.

МАТРИЧНЫЙ ПОЛЯРИЗАЦИОННЫЙ ЛИДАР ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ АЗИАТСКОЙ ПЫЛИ НА ОСНОВНЫХ ЛИНИЯХ ЛАЗЕРНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ

Волков С.Н.¹, Самохвалов И.В.², Ким Д.Х.³

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

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

³Ханбат национальный университет, г. Тэджон, Республика Корея

e-mail: snvolk@iao.ru, lidar@mail.tsu.ru, dhkim7575@hanmail.net

Лазерное поляриметрическое дистанционное зондирование успешно используется для изучения оптических характеристик атмосферы. Измерения элементов полной матрицы рассеяния обеспечивают адекватное описание оптических и морфологических параметров и ориентации частиц в атмосфере. Предлагается матричный поляризационный лидар (МПЛ) для работы в диапазоне от ближнего УФ до ближнего ИК на основных линиях лазерного излучения 355 нм, 532 нм и 1064 нм. В основу решения положено использование как свойства двух-лучепреломления, так и свойства оптической дисперсии кристаллов применяемых для выделения ортогональных компонент принимаемых эхо-сигналов.

Лазерное поляриметрическое дистанционное зондирование успешно используется для изучения оптических характеристик атмосферы [1-4]. Измерения элементов полной матрицы рассеяния обеспечивают адекватное описание оптических и морфологических параметров и ориентации частиц. Кроме того, реализация многочастотного поляризационного зондирования позволяет, например, оценивать характеристики частиц в атмосфере по размерам.

Матричный поляризационный лидар (МПЛ) основан на принципе последовательного измерения эхо-сигналов рассеяния на частицах в атмосфере. В измерениях последовательно меняются положения фазовых пластин передатчика и приемника лидара. Как результат, из измеренных данных восстанавливается профиль полной матрицы обратного зондирования вдоль дистанции зондирования. Функциональность МПЛ обеспечивается оптимальным решением таких задач как, например проблема калибровки лидара и т.д. Появление новых оптических материалов и прогресс в методах их обработки открывают возможность дальнейшего развития поляризационного зондирования.

Предлагается МПЛ для работы в диапазоне от ближнего УФ до ближнего ИК на основных линиях лазерного излучения 355 нм, 532 нм и 1064 нм. В основу решения положено использование как свойства двух-лучепреломления, так и свойства оптической дисперсии кристаллов применяемых для выделения ортогональных компонент эхо-сигналов. Как результат - редуцирование элементов стандартной оптики и повышение мобильности лидара. Экспериментально это свойство проверено на МПЛ в Тэджон, Республика Корея [3]. В МПЛ

установлена призма из ниобата лития (LiNbO_3) с углом при вершине 40° для выделения ортогональных компонент в рассеянии на длине волны зондирования 355 нм.

В компактном МПЛ предлагается использовать как свойство двух-лучепреломления, так и свойство дисперсии обычно используемой призмы Волластона из кристалла кальцита.

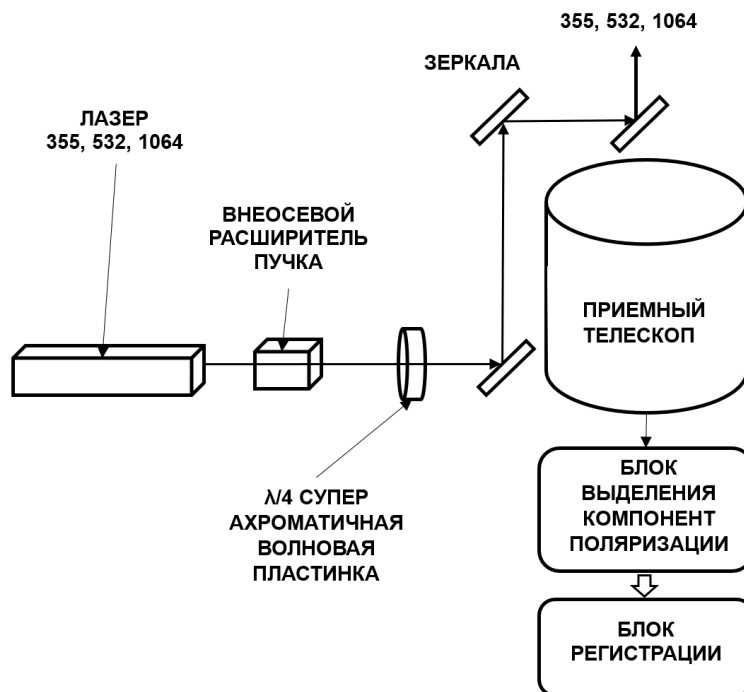


Рисунок 1 – Блок-схема передатчика и приемника МПЛ

На рисунке 1 показана оптическая блок-схема передатчика и приемника МПЛ. Излучение лазера на длинах волн 355 нм, 532 нм и 1064 нм проходит через внеосевой расширитель пучка и попадает на четверть-волновую фазовую пластинку. Фазовая пластина ахроматична в широком спектральном диапазоне 310-1100 нм, находясь в пределах $\pm 0.05\lambda$ от четверти длины волны. Фазовая пластина смонтирована на вращающейся оптической подвижке. Затем излучение по коаксиальной схеме, с помощью отклоняющих зеркал, направляется в атмосферу.

Внеосевой расширитель пучка, это элемент конструкции большинства многоволновых лидаров. Достоинства и недостатки таких систем хорошо изучены. Супер ахроматическая волновая пластина это достаточно новый оптический элемент. Широкополосность достигается за счет использования оптических свойств двух кристаллов, кварца и фторида магния (MgF_2). Четверть-волновые пластинки передатчика и приемника вращаются вокруг оптической оси и в серии поляризационных измерений устанавливаются в фиксированные угловые положения. Управление поворотом производится с помощью шагового двигателя. Рассеянное в атмосфере излучение попадает на приемный коллиматор (предпочтительно зеркальный или зеркально-линзовый на основе оптики из кварцевого стекла).

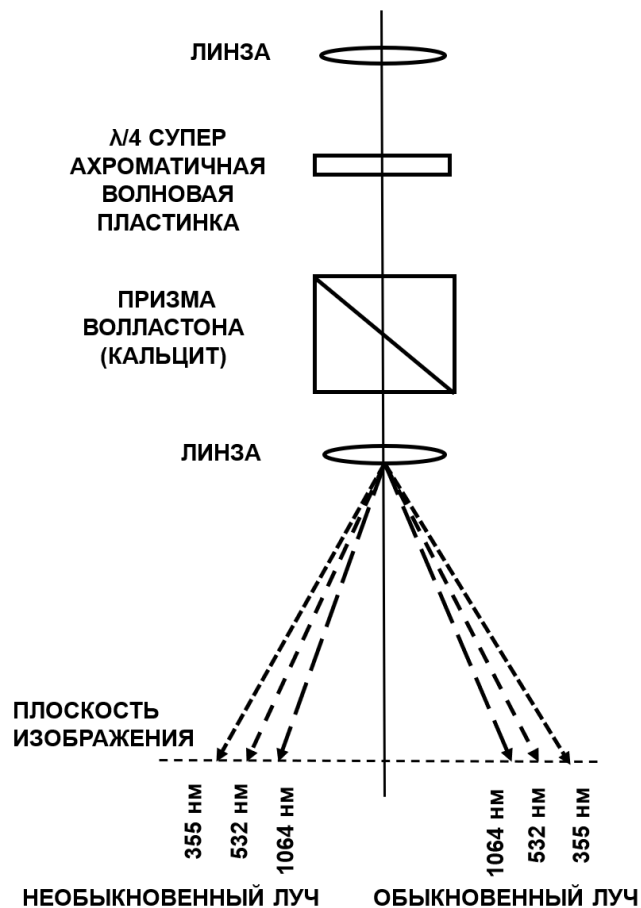


Рисунок 2 – Блок выделения ортогональных компонент рассеянного излучения

На рисунке показан блок спектральной селекции поляризационных компонент эхо сигналов рассеянного излучения. С выхода приемного коллиматора рассеянное излучение коллимируется с помощью линзы из кварца и попадает на четверть-волновую фазовую пластинку.

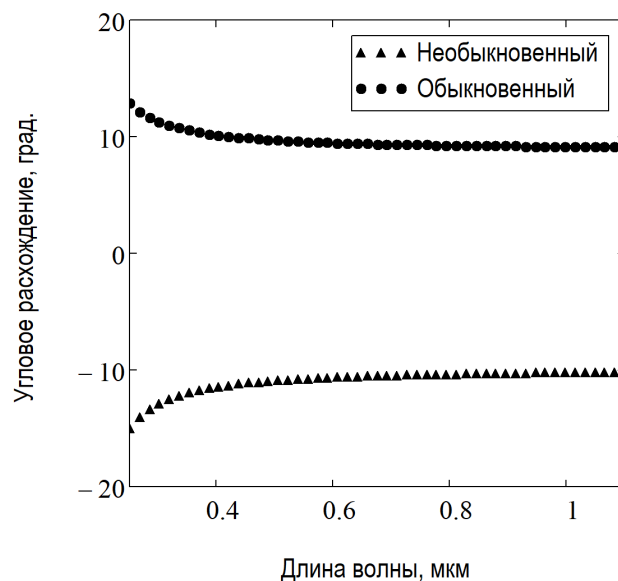


Рисунок 3 – Двух-лучепреломление призмы Волластона из кальцита (CaCO_3)

После пластинки излучение попадает на призму Волластона из кальцита (CaCO_3). Диспергированное излучение собирается в фокальной плоскости линзы и с помощью кварцевых световодов (на рисунке не показаны) попадает на систему регистрации (блок схема системы регистрации не приводится). Область пропускания призмы Волластона из кальцита 300-2300 нм. На рисунке 3 показана угловая зависимость обыкновенного и необыкновенного пучков от длины волны в призме.

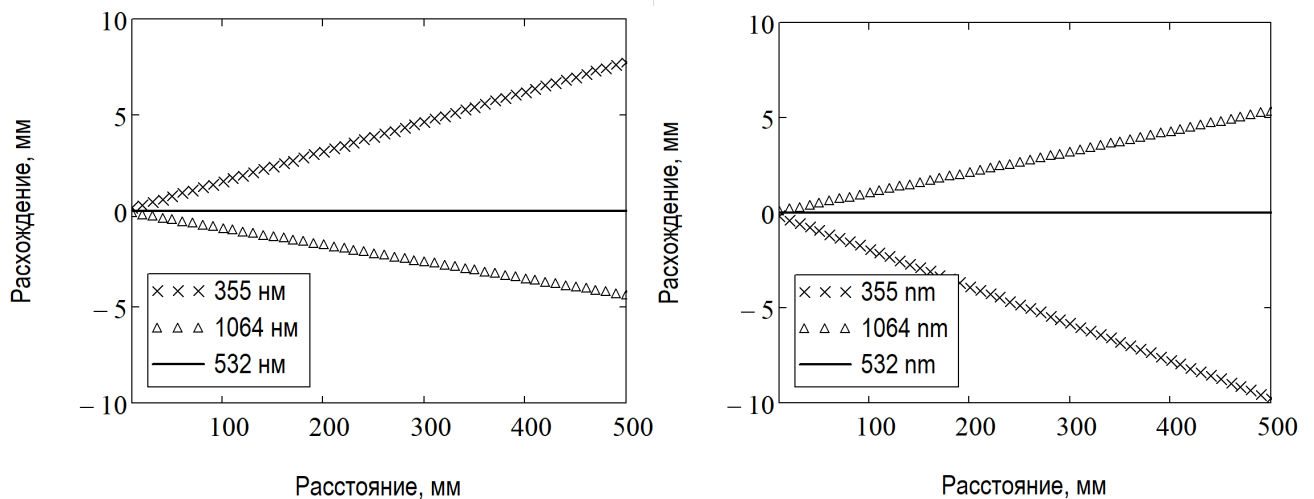


Рисунок 4 – Хроматизм призмы Волластона (CaCO_3) в зависимости от расстояния. Слева для обыкновенного пучка, справа для необыкновенного. Расчет относительно пучка 532 нм

Экспериментальные результаты и моделирование показывают перспективность выбранного направления развития матричного поляризационного лидара.

Работа выполнена при поддержке государственного задания ИОА СО РАН и Российского научного фонда, грант № 21 72-10089.

1. Tsekeri A., Amiridis V., Louridas A., Georgoussis G., Freudenthaler V., Metallinos S., Doxastakis G., Gasteiger J., Siomos N., Paschou P., Georgiou T., Tsaknakis G., Evangelatos C., and Binietoglou I. Polarization lidar for detecting dust orientation: system design and calibration // *Atmos. Meas. Tech.* 2021. V. 14. P. 7453–7474.

2. Kokhanenko G.P., Balin Y.S., Klemasheva M.G., Nasonov S.V., Novoselov M.M., Penner I.E., and Samoilova S.V. Scanning polarization lidar LOSA-M3: opportunity for research of crystalline particle orientation in the ice clouds // *Atmos. Meas. Tech.* 2020. V. 13. P. 1113–1127.

3. Volkov S.N., Samokhvalov I.V., Cheong D.H., and Kim D. Investigation of East Asian clouds with polarization light detection and ranging // *Appl. Opt.* 2015. V. 54. P. 3095-3105.

4. Volkov S.N., Samokhvalov I.V., Kim D.-H. Calibration by air in polarization sensing // *Atmosphere* 2022. V. 13. 1225.

ПРЕРЫВАНИЕ ПЛАМЕННОГО ГОРЕНИЯ РАСТИТЕЛЬНЫХ ГОРЮЧИХ МАТЕРИАЛОВ В РЕЗУЛЬТАТЕ ВНЕШНЕГО КРАТКОВРЕМЕННОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ

Лобода Е.Л.^{1,2}, Агафонцев М.В.^{1,2}, Старосельцева А.А.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, amv@mail.tsu.ru, 222-pro@mail.ru

В данной работе представлены экспериментальные результаты кратковременного воздействия скачка давления на зону пиролиза растительных горючих материалов (РГМ). Установлено, что в результате воздействия происходит прерывание пламенного режима горения, вызывающего снижение температуры поверхности элементов РГМ, участвующих в горении, что при дальнейшем принудительном их охлаждении приводит к полному прекращению горения.

Природные пожары являются очень распространенным и чрезвычайно опасным явлением, происходящим в разных уголках земного шара практически круглогодично [1]. Часто масштабы этого явления достигают чрезвычайных размеров, а сами пожары представляют опасность для человека и населенных пунктов [2]. Борьба с крупными пожарами на лесных территориях чрезвычайно затруднена и требует значительных ресурсов, в том числе и применения специальной авиации [3, 4].

Одним из направлений поиска эффективных способов борьбы с пожарами является воздействие ударных волн. Впервые такой способ был предложен проф. А.М. Гришиным. В работах его ученика Ю.М. Ковалева [5] рассматривалось воздействие ударной волны при взрыве шнурового заряда ПЖВ-20. В дальнейшем эти исследования были продолжены проф. А.М. Гришиным с учениками (Н.А. Алексеев, В.И. Самойлов), что в итоге привело к разработке ряда патентов [6-8].

Для проведения экспериментов по исследованию воздействия ударных волн на фронт горения РГМ применялась экспериментальная установка (рис. 1). В качестве горючих материалов использовалась смесь полевых растительных горючих материалов. Для формирования кратковременного скачка давления применялась ударная труба. Процесс горения регистрировался видеокамерой в видимом диапазоне длин волн и ИК камерой.

Применяемая ИК камера FLIRJADEJ530SB оснащалась узкополосным оптическим фильтром с полосой пропускания 2,5–2,7 мкм, выбор которого обусловлен спектром излучения пламени и рекомендациями [9]. Для увеличения скорости регистрации было уменьшено окно до размеров 160 x 120 пикселей. Скорость регистрации составила 690 кадров/с, время экспозиции

составляло 64 мкс, оптическое расстояние от камеры до очага горения – 3 м, диапазон изменяемых температур 310...1500 °С.

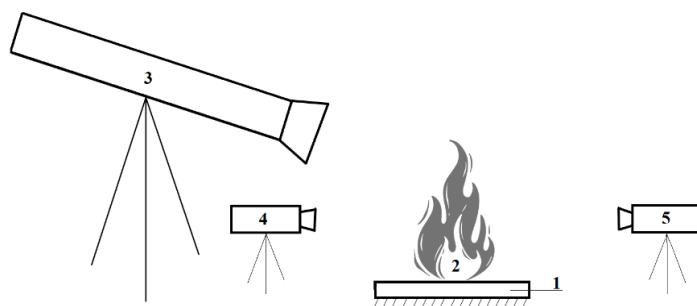


Рисунок 1 - Схема экспериментальной установки: 1 – растительные горючие материалы; 2 – пламя; 3 – ударная труба; 4 – ИК-камера FLIRJADEJ530SB; 5 – видеокамера

В качестве источника импульса в ударной трубе использовались стандартные строительно-монтажные патроны типа Д3, Д4, Д5 [10] с кольцевым воспламенением заряда.

На рис. 2 представлена типичная временная последовательность термограмм горения растительных горючих материалов, где показано в выделенной области воспламенение продуктов пиролиза в результате внешнего импульсного воздействия.

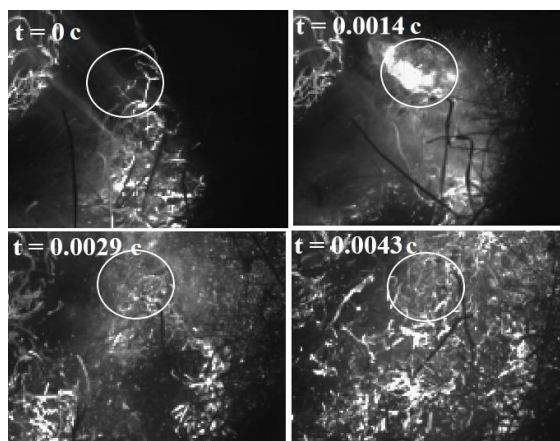


Рисунок 2 - Временная последовательность термограмм зоны пиролиза при горении РГМ

На первой термограмме изображено горение растительных материалов до момента кратковременного воздействия на них скачка давления. На термограмме выделена область, где в результате внешнего воздействия происходит воспламенение продуктов пиролиза. В момент времени $t = 0$ в выделенной области термограммы наиболее яркие зоны – это горячие элементы горючих материалов, где происходит пиролиз и выделяются летучие горючие продукты пиролиза, которые на термограмме идентифицируются как слабоизлучающие квазиламинарные струи. На последующих термограммах видно, как продукты пиролиза РГМ воспламеняются в результате кратковременного воздействия скачка давления. Следует отметить, что «время жизни» объема, где происходит горение продуктов пиролиза, составляет во всех опытах 1–3 кадра ($1,145 \cdot 10^{-3}$ – $4,35 \cdot 10^{-3}$ с), что на несколько порядков меньше, чем «время жизни»

турбулентных структур в пламени, где происходит горение летучих материалов при обычном режиме диффузионного горения.

Из полученных экспериментальных данных следует, что в результате кратковременного воздействия скачка давления на газообразные продукты пиролиза РГМ наблюдается их воспламенение, которое приводит к последующему прерыванию пламенного горения. Следует отметить, что после прерывания пламенного горения происходит некоторое охлаждение поверхности элементов РГМ, участвовавших в горении. Тем не менее в случае принудительного поступления окислителя, например в результате действия ветра, может возобновиться пламенное горение РГМ. Отметим, что если после прерывания пламенного горения РГМ осуществить принудительное охлаждение элементов РГМ водой, то возобновление пламенного режима горения невозможно, а объем требуемой для охлаждения воды меньше, чем в случае тушения водой пламенного горения РГМ.

Полученные в данной работе результаты являются основанием для разработки новых эффективных способов борьбы с крупными природными пожарами.

1. *Qiao C., Wu L., Chen T. et al.* 2018 Study On Forest Fire Spreading Model Based On Remote Sensing And GIS. IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. URL: <https://iopscience.iop.org/article/10.1088/1755-1315/199/2/022017/pdf> (Дата обращения: 20.09. 2022)

2. *Villa P., Olivos P., Navarro O.* Place Identity and Traumatic Experiences in the Context of Wildfires // Sustainability. 2022. V. 14. No 18. 11332.

3. Параметры сброса воды авиационными средствами при тушении лесных пожаров / Н.П. Копылов, И.Р. Хасанов, А. Е. Кузнецов [и др.] // Пожарная безопасность. 2015. № 2. С. 49–55.

4. *Копылов Н.П., Кузнецов А.Е., Федоткин Д.В. и др.* Борьба с природными пожарами с применением авиации и перспективные способы прокладки заградительных полос // Хвойные бореальной зоны. 2016. Т. 34. № 5–6. С. 251–253.

5. *Ковалев Ю.М.* Математическое и физическое моделирование инициирования детонации в твердых взрывчатых веществах и распространение ударных волн в пологом 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.

6. А. с. 1136811 СССР, SU 1400619 A1, А 62 С 1/22. Способ тушения лесных пожаров / А.М. Гришин, Н.А. Алексеев, Н.А. Андреев (СССР). - № 4160481/31-12; заявлено 08.12.86; опубл. 07.06.88, Бюл. №21. – 2 с.

7. А. с. 1400619 СССР, SU 1644976 A1, А 62 С 1/22. Способ тушения лесных пожаров / А.М. Гришин, Н.А. Алексеев, А.Н. Голованов (СССР). - № 4644603/12; заявлено 26.12.88; опубл. 30.04.91, Бюл. №16. – 2 с.

8. Пат. 2169596 Российская Федерация, А 62 С 3/02. Способ тушения лесных пожаров /А.Я. Мащович, А.М. Гришин, В.И. Самойлов, А.А. Ерньоко; заявитель и патентообладатель Восточно-Сибирский институт МВД России. – опубл. 27.06.01, Бюл. № 12. – 5 с.

9. *Лобода Е.Л., Рейно В.В., Агафонцев М.В.* Применение термографии при исследовании процессов горения. Томск, 2016. 80 с.

10. Патрон монтажный D-2 (Желтый) SB URL: <https://stroy-beton.com/stroitel'naya-i-dorozhnaya-tekhnika/pistolety-patrony-i-dyubelya/patron-d2/> (дата обращения: 10.04.2022).

ОСОБЕННОСТИ ПЕРЕНОСА ЛАЗЕРНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ В ДВУХСЛОЙНОЙ ПЕРИСТО-СЛОИСТОЙ ОБЛАЧНОСТИ С УЧЕТОМ МНОГОКРАТНОГО РАССЕЯНИЯ

Русскова Т.В., Шишко В.А., Кан Н.В.

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

e-mail: btv@iao.ru, sva@iao.ru, en.kan.08@gmail.com

Лидарные системы являются эффективным средством изучения оптических и микрофизических свойств рассеивающих сред. Эффективность интерпретации данных лидарного зондирования, в свою очередь, зависит от качества их обработки. В случае присутствия перистых облаков на трассе зондирования анализ данных проводится преимущественно в приближении однократного рассеяния. В работе рассматриваются особенности переноса лазерного излучения, генерируемого моностатическим лидаром спутникового базирования, в двухслойной перисто-слоистой облачности с учетом многократного рассеяния. Анализируется временная структура эхо-сигнала, полученная с использованием ранее разработанного алгоритма метода Монте-Карло. Показано, что величина отношения мощности лидарного сигнала многократного рассеяния к мощности сигнала однократного рассеяния в подоблачных пространствах рэлеевской атмосферы может быть выше, чем в пределах облака.

Лидары играют важную роль в современных исследованиях атмосферы Земли, являясь эффективным средством получения оптических и микрофизических свойств облаков. Изучение облаков верхнего яруса проводится как наземными, так и космическими методами в рамках различных радиационных и климатических проектов. Отечественные исследования кристаллических облаков на протяжении многих лет ведутся в ИОА СО РАН [1], ТГУ [2], ЦАО Росгидромета [3]. Космические радиометрические системы MODIS, ATSR и AVHRR позволяют с высоким пространственным разрешением получать микрофизические, оптические, поляризационные и другие характеристики облаков. Для измерения и восстановления вертикальных профилей облачных характеристик используются данные космических программ на базе лидаров LITE, BALKAN, ESA Earth Explorer, CALIOP и др.

Распространение лазерного излучения в рассеивающей среде сопряжено с кратностью рассеяния излучения, что усложняет решение как прямых, так и обратных задач. В ряде случаев, например, при интерпретации лидарных эхо-сигналов от перистых облаков [4] вклад многократного рассеяния (MP) в мощность сигнала обратного рассеяния удается исключить и рассматривать скорректированный сигнал в приближении однократного рассеяния. Задача, однако, усложняется тем, что (1) величина вклада MP зависит от характеристик аэрозоля и облаков, которые и должны быть восстановлены, (2) погрешности коррекции сигнала могут привести к неустойчивым решениям обратной задачи, (3) в случае зондирования со спутника

расстояние до исследуемого объекта велико, что обуславливает значительные энергопотери, а также увеличение зондируемого объёма атмосферы и усиление роли МР.

Необходимость учета вклада МР в лидарный сигнал от облаков обсуждалась в ряде исследований и ранее. W. Blaettner обнаружил, что при оптических толщинах облаков $\tau \sim 2$ МР формирует 50% лидарного сигнала [5]. Теоретические оценки вклада МР в эхо-сигнал для лидаров спутникового базирования показали, что при входе излучения в облако отраженный сигнал формируется преимущественно благодаря рассеянию первой и второй кратности при изменении τ от 0.8 до 1 [6, 7]. При τ от 1 до 1.5 порядок рассеяния, в достаточной мере описывающий принимаемый сигнал, возрастает до 5. В работе [8] установлено, что при τ зондируемой среды менее 0.1 многократным рассеянием можно пренебречь, а обратные задачи решать в приближении однократного рассеяния. В то же время, по результатам эксперимента ICE выявлено, что пренебрежение МР может привести к неоднозначным результатам даже при $\tau < 0.1$ [9]. Таким образом, МР может вносить весомый вклад в формирование лидарного эхо-сигнала, что побуждает продолжать поиск способов эффективного использования этого факта.

В предыдущей работе [10] были проанализированы результаты моделирования переноса лазерного излучения в жидкокапельной и кристаллической облачности в предположении об отсутствии в среде иных рассеивающих и поглощающих излучение элементов. Однако при их появлении вклад МР в принимаемый эхо-сигнал может быть трансформирован. Рассмотрим далее особенности формирования лидарного сигнала после введения в среду рассеивающих рэлеевских частиц на примере зондирования облачной атмосферы из космоса.

Численное моделирование проводится в рамках плоско-параллельной вертикально неоднородной модели атмосферы в спектральном канале 0.532 нм. Пусть вертикальный профиль коэффициентов рэлеевского рассеяния соответствует метеомодели лета средних широт, а рэлеевская индикатриса рассеяния вычисляется с учетом фактора деполяризации молекул; поглощение излучения атмосферными газами не учитывается, а альбедо подстилающей поверхности полагается равным нулю.

Проанализируем случаи (А) безоблачной атмосферы (с $\tau = 0.107$), (Б) однослойной (с $\tau = 0.25$) и (В) двухслойной (с суммарной $\tau = 0.5$) перисто-слоистой облачности. Верхний слой облаков расположен на высотах от 8.5 до 9 км, а нижний (так же как и однослойная облачность Б) – от 7 до 8 км. Рассматриваемые перисто-слоистые двойные облака *Cd* представляют собой два слоя волокнистых *Cs* на разных уровнях. Такие фронтальные облака обладают малой водностью $w \leq 0.03-0.05$ г/м³, обеспечиваемой преимущественно кристаллами с размерами $\sim 10-1000$ мкм [11]. Предполагается, что кристаллические частицы представляют собой

гексагональные ледяные столбики с хаотической ориентацией в пространстве, оптические характеристики которых рассчитываются методом физической оптики [12].

Пусть моностатический лидар располагается на высоте 300 км и генерирует излучение с длительностью импульса 30 нс и расходимостью луча 0.5 мрад. Углы поля зрения лидара составляют 1.5 и 3 мрад. Для расчета временной развертки лидарного эхо-сигнала используется модификация ранее разработанного алгоритма метода Монте-Карло [10]. На основе результатов моделирования оценивается отношение R_{MS} мощности сигнала многократного рассеяния к мощности однократно рассеянного лазерного излучения (Рис. 1).

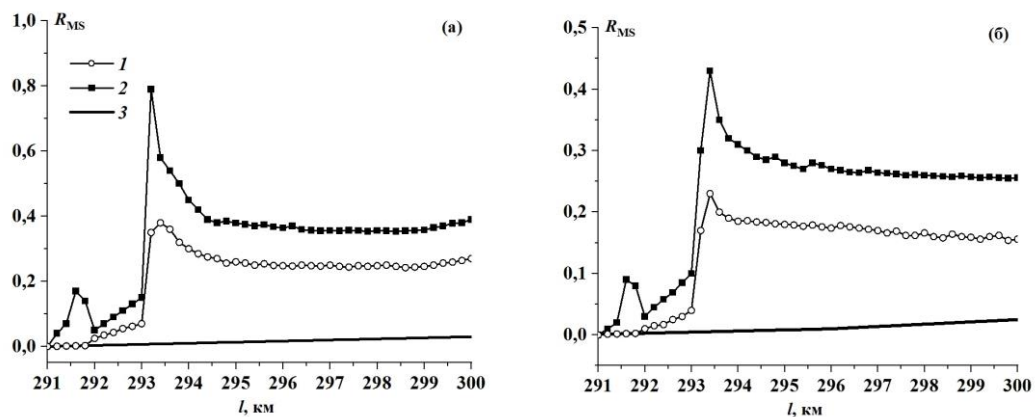


Рисунок 1 – Результаты расчета величины R_{MS} при зондировании безоблачной атмосферы (3) и при наличии однослойной (1) и двухслойной (2) перисто-слоистой облачности лидаром с полем зрения (а) 3 мрад и (б) 1.5 мрад; l – глубина зондирования атмосферы, км

Как и предполагалось, отношение R_{MS} для безоблачной атмосферы принимает невысокие значения на протяжении всего участка зондирования, слегка увеличиваясь вблизи поверхности Земли вследствие роста коэффициента рэлеевского рассеяния. Кривые 1 и 2 существенно отличаются от кривой 3, прежде всего, наличием пиков в подоблачном пространстве, свидетельствующих о существенном росте вклада многократного рассеяния (преимущественно, второго и третьего порядков) в лидарный эхо-сигнал. Кроме того, наличие сплошной облачности приводит к повышенным (по сравнению со случаем А) значениям отношения R_{MS} на всем участке – от подоблачного пространства до поверхности Земли. Результаты, наблюдаемые при зондировании среды лидаром с разным углом поля зрения, качественно схожи, при этом увеличение угла приема обеспечивает получение более высоких значений R_{MS} за счет усиления роли многократного рассеяния в этом случае. Увеличение доли многократного рассеяния в промежутке между облаками является следствием межоблачного взаимодействия и переотражения излучения. В то же время, резкий рост кратности рассеяния в нижнем подоблачном слое при зондировании лидаром как с узким, так и более широким углом поля зрения свидетельствует о влиянии сильной анизотропии рассеяния излучения ледяными

частицами. Дифракционный пик в направлении ‘вперед’ у индикатрис таких частиц приводит к заметному вкладу фотонов, рассеянных в пределах малых углов. Из Рис. 1 также следует, что величина отношения R_{MS} прямо пропорциональна оптической плотности среды.

Таким образом, результаты моделирования свидетельствуют о том, что величина R_{MS} в подоблачных пространствах рэлеевской атмосферы может быть выше, чем в пределах облака. Пренебрежение МР в подоблачных пространствах может приводить к дополнительным погрешностям при интерпретации лидарных измерений из космоса.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-27-00719, <https://rscf.ru/project/22-27-00719/>.

1. Konoshonkin A.V., Borovoi A.G., Kustova N.V., Okamoto H., Ishimoto H., Gryngo Y., Forster J. Light scattering by ice crystals of cirrus clouds: from exact numerical methods to physical-optics approximation // *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*. 2017. V. 195. P. 132–140.

2. Кауль Б.В., Волков С.Н., Самохвалов И.В. Результаты исследований кристаллических облаков посредством лидарных измерений матриц обратного рассеяния света // *Оптика атмосфер. и океана*. 2003. Т. 16. № 4. С. 354–361.

3. Кравец Л.В., Маринушкин В.Н., Смирнов Н.Д. Исследование характеристик перистой облачности наземным лидаром // В сборнике «Радиационные свойства перистых облаков» / Под ред. Е.М. Фейгельсон. М.: Наука, 1989. С. 87–99.

4. Ruppertsberg G.H., Kersher M., et al. The Influence of Multiple Scattering on Lidar Returns by Cirrus Clouds and an Effective Inversion Algorithm for the Extinction Coefficient // *Beitr. Phys. Atmosph.* 1997. V. 70. P. 93–105.

5. Blattner W.G., Collins D.G., Wells M.B. The Effects of Multiple Scattering on Backscatter Lidar Measurements in Fogs. Radiation Research Associates, Inc., 1974. 85 pp.

6. Krekov G.M., Krekova M.M. Structure of spaceborne lidar signal reflected by upper-level clouds. II. Optically inhomogeneous clouds // *Atm. Oceanic Opt.* 1998. V. 11. P. 51–54.

7. Kaul B., Arshinov Yu., Romashov D., Samokhvalov I., Werner Ch., Streicher J., Herrmann H., Oppel U., Krasting H. Crystal Clouds. Tomsk: Spektr, 1997. Chapter 4. P. 48–77.

8. Klett J.D. Lidar inversions with variable backscatter/extinction ratios // *Appl. Opt.* 1985. V. 24. P. 1638–1643.

9. Moerl P., Reinhardt M.E., Renger W., Schellhase R. The use of the airborne LIDAR system ‘ALEX F1’ for aerosol tracing in the lower troposphere // *Beitr. Phys. Atmosph.* 1981. V. 54. P. 401–410.

10. Russkova T., Kan N. Modeling of laser pulse propagation in clouds taking into account multiple scattering // *SPIE Proceedings*. 2022. V. 12341, 123411J.

11. Облака и облачная атмосфера. Справочник / Под ред. И.П. Мазина и А.Х. Хргиана. Л.: Гидрометеиздат, 1989. 648 с.

12. 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 атмосфер. и океана*. 2016. Т. 29. № 1. С. 40–50.

АНАЛИЗ ВАРИАЦИЙ ХСО В АТМОСФЕРЕ САНКТ-ПЕТЕРБУРГА

Фока С.Ч., Макарова М.В., Ионов Д.В.

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

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

В 2019 году с использованием портативного спектрометра Bruker EM27/SUN были проведены наземные дистанционные измерения среднего отношения смеси (усредненной в столбе атмосферы сухого воздуха мольной доли) монооксида углерода (ХСО). По данным измерений на станции атмосферного мониторинга СПбГУ были получены характеристики годового хода ХСО. У ХСО наблюдается годовой ход с максимумом в январе (104 млрд⁻¹) и минимумом в июне (73 млрд⁻¹). Амплитуда годового хода равна 15.5 млрд⁻¹. За весь период измерений был отмечен один случай (6 августа 2019 года), когда наблюдался резкий рост ХСО, максимум ХСО достиг 112 млрд⁻¹. Для определения местоположения интенсивности эмиссии источника, ответственного за зарегистрированное увеличение ХСО, использовалась модель HYSPLIT и база данных EDGAR.

Монооксид углерода является важным газовым компонентом, играющим важную роль в химии тропосферы: способствует удалению радикала ОН, при этом предотвращая окисление метана, а также в условиях высоких уровней загрязнения атмосферного воздуха может приводить к образованию озона в тропосфере [1]. СО - относительно пассивный короткоживущий газ (от 2 недель до 3 месяцев), вследствие чего его используют в качестве трассера при исследовании процессов дальнего атмосферного переноса [2]. Мониторинг атмосферного содержания СО играет важную роль при оценке атмосферного загрязнения: 1) содержание СО в основном определяется мощностью антропогенных источников; 2) эмиссии СО, определяемые горением лесов и торфяников, горением ископаемого топлива, биотоплива и сельскохозяйственных отходов взаимосвязаны с эмиссиями парниковых газов, например диоксида углерода [1,2].

В настоящее время мониторинг содержания СО проводится на научных станциях международных наблюдательных сетей NDACC (The Network for the Detection of Atmospheric Composition Change), TCCON (Total Carbon Column Observing Network) и COCCON (The Collaborative Carbon Column Observing Network) [3,4]. В России спектроскопические измерения общего содержания СО проводятся: 1) на станции St. Petersburg (Санкт-Петербургский государственный университет), вошедшей в измерительную сеть NDACC в 2016 г. [5]; 2) на Уральской атмосферной станции, расположенной на территории Коуровской астрономической обсерватории (Уральский Федеральный университет, Екатеринбург) [2]; 3) в Институте физики атмосферы им. А. М. Обухова (ИФА РАН) [2]; 4) на Звенигородской научной станции ИФА

РАН [2]; 5) Научно-производственное объединение (НПО) “Тайфун” (г. Обнинск, Калужская область, 100 км к юго-западу от Москвы [2].

В настоящей работе представлен анализ наземных дистанционных спектроскопических измерений среднего отношения смеси (усредненной в столбе атмосферы сухого воздуха мольной доли) монооксида углерода (XCO) в атмосфере, нацеленный на выявление факторов, влияющих на временную изменчивость, на оценку интегральной эмиссии CO от предполагаемых источников и на сравнение полученных результатов с независимыми измерениями.

В 2019 году наземные дистанционные измерения XCO проводились на станции атмосферного мониторинга Санкт-Петербург в пригороде Санкт-Петербурга, Старый Петергоф (59.88 с.ш. 29.83 в.д., 40 м над уровнем моря) с помощью портативного Фурье-спектрометра Bruker EM27/SUN, оснащенного солнечной следящей системой CamTracker. Обработка спектров прямого солнечного излучения с разрешением 0.5 см^{-1} осуществляется со специализированного программного обеспечения PROFFAST [6]. Несмотря на низкое спектральное разрешение (0.5 см^{-1}), прибор позволяет осуществлять измерения XCO с высокой точностью – 0.5% (0.4 млрд^{-1}).

За 2019 год было 67 измерительных дней. У XCO наблюдается годовой ход, который совпадает с годовым ходом для Санкт-Петербурга (1999-2009), для Москвы и Звенигорода (2000-2018) [2,7]: высокое содержание наблюдается с января по апрель, максимум в январе (104 млрд^{-1}), минимум в июне (73 млрд^{-1}), что объясняется вариациями радикала гидроксила OH в атмосфере [3, 7] (Рисунок 1). Амплитуда годового хода равна 15.5 млрд^{-1} , что близко амплитудам, полученным из измерений сетей NDACC и TCCON за 2015-2017 гг., $12.5\text{-}14 \text{ млрд}^{-1}$ [3].

За весь период измерений был отмечен один день (6 августа 2019 года), когда наблюдался резкий рост XCO, при этом максимум XCO достиг 112 млрд^{-1} (Рисунок 1). Анализ, проведенный с использованием дисперсионной модели HYSPLIT [8] и базы данных EDGARv5.0 [9], показал, что причиной высоких значений XCO, зарегистрированных 6 августа 2019 года, являлись воздушные массы, пришедшие с промышленно развитой части Лаппееранты, расположенной в 160 км от Петергофа [4].

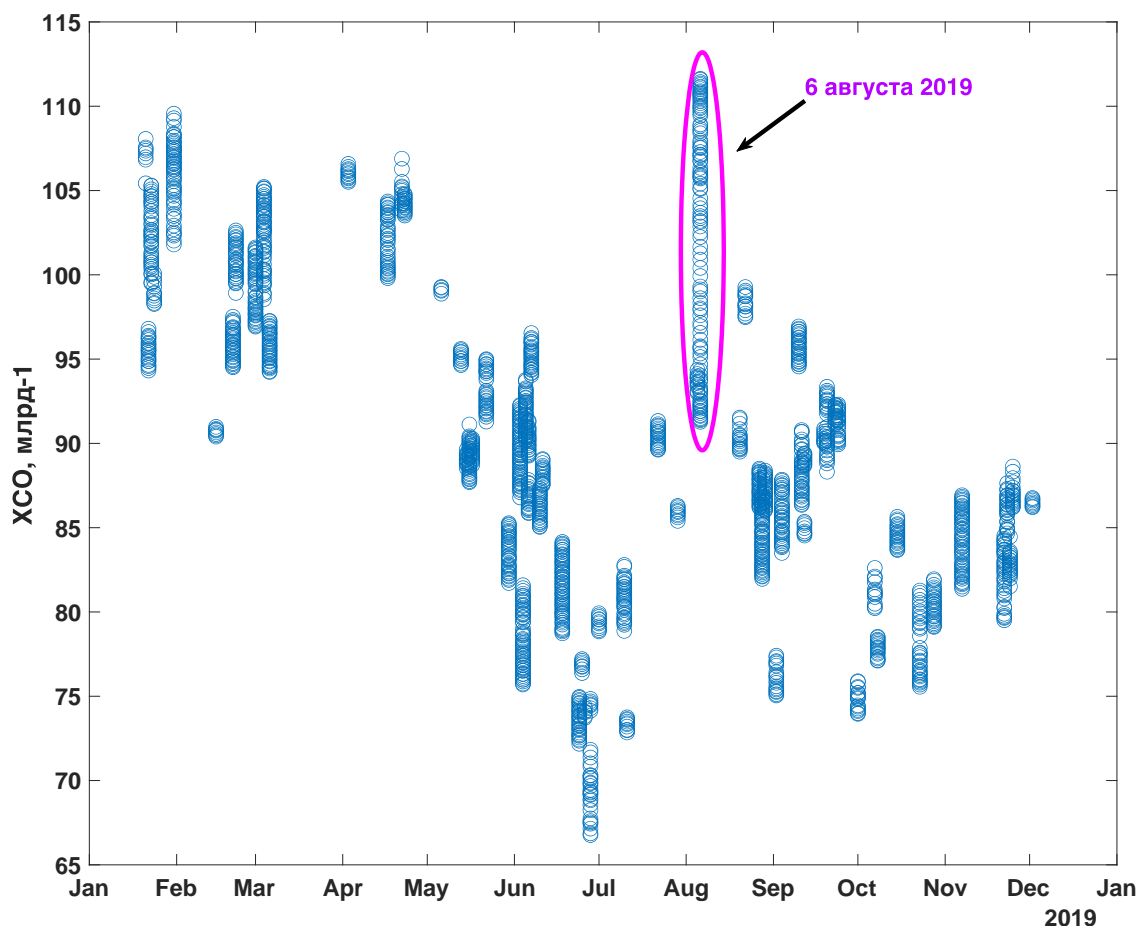


Рисунок 1 - Измерения ХСО за 2019 год

Для оценки интегральной эмиссии CO(Re) от предполагаемого антропогенного источника были использованы результаты расчетов распространения загрязняющих веществ. По дисперсионной модели, которая определяет концентрацию примеси, пришедшей от рассматриваемого источника, была рассчитана добавочная концентрация (C_m). Используя формулу (2)[5]:

$$Re = \frac{R_m}{C_m} \cdot \Delta C_e, \quad (2)$$

где ΔC_e - экспериментальные оценки добавочных концентраций CO (относительно фоновых значений), R_m - интегральная эмиссия известного источника (834 кг/час) [9], было получено экспериментальное значение интегральной эмиссии CO(Re), составившее в среднем 436 кг/час.

Исследования выполнены на оборудовании РЦ СПбГУ «Геомодель» и при финансовой поддержке в рамках гранта РФФИ №23-27-00019.

1. Dey S., Dhal G.C. Materials progress in the control of CO and CO2 emission at ambient conditions: An overview // Mater. Sci. Energy Technol. 2019. V. 2. P.607–623.

2. Rakitin V.S., Elansky N.F., Skorokhod A.I. et al. Long-Term Tendencies of Carbon Monoxide in the Atmosphere of the Moscow Megapolis // Izv. Atmos. Ocean. Phys. 2021. V. 57. P.116–125.

3. Zhou M., Langerock B., Vigouroux C., Sha M. K., Ramonet M., Delmotte M., Mahieu E., Bader W., Hermans C., Kumps N., Metzger J.-M., Duflot V., Wang Z., Palm M., De Mazière M. Atmospheric CO and CH₄ time series and seasonal variations on Reunion Island from ground-based in situ and FTIR (NDACC and TCCON) measurements // *Atmos. Chem. Phys.* 2018. V. 18. P.13881–13901.
4. Alberti C., Tu Q., Hase F., et al. Investigation of spaceborne trace gas products over St Petersburg and Yekaterinburg, Russia, by using Collaborative Column Carbon Observing Network (COCCON) observations // *Atmos. Meas. Tech.* 2022. V. 15. P. 2199–2229.
5. Makarova M.V., Kostsov V.S., Poberovskii A.V. Study of the factors determining anomalous variability of carbon dioxide total column amount over St. Petersburg // *Izv. Atmos. Ocean. Phys.* 2007. V. 43. P. 497–504.
6. Hase F., Frey M., Kiel M., Blumenstock T., Harig R., Keens A., Orphal J. Addition of a channel for XCO observations to a portable FTIR spectrometer for greenhouse gas measurements // *Atmos. Meas. Tech.* 2016. 9. P. 2303–2313.
7. Макарова М.В., Поберовский А.В., Осипов С.И. Временная изменчивость общего содержания СО в атмосфере вблизи Санкт-Петербурга // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* 2011. Т. 47. No 6. С. 801–808.
8. Draxler R.R., Hess G.D. An overview of the HYSPLIT_4 modeling system for trajectories, dispersion, and deposition // *Aust. Meteor. Mag.* 1998. V. 47. P. 295–308.
9. Crippa M., Guizzardi D., Muntean M., Schaaf E. EDGAR v5.0 Global Air Pollutant Emissions, European Commission. 2021. JRC122516.

ОСОБЕННОСТИ ВАРИАЦИИ СОДЕРЖАНИЯ ОСТАТОЧНЫХ ГАЗОВ В СПИЛАХ ЛИСТВЕННЫХ ДЕРЕВЬЕВ

Агеев Б.Г.¹, Сапожникова В.А.¹, Груздев А.Н.², Савчук Д.А.³

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

²Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, г. Москва, Россия

³Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, г. Томск, Россия

e-mail: ageev@iao.ru, sapo@iao.ru, a.n.gruzdev@mail.ru, savchuk@imces.ru

Проведены измерения десорбированных вакуумным методом газов из древесины колец спилов лиственных деревьев. Анализ остаточных газов, вакуумно-десорбированных из колец древесины, осуществлялся оптико-акустическим газоанализатором с перестраиваемым CO₂ лазером. Получены хронологии остаточных газов CO₂ и (CO₂+H₂O) некоторых лиственных деревьев, произрастающих в районе г. Томска (Западная Сибирь). Все полученные хронологии имеют циклический характер с выраженными циклами 2-4 года. Найдена корреляция содержания газов с летней температурой и осадками. Предполагается, что погодичное распределение остаточных газов в спилах отражает картину погодичного поступления газов из стволов лиственных деревьев в атмосферу.

Леса являются крупнейшим резервуаром углерода, поглощаемого из атмосферы. Бореальные леса Евразии, например, хранят 25% всего земного углерода [1]. В углеродном балансе лесов большую роль играет диффузия углекислого газа из стволов деревьев. Годовой вклад потока CO₂ от стволов в дыхание экосистем был оценен как $\leq 15\%$ в бореальных лесах и приблизительно 27% в тропических [2]. Считается, что невозможно точно измерить дыхательный поток отдельного дерева [3]. Некоторое представление о диффузном потоке газа из дерева можно получить, изучая ту часть выделяемого CO₂, которая сохраняется в стволах деревьев. Ранее предложенная нами методика [например, 4] дала возможность изучить и выявить особенности распределения CO₂ (и H₂O) в годичных кольцах древесины хвойных деревьев. Считается, что меняющиеся климатические условия могут изменить роль лесов как потенциальных поглотителей углерода [5]. Кроме того, с изменением климата прогнозируется и смещение границы лесов. Еще в 1985 году высказывалось предположение, что граница леса в Канаде, например, будет сдвигаться на 100 км на север на каждый градус потепления. К 2100 году, по прогнозам, хвойные леса исчезнут почти на всей территории Европы, а на юге Западной Сибири хвойные сменяются такими широколиственными видами, как дуб, клен, липа и другие [6]. Цель работы – получить картину погодичного распределения остаточных газовых компонентов (CO₂, CO₂+H₂O) в кольцах древесины широко распространенных в лесах умеренного пояса России лиственных деревьев: березы повислой (*Betula pendula* Roth), осины (*Populus tremula* L.), черемухи обыкновенной (*Prunus padus* L.), ивы белой (*Salix alba* L.) и липы

сердцевидной (*Tiliacordata* Mill.). Мы предполагаем, что погодичное распределение в древесных кольцах сохранившейся доли выдыхаемого растением CO_2 может отражать картину погодичного поступления CO_2 из стволов в атмосферу. Таким образом, можно оценить некоторые параметры дыхания стволов лиственных деревьев, а результаты могут быть использованы при оценках баланса углерода.

Исследования проводились на основе спилов стволов деревьев, растущих в районе г. Томска (56.50° с.ш. 84.92° в.д.), юго-восток Западной Сибири. Спилы ивы, березы и липы брались в черте города, черемухи – в Академгородке, осины – в пригороде (41 км от Томска). Измерение содержания газовых компонентов, десорбированных под вакуумом из древесины каждого кольца спила проводилось с помощью оптико-акустического лазерного газоанализатора. Полученные сигналы газоанализатора “signal” отпущения на линиях генерации CO_2 -лазера с точностью до калибровочного множителя пропорциональны концентрациям исследуемых CO_2 и H_2O .

Для анализа вариаций температуры и осадков в их динамике (по данным ГМС Томск) использованы скользящие спектры, которые рассчитывались с помощью метода максимальной энтропии по 20-летним скользящим интервалам. Спектральный анализ высокого разрешения по методу максимальной энтропии применялся также для выявления цикличности в полученных результатах.

Ширина годичных колец (радиальный прирост) на спилах измерялась на полуавтоматическом измерительном комплексе LINTAB с точностью 0.01 мм.

На рис. 1 представлены результаты измерений CO_2 , ($\text{CO}_2+\text{H}_2\text{O}$) в древесине колец (а) и ширины годичных колец (б) спила ивы. Отчетливо видны межгодовые вариации сигналов. Сигнал на линии генерации, соответствующей одновременно CO_2 и H_2O (длина волны $976,18 \text{ см}^{-1}$, (10R20) приблизительно в 3 раза выше сигнала, соответствующего только CO_2 . Заметно, что падение сигнала ($\text{CO}_2+\text{H}_2\text{O}$) в 2015г. сопровождается увеличением сигнала от CO_2 . Аналогичные распределения были получены для всех спилов.

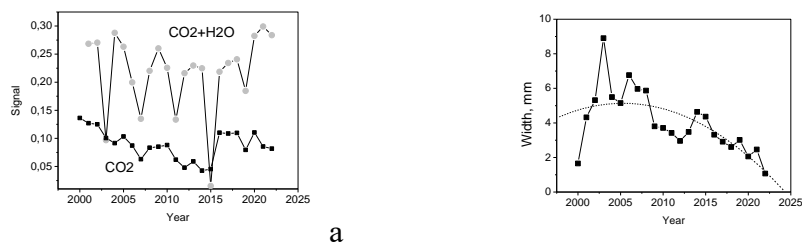


Рисунок 1 - Содержание остаточных газов (а) и ширина годичных колец (б) древесины ивы

Для выявления картины цикличности в хронологиях CO_2 и ($\text{CO}_2+\text{H}_2\text{O}$) был проведен их спектрально-временной анализ. На рис. 2 приведены результаты анализа для ивы (а), березы (б),

осины (в) и липы (г). Приведенные спектры указывают на наличие вариаций с периодами, близкими 2-4 годам. Этот диапазон соответствует диапазону периодичности плодоношения древесных пород, зависящему от климатических условий [7].

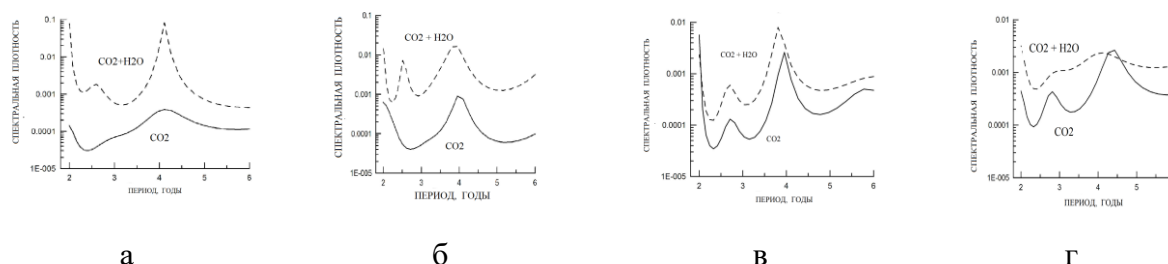


Рисунок 2 - Результат спектрального анализа хронологий для ивы (а), березы (б), осины (в) и липы (г)

На рис. 3 (а, б) приведены скользящие спектры сумм летних (июнь, июль, август) осадков и сумм летних температур. В них выделяются продолжительные интервалы с 2 и 4-летними годовыми вариациями этих метеопараметров. Четырехлетний период характерен и для большинства спектров на рис.2. Отметим, что в [4] рассмотрены возможные механизмы влияния вариаций температуры воздуха и осадков на содержание остаточных газов CO_2 и H_2O в годичных кольцах кедра сибирского района г. Томска.

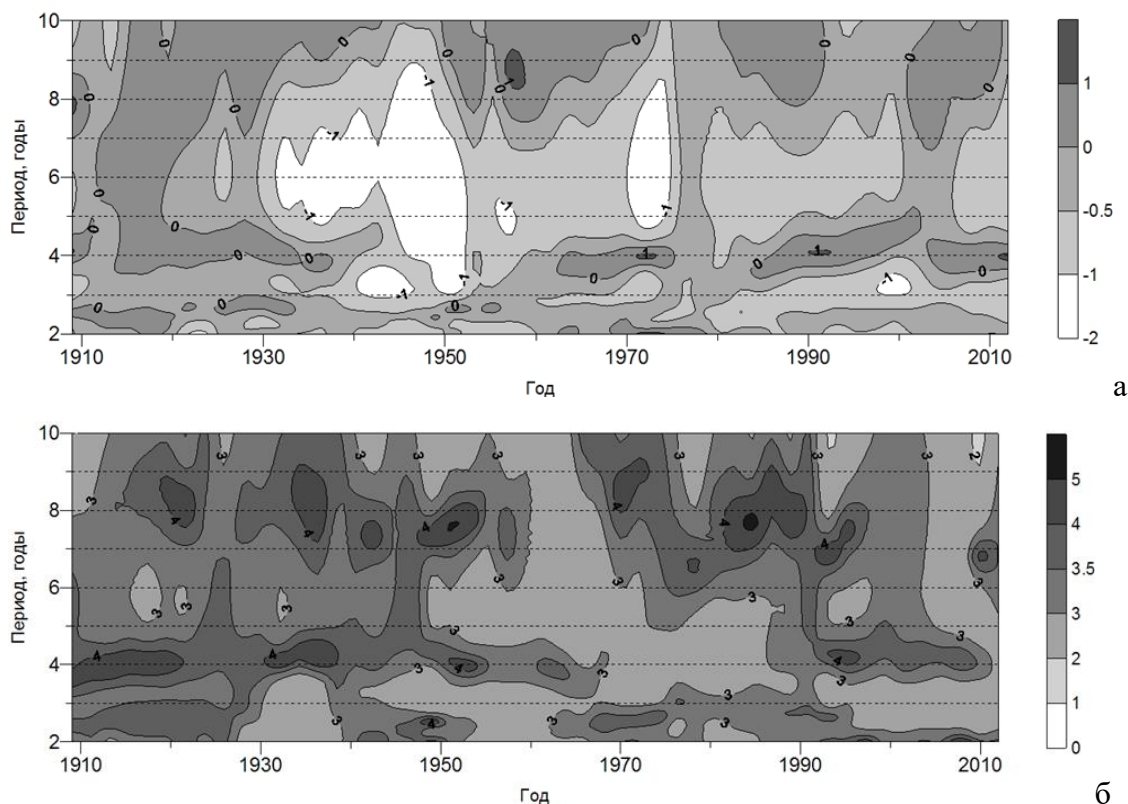


Рисунок 3 - Скользящие спектры сумм летних осадков (а) и сумм летних температур (б).
Единицы – десятичные логарифмы спектральной плотности

Таким образом, впервые проведенные исследования поведения остаточных газов в древесине колец листопадных деревьев, произраставших в районе г. Томска показали:

1. Сорбированные древесиной в процессе жизнедеятельности газы (CO_2 , $\text{CO}_2+\text{H}_2\text{O}$) имеют погодичные распределения, которые могут отражать картину выделения CO_2 стволами.

2. Общей особенностью всех исследованных спилов общим является цикличность всех газовых хронологий. Это следует принимать во внимание при исследованиях поступления CO_2 из стволов деревьев в атмосферу.

3. Для погодичных распределений газовых компонентов характерны явно выраженные вариации с периодами в диапазоне 2-4 года, которые, возможно, связаны с процессами плодоношения и на которые оказывают влияния климатические параметры

Работа выполнена в рамках бюджетных проектов ИОА СО РАН FWRU-2021-0009, и ИМКЭС СО РАН FWRG-2021-0003, 121031300226-5.

1. Black T.A, Gaumont-Guay D, Jassal R.S, Amiro B.D, Jarvis P.G, Gower S.T, Kelliher F.M, Dunn A, Wofsy S.C. Measurement of CO_2 exchange between Boreal forest and the atmosphere // SEB ExpBiol Ser. 2005. V. 151. № 85. PMID: 17633035.

2. Yang , Yujie He, Doug P. Aubrey, Qianlai Zhuang, Robert O.Teskey , Global patterns and predictors of stem CO_2 efflux in forest ecosystems // Global Change Biol. 2016. V. 22. № 4. P. 1433-1444.

3. De Roo L., Bloemen J., Dupon Y., Salomón R.L., Steppe K. Axial diffusion of respired CO_2 confounds stem respiration estimates during the dormant season // Ann. of Forest Sci. .2019. V. 76. № 52. P. 1-11.

4. Сапожникова В.А., Груздев А.Н., Агеев Б.Г., Пономарев Ю.Н., Савчук Д.А. Связь вариаций CO_2 и H_2O в годичных кольцах кедра сибирского с вариациями метеорологических параметров // ДАН. 2013. Т. 450. № 5. С. 1-7.

5. Shan S., Shan C. Tree rings for the assessment of the potential impact of climate change on forest growth // Appl. Ecol. And Environ. Res. 2015. V. 13. № 1. P. 277-288.

6. Замолодчиков Д., Краев Г. Влияние изменений климата на леса России: зафиксированные воздействия и прогнозные оценки // Устойчивое лесопользование. 2016. Т. 48. № 4. С. 23-31.

7. Справочник лесничего / Под ред. Новосельцева В.Д. М.: Агропромиздат, 1986. 352 с.

МОНИТОР ЭНЕРГИИ ИМПУЛЬСНОГО ЛАЗЕРА

Ростов А.П.

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

e-mail: rostov@iao.ru

Разработан прибор для контроля уровня излучаемой энергии импульсного лазера. Предназначен для индикации уровня излучаемой энергии импульсных лазеров с частотой излучения до 10 кГц

Импульсные лазеры давно и успешно применяются в лидарных системах [1-2]. Современное состояние микроэлектроники дало возможность разработать малогабаритный и простой прибор, работающий в реальном времени. Структурная схема прибора показана на рисунке 1.

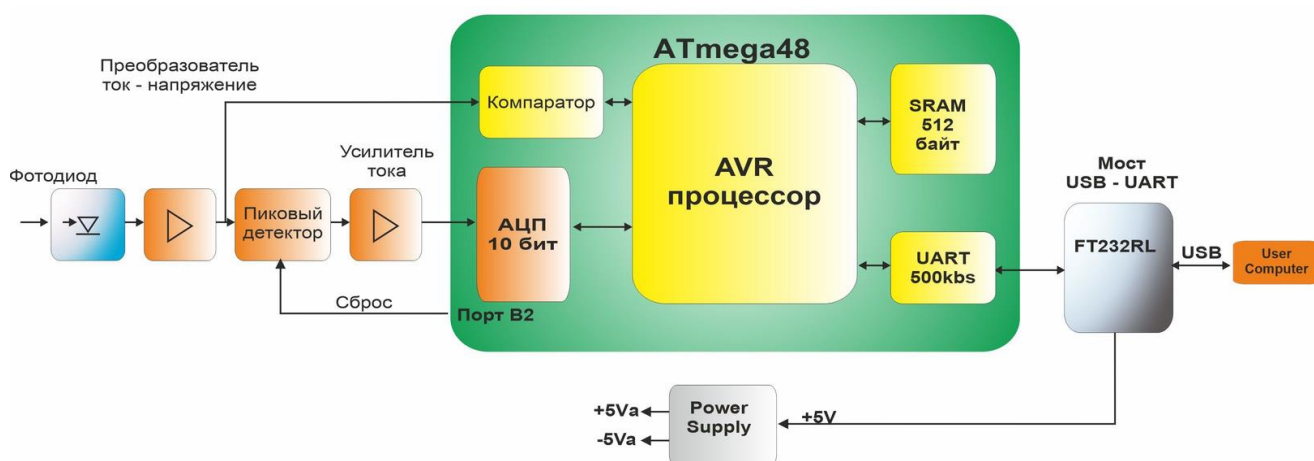


Рисунок 1 – Структурная схема прибора

Оптический импульс регистрируется кремневым фотодиодом. Импульсный ток фотодиода преобразуется в напряжение быстродействующим операционным усилителем (ОУ). Далее импульсное напряжение поступает на пиковый детектор и вход компаратора микроконтроллера. Выходное напряжение пикового детектора усиливается по току ОУ и подается на вход АЦП микроконтроллера.

Дальнейшее обработка принятых сигналов осуществляется программно микроконтроллером. Он может работать в двух режимах. Первый - автоматический, второй - интерактивный. В первом режиме процессор следит за состоянием аналогового компаратора и после его срабатывания запускает АЦП на преобразование в цифровую форму аналогового сигнала от пикового детектора. По окончании преобразования процессор передает это значение в последовательную линию связи с пользователем и производит сброс пикового детектора. Время выполнения этой операции не более 70 мкс.

Во втором режиме прибор ждет команды от пользователя сделать замер уровня энергии лазерного импульса. По получении этой команды процессор сбрасывает текущее состояние пикового детектора, затем ожидает сигнала от компаратора о регистрации нового лазерного импульса. Далее все - как в первом режиме. Преобразование сигнала от пикового детектора и передача его цифрового значения в - виде 2-х байтов в канал связи с пользователем.

Для связи с пользователем используется USB интерфейс. В приборе установлен специальный процессор FT232RL компании Future Technology Devices International Ltd [3]. Основная программная функция его -реализация виртуального последовательного асинхронного интерфейса (COM-Порт) на ПК пользователя со скоростью передачи данных до 931 кбсек.

Компания бесплатно предоставляет драйверы этого чипа для всех операционных систем ПК, что делает очень простым применение прибора в программах управления лидарами или иными устройствами использующих импульсный лазер.

Спектральный диапазон определяется типом примененного фотодиода. В нашем случае это прибор кремневой структуры, диапазон принимаемых длин волн показан на рисунке 2.

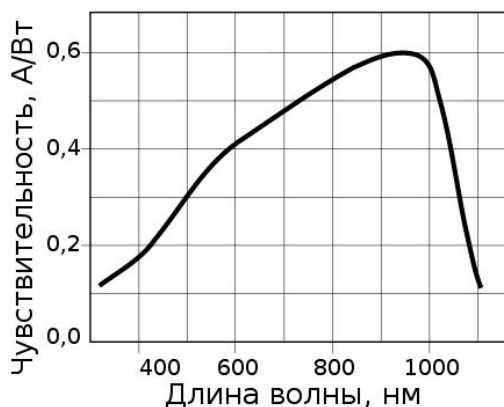


Рисунок 2 – Спектральный диапазон кремневого фотодиода

Преобразователь тока фотодиода в напряжение имеет регулируемый коэффициент преобразования от 10мкА/В до 0,9 мкА/В, что дает возможность плавно согласовать динамический диапазон прибора с уровнем энергии импульса лазера.

Цифровая часть прибора реализована в микроконтроллере ATmega48 компании Microchip Technology Inc [4]. Он содержит восьмибитный процессор патентованной Advanced Virtual RISC (AVR) архитектуры с тактовой частотой 20 МГц, время выполнения любой инструкции 50 нсек, что с запасом хватает для выполнения нашей задачи. Программный код написан на языке ассемблера и составляет всего 465 строк.

Конструктивно прибор выполнен на двух макетных платах и помещен в пластиковый корпус размерами 80 X 50 X 30 мм. Они показаны на рисунке 3.

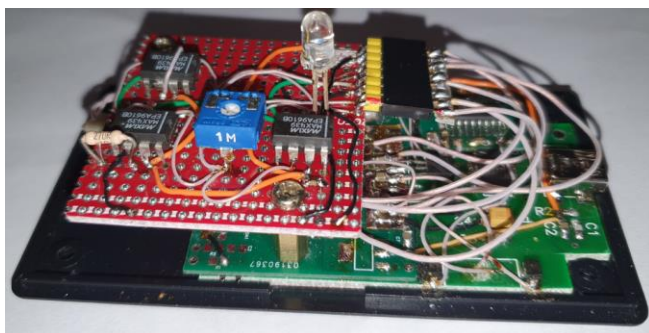


Рисунок 3 – Электронная плата и общий вид прибора

Питание прибора осуществляется от интерфейса USB. Потребляемый ток не превышает 70 мА. Аналоговые цепи питаются от встроенного в прибор малошумящего преобразователя напряжения +5 В в двухполярное ± 5 В. Он выполнен несколько необычным способом. В качестве источника не стабильного двухполярного напряжения применена интерфейсная микросхема стандарта RS232. Она имеет встроенный импульсный преобразователь 5 Вольт в ± 8 Вольт для внутреннего использования, оно присутствует на выводах этой микросхемы. Это напряжение после фильтрации п-образными фильтрами нижних частот подается на линейные интегральные стабилизаторы ± 5 В L78L05 и L79L05 соответственно.

Проверка чувствительности и частотного диапазона прибора проводилась на двух установках. В первой в качестве излучателя использовался зеленый светодиод диаметром 5мм, энергией излучения до 50 мкДж, а во второй импульсный лазер LF-117, длина волны 532нм и энергией импульса до 500 мДж.

В первом варианте светодиод подключался к импульсному генератору через ограничитель тока (резистор 620 Ом) и помещался на небольшом расстоянии от фотоприемника прибора. Энергия его светового импульса не менялась. Частота следования импульсов 5 кГц. Уровень энергии светового импульса был приблизительно 50 мкДж. В оптическую трассу помещались сначала один, затем два нейтральных фильтра НС-1 с ослаблением в 40%.

Результат показан на рисунке 4, где видна приемлемая линейность прибора.

Во втором варианте лазерное излучение направлялось на диффузионный отражатель (лист белой бумаги). Приемная бленда направлялась в сторону лазерного пятна. Частота импульсов лазера 10 Гц, энергия лазера менялась 0,29 до 0,30 Дж. Результат показан на рисунке 5, где хорошо заметна неравномерность энергии в каждом импульсе лазера и приемлемая линейность разработанного прибора.

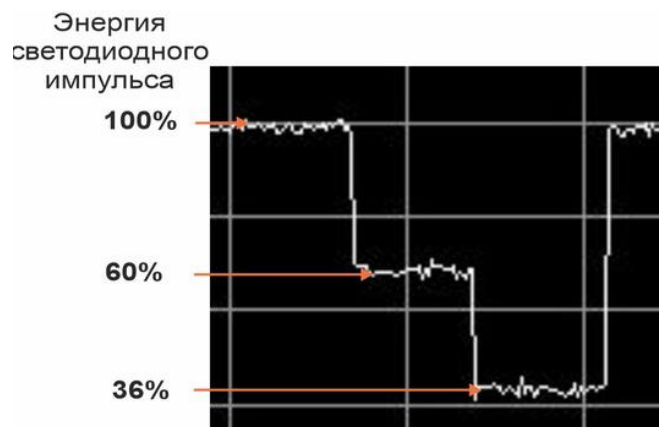


Рисунок 4 – Зависимость данных прибора от уровня входной энергии импульса зеленого светодиода

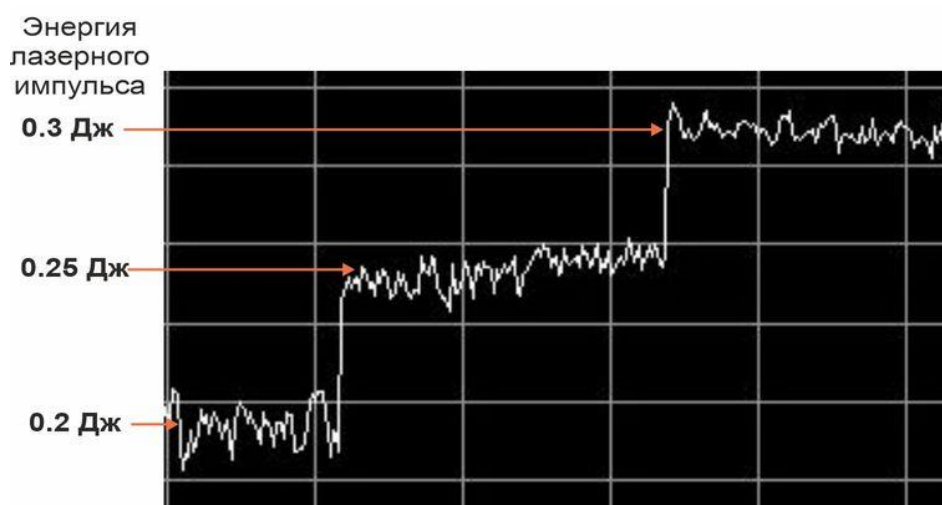


Рисунок 5 – Зависимость данных прибора от уровня входной энергии импульса зеленого лазера

Заключение: Разработанный прибор вполне подходит для оценки излучаемой энергии лазерных излучателей.

1. *Fiocco G, Smullin L.D.* Detection of scattering layers in the upper atmosphere // *Nature*. 1963. V. 199. P. 1275-1280.

2. *Зуев В.Е., Кауль Б.В., Самохвалов И.В. и др.* Лазерное зондирование промышленных аэрозолей // Новосибирск. Наука, 1986. 188 с.

3. Компания Future Technology Devices International Ltd [Электронный ресурс], URL: <https://ftdichip.com/> (дата обращения 18.01.2022).

4. Компания Microchip Technology Inc [Электронный ресурс], URL: <https://www.microchip.com/> (дата обращения 1.05.2021).

ОЦЕНКА СРЕДНЕЙ ПЛОТНОСТИ ВОЗДУХА В МОДЕЛЬНОМ ОГНЕННОМ СМЕРЧЕ ПО ДАННЫМ ЛАЗЕРНОГО ПРОСВЕЧИВАНИЯ

Маракасов Д.А., Цвык Р.Ш., Шерстобитов М.В., Шестернин А.Н.

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

e-mail: mda@iao.ru, tsvyk@iao.ru, shmike@iao.ru, san@iao.ru

Представлены результаты восстановления радиальной зависимости плотности газа в ядре модели огненного смерча на основе результатов лазерного просвечивания. Продемонстрировано, что положение энергетического центра тяжести пучка, прошедшего через пламя, достаточно чувствительно к регулярным пространственным вариациям плотности в ядре смерча. Получены оценки поперечного размера ядра и температуры в области горения, соответствующие результатам измерений другими методами.

Самоорганизация движущегося газа/жидкости в вихревой форме встречается в природе очень часто. Можно упомянуть вихревые структуры, развивающиеся в турбулентных пограничных слоях, при обтекании тел, в дозвуковых и сверхзвуковых струях, и др. Среди разнообразия вихревых движений можно выделить концентрированные вихри, особенностью которых являются высокие значения параметра завихренности в ограниченной области пространства и быстрое его спадание при удалении от этой области [1]. Характерным примером концентрированного вихря являются огненные смерчи (ОС), возникающие при формировании более-менее равномерной горячей поверхности и наличием закручивающего воздействия, например, неоднородного бокового ветра, и их лабораторные модели.

Авторы [2] отмечают, что, несмотря на значительный интерес и многочисленные исследования, огненные вихри остаются относительно плохо изученным явлением из-за их запутанной динамики и трудностей с получением количественных данных. Поэтому представляется актуальной разработка методов и средств измерения газодинамических характеристик вещества в ядре вихря. На сегодняшний день известно множество оптических методов исследования горящего объема: активные (различные модификации PIV, V3V) для измерения поля скоростей, и пассивные (регистрация изображения в УФ, видимом и ИК диапазонах) для измерения поля температуры. Информация о плотности вещества во внутренних областях смерча основана на результатах измерения других характеристик и математических моделях, в той или иной степени описывающих процессы, протекающие в огненном вихре. В то же время, многие особенности ОС, такие как аксиально симметричная структура, наличие ядра с выраженными радиальными и аксиальными градиентами плотности, сближают его с неизобарическими струйными течениями, для исследования пространственного распределения средней плотности в которых в [3] был предложен метод, основанный на

лазерном просвечивании течения. В данной работе представлены результаты применения этой методики для исследования плотности газа в ядре лабораторной модели огненного смерча (МОС).

Схема измерений представлена на Рис. 1. Стенд для исследований включает оптический блок, блок формирования смерча, устройство измерения скорости вращения двигателя. Оптический блок содержит лазер (0,532 мкм) и линзовую формирующую систему, на выходе которой создается коллимированный пучок, который, пройдя через пластину с 5 отверстиями диаметром 2 мм, расщепляется на 5 узких параллельных пучков. Далее, излучение распространяется через смерч и направляется в блок из 5 позиционно чувствительных детекторов (ПЧД) PDP90A-2D, Координаты энергетического центра тяжести (ЭЦТ) x , y и полный поток мощности p с каждого датчика регистрировались на компьютере с частотой 50 кГц в течение 10 с, что обеспечивало высокое разрешение на низких и высоких частотах, а также возможность усреднения по нескольким десяткам оборотов МОС. В блоке формирования смерча, в отличие от известных моделей, закрутка внешнего относительно емкости с горючим воздушного потока осуществляется лопастями снизу. Диаметр емкости с горючим (спирт 20 мл) составлял 140 мм. Измерялись начальные координаты центра тяжести пучков без смерча, а координаты при наличии МОС определялись после усреднения по 2-3 измерениям при прохождении через пламя. Их разности δx являются отправной точкой для расчетов средней плотности.

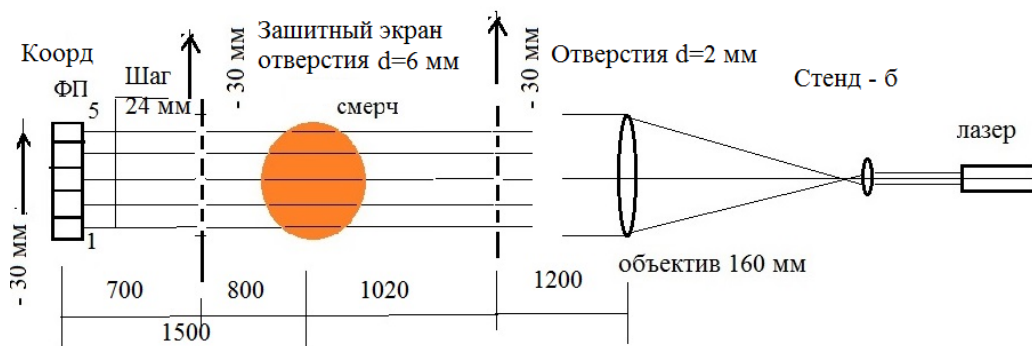


Рисунок 1 - Схема оптических измерений на стенде МОС

Предполагая, что поперечный угловой размер МОС при наблюдении из плоскости ПЧД относительно невелик ($\theta_{МОС} = 2 \arcsin \frac{R_{МОС}}{z_R} < 0.1\pi$), для вычисления среднего угла горизонтального отклонения пучка, вырезанного j -й диафрагмой, в МОС можно воспользоваться соотношением

$$\alpha_j = \frac{\delta x_j}{z_R}, \quad (1)$$

где z_R – расстояние от оси МОС до плоскости ПЧД, $R_{МОС}$ – радиус ядра МОС в исследуемом сечении. Прицельный параметр j -го пучка, т.е. наименьшее расстояние между его осью и осью МОС, будет совпадать с горизонтальным смещением центра j -й диафрагмы от линии, соединяющей точку фокусировки и ось МОС.

$$b(x_j) = |x_j|, \quad (2)$$

Радиальную зависимость осредненной по углу поворота вокруг оси МОС плотности газа в сечении на высоте h найдем из соотношения [3]

$$\rho(R, h) - \rho_\infty = -\frac{1}{K\pi} \int_R^\infty \alpha_x(b, h) \frac{db}{\sqrt{b^2 - R^2}}, \quad (3)$$

где K – постоянная Гладстона-Дейла.

Примеры средних углов отклонений направления лазерных пучков, распространяющихся через пламя смерча, и радиусы смерча R_w , определенные по крайним точкам начала смещения пучка от оси МОС, приведены на рисунке 2. Угловые отклонения составляют $\sim 10^{-4} \div 10^{-3}$ рад, что соответствует смещениям ЭЦТ пучков на приемной области ПЧД в десятые доли миллиметра. Это достаточно большие смещения для их уверенного детектирования, поскольку оценка собственных шумов измерителя посредством СКО ЭЦТ в отсутствие МОС дает величины на два порядка ниже. Во всех исследованных сечениях МОС прослеживается характерная волнообразная зависимость, соответствующая выталкиванию луча из канала струи, т.е. наличию разрежения в приосевой области.

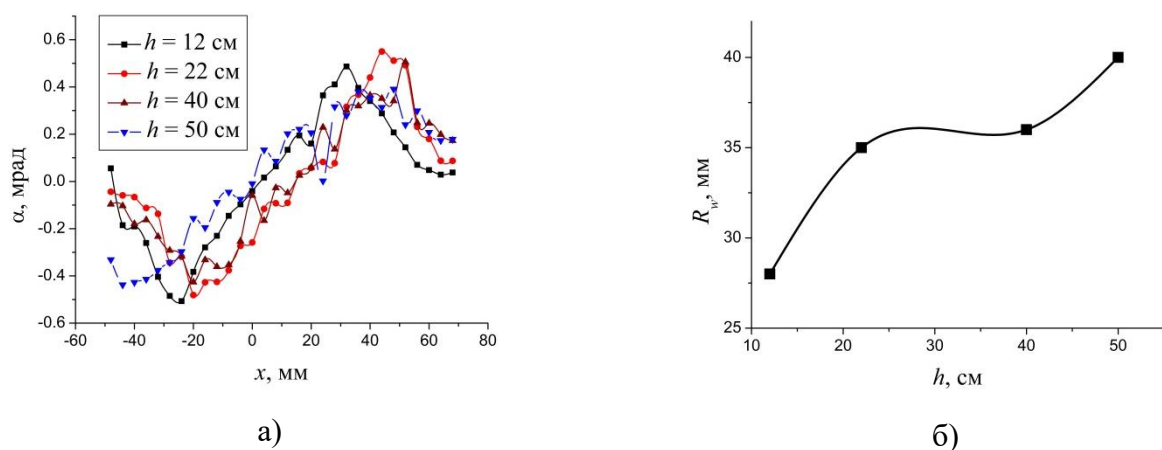


Рисунок 2 - Средние угловые отклонения пучков, просвечивающих МОС с частотой вращения 13.3 об./с (а) и радиусы R_w смерча на различных высотах h (б)

Оценки плотности воздуха в МОС посредством численного интегрирования правой части (3), представленные на рис.3, подтверждают это предположение. Хорошо выделена область радиусом ~ 50 мм, что совпадает с размером источника пламени. В центральной части ядра

МОС наблюдается уменьшение плотности в 3-4 раза по сравнению с ее значением $\rho_\infty = 1.2$ кг/м³ на большом удалении от МОС. Оценка температуры на оси МОС в предположении изобарического процесса дает значения $T = 1000 \div 1200$ К, близкие к зондовым оценкам, приведенным в [4].

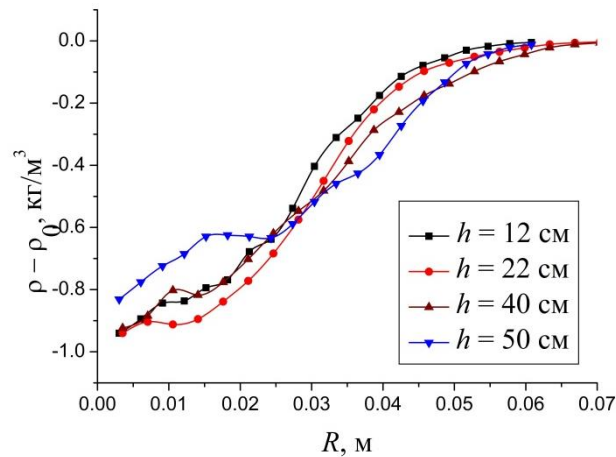


Рисунок 3 - Радиальное распределение средней плотности в МОС с частотой вращения 13.3 об./с на различных высотах

Представленные результаты позволяют сделать вывод о пригодности метода лазерного просвечивания для экспериментальных исследований пространственной структуры МОС. Полученные оценки неплохо соответствуют известным экспериментальным данным, полученным другими способами, и теоретическим представлениям о газодинамических процессах, протекающих в ядре МОС.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-29-00483, <https://rscf.ru/project/23-29-00483/>.

1. Алексеев С.В., Куйбин П.А., Окулов В.Л. Введение в теорию концентрированных вихрей. Москва–Ижевск: Институт компьютерных исследований, 2005. 504 с.

2. Tohidil A., Gollnerl M.J. Xiao H. Fire Whirls // Annual Review of Fluid Mechanics. 2018. V. 50. Iss. 1. P. 1–28.

3. 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.

4. 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. Т. 54. № 9. С. 14-24.

ОЦЕНКА ПАРАМЕТРОВ СТЕПЕННОЙ МОДЕЛИ СПЕКТРА ТУРБУЛЕНТНОСТИ ИЗ ДАННЫХ АКУСТИЧЕСКОЙ МЕТЕОСТАНЦИИ

Маракасов Д.А., Афанасьев А.Л.

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

e-mail: mda@iao.ru, afanasyev@iao.ru

Предложен алгоритм обработки временных рядов метеопараметров, позволяющий установить пределы применимости степенной модели для спектров и структурных функций турбулентных флуктуаций и определить значения ее параметров – показателя степени, структурной характеристики и обратного внешнего масштаба. Представлены результаты обработки экспериментальных данных, демонстрирующие хорошее соответствие степенной модели и результатов измерений на протяжении большей части интервала наблюдения. При этом обнаружены значительные отклонения показателя степенной зависимости от Колмогоровского. В измерениях также присутствуют интервалы длительностью в несколько часов с оценкой показателя спектра, близкой к и меньшей 1, когда модель не работает и необходима ее модификация, обеспечивающая подавление высокочастотной области спектра.

Обычно в ПО акустических метеокомплексов при оценках турбулентных параметров закладывается интерпретация временных рядов характеристик атмосферы, таких как температура, компоненты скорости ветра, в рамках общепринятой модели развитой турбулентности Колмогорова-Обухова. Это обеспечивает определенную универсальность получаемых результатов, но ведет к ошибкам в условиях, когда спектральный состав флуктуаций отличается от канонического. Такие ситуации регулярно возникают при измерениях на местности со сложным рельефом, неоднородностью свойств подстилающей поверхности и т.п. [1]. Наиболее часто встречаются ситуации, когда инерционный интервал пространственных частот со спектром, близким к степенному, формируется, но показатель степени заметно отличается от предсказываемого моделью развитой турбулентности. В этих случаях представляет интерес модификация способов обработки метео данных, позволяющая учесть отличие спектрального состава атмосферных пульсаций от модели Колмогорова-Обухова, а также способы корректного сопоставления полученных результатов, для ситуаций, соответствующих различным значениям параметров модели. Целью данной работы является разработка процедуры оценки параметров степенной модели спектра из временных рядов метеопараметров, регистрируемых акустическими метеокомплексами.

Будем использовать изотропную степенную модель с внешним масштабом, в рамках которой одномерный пространственный спектр турбулентности имеет вид

$$\Phi_T(\kappa) = \frac{CA(\nu)}{(\kappa^2 + \kappa_0^2)^{\nu/2}}, \quad (1)$$

которому соответствует структурная функция пространственного разноса ρ вида

$$D_T(\rho) = 2CA(\nu) \frac{\sqrt{\pi}}{\Gamma\left(\frac{\nu}{2}\right)} \kappa_0^{1-\nu} \left\{ \Gamma\left(\frac{\nu-1}{2}\right) - 2(\pi\rho\kappa_0)^{\frac{\nu-1}{2}} K_{\frac{1-\nu}{2}}(2\pi\rho\kappa_0) \right\}, \quad (2)$$

где C – структурная характеристика, κ_0 – обратный внешний масштаб. $\Gamma(x)$ – гамма функция, $K_\alpha(x)$ – модифицированная функция Бесселя второго рода. Для значений показателя $1 < \nu < 3$ подстановка нормировочного коэффициента

$$A(\nu) = \left(-4(2\pi)^{\nu-1} \Gamma(1-\nu) \sin \frac{\pi\nu}{2} \right)^{-1}, \quad (3)$$

обеспечивает степенной вид структурной функции (2) $D_T(\rho) \approx C\rho^{\nu-1}$ при малых разносах. Внешний масштаб L_0 определим через точку пересечения асимптот для структурной функции при больших $\rho \gg 1/\kappa_0$ и малых $\rho \ll 1/\kappa_0$ разносах (при этом связь между L_0 и κ_0 будет зависеть от показателя ν):

$$L_0 = C_L \kappa_0^{-1}, \quad C_L = \left(-\frac{\nu-1}{2\pi^\nu} \cos \frac{\pi\nu}{2} \Gamma^2\left(\frac{\nu-1}{2}\right) \right)^{\frac{1}{\nu-1}}. \quad (4)$$

Наконец, запишем связь между параметрами спектра (1) и дисперсией флуктуаций температуры

$$\sigma_T^2 = \frac{1}{2} D_T(\infty) = \sqrt{\pi} A(\nu) C \kappa_0^{1-\nu} \Gamma\left(\frac{\nu-1}{2}\right) / \Gamma\left(\frac{\nu}{2}\right). \quad (5)$$

Для оценки применимости модели (1,2) для описания экспериментальных данных и определения значений ее параметров будем использовать следующую процедуру.

Прежде всего, введем безразмерную температуру $\tilde{T}_j = T_j / \langle T \rangle - 1$ и найдем оценку структурной функции для последовательности экспериментальных данных

$$D(lR) = \frac{1}{N-l-1} \sum_{j=0}^{N-l-1} (\tilde{T}_j - \tilde{T}_{j+l})^2, \quad R = |\langle \mathbf{V} \rangle| / f, \quad (6)$$

где f – частота регистрации, \mathbf{V} – скорость ветра. Далее, нужно выбрать участок, пространственных разносов по которому будем проводить оценку параметров инерционного интервала спектра. Для большинства атмосферных задач можно явно указать такую пару значений пространственных разносов $\rho_{1,2}$, что меньший из них заведомо превосходит внутренний масштаб турбулентности, а больший – не достигает внешнего. Параметры структурной функции в инерционном интервале (показатель $\mu = \nu - 1$ и структурную

характеристику S) определяем, аппроксимируя структурную функцию степенным трендом в интервале $[\rho_1, \rho_2]$.

Аналогичную процедуру проводим для энергетического спектра флуктуаций нормированной температуры, который вычисляем, разбивая интервал наблюдения на несколько промежутков и усредняя квадраты модулей спектров по совокупности подынтервалов. В результате находим оценки показателя ν и коэффициента $SA(\nu)$. Вывод о применимости степенной модели (1,2) делаем, сравнив параметры, определенные по структурной функции и спектру.

Последний параметр модели – обратный внешний масштаб – можно найти одним из следующих способов. Во-первых, можно воспользоваться соотношением (5), подставив туда дисперсию температуры и параметры спектра в инерционном интервале:

$$\kappa_0 = \left(\frac{\sigma_T^2 \Gamma\left(\frac{\nu}{2}\right)}{\sqrt{\pi} A(\nu) C \Gamma\left(\frac{\nu-1}{2}\right)} \right)^{\frac{1}{1-\nu}}. \quad (7)$$

Второй способ состоит в нахождении абсциссы максимума функции $\Phi_T(\kappa)\kappa^{\nu/2}$, которая для модели (1) в точности совпадает с κ_0 . Наконец, можно найти внешний масштаб L_0 , как абсциссу максимума функции $D_T(\rho)\rho^{-\mu/2}$, после чего вычислить обратный внешний масштаб из соотношения (4). Отметим, что все три варианта оценки внешнего масштаба опираются на значения параметров спектра/структурной функции в инерционном интервале, поэтому на результат будет влиять, причем в различной степени, точность их определения.

Примеры обработки рядов метеоданных по изложенной выше методике представлены на рис. 1. Метеостанция АМК-03 [2] располагалась на высоте ~20 м над поверхностью. Измерения проводились в январе-феврале 2020 г. Частота регистрации метеоданных составляла $f = 80$ Гц. Структурные функции рассчитывались по интервалу длительностью 5 мин. Для расчета спектров интервалы разбивались на 10 промежутков длительностью по 30 с.

На рис. 1а представлены оценки показателя μ по структурной функции и спектру. Видно, что на протяжении всего периода наблюдения, за исключением ночи с 01 на 02 февраля, обе оценки лежат заметно ниже значения $2/3$, соответствующего модели развитой турбулентности. Более того, присутствуют достаточно длительные (несколько часов) участки, где оценка μ по спектру устойчиво оказывается ниже 0 ($\nu < 1$). В этом случае наблюдается заметное расхождение в оценках по спектру и по структурной функции, что говорит о необходимости модификации модели (1,2) с ограничением спектра на высоких частотах. В остальном, оценки

хорошо согласуются между собой (коэффициент корреляции $r = 0.83$), причем оценка по структурной функции флуктуирует заметно меньше (среднее по всему периоду наблюдений СКО по промежуткам в 1 час $\sigma_\mu = 0.07$ для оценки по структурной функции и $\sigma_\nu = 0.14$ – по спектру).

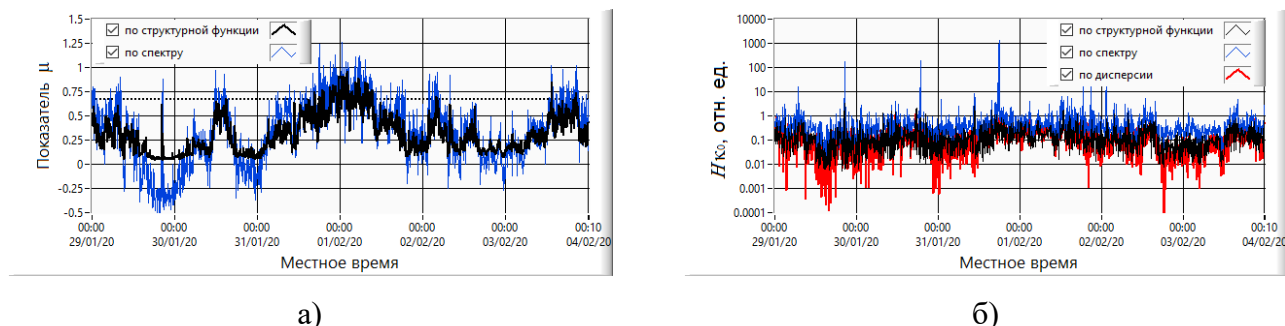


Рисунок 1 - Оценки показателя μ по спектру (тонкая линия) и по структурной функции (жирная линия) (а). Пунктиром показано значение $\mu = 2/3$. Оценки нормированного обратного внешнего масштаба (б)

Оценки обратного внешнего масштаба тремя способами (по структурной функции, по спектру, и по дисперсии) за тот же период показаны на рис. 1б. Для удобства сделана нормировка на высоту точки наблюдения над поверхностью $H = 20$ м. Все три кривые демонстрируют схожую динамику, оценка по дисперсии заметно ниже в интервалах, где показатель спектра $\nu \leq 1.1$, т.е. там, где требуется корректировка модели.

Представленные результаты показывают, что модель (1,2) пригодна для описания флуктуаций температуры и показателя преломления в приземном слое атмосферы. Значительные отклонения показателя степенной зависимости от предсказываемого моделью развитой турбулентности требуют корректировки известных оценок для характеристик оптических волн, распространяющихся на атмосферных трассах. Обнаружены интервалы длительностью в несколько часов со спектральной оценкой показателя, близкой к и меньшей единицы, когда применение модели (1,2) некорректно. В этих ситуациях необходима ее модификация, обеспечивающая подавление высокочастотной области спектра.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИОА СО РАН.

1. Носов В.В., Лукин В.П., Ковadlo П.Г., Носов Е.В., Торгаев А.В. Оптические свойства турбулентности в горном пограничном слое атмосферы. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2016. 153 с.

2. Азбукин А.А., Богусевич 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.

ИЗМЕНЧИВОСТЬ СПЕКТРАЛЬНЫХ КОЭФФИЦИЕНТОВ АЭРОЗОЛЬНОГО ОСЛАБЛЕНИЯ ИЗЛУЧЕНИЯ В ДЫМАХ ГОРЕНИЯ И ПИРОЛИЗА

Ужегов В.Н.¹, Коновалов И.Б.², Панченко М.В.¹, Зенкова П.Н.¹, Польшкин Вас.В.¹, Чернов Д.Г.¹,
Шмаргунов В.П.¹, Яушева Е.П.¹

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

²Институт прикладной физики РАН, г. Нижний Новгород, Россия

e-mail: uzhegov@iao.ru, konov@ipfran.ru, pmv@iao.ru, zpn@iao.ru,

pv@iao.ru, chernov@iao.ru, vpush@iao.ru, helen@iao.ru

В Большой аэрозольной камере ИОА (БАК) в 2019-2022 гг. в дымах сгорания сосны выполнена серия одновременных измерений спектральных коэффициентов аэрозольного ослабления на длинах волн 0.45-3.9 мкм, углового рассеяния и поглощения в диапазоне длин волн 0.46 - 0.63 мкм. Для пиролизных (145 реализаций) и смешанных (318 реализаций) дымов получены оценки спектральных зависимостей коэффициентов аэрозольного ослабления, рассеяния и поглощения. Для двух типов дымов показано как трансформируются спектральные зависимости коэффициентов аэрозольного ослабления в диапазоне длин волн от 0.45 до 3.9 мкм при изменении коэффициентов рассеяния и массовой концентрации поглощающего вещества в аэрозольных частицах на начальной стадии задымления в БАК.

В 2019 – 2022 гг. в БАКе выполнена серия из 50 дымовых экспериментов, моделирующих оптико-микрофизические характеристики дымовых шлейфов лесных пожаров для лесного горючего материала (ЛГМ – только - сосна), различного вклада режимов пламенного и тлеющего горения. При пиролизном горение (12 дымов, 145 реализации на начальном этапе задымления, 10 часов после загрузки ЛГМ в прогретую печь до 400°C) масса сжигаемого вещества в печи варьировала от 20 до 101 грамм. Для смешанных дымов (29 дымов, 318 реализаций) масса сжигаемого вещества в двух печах (пиролизного и открытого горения – печь прогревалась до 700°C) изменялась от 20 до 313 грамм. Значения параметра смешения режимов горения и тления (МХ) варьировали в пределах от 2 до 80%.

Одновременные измерения оптических характеристик дымового аэрозоля производилось с помощью трех независимых аппаратурных комплексов: 1) Трассовый измеритель спектральной прозрачности атмосферы, работавший на базе длиной 26 метров по схеме с отражением (длина трассы - 52 метра), позволяющий получать спектральные коэффициенты аэрозольного ослабления $\beta_{EXT}(\lambda)$ для 12 длин волн λ диапазона 0.45-3.9 мкм; 2) Спектронефелометр закрытого объема, с помощью, которого измерялись коэффициенты направленного светорассеяния $\beta_{SCAT}(\varphi, \lambda)$ под углами φ - 15, 45, 110 и 165° и для длин волн 0.46,

0.53, 0.58 и 0.63 мкм; 3) Аэталометр, позволяющий получать массовую концентрацию поглощающего вещества в аэрозольных частицах $M_{BC}(\lambda)$ для длин волн – 0.46, 0.53 и 0.63 мкм.

Цель работы - исследование связи спектральных коэффициентов аэрозольного ослабления $\beta_{EXT}(\lambda)$ и параметров Ангрёма $\beta_{EXT}(1)$ и α_{EXT} : $\beta_{EXT}(\lambda) = \beta_{EXT}(1) * \lambda^{-\alpha_{EXT}}$ с коэффициентами направленного светорассеяния $\beta_{SCT}(45^\circ, 0.53)$ и параметром P , характеризующим долю поглощающего вещества в аэрозольных частицах: $P = M_{BC}/M_a$, где $M_a = 2400 * \beta_{SCT}(45^\circ, 0.53)$.

Некоторые результаты измерений. На рис. 1 представлены: спектральные зависимости средних значений и СКО (вертикальные отрезки) абсолютных (рис. 1а) и относительных коэффициентов аэрозольной экстинкции (рис. 1б), коэффициентов аэрозольного светорассеяния, измеренных под углом $\varphi - 45^\circ$ (рис. 1в), массовой концентрации поглощающего вещества в аэрозольных частицах (рис. 1г). Кривые 1 - смешанные дымы, кривые 2 - дымы пиролиза.

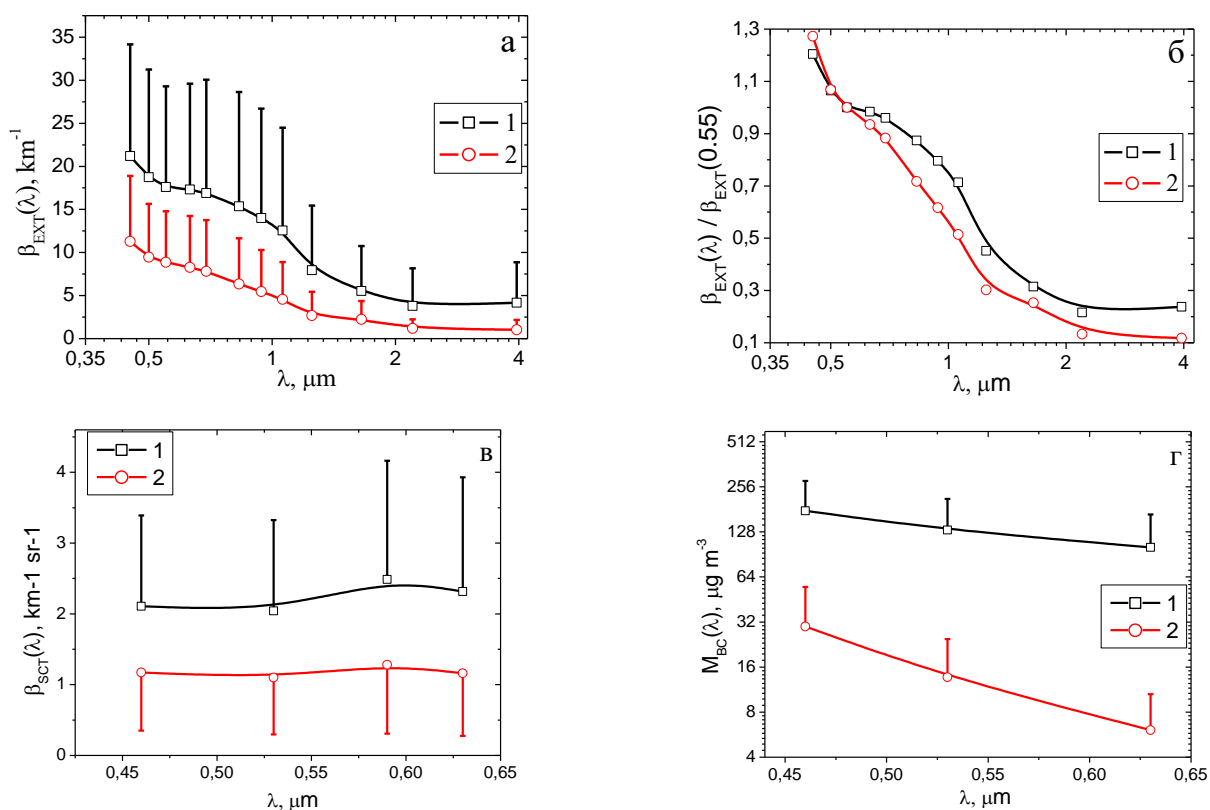


Рисунок 1 - Спектральная зависимость средних значений и СКО (вертикальные отрезки) абсолютных (рис. 1а) и относительных коэффициентов аэрозольной экстинкции (рис. 1б), коэффициентов аэрозольного светорассеяния (рис. 1в), массовой концентрации поглощающего вещества в аэрозольных частицах (рис. 1г). Кривые 1 - смешанные дымы, кривая 2-дымы пиролиза

На рис. 2 представлена трансформация спектральных зависимостей коэффициентов аэрозольного ослабления $\beta_{\text{EXT}}(\lambda)$ в смешанных дымах (рис. 2а, 2б) и в пиролизных (рис. 2в, 2г). На рис. 2а, 2в показано изменение спектров $\beta_{\text{EXT}}(\lambda)$ при средних значениях параметров Р для каждого типа дымов и изменении значений коэффициентов направленного светорассеяния β_{SCT} : минимальные, средние и максимальные (кривые 1, 2 и 3, соответственно).

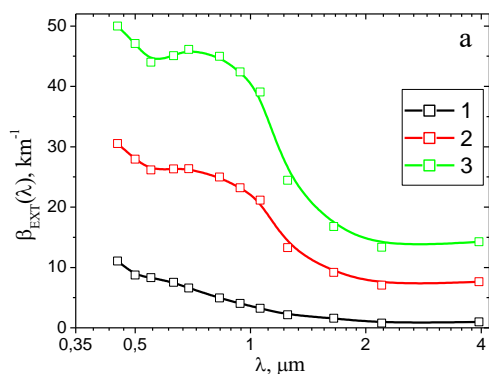


Рисунок 2а - Трансформация спектральной зависимости коэффициентов аэрозольного ослабления излучения в смешанных дымах для среднего значения параметра $P=3.4\%$ и при изменении коэффициента рассеяния β_{SCT} : 1, 3 и $5 \text{ км}^{-1}\text{ср}^{-1}$. Кривые 1-3, соответственно

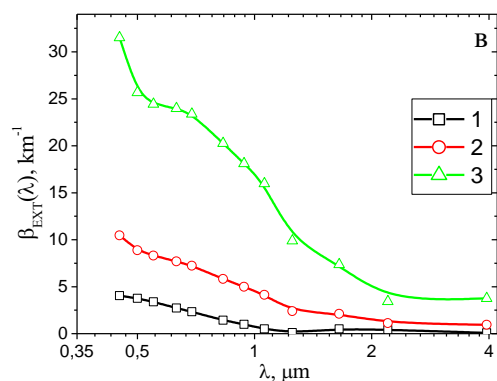


Рисунок 2в - Трансформация спектральной зависимости коэффициентов аэрозольного ослабления излучения в пиролизных дымах для среднего значения параметра $P=0.5\%$ и при изменении коэффициента рассеяния β_{SCT} : 0.3, 1 и $3.3 \text{ км}^{-1}\text{ср}^{-1}$. Кривые 1-3, соответственно

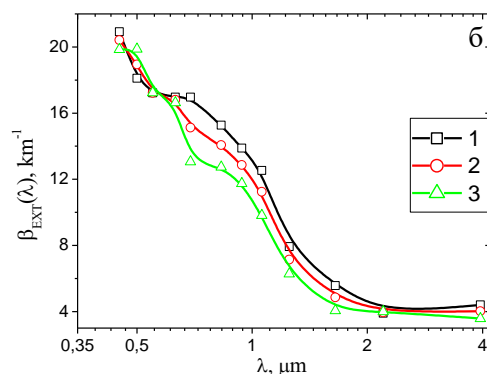


Рисунок 2б - Трансформация спектральной зависимости коэффициентов аэрозольного ослабления излучения в смешанных дымах для среднего значения коэффициента рассеяния $\beta_{\text{SCT}}=2 \text{ км}^{-1}\text{ср}^{-1}$ и при изменении параметра Р: 1, 10 и 20%. Кривые 1-3, соответственно

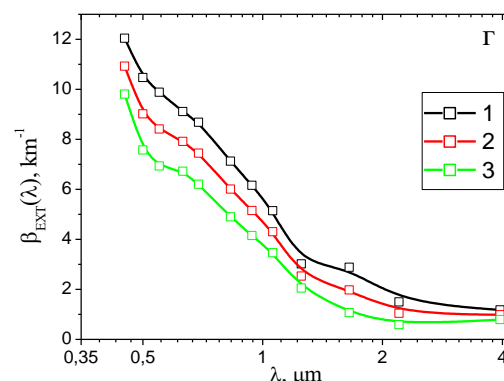


Рисунок 2г - Трансформация спектральной зависимости коэффициентов аэрозольного ослабления излучения в пиролизных дымах для среднего значения коэффициента рассеяния $\beta_{\text{SCT}}=1.1 \text{ км}^{-1}\text{ср}^{-1}$ и при изменении параметра Р: 0.2, 1.0 и 1.2%. Кривые 1-3, соответственно

На рис. 2б, 2г представлены спектры $\beta_{\text{EXT}}(\lambda)$ при средних значениях коэффициентов направленного светорассеяния β_{SCT} для каждого типа дымов и изменении значений параметров P : минимальные, средние и максимальные (кривые 1, 2 и 3, соответственно).

Основные выводы.

1. Отличия спектральных зависимостей $\beta_{\text{EXT}}(\lambda)$, полученных в смешанных дымах и дымах пиролиза определяются различным положением модального радиуса r_M в распределении субмикронных частиц по размерам. Для пиролизных дымов $r_M \sim 0.3$ мкм, а для смешанных дымов $r_M \sim 0.4$ мкм.

2. Выявлена высокая корреляционная связь ρ между коэффициентами аэрозольного ослабления $\beta_{\text{EXT}}(\lambda)$ и рассеяния $\beta_{\text{SCT}}(45^\circ, \lambda)$. Для пиролизных дымов в видимой области спектра величина $\rho(\beta_{\text{EXT}}, \beta_{\text{SCT}}) = 0.97$, а в ИК области спектра такая корреляция снижается до 0.80. Связь между коэффициентами аэрозольного ослабления $\beta_{\text{EXT}}(\lambda)$ и параметром P , характеризующим долю поглощающего вещества в аэрозольных частицах существенно ниже и меняется от -0.3 до -0.4 во всем диапазоне длин волн. Полученные результаты показывают, что аэрозольная экстинкция радиации в дымах в основном обусловлена процессами рассеяния на частицах дымового аэрозоля. Доля поглощения в экстинкции не превышает 10-15%.

3. С изменением величин коэффициентов рассеяния β_{SCT} и параметра P происходит не только изменение уровня аэрозольного ослабления, но и наблюдается трансформация спектральной зависимости $\beta_{\text{EXT}}(\lambda)$.

В дымах пиролиза при постоянном значении параметра $P = 0,5$ % и изменении коэффициентов рассеяния β_{SCT} от 0,3 до 1,1 км⁻¹ ср⁻¹ параметр Ангстрема $\beta_{\text{EXT}}(1)$ возрастает от 1,9 до 12,5 км⁻¹, а параметр α_{EXT} уменьшается от 1,6 до 0,7. При постоянном значении коэффициентов рассеяния $\beta_{\text{SCT}} = 0,7$ км⁻¹ ср⁻¹ и увеличении значений параметра P от 0,3 до 0,8% параметр $\beta_{\text{EXT}}(1)$ уменьшается от 4,6 до 1,3 км⁻¹, а параметр α_{EXT} возрастает от 1,1 до 2,0.

В смешанном дыме при постоянном значении параметра $P = 2,6$ % и увеличении коэффициентов рассеяния β_{SCT} от 0,7 до 3,7 км⁻¹ ср⁻¹ параметр $\beta_{\text{EXT}}(1)$ возрастает от 2,5 до 29,9 км⁻¹, а параметр α_{EXT} убывают от 1,3 до 0,3. При постоянном значении коэффициентов рассеяния $\beta_{\text{SCT}} = 1,3$ км⁻¹ ср⁻¹ и изменении параметра P от 2,0 до 8,2% значения величины $\beta_{\text{EXT}}(1)$ уменьшаются от 8,2 до 3,5 км⁻¹, а величина α_{EXT} возрастает от 0,9 до 1,7.

Результаты измерений в БАК получены при финансовой поддержке РФФИ (Соглашение № 19-77-20109). Интерпретация результатов проведена в рамках госбюджетного задания. Работы выполнены с использованием оборудования ЦКП "Атмосфера" при частичной финансовой поддержке Минобрнауки России (Соглашение № 075-15-2021-661).

САЖА В ПРИЗЕМНОЙ АТМОСФЕРЕ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ И АКВАТОРИИ ОЗЕРА БАЙКАЛ

Голобокова Л.П., Ходжер Т.В., Оболкин В.А., Хуриганова О.И., Маринайте И.И.

Лимнологический институт СО РАН, г. Иркутск, Россия

e-mail: lg@lin.irk.ru, khodzher@lin.irk.ru, obolkin@lin.irk.ru, khuriganowa@mail.ru,
marin@lin.irk.ru

Представлены первые данные о пространственном и временном распределении углеродсодержащего (сажа) аэрозоля в атмосфере над озером Байкал по результатам комплексных экспедиций и на станции атмосферного мониторинга в п. Листвянка.

Важным компонентом аэрозолей являются углеродсодержащие частицы (сажа). Углеродсодержащие частицы образуются в результате неполного сгорания ископаемого топлива, биотоплива и биомассы, содержат, как черный, так и органический углерод, попадают в атмосферу в различных связанных формах антропогенного или естественного происхождения. Такую сложную смесь черного и органического углерода, являющуюся свето-абсорбирующим загрязняющим веществом, для упрощенного использования заменяют термином «сажа» [1].

Углеродсодержащий аэрозоль (сажа) собирался с 1 по 9 сентября 2021 г. и с 18 по 23 июля 2022 г. в комплексных экспедиционных рейсах на научно-исследовательских судах (НИС) Лимнологического института СО РАН «Академик В.А. Коптюг» и «Г.Ю. Верещагин» над акваторией оз. Байкал и в непрерывном режиме с июля 2022 г. на станции мониторинга атмосферы Листвянка (рисунок 1).

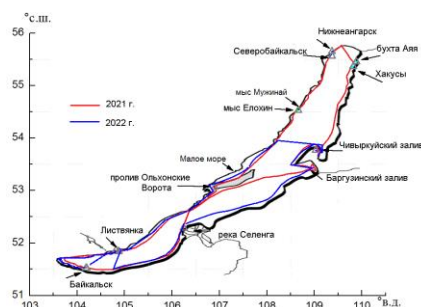


Рисунок 1 – Маршруты комплексных экспедиций НИС «Академик В.А. Коптюг» (2021 г.) и «Г.Ю. Верещагин» (2022 г.)

Отбор проб заключался в принудительном улавливании частиц сажи на фильтры АФА-ВП. Высокая мобильность аспирационных устройств дает преимущество одновременного отбора проб на фильтры в разных точках, в том числе труднодоступных, за равные промежутки времени. Метод анализа основан на растворении фильтра в смеси диметилсульфоксида и

толуола с последующей ультразвуковой обработкой и определением концентрации сажи в суспензии пробы фотометрическим методом [2].

Средняя концентрация сажи в сентябре 2021 г. в атмосфере над акваторией озера соответствовала 1.6 ± 0.8 мкг/м³. Высокое значение среднеквадратичного отклонения свидетельствовало о неоднородности распределения сажи в приводном слое атмосферы. Несмотря на то, что над акваторией озера практически в течение всего периода отбора проб преобладала пасмурная и дождливая погода, способствующая очищению атмосферы, в районах антропогенного влияния и при воздействии дымового аэрозоля от лесных пожаров определены повышенные концентрации сажи в диапазоне 1.6-3.4 мкг/м³. Выносы дымов из очагов лесных пожаров наблюдались при движении судна в северном направлении вдоль западного побережья из Малого моря [3]. В этот период отмечен рост концентраций субмикронного аэрозоля [3]. Известно, что сажа может сорбировать на себе частицы веществ с канцерогенными свойствами [1]. В атмосфере над озером возростала доля ПАУ с 4-6 бензольными кольцами [3]. Концентрация сажи в этот период повысилась до 2.6 мкг/м³. Ранее в 2019 г. анализ разных типов выноса сажи в акваторию оз. Байкал показал, что в дымах шлейфов лесных пожаров диапазон концентраций углеродсодержащего аэрозоля изменялся от 2.46 до 6.33 мкг/м³ [4]. При отсутствии дымов лесных пожаров повышение концентраций сажи, как и других компонентов атмосферы, обусловлено поступлением примесей с прибрежных территорий. В северной оконечности озера располагаются два крупных населенных пункта: город Северобайкальск и поселок Нижнеангарск с населением 24250 и 4000 человек. Здесь пролегают автомобильная и железнодорожная дороги. Во время стоянки судна вблизи этих населенных пунктов концентрация сажи в атмосфере составила 1.6-1.7 мкг/м³. Наибольшая концентрация сажи, равная 3.4 мкг/м³, определена вблизи истока р. Ангары. В этом районе в период отбора пробы в приводном слое до 250 м было зафиксировано накопление аэрозоля [3]. Наиболее крупный населенный пункт в истоке Ангары - п. Листвянка. По долине реки Ангары с потоками северо-западного направления (60 % в год), осуществляется перенос атмосферных загрязнений на со стороны предприятий Иркутско-Черемховского промышленного комплекса [5]. Наиболее чистой от сажи в период экспедиции 2021 г. была атмосфера в районе мыса Мужинай (0.5 мкг/м³) (рисунок 1).

Во время корабельной экспедиции 2022 г. погодные условия по данным ФГБУ «АНИИ институт» (<http://old.aari.ru/odata/D0010.php>) сформировались под воздействием устойчивого циклона на северо-западе от Байкала, который определял общую синоптическую обстановку в регионе с низкой облачностью, сопровождающейся периодическими осадками. При отсутствии лесных пожаров наибольший вклад в поступление сажи в атмосферу, как и в предыдущем

рейсе, вносили локальные источники, располагающиеся вдоль побережья Байкала. Это подтверждают и результаты расчетов обратных траекторий переноса воздушных масс по модели HYSPLIT. Диапазон изменчивости концентраций сажи в экспедиции 2022 года составил 2.6-11.6 мкг/м³. Значительный вклад антропогенных источников в атмосфере над озером проявился в условиях дождливой ветреной погоды с низкой облачностью при стоянке судна в районе протоки Харауз (дельта р. Селенги). Концентрация сажи составила 10.1 мкг/м³ на фоне всплесков массовой концентрации аэрозоля PM₁₀ и PM_{2.5}. Самая высокая концентрация сажи (11.6 мкг/м³) зафиксирована по маршруту от Танхоя (восточное побережье) на переходе в п. Большие Коты(западное побережье) и ночной стоянке у пирса стационара в условиях морозящего дождя и тумана на фоне ночного бриза, приносящего загрязняющие примеси с береговой зоны..

Наблюдения за изменчивостью концентраций сажи в атмосфере прибрежной станции западного побережья Южного Байкала в п. Листвянка (51.84 с.ш., 104.89 в.д.) проводились в течение 2021-2022 гг. Первичные данные изменчивости концентрации сажи, суммы ионов в атмосферном аэрозоле и количества осадков за период отбора показаны на рисунке 2.

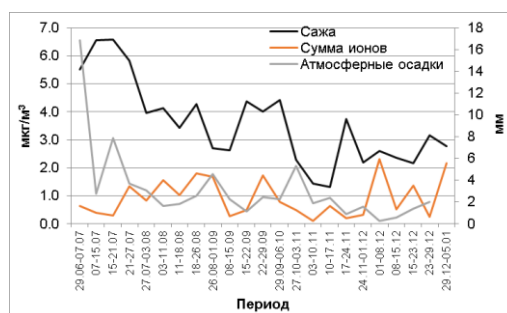


Рисунок 2 – Динамика концентраций сажи, суммы ионов (мкг/м³) и количество осадков (мм) в атмосфере станции Листвянка (июль 2022-январь 2023 г.)

В летние месяцы (июль-август) наблюдалась обратная зависимость концентрации сажи от суммы ионов в составе аэрозоля ($r = -0.69$). В этот период содержание сажи в атмосфере было наиболее высоким и достигало 5.8-6.6 мкг/м³. Преобладающим источником сажи в этом туристическом районе Южного Байкала в летний период были лесные пожары, автомобильный и водный транспорт. Значимое загрязнение атмосферы сажей п. Листвянка вносила рекреационная деятельность местного населения (копчение рыбы). Высокая корреляция концентрации сажи и суммы ионов прослеживалась в сентябре – октябре ($r = 0.60$). В сентябре начинается отопительный сезон, снижается поток туристов, основным источником сажи становятся выбросы мелких котельных и домовых печей. В ноябре-декабре корреляционная зависимость концентраций сажи и суммы ионов отсутствует ($r = 0.03$). Появление устойчивого снежного покрова в ноябре снизило влияние подстилающей поверхности на формирование

химического состава аэрозоля. Основными источниками загрязнения атмосферы в этот период являлись выбросы топливно-энергетического комплекса, печное отопление и транспорт.

Прослежено влияние жизнедеятельности инфраструктуры поселка Листвянка на состояние приземной атмосферы (Рисунок 3). Сравнение средних месячных концентраций сажи, измеренных в поселке Листвянка вблизи автомобильной дороги и результатов измерений на станции Листвянка, расположенной на вершине прибрежного холма на высоте 200 м над поселком, выявило, что различие концентраций сажи в атмосфере станции Листвянка и в поселке составило 4-9 раз (рисунок 3).

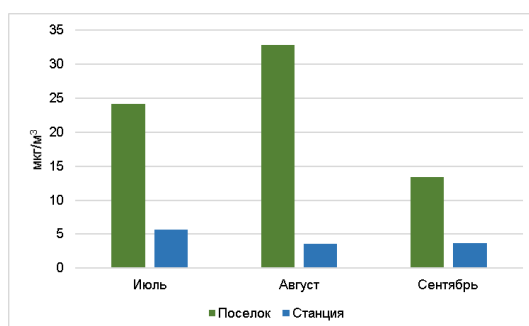


Рисунок 3 – Сравнение средних месячных концентраций сажи на станции мониторинга атмосферы Листвянка и в поселке Листвянка, мкг/м³

Для детального представления о пространственной и временной динамике распределения сажи, ее источников и потоков на подстилающую поверхность в атмосфере Байкальского региона работы по исследованию этого канцерогенного вещества в атмосфере будут продолжены как в экспедиционных рейсах на исследовательских судах, так и в стационарных условиях.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ «Исследования состава и пространственно-временного распределения аэрозольно-газовых примесей атмосферы в акватории оз. Байкал», № 19-77-20058.

1. U.S. EPA. Report to Congress on Black Carbon / U.S. EPA Report EPA-450/R-12-001. U.S. Environmental Protection Agency, Washington: D.C., 2012. 351 pp.

2. Успенский А.А., Вольберг Н.Ш., Степанов А.В. Усовершенствование фотометрического метода определения концентрации сажевого аэрозоля в атмосферном воздухе // Труды Главной геофизической обсерватории им. А.И. Воейкова. 2014. № 572. С. 44-56.

3. Жамсуева Г.С., Ходжер Т.В., Балин Ю.С., Заяханов А.С., Цыдыпов В.В., Пеннер И.Э., Насонов С.В., Маринайте И.И. Экспериментальные исследования аэрозольных и газовых примесей в приземном слое атмосферы оз. Байкал (корабельная экспедиция, сентябрь 2021 г.) // Оптика атмосферы и океана. 2022. Т. 35. № 09. С. 704–710.

4. Khodzher T.V., Marinaite I.I., Potyomkin V.L., et al. The atmosphere above the water area of Lake Baikal during wildfires in the summer of 2019 // Limnology and Freshwater Biology. 2020. № 4. P. 851-852.

5. 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.

ОЦЕНКА ЗАГРЯЗНЕННОСТИ СНЕЖНОГО ПОКРОВА Г. УЛАН-УДЭ В 2022 Г.

Чебунина Н.С., Нецветаева О.Г., Хуриганова О.И., Ходжер Т.В.

Лимнологический институт СО РАН, г. Иркутск, Россия

e-mail: nchebun@lin.irk.ru, r431@lin.irk.ru, khuriganova@lin.irk.ru, khodzher@lin.irk.ru

Представлены результаты исследования химического состава снежного покрова г. Улан-Удэ и фонового района Республики Бурятия в 2022 г. Установлено, что снеговые воды г. Улан-Удэ относятся к сульфатному классу, группе кальция. Максимальные концентрации основных ионов и соединений азота и фосфора определены вблизи объектов теплоэнергетики. Относительное содержание взвешенной формы общего фосфора в снеговой воде было существенно выше, чем содержание его растворенной формы. Нитратный азот являлся преобладающей формой минерального азота. Накопление большинства загрязняющих веществ в снежном покрове Улан-Удэ значительно выше, чем в фоновом районе.

Город Улан-Удэ, столица Республики Бурятия, расположен в долине реки Селенги, в 75 км восточнее озера Байкал. Уровень загрязнения атмосферного воздуха г. Улан-Удэ в 2021 г. определялся как «очень высокий» [1]. Основными источниками загрязнения атмосферного воздуха города являются: ТЭЦ-1, ТЭЦ-2, котельные «Улан-Удэнского энергетического комплекса» ПАО «ТГК-14», ОАО «Улан-Удэнский авиационный завод», ЗАО «Улан-Удэстальмост», Улан-Удэнский локомотивовагоноремонтный завод, автомобильный и железнодорожный транспорт, мелкие котельные и печное отопление частного сектора [2].

Загрязняющие вещества, попадающие в атмосферу, сорбируются первоначально атмосферными осадками, затем аккумулируются в снежном покрове и при снеготаянии поступают в почву, поверхностные и подземные воды, вызывая изменение их химического состава. Количественная оценка содержания разнообразных химических веществ в снежном покрове города позволяет судить об уровне загрязнения атмосферы в течение 3-4 месяцев зимнего периода.

Целью работы являлась оценка накопления основных ионов и биогенных компонентов в снежном покрове г. Улан-Удэ в зимний период 2021/2022 гг. в сравнении с фоновым районом Республики Бурятия. Для реализации поставленной цели проведена снегомерная съемка в период максимального снегонакопления в феврале 2022 г. в г. Улан-Удэ и других районах Республики Бурятия. В качестве фоновой территории выбран район, не подверженный воздействию воздушных выбросов крупных предприятий топливно-энергетического комплекса и промышленности - с. Баргузин, расположенное в 241 км от г. Улан-Удэ.

Исследования химического состава снежного покрова в г. Улан-Удэ выявили довольно высокий уровень его загрязнения. Это обусловлено одновременным действием

неблагоприятных факторов: размещением промышленных объектов в черте города, большим количеством автотранспорта, расположением города в Иволгино-Удинской межгорной впадине и неблагоприятными метеорологическими условиями для очищения атмосферы в холодный период (низкие скорости ветра) [2,3].

Среднее значение суммарного содержания ионов в снеговой воде по городу составило 29 мг/дм³, что в 11 раз превысило аналогичную величину, определенную в фоновом районе - с. Баргузин. Наибольшие значения - 100 и 114 мг/дм³ отмечены вблизи котельных, расположенных в южной (мкр-н Медведчиково) и северо-западной (мкр-н Заречный) частях города соответственно. Наименьшие величины суммы ионов регистрировались на окраине города в его северной части - Ипподром (7,3 мг/дм³), дацан Ринпоче Багша (9 мг/дм³).

Значения рН в снеговой воде изменялись в диапазоне от слабокислых (5,3) до щелочных значений (7,6), составляя в среднем 6,6 единиц рН. Минимальные значения зафиксированы вблизи Ипподрома. Максимальные величины рН обнаружены вблизи ТЭЦ и котельных, а также в районах, расположенных по направлению преобладающего переноса воздушных масс. В районе с. Баргузин величина рН составила 5,2 единиц, что сравнимо со значениями, полученными в других фоновых районах Байкальского региона [4].

В снеговой воде доминирующими анионами являлись сульфат и гидрокарбонат ионы (со средними значениями 23 и 12%-экв соответственно). Преобладающими катионами были кальций (33%-экв) и аммоний (8%-экв). Среднее содержание сульфатов в снеговой воде составило 9,8 мг/дм³, изменяясь в пределах 2,2-51 мг/дм³, гидрокарбонатов 6 мг/дм³ (0-21 мг/дм³), кальция - 5,8 мг/дм³ (1,2-28 мг/дм³). Максимальные концентрации основных ионов выявлены вблизи крупных объектов теплоэнергетики – котельной «Юго-Западная» и котельной в мкр-не Заречный. В сравнении с фоновыми значениями среднее содержание сульфатов и кальция в городе было на порядок выше. В снеговой воде г. Улан-Удэ отмечается высокая степень корреляции ($r=0,8-1,0$) между следующими парами ионов: $Cl^- - Na^+$, $SO_4^{2-} - Ca^{2+}$, $SO_4^{2-} - Mg^{2+}$, $Cl^- - NH_4^+$, $NO_3^- - Ca^{2+}$, $HCO_3^- - Ca^{2+}$, что является характерным для снежного покрова крупных промышленных центров.

Поскольку одними из важных показателей загрязнения поверхностных вод, в том числе реки Селенги, являются биогенные элементы, нами проанализировано содержание разных форм фосфора и азота в снеговой воде на исследуемой территории. Как известно, их избыточное поступление в водотоки вызывает эвтрофикацию и ухудшение качества воды. Так содержание минерального фосфора в снеговой воде изменялось в диапазоне от 0,010 до 0,205 мг/дм³, его средняя величина (0,038 мг/дм³) в 4 раза превышала фоновое значение. Средняя концентрация

общего растворенного фосфора (минерального и органического) составила 0,066 мг/дм³, (изменяясь в пределах от 0,010 до 0,727 мг/дм³) и превышала фоновое значение в 7 раз.

Среднее содержание общего валового (растворенного и взвешенного) фосфора было равно 0,542 мг/дм³, диапазон колебаний составил 0,064-2,82 мг/дм³. В сравнении с фоном среднее значение было выше более чем в 20 раз. Максимальные значения минерального и общего валового фосфора зафиксированы в пробе, отобранной в 500 м от котельной в мкр-не Заречный. Наибольшие концентрации всех форм фосфора обнаружены в тех же точках, что и суммарное содержание ионов. Это указывает на основной источник этих компонентов в снеговой воде - сжигание угля на ТЭЦ и котельных города.

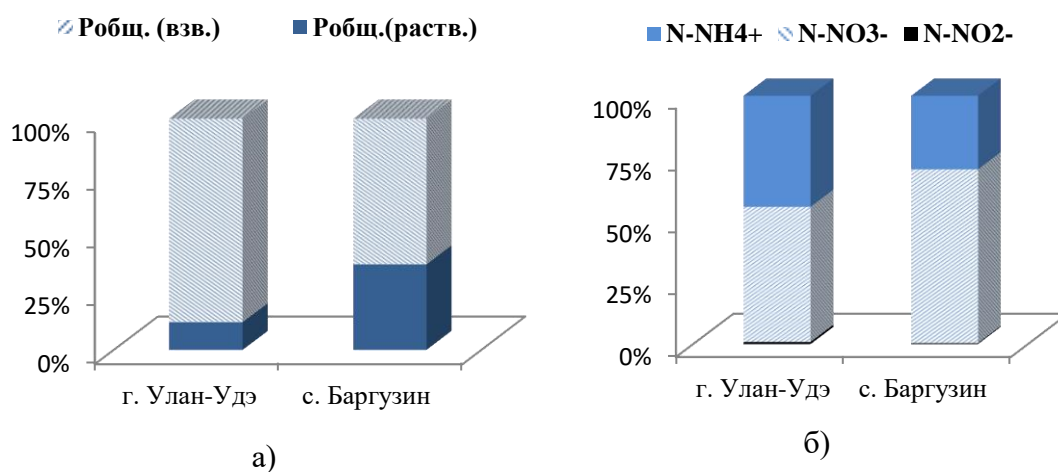


Рисунок 1 - Относительное содержание (%) растворенной и взвешенной форм общего фосфора (а) и минеральных форм азота (б) в снеговой воде г. Улан-Удэ и фоновом районе - с. Баргузин в 2022 г.

Рассчитано относительное содержание взвешенной и растворенной форм $P_{\text{общ}}$ в снежном покрове. В Улан-Удэ среднее содержание взвешенной формы $P_{\text{общ}}$ существенно превышало содержание растворенного общего фосфора (рис. 1а). В фоновом районе при той же тенденции соотношение взвешенной и растворенной форм $P_{\text{общ}}$ в 1,4 раз ниже, чем в промышленном центре. Таким образом, преобладающая часть общего фосфора в г. Улан-Удэ содержалась в твердых частицах, а не в фильтрате снеговой воды. При этом наблюдается неплохая корреляционная взаимосвязь абсолютных концентраций взвешенной формы $P_{\text{общ}}$ и взвешенных веществ ($r=0,7$). Среднее содержание взвеси в снеговой воде составило 336 мг/дм³, варьируя от 35 до 1300 мг/дм³. В фоновом же районе эта величина была в 35 раз ниже.

Из минеральных форм азотсодержащих компонентов доминировали нитраты, изменяясь в диапазоне 1,8-11,5 мг/дм³ (среднее - 3,7 мг/дм³), затем следует аммоний - 0,1-4,7 мг/дм³ (среднее - 1,1 мг/дм³) и нитриты 0,003-0,597 мг/дм³ (среднее - 0,058 мг/дм³). В сравнении с фоновыми величинами средние по городу концентрации нитратов выше в 3 раза, аммония - на

порядок, нитритов – в 14 раз. Расчет соотношения разных форм минерального азота в снеговой воде показал, что в среднем вклад нитратного азота выше аммонийного. При этом в г. Улан-Удэ доля аммонийного азота составила в среднем 45%, что в 1,5 раза выше, чем в с. Баргузин (рис. 1б). В некоторых районах города, преимущественно в парковых зонах, вклад аммонийного азота был выше, чем нитратного азота и достигал 65%.

Оценено накопление загрязняющих веществ в снежном покрове исследуемых районов. Аккумуляция сульфатов, кальция, аммония, суммы ионов и общего фосфора в снежном покрове города в 2-4 раза выше, чем в фоновом районе. Величины накопления нитратов в городе и фоновом районе оказались равны, несмотря на разницу концентраций. Это обусловлено большим влагозапасом в снеге в районе с. Баргузин (табл. 1).

Таблица 1. Накопление загрязняющих веществ ($\text{мг}/\text{м}^2$) и влагозапас (мм) в снежном покрове г. Улан-Удэ и фоновом районе за зимний период 2021/2022 гг.

Место отбора	HCO_3^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	Ca^{2+}	NH_4^+	$\text{P}_{\text{общ.}}$	$\text{N}_{\text{общ.}}$	Сумма ионов	Влагозапас
г. Улан-Удэ	104	168	67	101	19	10	55	500	22
с. Баргузин	0	47	67	26	8	2,3	40	165	90

Таким образом, исследование химического состава снежного покрова г. Улан-Удэ выявило высокий уровень его загрязнения в сравнении с фоновым районом Бурятии. Это объясняется наличием многочисленных источников загрязнения атмосферы в городе, расположением его в межгорной впадине и неблагоприятными климатическими условиями для рассеивания загрязняющих веществ в зимний период.

Работа выполнена в рамках государственного задания ЛИН СО РАН по теме 0279-2021-0014.

Авторы выражают благодарность сотрудникам лаборатории гидрохимии и химии атмосферы ЛИН СО РАН Моложниковой Е.В., Шиховцеву М.Ю. и Луцкину Е.С. за отбор проб снежного покрова на исследуемой территории.

1. Состояние загрязнения атмосферы в городах на территории России за 2021 г. Ежегодник. Санкт-Петербург: ФГБУ «ГГО» Росгидромета, 2022. 254 с.

2. Государственный доклад «О состоянии и охране окружающей среды Республики Бурятия в 2020 году». Улан-Удэ: Министерство природных ресурсов и экологии Республики Бурятия, 2021. 271 с.

3. Тумуреева Н.Н., Санжиева С.Е. Оценка влияния выбросов автотранспорта на качество атмосферного воздуха и здоровья населения г. Улан-Удэ // Вестн. БГУ. Биология. География. 2015. № 4. С. 237-242.

4. Obolkin V., Khodzher T., Sorokovikova L., Tomberg I., Netsvetaeva O., Golobokova L. Effect of long-range transport of sulphur and nitrogen oxides from large coal power plants on acidification of river waters in the Baikal region, East Siberia // Int. J. Environ. Stud. 2016. V. 73. № 3. P. 452-461.

СЕЗОННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ СОДЕРЖАНИЯ ЧЕРНОГО УГЛЕРОДА В ЕВРАЗИЙСКОМ СЕКТОРЕ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА ПО ДАННЫМ РЕАНАЛИЗА MERRA-2

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

На основе многолетних (2007-2022 гг.) модельных данных реанализа MERRA-2 анализируется сезонная изменчивость содержания поглощающего вещества (черного углерода) в Евразийском секторе Северного Ледовитого океана. Приводятся средние концентрации черного углерода над шестью арктическими морями (от Гренландского до Чукотского) в отдельные периоды года: зимой, весной и в шесть месяцев навигационного периода (июнь, июль, август, сентябрь, октябрь, ноябрь).

Атмосферный аэрозоль играет важную роль в процессах радиационных переносов и формирования климата, но отличается большой неопределенностью своих характеристик. Прежде всего, это касается содержания поглощающего аэрозоля (концентраций черного углерода – eBC) в атмосфере арктических районов – лидеров климатических изменений. Наблюдения на полярных станциях и в морских экспедициях показали, что существенное влияние на арктическую атмосферу оказывают выносы поглощающего аэрозоля из средних широт, где расположены основные источники его эмиссий.

На основе данных экспедиционных исследований, в работах [1, 2] проанализированы особенности пространственного распределения концентраций eBC над Северным Ледовитым океаном (СЛО). Однако данные морских экспедиций не позволяют оценить сезонное изменение концентраций eBC, так как измерения проводятся эпизодично и только в теплый период (июнь-октябрь). Поэтому анализ сезонной изменчивости выполнен на основе более однородных (в пространстве и времени) данных модельных расчетов – реанализа MERRA-2 [3] для периода экспедиционных измерений (2007-2022 гг.). В расчетах сезонного хода концентраций черного углерода в Евразийском секторе СЛО использовались среднемесячные значения eBC с пространственным разрешением $0,5^\circ \times 0,625^\circ$ для шести месяцев (июнь, июль, август, сентябрь, октябрь, ноябрь) и двух сезонов: зима (декабрь-февраль) и весна (март-май). Заметим, что в период полярной ночи (примерно с ноября по март) данные реанализа менее достоверны, так как в расчетах вместо измеренных значений АОТ используются средние модельные данные.

В качестве примера на рис. 1 приведены карты пространственного распределения eBC над СЛО для зимы, весны и основного периода экспедиционных измерений (июль-октябрь) [2]. В сезонной трансформации пространственного распределения концентраций eBC над СЛО отметим следующие особенности. Во все сезоны и во всех районах наблюдается уменьшение

концентраций еВС с ростом широты или удалением от основных источников поглощающего аэрозоля, расположенных в средних широтах. Сезонная изменчивость лучше проявляется в долготном распределении концентраций еВС. Зимой эпицентр высоких концентраций находится на севере Европы на долготе 25° в.д. и относительно этой долготы средние значения еВС быстро уменьшаются в восточном и западном направлении. Аналогичная особенность долготного распределения еВС проявляется и в акватории СЛО.

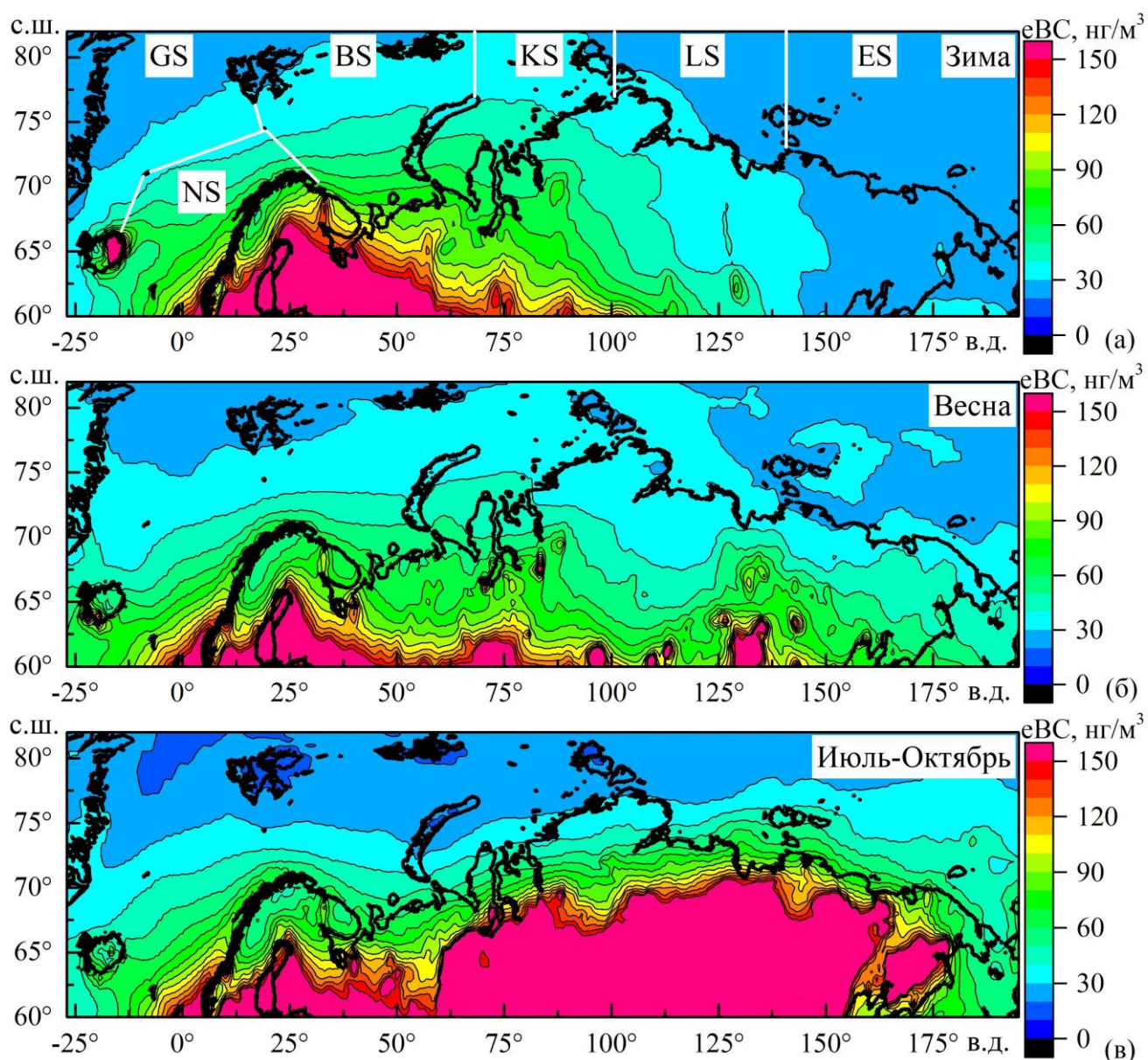


Рисунок 1 – Среднее пространственное распределение концентраций еВС в Евразийском секторе СЛО в разные сезоны: зима, весна и навигационный период (июль-октябрь)

Весной и особенно летом долготное изменение концентраций черного углерода нивелируется и остается только широтное уменьшение еВС. Выравнивание долготного распределения в теплый период происходит из-за увеличения в 2-3 раза содержания черного углерода на севере Сибири. Такое изменение приводит к более равномерному распределению

eBC и над прилегающими арктическими морями. Отметим также, что в навигационный период (июль-октябрь) наблюдается самый большой градиент широтного спада eBC над СЛО.

Для получения количественных оценок сезонной изменчивости рассчитаны средние концентрации eBC для акваторий шести арктических морей: Гренландское (GS), Норвежское (NS), Баренцево (BS), Карское (KS), Лаптевых (LS) и Восточно-Сибирское вместе с Чукотским (ES). Границы морей показаны белой линией на рис. 1а. В качестве северной границы арктических морей (кроме Норвежского) взята широта 82°с.ш., южная граница Гренландского моря – 66°с.ш., Норвежского моря – 60°с.ш.

В работе [4] показывалось, что содержание черного углерода в арктической атмосфере в теплый период может значительно увеличиваться из-за относительно редких ситуаций мощных выносов загрязненного воздуха из средних широт (в основном, дымов лесных пожаров). Поэтому расчет сезонной изменчивости концентраций eBC (таблица 1) проводился в двух вариантах: (а) по общему массиву данных и (б) с исключением случаев аномально высоких значений eBC, которые определялись по критерию «3σ».

Таблица 1. Средние (\pm СКО) значения eBC ($\text{нг}/\text{м}^3$) над Арктическими морями в разные периоды года (в скобках приведены данные при исключении аномально высоких концентраций)

Период	GS	NS	BS	KS	LS	ES	В целом
Зима (12-2)	29 \pm 6	59 \pm 27	42 \pm 16	40 \pm 10	28 \pm 2	23 \pm 1	37 \pm 13
Весна (3-5)	33 \pm 6	71 \pm 37 (67 \pm 35)	37 \pm 11	35 \pm 6	30 \pm 1	29 \pm 2	39 \pm 16 (39 \pm 14)
Июнь	29 \pm 11	60 \pm 35	27 \pm 8	30 \pm 5	38 \pm 15	42 \pm 20	38 \pm 12
Июль	38 \pm 16	79 \pm 35	41 \pm 17	41 \pm 14	64 \pm 33	80 \pm 41 (74 \pm 40)	57 \pm 20 (56 \pm 18)
Август	29 \pm 17 (26 \pm 14)	73 \pm 34 (68 \pm 33)	43 \pm 10 (37 \pm 11)	68 \pm 17 (62 \pm 17)	98 \pm 42 (66 \pm 38)	85 \pm 17 (56 \pm 19)	66 \pm 26 (53 \pm 17)
Сентябрь	25 \pm 7	63 \pm 31	27 \pm 11	23 \pm 6	23 \pm 10	24 \pm 5	31 \pm 16
Октябрь	20 \pm 6	59 \pm 32	23 \pm 11	19 \pm 5	14 \pm 1	13 \pm 4	25 \pm 17
Ноябрь	22 \pm 4	28 \pm 29	32 \pm 14	24 \pm 6	17 \pm 1	16 \pm 1	28 \pm 15
Июль-октябрь	28 \pm 10 (27 \pm 10)	68 \pm 33 (67 \pm 33)	34 \pm 12 (31 \pm 12)	38 \pm 8 (36 \pm 9)	50 \pm 21 (40 \pm 20)	51 \pm 15 (40 \pm 14)	43 \pm 17 (40 \pm 14)

Анализ полученных данных (см. таблицу 1 и рис. 2) позволил сделать следующие выводы.

1. Годовой ход концентраций черного углерода характеризуется общим для всех районов осенним минимумом (октябрь или ноябрь). Основной максимум eBC наблюдается в августе или июле. В Европейском секторе СЛО проявляется еще вторичный максимум: над Гренландским и Норвежским морем – весной и над Баренцевым – зимой.

2. На формирование августовского максимума существенный вклад вносят аномально

высокие концентрации еВС из-за дальних переносов загрязнений из средних широт, которые охватывает все районы СЛЮ. Самому большому влиянию «аномалий» подвержены моря, расположенные в восточной части (LS, ES): средние концентрации еВС увеличиваются в 1,5 раза. Кроме того, аномальные концентрации наблюдается также весной над Норвежским морем.

3. Наименее выражена сезонная изменчивость еВС над Гренландским и Баренцевым морем: концентрации изменяются от минимума до максимума в 1,9 раза. Неправдоподобно большой сезонный ход проявился в Дальневосточном секторе (LS, ES): августовский максимум еВС превышает ноябрьский минимум в 6,5-7 раз. Даже при исключении аномальных концентраций указанное соотношение остается очень большим 4,3-4,7. Есть основания полагать, что данные модельных расчетов (реанализа MERRA-2) для июля и августа в Дальневосточном секторе (LS, ES) имеют завышенные значения концентраций еВС.

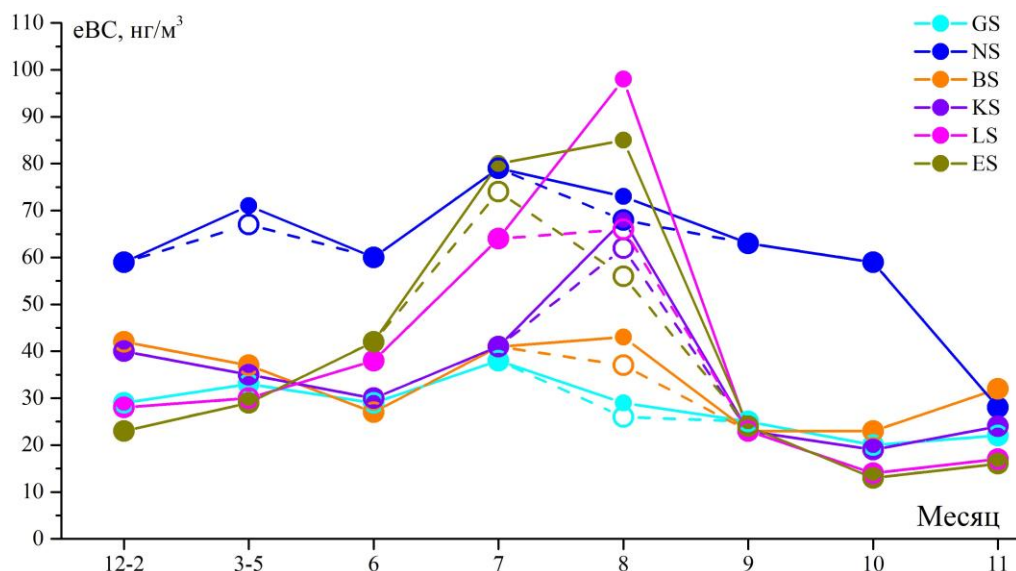


Рисунок 2 – Годовой ход концентраций еВС над морями Евразийского сектора СЛЮ

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

1. Sakerin S.M., Kabanov D.M., Kopeikin V.M., Kruglinsky I.A., Novigatsky A.N., Pol'kin V.V., Shevchenko V.P., Turchinovich Yu.S. Spatial Distribution of Black Carbon Concentrations in the Atmosphere of the North Atlantic and the European Sector of the Arctic Ocean // Atmosphere. 2021. V. 12. 949.

2. Сакерин С.М., Кабанов Д.М., Копейкин В.М., Круглинский И.А., Новигатский А.Н., Турчинович Ю.С., Шевченко В.П. Среднее пространственное распределение концентраций черного углерода в атмосфере Евразийского сектора Северного Ледовитого океана // см. настоящий сборник.

3. Giovanni [Электронный ресурс]. URL: <https://giovanni.gsfc.nasa.gov/giovanni> (Дата обращения 02.02.2023).

4. Круглинский И.А., Кабанов Д.М., Сакерин С.М. Пространственное распределение концентраций черного углерода в атмосфере Евразийского сектора Арктики по данным реанализа MERRA-2 // см. настоящий сборник.

ОШИБКИ АБСОЛЮТНОЙ КАЛИБРОВКИ ТЕМПЕРАТУРНЫХ СКР-ЛИДАРОВ

Герасимов В.В.

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

e-mail: gvvsnake@mail.ru

В работе с помощью моделирования оцениваются ошибки восстановления температуры тропосферы из сигналов СКР-лидаров при их абсолютной калибровке по спектроскопическим параметрам. В качестве источника ошибок рассматривается столкновительное уширение линий СКР-спектра атмосферных молекул N_2 и O_2 . Моделирование проводилось для длины волны 355 нм исходящего лидарного сигнала и двух функций, наиболее часто используемых на практике для калибровки СКР-лидаров. Показано, что игнорирование уширения линий в тропосфере (0–11 км) может привести к ошибке измерения температуры 0,9 К в диапазоне 215–290 К (без учета других источников ошибок измерений). Предложен способ устранения такой ошибки.

Высокая точность измерения температуры атмосферы критически важна для различных метеорологических приложений, включая мониторинг изменения климата и глобального потепления (на 1,5–2 °С). Одним из инструментов дистанционного определения вертикальных профилей температуры является СКР-лидар. Температура T определяется из рассеянных назад атмосферой лазерных сигналов по отношению интенсивностей $Q(T)$ двух участков чисто вращательного спектра спонтанного комбинационного рассеяния (СКР) молекул N_2 и O_2 [1, 2]:

$$Q(T) = \frac{\left[\sum_{J_i} \sum_{i=N_2, O_2} I_i(J_i, T) \right]_{\text{low}}}{\left[\sum_{J_i} \sum_{i=N_2, O_2} I_i(J_i, T) \right]_{\text{high}}} . \quad (1)$$

Здесь $I_i(J_i, T)$ – интенсивности линий, соответствующих вращательным квантовым числам J_i начальных состояний СКР-переходов в молекулах N_2 и O_2 . Суммирование интенсивностей в числителе и знаменателе (1) выполняется для линий с низкими (J_{low}) и высокими (J_{high}) числами, выделяемых спектральными фильтрами (СФ) в двух лидарных каналах (рис. 1).

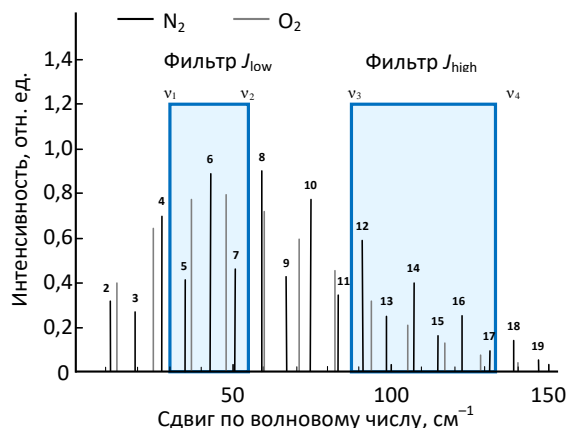


Рисунок 1 – Пример набора СФ и линий СКР-спектра молекул N_2 и O_2 (антистоксова ветвь)

Отношение (1) представляет собой трансцендентную функцию [2], поэтому для извлечения температуры на практике $Q(T)$ аппроксимируют простой калибровочной функцией (КФ) $f_c(T)$, подбираемой из физических соображений. При абсолютной калибровке СКР-лидара значения $\ln Q(T)$ вычисляются по спектроскопическим параметрам лидарной системы в заданном температурном интервале, а коэффициенты КФ определяются с помощью эталонных значений температуры T_{ref} , которые берутся из профиля температуры модели атмосферы (рис. 2) или радиозонда. Для аппроксимации $\ln Q(T)$ наиболее часто используются две КФ – линейная и квадратичная по обратной температуре $x = 1/T$:

$$\ln Q(T) \approx f_c(T) = A + B/T \Leftrightarrow y = A + Bx, \quad (2)$$

$$\ln Q(T) \approx f_c(T) = A + B/T + C/T^2 \Leftrightarrow y = A + Bx + Cx^2, \quad (3)$$

где A , B и C – коэффициенты КФ (калибровочные коэффициенты).

В настоящее время СКР-лидары не удовлетворяют требованиям, предъявляемым Всемирной метеорологической организацией к максимальной ошибке измерений температуры атмосферы ($\pm 0,5$ К). Лидарная техника непрерывно совершенствуется, поэтому для повышения точности измерения важным становится учёт тонких эффектов и связанных с ними источников ошибок, которые ранее не принимались в расчёт. Один из таких источников ошибок – столкновительное уширение СКР-линий N_2 и O_2 , которое является существенным при измерении температуры в плотной тропосфере.

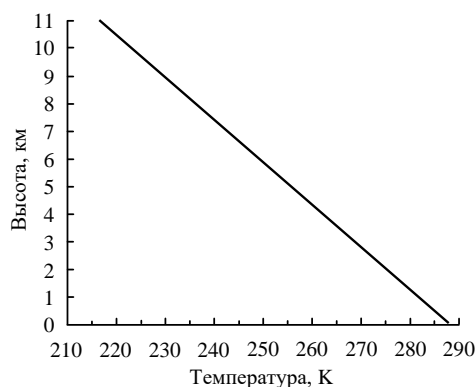


Рисунок 2 – Профиль температуры тропосферы T_{ref} (0–11 км) модели Американской стандартной атмосферы 1976

Если полагать, что СКР-линии молекул не уширены, тогда профили линий описываются δ -функцией Дирака, а значения отношения $Q(T)$ вычисляются по формуле (1). При учёте столкновительного уширения линий отношение $Q(T)$ вычисляется по формуле [3]:

$$Q(T) = \frac{\sum_{J_i} \sum_{i=N_2, O_2} [I_i(J_i, T) \cdot X_{\text{low}}^i(v_i, T)]}{\sum_{J_i} \sum_{i=N_2, O_2} [I_i(J_i, T) \cdot X_{\text{high}}^i(v_i, T)]}, \quad \begin{cases} X_{\text{low}}^i(v_i, T) = \int_{-\infty}^{+\infty} F_{\text{low}}(v) \cdot L(v_i, v, T) dv \\ X_{\text{high}}^i(v_i, T) = \int_{-\infty}^{+\infty} F_{\text{high}}(v) \cdot L(v_i, v, T) dv \end{cases}, \quad (4)$$

где $v_i = v(J_i)$ – волновое число i -ой уширенной линии, соответствующей числу J_i ; функции X_{low}^i и X_{high}^i описывают доли интенсивности $I_i(J_i, T)$, попадающие в лидарные каналы J_{low} и J_{high} соответственно; $F_{\text{low}}(v)$ и $F_{\text{high}}(v)$ – функции пропускания СФ каналов J_{low} и J_{high} ; $L(v_i, v, T)$ – профиль Лоренца столкновительно уширенной i -ой линии.

В работе [3] было показано, что при учёте уширения СКР-линий общий вид КФ определяется выражением

$$f_c(T) = \sum_{n=-\infty}^{\infty} \alpha_n T^{\frac{n}{2}}, \quad (5)$$

где α_n – калибровочные коэффициенты. Все нелинейные по $1/T$ слагаемые ряда (5) возникают вследствие уширения линий и являются малыми поправками линейной КФ (2). Например, КФ (3) является частным случаем ряда (5), а нелинейное слагаемое C/T^2 в хорошей степени компенсирует вклады от уширенных линий в регистрируемые лидарные сигналы, тогда как линейная КФ (2) не учитывает такое уширение. Таким образом, при абсолютной калибровке СКР-лидара могут возникнуть две независимые ошибки калибровки, связанные со столкновительным уширением СКР-линий N_2 и O_2 . Под ошибкой калибровки $\Delta T_{\text{err}} = T_{\text{ref}} - T$ понимается разность между эталонными значениями температуры T_{ref} и значениями T профиля, восстановленного из $Q(T)$ с помощью той или иной КФ. Первая ошибка связана со способом вычисления значений отношения $Q(T)$ по спектроскопическим параметрам: по формуле (1) при игнорировании уширения линий, по формуле (4) – с учётом уширения. Величина второй ошибки зависит от выбора КФ.

Рассмотрим ситуацию на следующем примере. Пусть в качестве источника исходящего лидарного сигнала используется лазер с узкой линией ($\sim 0,001 \text{ см}^{-1}$) и длиной волны 355 нм. Также положим, что СФ с ширинами полос пропускания $(v_1; v_2) = (30; 55) \text{ см}^{-1}$ канала J_{low} и $(v_3; v_4) = (85; 135) \text{ см}^{-1}$ канала J_{high} выделяют линии только в антистоксовой ветви СКР-спектра молекул N_2 и O_2 (рис. 1) [4]. Для оценки влияния уширения линий на величину $Q(T)$ в явном виде исключим влияние других источников ошибок при абсолютной калибровке. Будем полагать, что все элементы оптического тракта лидара термически стабилизированы, и СФ полностью подавляют паразитный вклад от упругого рассеяния в лидарные каналы J_{low} и J_{high} .

На рис. 3, а кривой 1 показана ошибка калибровки ΔT_{err} , возникающая при использовании линейной КФ (2) для аппроксимации значений отношения $Q(T)$, рассчитанных по формуле (1); кривой 2 – ошибка калибровки ΔT_{err} , возникающая из значений отношения $Q(T)$, рассчитанных по формуле (4). Ошибка достигает $\Delta T_{\text{err}} \sim 0,4 \text{ К}$ в первом случае и $\Delta T_{\text{err}} \sim 0,9 \text{ К}$ – во втором.

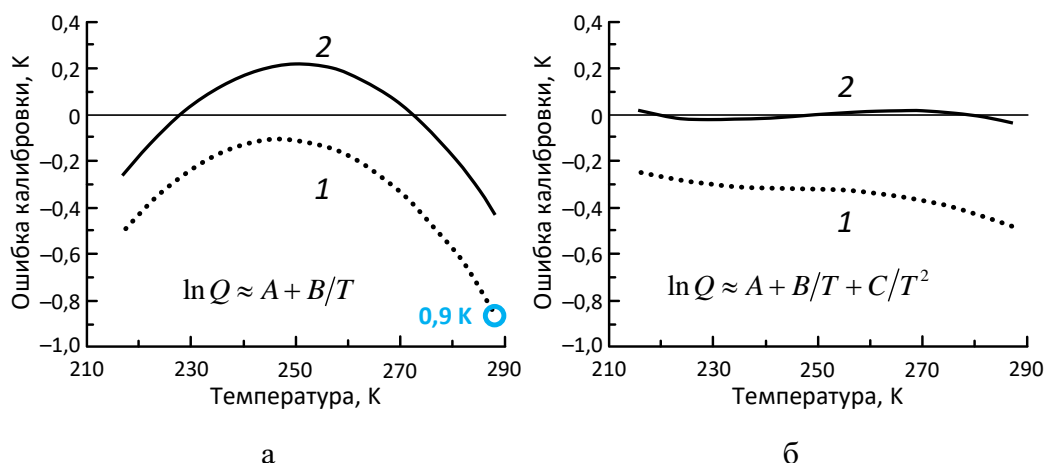


Рисунок 3 – Ошибки калибровки при использовании КФ (2) (а) и КФ (3) (б)

Смещение *кривой 1* относительно *кривой 2* происходит из-за смещения значений $Q(T)$, полученных без учета уширения СКР-линий, относительно «истинных» значений $Q(T)$, рассчитанных с учётом такого уширения.

Аналогично, на рис. 3, б *кривой 1* показана ошибка ΔT_{err} , возникающая при использовании квадратичной КФ (3) для аппроксимации значений $Q(T)$, рассчитанных по формуле (1); *кривой 2* – ошибка ΔT_{err} , возникающая из значений $Q(T)$, рассчитанных по формуле (4). Ошибка достигает $\Delta T_{\text{err}} \sim 0,5$ К в первом случае и не превышает $\Delta T_{\text{err}} = 0,005$ К – во втором.

Таким образом, для уменьшения ошибки (увеличения точности) измерения температуры с помощью СКР-лидара (рис. 3, б, *кривая 2*) при его абсолютной калибровке рекомендуется:

1. Вычислять значения отношения лидарных сигналов $Q(T)$ по формуле (4), учитывающей уширение СКР-линий молекул N_2 и O_2 ;
2. Аппроксимировать вычисленные значения $Q(T)$ нелинейной КФ, например, (3).

Примеры других вариантов ширин полос пропускания СФ можно найти в [5].

Работа выполнена в рамках государственного задания ИОА СО РАН.

1. Cooney J.A. Measurement of atmospheric temperature profiles by Raman backscatter // J. Appl. Meteorol. 1972. V. 11. N 1. P. 108–112.
2. Arshinov Yu.F., Bobrovnikov S.M., Zuev V.E., Mitev V.M. Atmospheric temperature measurements using a pure rotational Raman lidar // Appl. Opt. 1983. V. 22. N 19. P. 2984–2990.
3. Gerasimov V.V., Zuev V.V. Analytical calibration functions for the pure rotational Raman lidar technique // Opt. Express. 2016. V. 24. N 5. P. 5136–5151.
4. Gerasimov V.V. A simulation comparison of calibration functions for different sets of spectral filter passbands in the traditional pure rotational Raman lidar technique // Appl. Phys. B. 2020. V. 126. N 11. P. 184.
5. Герасимов В.В. Ошибки абсолютной калибровки чисто вращательных Рамановских лидаров, вызванные столкновительным уширением линий // Оптика атмосф. и океана. 2022. Т. 35, № 5. С. 420–426. / Gerasimov V.V. Errors of Pure Rotational Raman Lidar Absolute Calibration Due to Collisional Line Broadening // Atmos. Ocean. Opt. 2022. V. 35. N 5. P. 576–583.

АНАЛИЗ ПЕРСПЕКТИВ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ОПРЕДЕЛЕННЫХ ДЛИН ВОЛН И ШИРОКОПОЛОСНЫХ ИСТОЧНИКОВ В ЛИДАРНО-БАЛОННОМ ЭКСПЕРИМЕНТЕ ПО ИССЛЕДОВАНИЮ СТРАТОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ ДЛЯ КЛИМАТИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

Суханов А.Я.^{1,2}, Маричев В.Н.¹

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

²Томский государственный университет систем управления и радиоэлектроники,
г. Томск, Россия

e-mail: say@iao.ru, marichev@iao.ru

Рассматриваются возможности использования широкополосных источников, а также дополнительной длины волны 630 нм в лидарно-баллонном эксперименте по зондированию стратосферного аэрозоля, проведена модификация процедур расчета по теории Ми с учетом распараллеливания вычислений по длинам волн и радиусам частиц с использованием библиотеки tensorflow, проведен визуальный и корреляционный анализ эффективности использования лидарных длин волн и широкополосных светодиодных источников.

В 2022 году в Томске были проведены одновременные дистанционные лидарные и прямые зондовые измерения параметров аэрозоля тропосферы и стратосферы [1]. Лидарные измерения проводились на длинах волн 532 и 355 нм [1-3], баллонно-зондовые измерения использовали светодиоды на длинах волн 470, 528, 850, 950 нм. Были получены профили отношения рассеяния, показавшие хорошее согласие между измерениями, в частности на длинах волн 532 и 528 нм [1]. В данной же работе анализируется возможность и перспективность добавления дополнительной длины волны, в частности 630 нм, и последующего решения задачи восстановления микрофизических характеристик стратосферного аэрозоля, среднего радиуса частиц, параметров функции распределения и так далее. В качестве модели возьмем стратосферную аэрозольную модель рассмотренную в работе [4]. Данная модель рассматривает типичный сульфатный аэрозоль, входящий в аэрозольный стратосферный слой в соответствии с различным процентным содержанием. Реальная часть коэффициента преломления для разных типов аэрозоля с 10% содержанием сульфатов, 50%, и 90% представлена в таблице 1.

Таблица 1. Коэффициенты преломления для разного содержания сульфатов

355 нм	470 нм	528 нм	532 нм	630 нм	850 нм	950 нм
1,486	1,484	1,481	1,480	1,480	1,477	1,477
1,482	1,471	1,467	1,467	1,466	1,463	1,461
1,479	1,460	1,456	1,456	1,454	1,451	1,448

Рассмотрим для начала поведение нормированного скалярного произведения (фактически коэффициент корреляции) коэффициентов ослабления по длинам волн и по радиусам для радиусов от 0.1 до 5 мкм. Для 10% содержания сульфатов видно (Рисунок 1), что поведение коэффициентов ослабления для 470, 528, 532 нм по различным радиусам между собой не отличается. При этом полуширина распределения довольно узкая и равна 0.01 мкм. Таким образом, можно сделать вывод, что на длине волны 630 нм будет лучше определяться разница между радиусами частиц, так как отличие между векторами нормированных оптических коэффициентов больше. Для больших радиусов частиц видно, что различие векторов с коэффициентами по разным длинам волн становится меньше.

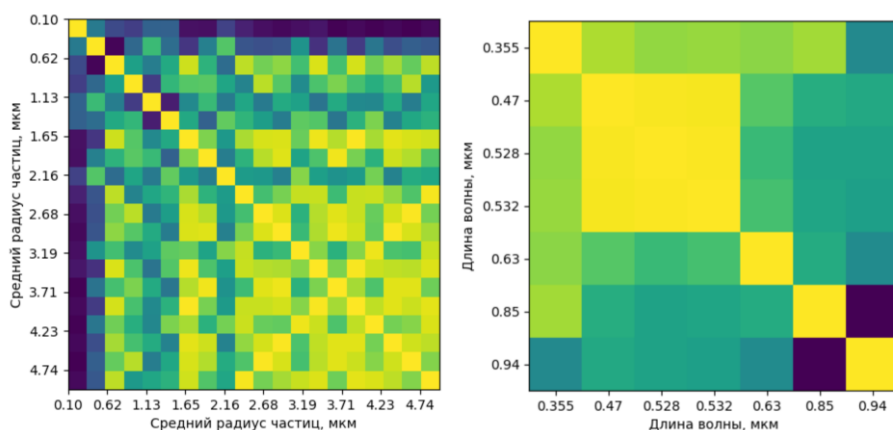


Рисунок 1 – Коэффициенты корреляции между векторами по длинам волн и по радиусам частиц для 10% содержания сульфатных частиц

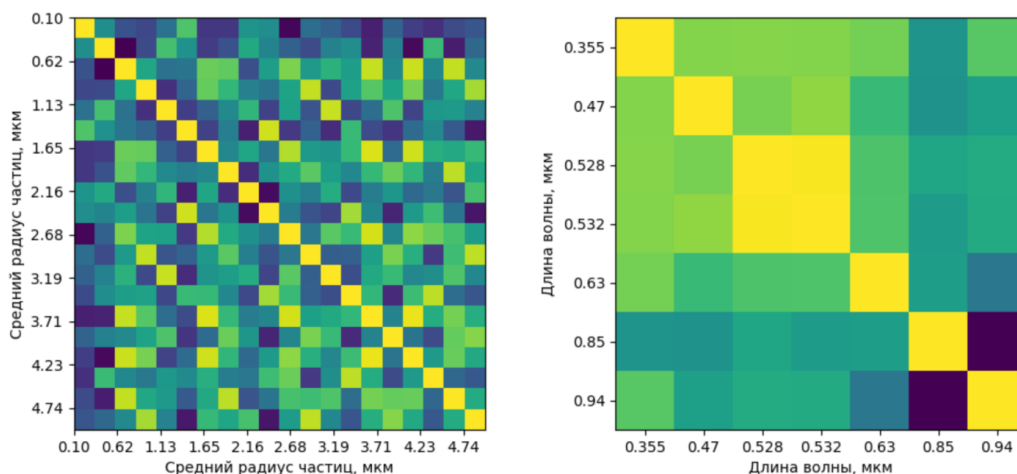


Рисунок 2 – Коэффициенты корреляции между векторами по длинам волн и по радиусам частиц для 90% содержания сульфатных частиц

Но при содержании сульфатов до 90% ситуация меняется и уже использование длины волны 470 нм начинает обретать смысл, так как различие между 532 и 528 становится больше,

как и различия на больших радиусах, но при этом на длине волны 630 нм все-таки большие различия по всем длинам волн (рисунок 2).

Далее проводятся визуальные эксперименты анализирующие поведение коэффициентов ослабления и обратного рассеяния, а так же скалярных произведений векторов по радиусам. Данные коэффициенты берутся при коэффициентах преломления с 10% и 90% содержанием сульфатов, а так же при разных полуширинах распределения частиц 0.01 и 0.5 мкм. На рисунке 3, правый график видно поведение нормированного коэффициента ослабления и обратного рассеяния, разделяющегося на четыре части, при этом поведение коэффициентов имеет большую частоту изменения при меньшей полуширине. Для разных коэффициентов преломления поведение коэффициентов ослабления имеет незначительные различия. Коэффициенты обратного рассеяния дают большее различие по косинусному расстоянию даже для близких длин волн (рисунок 3).

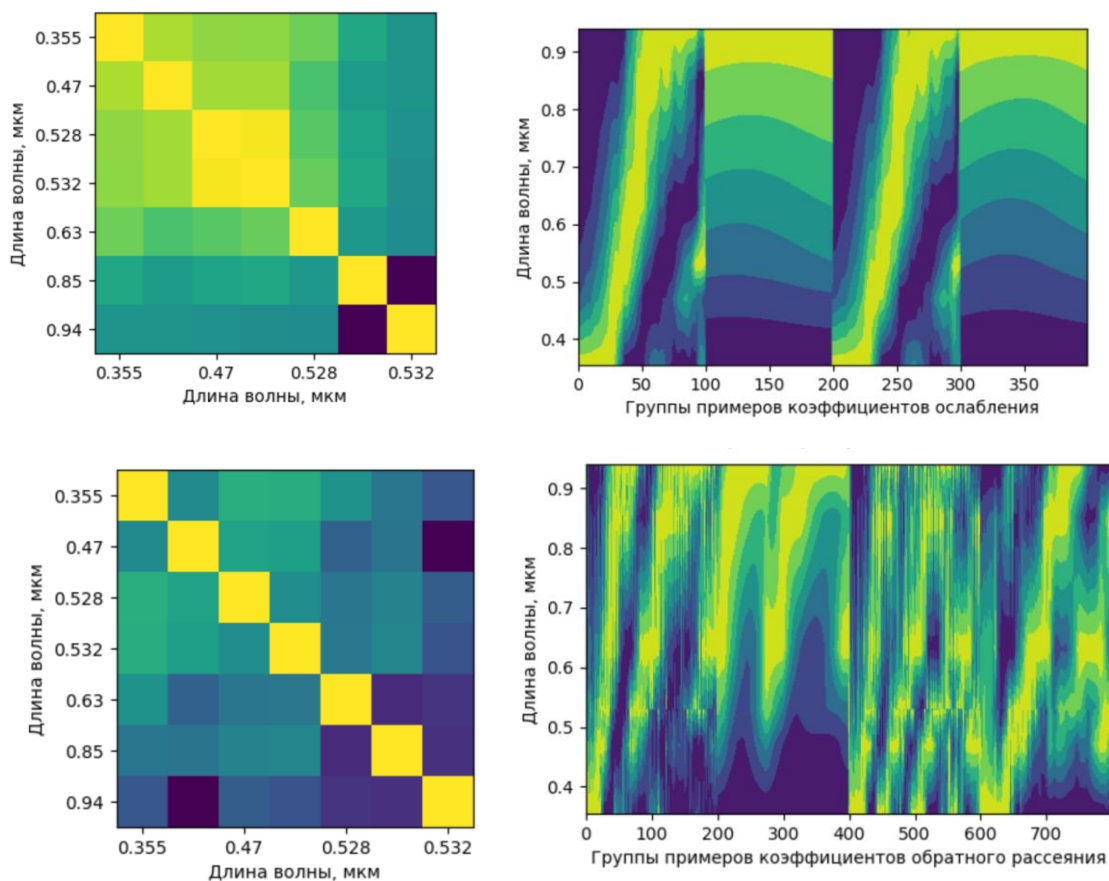


Рисунок 3 - Косинусное расстояние и нормированные коэффициенты ослабления и рассеяния назад для радиусов от 0.1 до 5 мкм для полуширин 0.01 и 0.5, и содержания сульфатов 10% и 90%

Так как баллонный аэростат использует широкополосный светодиодный источник и широкополосный приемник, то для ускорения расчетов процедура расчета Ми была переписана

с использованием библиотеки параллельных вычислений tensorflow, и все вычисления проводились с использованием видеокарты. Вычисления шли параллельно по длинам волн и радиусам, для расчета индикатрисы рассеяния распараллеливание производилось по углам. На рисунке 4 приводятся результаты расчетов коэффициентов обратного рассеяния для различных длин волн и полуширин 0.2 0.5 мкм, 0.3, 0.7 мкм (левый и правый графики соответственно) для средних радиусов от 0.01 до 1 мкм. Предыдущая процедура расчета учитывала усреднение по 9 длинам волн в пределах 1 нм, при расчетах tensorflow учтены контуры спектра излучения светодиодов, но анализируя графики можно сделать вывод, что это поведение не сильно влияет на коэффициенты обратного рассеяния для указанных полуширин и радиусов (рисунок 4). При этом наблюдается расхождение между значениями коэффициентов для различных радиусов и полуширин, что позволяет говорить о возможности восстановления средних радиусов и полуширин распределения.

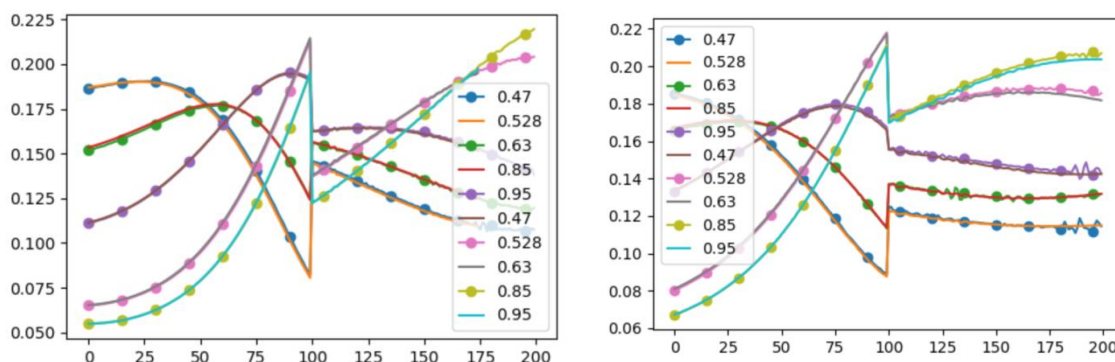


Рисунок 4 – Поведение коэффициентов обратного рассеяния по средним радиусам от 0.1 до 1 мкм для двух процедур расчета и для полуширин (0.2, 0.5 мкм), (0.3, 0.7 мкм)

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-27-00057, <https://rscf.ru/project/23-27-00057/>.

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. Маричев В.Н., Бочковский Д.А. Лидарный комплекс малой станции высотного зондирования атмосферы ИОА СО РАН // Оптика атмосферы и океана. 2020. Т. 33. № 05. С. 399–406.

3. 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.

4. 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. 119162T.

СЕЗОННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ СОСТАВА ПРИЗЕМНОГО АЭРОЗОЛЯ В МОСКВЕ И ПРИГОРОДЕ ЗА ТРИ ГОДА НАБЛЮДЕНИЙ

Губанова Д.П., Виноградова А.А., Исаков А.А., Иорданский М.А.

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

e-mail: gubanova@ifaran.ru, anvinograd@yandex.ru, a.a.isakov@mail.ru, miordan@mail.ru

Исследована сезонная изменчивость состава аэрозольных частиц по данным трехлетних натуральных наблюдений в Москве и пригороде. Установлена высокая корреляция между концентрацией аэрозоля фракций $PM_{2.5}$ и PM_{10} в Москве и пригороде. С учетом сезонов, метеорологических условий и источников определен характерный для московского мегаполиса и пригорода уровень аэрозольного загрязнения приземного слоя атмосферы. В составе приземного аэрозоля выделены две группы элементов по величине коэффициента обогащения: терригенные (Th, Al, U, La, Li, Sr, Ba, Mg, Fe, Cs, Co, Mn, Cr, K, Ca) и не терригенные (Mo, Cu, Zn, Pb, Sn, S, Sb, Cd, Se, Bi), что справедливо для аэрозолей города и пригорода во все сезоны.

Атмосферный аэрозоль является одной из самых химически активных загрязняющих примесей, обладающих большой совокупностью неоднородных и непостоянных в пространстве и времени свойств [1]. В отличие от малых газовых примесей, которые характеризуются главным образом их концентрацией, свойства атмосферных аэрозолей описываются множеством изменяющихся параметров. Для оценки качества городской окружающей среды и, в частности, степени загрязненности приземного воздуха, российскими, зарубежными и международными стандартами установлены количественные показатели в единицах массовой концентрации (mg/m^3) [2-4]. Однако эти показатели не для всех составляющих атмосферы информативны в полной мере.

В городских и пригородных условиях состав и концентрация приземного аэрозоля могут в значительной степени отличаться благодаря различным ландшафту, орографии, плотности застройки, ветровому режиму, формированию в городе так называемого «острова тепла», специфике локальных антропогенных источников и др. Комплексные синхронные экспериментальные наблюдения за физико-химическими характеристиками аэрозольных частиц в мегаполисе и пригороде позволяют составить более полную картину о закономерностях изменчивости состава приземного аэрозоля, возможном влиянии мегаполиса на состав атмосферы в пригороде, об источниках, стоках и транспорте аэрозольных частиц с учетом влияния синоптических и метеорологических условий. В настоящей работе рассмотрены результаты непрерывных трехлетних (осень 2019 г. – осень 2022 г.) комплексных наблюдений за составом приземного аэрозоля в Москве и в пригороде [5, 6], осуществляемых в ИФА им. А.М. Обухова РАН (ИФА) с осени 2019 г. по настоящее время.

За весь период наблюдений выявлено менее 10 непродолжительных (несколько дней) эпизодов аномально высокого роста концентрации приземного аэрозоля фракций $PM_{2.5}$ и PM_{10} , что подтверждается картиной временного хода среднесуточной массовой концентрации приземного аэрозоля, представленной на рисунке 1. Для сравнения здесь приведены и данные наблюдений на станциях ГПБУ «Мосэкомониторинг» (МЭМ) «Спиридоновка» и «Сухаревская пл.», которые так же, как и пункт наблюдений ИФА РАН, расположены в центре мегаполиса, в пределах Садового кольца. Установлена высокая корреляция между данными о массовой концентрации приземного аэрозоля, полученными на ст. «Спиридоновка» и в ИФА РАН. Более высокий уровень значений концентрации приземного аэрозоля на ст. «Сухаревская пл.» обусловлен расположением станции в непосредственной близости от автомагистрали на Садовом кольце с интенсивным трафиком и влиянием автотранспорта на уровень загрязнения воздуха. Определены основные источники (дальний и региональный перенос аэрозолей горения и пыли или сильный локальный антропогенный источник) и условия формирования сильного аэрозольного загрязнения приземного слоя атмосферы [5].

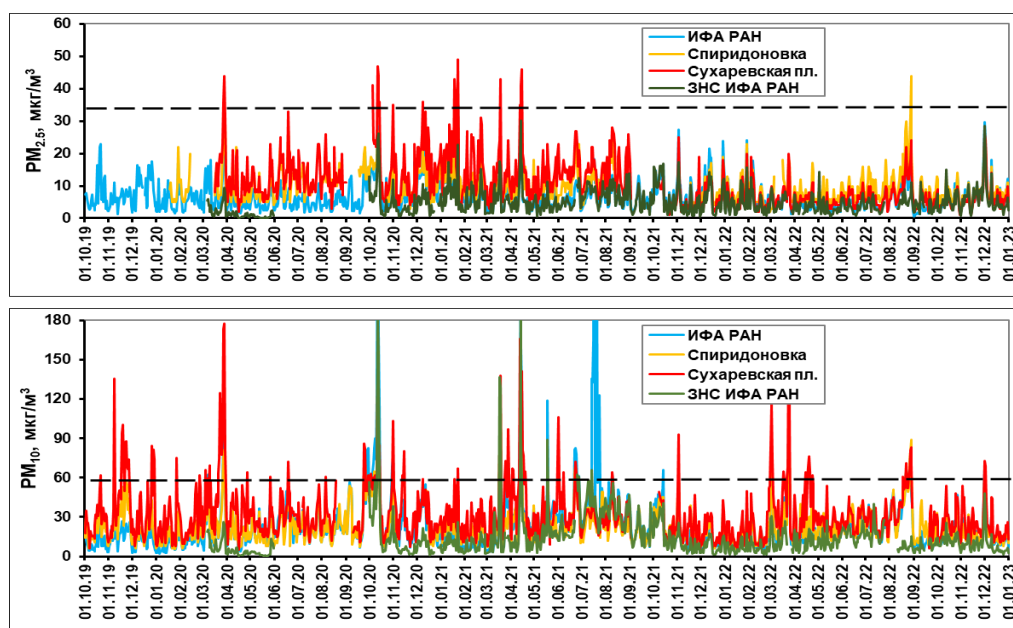


Рисунок 1 – Временной ход среднесуточной массовой концентрации аэрозольных частиц $PM_{2.5}$ и PM_{10} в ИФА и на ЗНС за весь период наблюдений, а также данные двух станций МЭМ

Эпизоды аномального роста концентрации аэрозоля составили не более 6-8 % в год. Аномально высокой мы полагали концентрацию приземного аэрозоля фракций $PM_{2.5}$ и PM_{10} , если ее среднесуточные значения превышали ПДК (по нормативам РФ: для $PM_{2.5}$ – 0.035 мг/м^3 , для PM_{10} – 0.060 мг/м^3) [4]. Далее в нашем исследовании, при статистическом анализе и интерпретации наиболее характерных для Москвы и пригорода показателей состава аэрозольных частиц, эпизоды аномально высокого аэрозольного загрязнения приземного

воздуха были исключены.

Установлено, что высокие значения коэффициентов корреляции между среднесуточными значениями концентрации частиц PM_{10} и $PM_{2.5}$ в Москве (ИФА РАН) и пригороде (ЗНС) имеют место не только во всех исходных данных, но и остаются значимыми также при расчетах с исключенными аномальными эпизодами (см. табл. 1). Некоторое уменьшение абсолютных значений коэффициентов корреляции для последних связано с тем, что исходные коэффициенты отражали синхронное повышение концентрации аэрозоля в ИФА РАН и на ЗНС во время большинства эпизодов аномально высокого загрязнения атмосферы (рис. 1), но таких эпизодов немного.

Таблица 1. Коэффициенты корреляции между концентрациями частиц PM_{10} и $PM_{2.5}$ в Москве и пригороде, а также между городом и пригородом по размерным фракциям частиц

	$PM_{10} - PM_{2.5}$		ЗНС – ИФА	
	ЗНС	ИФА	PM_{10}	$PM_{2.5}$
Все данные	0.76	0.58	0.75	0.75
Данные без эпизодов высокого аэрозольного загрязнения	0.70	0.50	0.67	0.72

Определено (см. рис. 1, 2), что уровень значений концентрации приземного аэрозоля в Москве (ИФА) всегда больше, чем на ЗНС. Причем уровень аэрозольного загрязнения московского мегаполиса соизмерим по аналогичным показателям с уровнем загрязнения в крупных городах Европы и гораздо ниже, чем в мегаполисах Юго-Восточной Азии и Китая [5].

На ЗНС всё время, кроме зимы, разброс среднесуточных значений массовой концентрации больше, чем в городе (рис. 2). Зима является самым чистым сезоном по уровню аэрозольного загрязнения частицами PM_{10} . Летом массовая концентрация аэрозоля PM_{10} везде достигает наибольших значений с максимальным их межгодовым разбросом значений. Концентрация фракции аэрозольных частиц $PM_{2.5}$ в течение всего года претерпевает незначительные флуктуации.

Характерный для московского мегаполиса и пригорода уровень аэрозольного загрязнения приземного слоя атмосферы (за исключением аномальных эпизодов) формируется как природными, так и антропогенными источниками аэрозолей локального и удаленного происхождения. В нем неявно учитывается влияние метеопараметров, а также адвективный вынос воздушными массами и стоки аэрозоля из городской атмосферы. Предположения об особенностях формирования поля концентрации аэрозоля в приземном воздухе города и пригорода в течение года подтверждаются соотношением между значениями массы частиц PM_{10} и $PM_{2.5}$ в аэрозоле и изменчивостью этого параметра в разные сезоны (табл. 2). Зимой

повышены эмиссии антропогенных источников (в основном, мелкодисперсные частицы), а вклад поверхности в генерацию более крупных частиц снижен в связи с наличием снегового покрова, особенно в пригороде. Поэтому отношение концентраций $PM_{2.5}/PM_{10}$ зимой максимально в обоих пунктах. Летом картина обратная, и доля массы частиц $PM_{2.5}$ минимальна при большой массе частиц PM_{10} . Весна и осень – переходные сезоны, когда источники и стоки, формирующие аэрозольное поле в приземном воздухе города и пригорода, работают по-разному при повышении/понижении температуры, соответственно весной/осенью.

Таблица 2. Доля массы частиц $PM_{2.5}$ в массе аэрозолей PM_{10} в разные сезоны (отношение концентраций $PM_{2.5}/PM_{10}$) в городе (ИФА) и в пригороде (ЗНС)

Сезон	ИФА	ЗНС
Весна	0.24 ± 0.04	0.32 ± 0.02
Лето	0.20 ± 0.01	0.25 ± 0.04
Осень	0.35 ± 0.04	0.41 ± 0.11
Зима	0.54 ± 0.10	0.70 ± 0.02

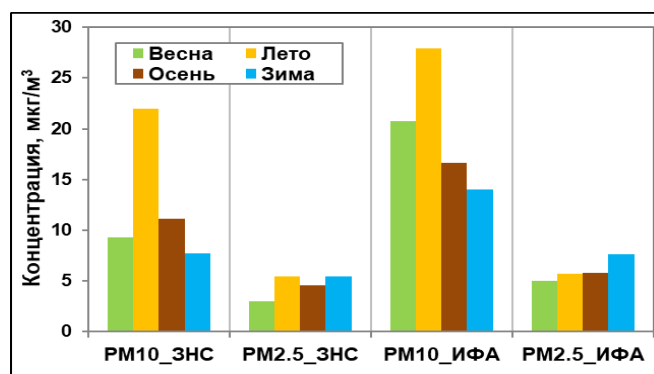


Рисунок 2 – Сезонная изменчивость массовой концентрации приземного аэрозоля PM_{10} и $PM_{2.5}$ в ИФА и на ЗНС

Особенности сезонной изменчивости распределения массы частиц по размерам представлены на диаграммах на рисунке 3. Крупных частиц ($d > 10$ мкм) всегда больше в городе, чем в пригороде. Распределения массы аэрозолей по размерам частиц зимой в городе и пригороде похожи. Весной, по мере схода снежного покрова, растет масса частиц диаметром > 2.5 мкм, особенно в пригороде; доля мелких частиц в общей массе аэрозоля уменьшается. Летом в пригороде зафиксирована максимальная доля частиц средних размеров (диаметром от 2.5 до 10 мкм) в общей массе аэрозоля. Распределение массы по размерам частиц в городе примерно одинаково весной, летом и осенью.

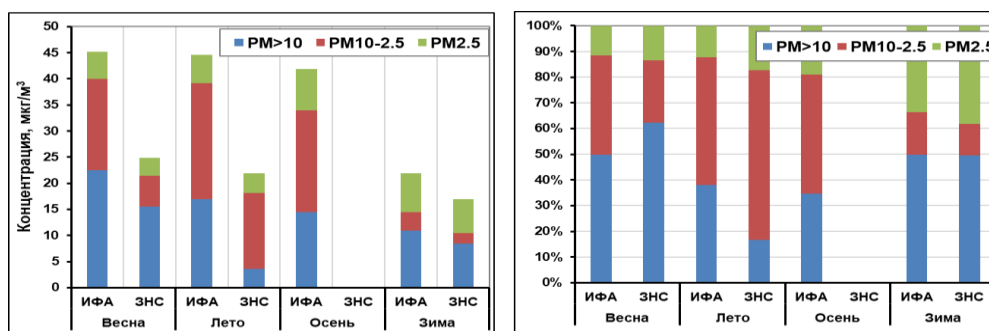


Рисунок 3 – Диаграммы сезонной изменчивости распределения массы частиц по размерам: слева – в единицах массовой концентрации ($мкг/м^3$), справа – в процентах массы (% масс.)

Выявлена природа химических элементов в составе аэрозольных частиц разных фракций. Чётко выделены две группы элементов по величине коэффициента обогащения по сравнению с составом Земной коры: терригенные (Th, Al, U, La, V, Li, Sr, Ba, Mg, Fe, Cs, Co, Mn, Cr, K, Ca) и не терригенные (Mo, Cu, Zn, Pb, Sn, S, Sb, Cd, Se, Bi), что справедливо для аэрозолей города и пригорода во все сезоны. Значения массовой концентрации терригенных элементов претерпевают изменения на качественном уровне очень похоже – с максимумом в тёплые сезоны (весна и лето) и минимумом зимой (рис. 4). Четыре антропогенных элемента (S, Cd, Pb, Se) имеют обратный сезонный ход массовой концентрации с минимумом в тёплые сезоны. Значения концентрации остальных элементов меняются различным образом, отражая сезонные особенности их источников и стоков.

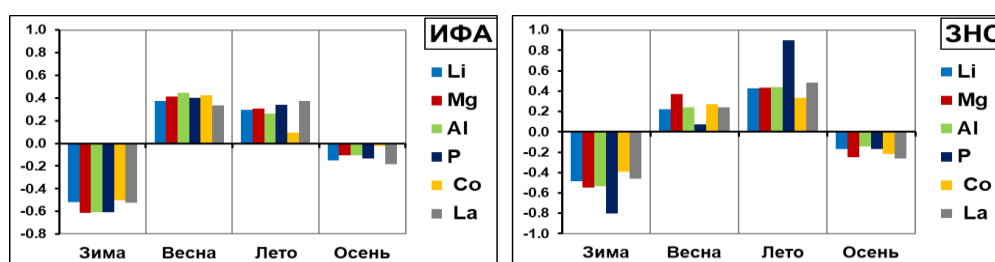


Рисунок 4 – Сезонный ход массовой концентрации терригенных элементов (по оси ординат – относительное отклонение массовой концентрации элементов от среднегодового значения)

Терригенные элементы содержатся в более крупных частицах (>4 мкм), причем Ca, Fe, Al определяют большую часть массы всех рассматриваемых аэрозольных частиц этих размеров (см. рис. 5). (Из-за ограничения методов элементного анализа кремний – один из основных терригенных элементов – в наших аэрозольных пробах не определялся.) Не терригенные элементы находятся, главным образом, в составе мелкодисперсных (<1.5 мкм) частиц, при этом в основном массу рассматриваемых элементов в составе этих частиц определяют S и K (рис. 5).

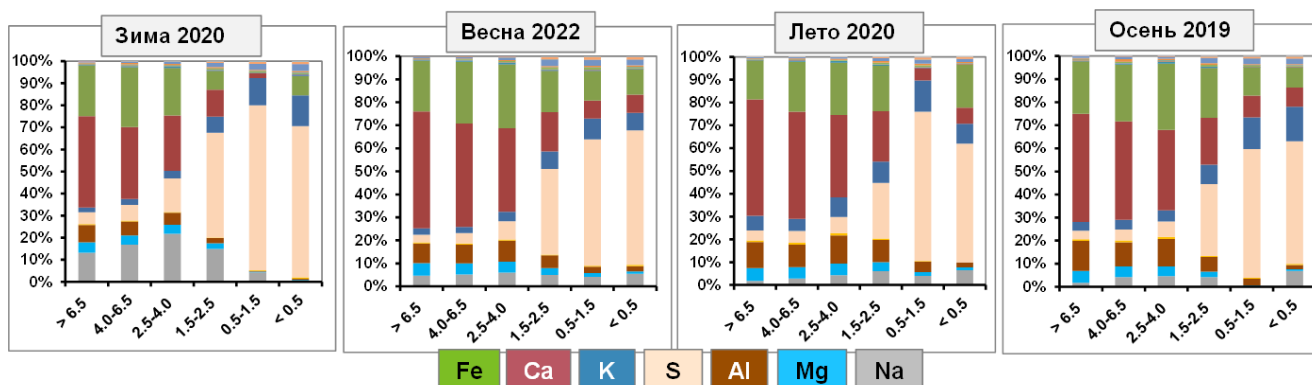


Рисунок 5 – Сезонная изменчивость распределения массы элементов в составе аэрозольных частиц по их размерам: по оси абсцисс – диапазоны диаметров частиц (мкм), по оси ординат – процентное содержание массы (% масс.) элементов

Дальнейшее продолжение натурных наблюдений в ИФА РАН физико-химических параметров приземного аэрозоля, проводимых в ИФА, позволит увеличить базу исходных данных, повысить надежность и достоверность полученных результатов, установить характеристики «условно фонового» аэрозольного загрязнения приземного воздуха московского мегаполиса и пригорода и закономерности их изменчивости в краткосрочном, среднесрочном и долговременном масштабе.

Авторы выражают признательность В.А. Лебедеву, Ю.В. Жуланову, А.П. Медведеву (ИФА РАН) и Е.В. Ромашовой (ЗНС ИФА РАН) за неоценимую помощь в проведении натурных наблюдений за составом приземного аэрозоля в ИФА РАН и на ЗНС ИФА РАН.

Авторы благодарны руководству ГПБУ «Мосэкомониторинг» за предоставленную возможность доступа к базе данных, полученных на сети станций наблюдений.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 23-27-00063).

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. WHO global air quality guidelines: particulate matter (PM_{2.5} and PM₁₀), ozone, nitrogen dioxide, sulfur dioxide and carbon monoxide. World Health Organization. 2021. <https://apps.who.int/iris/handle/10665/345329>.

3. Environmental Protection Agency. National Ambient Air Quality Standards for Particulate Matter; Final rule. Federal Register. 2006. V. 71. 94 p.

4. Предельно допустимые концентрации (ПДК) загрязняющих веществ в атмосферном воздухе городских и сельских поселений: Гигиенические нормативы, с изменениями, утв. постановлением Главного государственного санитарного врача Российской Федерации 31.05.2018 № 37. М.: Федеральный центр гигиены и эпидемиологии Роспотребнадзора, 2019. 55 с.

5. *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. No 4. P. 574–599.

6. *Губанова Д.П., Виноградова А.А., Иорданский М.А., Скороход А.И.* Временные вариации состава атмосферного аэрозоля в Москве весной 2020 года // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*. 2021. Т. 57. № 3. С. 334–348.

7. *Sokhi R.S., Singh V., Querol X., et al.* A global observational analysis to understand changes in air quality during exceptionally low anthropogenic emission conditions // *Environment International*. 2021. V. 157. 106818.

ВЗАИМОСВЯЗЬ ПАРАМЕТРОВ, ХАРАКТЕРИЗУЮЩИХ ИНТЕНСИВНОСТЬ ВЕТРОВОЙ И ТЕМПЕРАТУРНОЙ ТУРБУЛЕНТНОСТИ

Банах В.А., Смалихо И.Н., Залозная И.В.

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

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

Получено и экспериментально подтверждено соотношение, связывающее структурную постоянную турбулентных флуктуаций температуры и скорость диссипации турбулентной энергии через вертикальные градиенты средней скорости ветра и средней потенциальной температуры и турбулентное число Прандтля.

Согласно теории Колмогорова [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) представима в виде

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

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

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 параметры C_T^2 и ε через коэффициент турбулентной теплопроводности K_T и вертикальный градиент средней потенциальной температуры T_p , a - числовая константа 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

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

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

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

– градиентное число Ричардсона, $\partial U / \partial z$ - вертикальный градиент средней скорости ветра и Pr_T - турбулентное число Прандтля.

Таким образом, чтобы определить структурную постоянную температуры с использованием формул (3) и (4), необходима информация о вертикальных градиентах средней потенциальной температуры $\partial T_p / \partial z$ и средней скорости ветра $\partial U / \partial z$, абсолютной температуре воздуха T_0 , скорости диссипации турбулентной энергии ε и о турбулентном числе Прандтля. Обычно предполагается, что турбулентность подавляется при устойчивой температурной стратификации, когда число Ричардсона превышает некоторое критическое значение, например, 0,25 [5], и при $\text{Ri} < 0,25$ турбулентное число Прандтля Pr_T принимается равным 0,8 [1]. На самом деле это не так. Как показано в [6, 7], турбулентность не подавляется при больших положительных числах Ричардсона, а турбулентное число Прандтля не является константой. Оно изменяется в зависимости от числа Ричардсона [6, 7]. Ниже приводятся результаты экспериментальной проверки соотношения (3). При получении оценок C_T^2 мы полагали константу a равной единице и использовали зависимость $\text{Pr}_T(\text{Ri})$, приведённую в [6].

Для верификации соотношения (3) мы воспользовались исходными данными совместных измерений двумя акустическими анемометрами АМК-03 на высотах 10 м и 42 м. Измерения были проведены на Базовом экспериментальном комплексе (БЭК) ИОА СО РАН непрерывно в течение двух суток и 8 часов, начиная с 19:45 местного времени 20-го мая 2020 года. Выбор этих данных объясняется тем, что в течение указанного выше промежутка времени не было ни одного технического сбоя работы обоих акустических анемометров, была безоблачная (ясная) погода, реализовались условия устойчивой, нейтральной и неустойчивой температурной стратификации.

Из временных рядов скорости ветра и температуры, измеренных акустическими анемометрами, рассчитывались средние значения U и T , вертикальные градиенты $\partial U / \partial z$ и $\partial T_p / \partial z$ и спектральные плотности $S_V(f)$ и $S_T(f)$ с использованием 30-минутного усреднения соответствующих данных. Из спектральных плотностей скорости ветра $S_V(f)$ и спектральных плотностей температуры $S_T(f)$ в пределах частотного интервала от 0,1 Гц до 2 Гц определялись, соответственно, скорость диссипации турбулентной энергии ε и структурная постоянная турбулентных флуктуаций температуры C_T^2 путем подгонки "-5/3"-й зависимости от

частоты f к оценкам спектральных плотностей. Отметим, что в течение всего эксперимента (2 суток и 8 часов) не было ни одного случая, чтобы среднеквадратическое отклонение измеренной спектральной плотности от подогнанной "-5/3"-й частотной зависимости превысило статистическую погрешность оценивания спектральной плотности.

На рисунке 1 представлены временные ходы параметров U , T , ε и C_T^2 , полученных из измерений акустическими анемометрами на высоте $h_1 = 10$ м и $h_2 = 42$ м, в виде, соответственно, красных и синих кривых. Черными кривыми показаны оценки вертикальных градиентов средней скорости ветра $[U(h_2) - U(h_1)] / \Delta h$ и средней потенциальной температуры $[T(h_2) - T(h_1)] / \Delta h + \gamma_a$, где $\Delta h = h_2 - h_1$, и рассчитанное по формуле (4) градиентное число Ричардсона. На рисунке 1(ж) кружочками показаны оценки структурной постоянной температуры C_T^2 , полученные с использованием формул (3), (4).

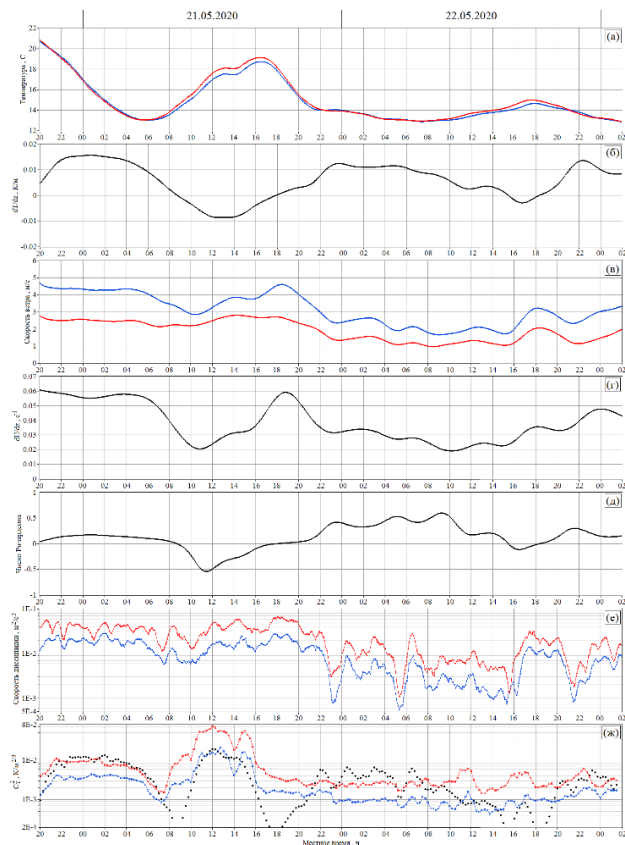


Рисунок 1 – Временные ходы средней температуры (а), производной от потенциальной температуры (б), средней скорости ветра (в), производной от средней скорости ветра (г), числа Ричардсона (д), скорости диссипации турбулентной энергии (е) и структурной характеристики турбулентных флуктуаций температуры (ж), полученные из измерений акустическими анемометрами на высотах 10 м (красные кривые) и 42 м (синие кривые). Черные кружочки - оценки структурной характеристики, полученные с использованием формул (3) и (4)

Из данных рисунка 1(ж) следует, что полученные по формуле (3) оценки C_T^2 (черные кружочки) вполне соответствуют значениям структурной постоянной температуры, найденным из спектральных плотностей температуры на высотах 10 м и 42 м (красная и синяя кривые). Наибольшие отличия наблюдаются в периоды, когда происходит смена устойчивой температурной стратификации на неустойчивую и наоборот и вертикальный градиент потенциальной температуры и, соответственно, число Ричардсона принимают значения, близкие к нулю (рисунки 1(б), (д) и (ж)). По-видимому это связано с тем, что в случае $\partial T_p / \partial z \approx 0$ основную роль в температурных флуктуациях играет неоднородность температуры по горизонтали.

Экспериментальное подтверждение соотношения (3), связывающего структурную постоянную температуры и скорость диссипации кинетической энергии турбулентности открывает возможность дистанционного измерения C_T^2 , и, следовательно, структурной постоянной турбулентных флуктуаций показателя преломления воздуха C_n^2 , характеризующей интенсивность оптической турбулентности в атмосфере. Задача создания дистанционного измерителя C_n^2 давно привлекает внимание исследователей. Использование соотношения (3) позволяет дистанционно определять C_n^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 [8] 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 .

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. 264с.

5. *Grachev A.A., Andreas E.L., Fairall C.W., Guest P.S., Persson P.O.G.* The critical Richardson number and limits of applicability of local similarity theory in the stable boundary layer // *Boundary Layer Meteorol.* 2013. Т. 147. №1. P. 51–82.
6. *Зилитинкевич С.С.* Атмосферная турбулентность и планетарные пограничные слои М.: Физматлит, 2013. 246 с.
7. *Курбацкий А.Ф., Курбацкая Л.И.* О турбулентном числе Прандтля в устойчиво стратифицированном атмосферном пограничном слое // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана.* 2010. Т. 46. № 2. С. 187-196.
8. *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. Т. 13. № 11. P. 2071.

ЧИСЛЕННОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ТОЧНОСТИ ОЦЕНОК РАДИАЛЬНОЙ СКОРОСТИ ВЕТРА, ПОЛУЧАЕМЫХ ДВУХИМПУЛЬСНЫМ КОГЕРЕНТНЫМ ДОПЛЕРОВСКИМ ЛИДАРОМ ПРИ РАЗЛИЧНОМ УРОВНЕ ШУМОВ

Шерстобитов А.М.^{1,2}

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

²Томский государственный университет, г. Томск, Россия

e-mail: shrarm@iao.ru

В работе приводится численный эксперимент, в котором сравнивались точности оценок радиальной скорости (РС), полученные из модельных сигналов двухимпульсного когерентного доплеровского лидара, и лидара классической конструкции в зависимости от уровня шумов. Эталонный профиль РС задавался Кармановской моделью турбулентности. Критерием качества оценки РС служил квадрат дисперсии между эталонным профилем РС и его оценкой. В результате численного эксперимента было установлено, что оценки РС полученные с помощью классического лидара точнее. Для слабых шумов лучшая точность оценки РС достигалась при зондировании коротким импульсом, а для сильных - длинным.

В практических конструкциях оптоволоконных микроимпульсных лидаров имеется ограничение пиковой мощности. Это приводит к снижению амплитуды полезной компоненты лидарного сигнала при уменьшении длительности зондирующего импульса. Один из вариантов решения проблемы зондирования короткими импульсами предложен [1,2]. Авторы [1] предлагают использовать пару зондирующих импульсов: первый состоит из суммы длинного и короткого импульсов гауссовой формы, а второй только из длинного.

В данной работе приводится численный эксперимент, в котором сравнивается точность оценок РС, полученных с помощью метода [1], и классическими методами при различном уровне шумов.

Моделирование лидарного сигнала проводилось на основе формулы 2.6.19 из [3]. Отсчеты действительного сигнала $X(mT_s)$ представлялись в виде суммы сигнальной и шумовой компоненты $X(mT_s) = X_S(mT_s) + X_N(mT_s)$. Для трех возможных вариантов зондирующих импульсов [1] имеем три варианта сигнальной компоненты $X_S(mT_s)$ соответственно. Компонента $X_{S,L}(mT_s)$ при посылке длинного импульса моделировалась как:

$$X_{S,L}(mT_s) = \sqrt{\frac{\text{SNRT}_s}{\sqrt{\pi}\sigma_L}} \sum_{i=0}^{N_L-1} \xi^i(m+i) \exp\left(-\frac{1}{2}\left[\frac{T_s}{\sigma_L}\left(i - \frac{N_L}{2}\right)\right]^2\right) \times \cos\left(\frac{4\pi T_s}{\lambda} V_r \left(\frac{cT_s(m+i)}{2}\right) + 2\pi T_s m f_{AOM}\right), \quad (1)$$

где SNR – отношение сигнал/шум, $T_s = 2$ нс – шаг оцифровки лидарного сигнала, $\sigma_L = 60$ нс – продолжительность длинного зондирующего импульса, ξ' – случайная величина с нормальным распределением, нулевым средним и единичной дисперсией, $\lambda = 1.55$ нм – длина волны лазера, $c \approx 3 \cdot 10^8$ м/с – скорость света, $f_{AOM} = 80$ МГц – сдвиг частоты на АОМ, $N_L = 150$ – количество точек для симуляции отклика от зондирующего импульса

Для сигнала $X_{S,S}(mT_s)$, формируемого коротким импульсом, пиковая мощность должна оставаться такой же, как и для длинного импульса:

$$X_{S,S}(mT_s) = \sqrt{\frac{SNRT_s}{\sqrt{\pi}\sigma_L}} \sum_{i=0}^{N_s-1} \xi''(m+i) \exp\left(-\frac{1}{2}\left[\frac{T_s}{\sigma_s}\left(i - \frac{N_s}{2}\right)\right]^2\right) \times \cos\left(\frac{4\pi T_s}{\lambda} V_r \left(\frac{cT_s(N_L + m + i)}{2}\right) + 2\pi T_s m f_{AOM}\right) \quad (2)$$

где $\sigma_s = 20$ нс, $N_s = 50$, и ξ'' случайная величина с таким же, как и ξ' статистическим распределением.

В (2) учитывается запаздывание короткого импульса относительно длинного, что позволяет представить $X_{S,L+S}(mT_s)$ в виде суммы:

$$X_{S,L+S}(mT_s) = X_{S,L}(mT_s) + X_{S,S}(mT_s) \quad (3)$$

Шумовые компоненты $X_{N,L}(m)$; $X_{N,S}(m)$; $X_{N,PulsePair}(m)$ соответствующие сигнальным (1-3) подобно ξ' и ξ'' моделировались случайными числами с нормальным распределением, нулевым средним и единичной дисперсией.

Обработка сигнала при зондировании длинным импульсом проводилась с помощью оконного преобразования Фурье:

$$\bar{S}_{LW}(f_k) = \frac{1}{L} \sum_l \left| \sum_{m=0}^{N_L} W_L(m) X_L(m, l) e^{-2\pi j \frac{mk}{K}} \right|^2; W_L(m) = \exp\left(-\frac{1}{2}\left[\frac{T_s}{\sigma_L}\left(i - \frac{N_L}{2}\right)\right]^2\right) \quad (4)$$

Аналогичным образом строился спектр $\bar{S}_{SW}(f_k)$ для короткого импульса (5). Как и в [1] оконные функции W_L и W_S повторяют временные профили мощности зондирующих пучков (1-3).

$$\bar{S}_{SW}(f_k) = \frac{1}{L} \sum_l \left| \sum_{m=N_L}^{N_s+N_L-1} W_S(m) X_S(m, l) e^{-2\pi j \frac{mk}{K}} \right|^2; W_S(m) = \exp\left(-\frac{1}{2}\left[\frac{T_s}{\sigma_s}\left(i - \frac{N_s}{2} - N_L\right)\right]^2\right) \quad (5)$$

Для обработки сигналов двухимпульсного лидара согласно[1] строился спектр $\bar{S}_{PulsePair}(f_k)$:

$$\bar{S}_{PulsePair}(f_k) = \frac{1}{L} \sum_l |S_1(f_k) - S_2(f_k)|^2, \text{ где}$$

$$S_1(f_k, l) = \sum_{m=0}^{N_L-1} X_{L+S}(m, l) W_L(m) e^{-2\pi j \frac{mk}{K} N_S + N_L - 1} \sum_{m'=N_L}^{N_S + N_L - 1} X_{L+S}^*(m', l) W_S(m') e^{2\pi j \frac{m'k}{K}}, \quad (6)$$

$$S_2(f_k, l) = \sum_{m=0}^{N_L-1} X_L(m, l) W_L(m) e^{-2\pi j \frac{mk}{K} N_S + N_L - 1} \sum_{m'=N_L}^{N_S + N_L - 1} X_L^*(m', l) W_S(m') e^{2\pi j \frac{m'k}{K}}$$

После усреднения по L посылкам зондирования в (4-6) находятся частотный канал f_{\max} , имеющий максимальную амплитуду и соответствующая ему оценка РС $\hat{V}r = 0,5\lambda(f_{\max} - f_{AOM})$. Так получались три оценки: $\hat{V}r_{LW}$, $\hat{V}r_{SW}$, и $\hat{V}r_{PulsePair}$. Для более точного оценивания по максимальному частотному каналу число каналов в (4-6) было увеличено до $K = 8192$, что соответствовало шагу по частоте $0,061$ МГц (или $\sim 0,047$ м/с).

В качестве эталонного профиля РС Vr моделировался один общий случайный профиль РС $Vr(i\delta z), \delta z = cT_s/2$ с Кармановским турбулентным спектром [3-5]. Использовались следующие турбулентные параметры: интегральный масштаб $L_V = 100$ м и дисперсия $\sigma_V^2 = 1 \text{ м}^2/\text{с}^2$. Результаты моделирования представлены на рисунке 1.

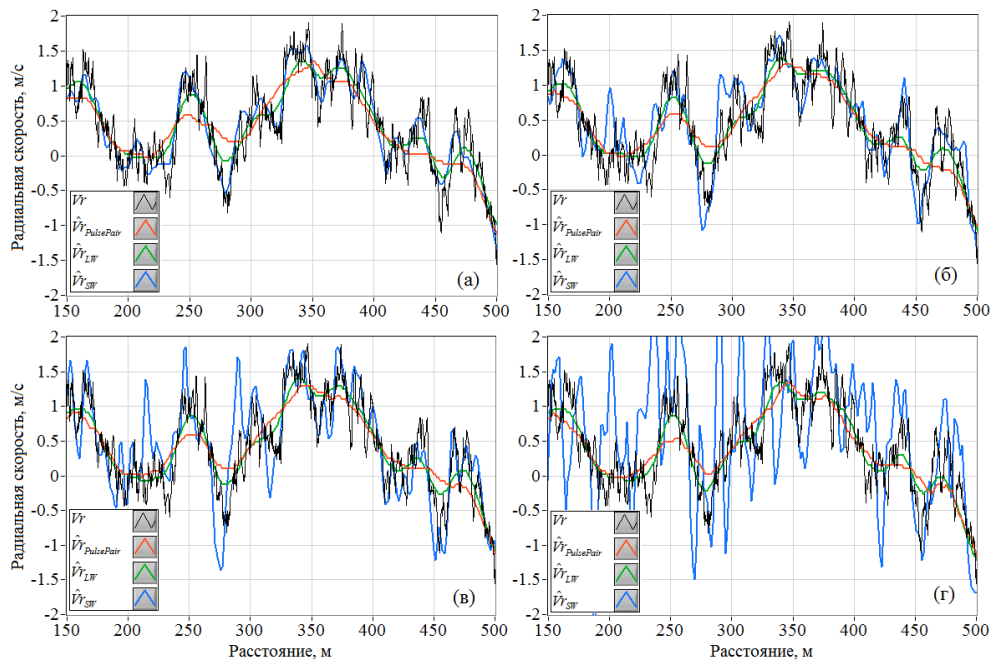


Рисунок 1 – профили оценок РС, полученные при аккумуляции сигналов по $L = 10^4$ посылок зондирующих импульсов при $\text{SNR} = \infty$ (а), $\text{SNR} = 0,15$ (б), $\text{SNR} = 0,1$ (в), и $\text{SNR} = 0,05$ (г)

В отсутствии шумов (рис. 1а) оценка $\hat{V}r_{SW}$ самая точная. В данном случае фактор уширения доплеровского пика не вносит значительного вклада, из за достаточно большого $\sigma_S = 20$ нс. Однако, со снижением пиковой мощности (которая пропорциональна SNR)

значительно снижается точность оценки \hat{V}_{SW} и точнее становится оценка \hat{V}_{LW} . Дисперсия оценки $\hat{V}_{PulsePair}$ всегда остается большей, чем дисперсия \hat{V}_{LW} . Таким образом, для слабых шумов лучше оценивать РС при зондировании коротким импульсом, а для сильных – длинным. В таблице 1 показаны значения квадратов дисперсий $\sigma_i^2 = \langle (\hat{V}_i - V_i)^2 \rangle$.

Таблица 1. Квадраты дисперсий оценок РС

Тип оценки	$SNR = \infty$	$SNR = 0.15$	$SNR = 0.1$	$SNR = 0.05$
$\hat{V}_{PulsePair}$	0,38	0,37	0,37	0,37
\hat{V}_{LW}	0,3	0,3	0,31	0,31
\hat{V}_{SW}	0,25	0,35	0,46	0,87

Численный эксперимент не показал каких либо преимуществ в точности оценки РС при использовании методики [1]. Однако, полученные результаты не могут свидетельствовать о провальности идеи двухимпульсного лидара, так как был в эксперименте рассмотрено влияние уровня шумов при фиксированных остальных параметрах. Например, не рассмотрен случай, когда короткий импульс имеет меньшую продолжительность, приводящую к заметному ухудшению точности оценки РС даже в отсутствии шумов.

1. Zhang Y., Wu Y., Xia H. Spatial resolution enhancement of coherent Doppler wind lidar using differential correlation pair technique // Optics Letters. 2021. V. 46. № 22. P. 5550-5553.

2. Horiguchi T., Masui Y., Zan M.S.D. Analysis of Phase-Shift Pulse Brillouin Optical Time-Domain Reflectometry // Sensors. 2019. V. 19. № 7. P. 1497.

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

4. Kàrmàn T. Progress in the statistical theory of turbulence // Proc. of the National Academy of Science. 1948. V. 34. N 11. P. 530–539.

5. Банах В. А., Вернер Х., Кривоуцкий Н. П., Смалихо И. Н. Точность метода вариационной аккумуляции спектров оценки скорости ветра из доплеровских лидарных данных в турбулентной атмосфере // Оптика атмосферы и океана. 2003. Т. 16. № 08. С. 714-718.

ВИЗУАЛИЗАЦИЯ СИГНАЛА ЦИФРОВОГО СТЕТОСКОПА НА ОСНОВЕ ВЕЙВЛЕТ-АНАЛИЗА

Белякова И.А.¹, Никифорова О.Ю.², Пономарев Ю.Н.², Ченцов А.В.²

¹Сибирский государственный медицинский университет, г. Томск, Россия

²Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск, Россия

e-mail: irina.bel.1409@gmail.com, nik@iao.ru, yupon@iao.ru, cav@iao.ru

В работе исследована возможность выделения отдельных частотных составляющих из аудиозаписи сигнала цифрового стетоскопа с помощью вейвлет-преобразования. Визуализация вейвлет-образа аудиосигнала цифрового стетоскопа позволяет наглядно представить отдельные компоненты пульсовой волны, характеризующие состояние той или иной системы организма, а также не только прослушать, но и зафиксировать результаты наблюдения, открывая более широкие возможности для сопоставления данных серии наблюдений и анализа динамики протекающих процессов.

В настоящее время физические, в частности, спектроскопические методы исследования и анализа полученных данных находят все более широкое применение в медицине. Разработан и применяется для лечения заболеваний кожи лазерный медицинский аппарат на парах меди «Яхрома-Мед» [1]. Описаны результаты экспресс-индикации вируса гриппа с помощью биосенсора [2]. Развиваются методы люминесцентной диагностики, как одного из направлений спектрофотометрической диагностики в медицине [3]. Одним из неинвазивных диагностических методов является анализ выдыхаемого воздуха [4]. Ведутся исследования по диагностике заболеваний печени с помощью фотоакустической визуализации [5]. Предложена неинвазивная технология, позволяющая с помощью портативного THz-TDS (terahertz time-domain spectroscopy) сканера автоматически оценивать тяжесть ожоговой травмы и прогнозировать ее заживление [6]. Продемонстрированы возможности метода фотоплетизмографии как инструмента мониторинга для характеристики жесткости стенки поверхностной артерии путем быстрого и бесконтактного измерения скорости пульсовой волны и других биомаркеров [7], а также фотоплетизмографической (ФПГ-) визуализации в самых различных медицинских аспектах [8]. Разработан автоматизированный пульсодиагностический комплекс для задач экспресс диагностики функционального состояния человека [9]. Для исследования тонуса микрососудов человека в настоящее время широко применяется лазерная доплеровская флоуметрия (ЛДФ) [10]. Однако большинство методик предполагает использование стационарного оборудования для проведения обследования и мало применимо в ежедневной работе врача. Вместе с тем, современные цифровые стетоскопы – приборы, широко применяемые в повседневной медицинской практике для аускультации работы различных

органов, чаще всего, сердцебиения и дыхания, – позволяют не только услышать звуковой ряд, но и сохранить аудиозапись в виде файла.

Объем потока крови в сосудах человека изменяется вследствие колебания стенок сосуда в результате чередования сокращения–расслабления мышц (поперечные колебания), а также колеблется за счет пульсовой волны и «дыхательного насоса» (продольные колебания). Для каждого из этих типов колебаний характерен свой диапазон частот. Частоты колебаний кровотока в диапазоне 0,8–1,6 Гц соответствуют сердечному ритму (пульсовая волна), 0,2–0,4 Гц отражают дыхательный ритм, 0,12–0,18 Гц и 0,07–0,12 Гц характеризуют парасимпатическую и миогенную активность, соответственно. Более медленные колебания характерны для эндотелиальной, нейрогенной и пептидермической активности [10]. Вейвлет-анализ является удобным средством анализа сложных многочастотных сигналов, в том числе и биомедицинских [6]. В частности, вейвлет-преобразование применялось при исследовании изменения спектрального состава пульсового сигнала [11].

Цель работы – визуализация частотных компонентов временного аудиоряда цифрового стетоскопа для большей наглядности и облегчения анализа состояния различных органов человека.

Для анализа использовались аудиозаписи цифрового стетоскопа ThinklabsOne [12] продолжительностью от 30 сек до 2 мин с частотой регистрации 8 кГц (шаг между отсчетами 0,125 мс), полученные у взрослых добровольцев и детей из области сердца и артерии, как при записи полного спектра частот, так и при выделении низкочастотных колебаний. Для чтения данных из аудиофайлов использовалась библиотека с открытым исходным кодом SciPy [13]. В настоящее время вейвлет-преобразование широко применяется в задачах обработки сигналов и изображений самой различной природы [14]. В работе использовалось вейвлет-преобразование с ядром Mexican Hat (МНАТ), т.к. МНАТ-вейвлеты хорошо локализованы как во временной, так и в частотной области [15].

Предварительно был проведен модельный расчет для суммы 4 гармоник с близкими амплитудами и различающимися частотами на интервале от 0 до 100 условных единиц с шагом 0,1:

$$y = 0,3 \sin(0,1 x) + 0,5 \sin(0,2 x) + \sin(x) + \sin(4 x) . \quad (1)$$

Суммарный сигнал и его компоненты представлены на рис. 1, а вейвлет-спектр сигнала – на рис. 2. В принципе, вейвлет-преобразование модельного сигнала (рис. 2) позволяет отчетливо выделить все 4 составляющие.

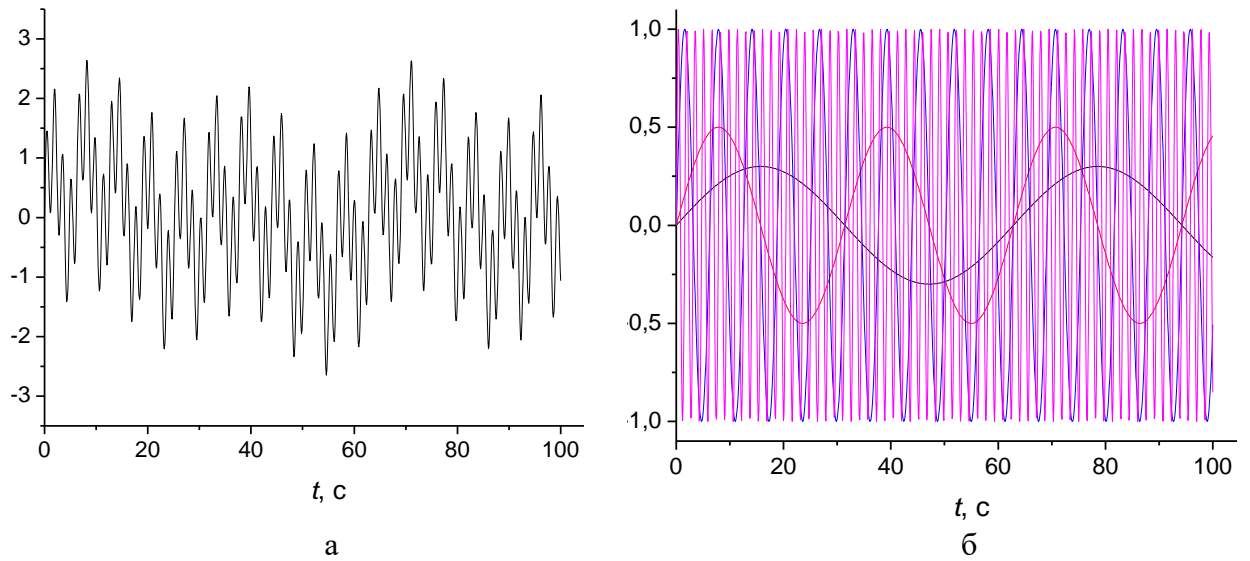


Рисунок 1 – Модельный сигнал (1) (а) и его компоненты (б)

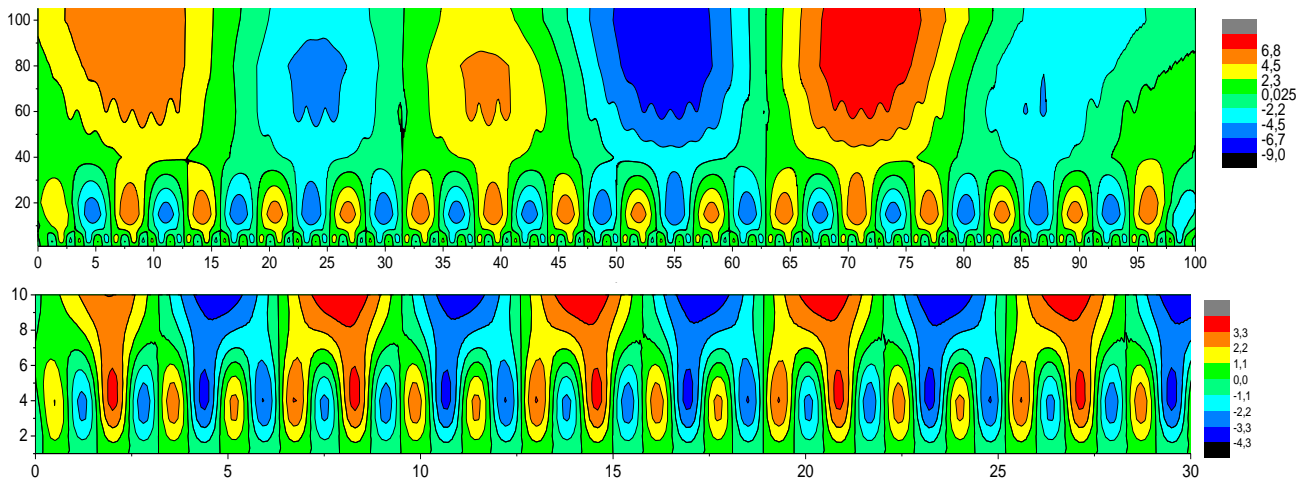


Рисунок 2 – Вейвлет-спектр модельного сигнала (1)

Вейвлет-спектр аудиоряда длительностью около 30 с, зарегистрированный в области сердца у одного из взрослых добровольцев представлен на рисунке 3, а его фрагмент и соответствующий фрагмент аудиоряда – на рисунке 4. На фрагменте (рис. 4, б) отчетливо видно наличие составляющих сигнала с разными периодами колебаний.

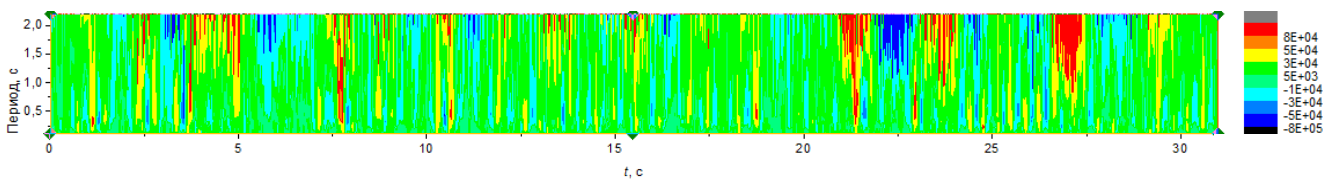


Рисунок 3 – Вейвлет-спектр аудиоряда сигнала стетоскопа, зарегистрированного в области сердца у одного из добровольцев

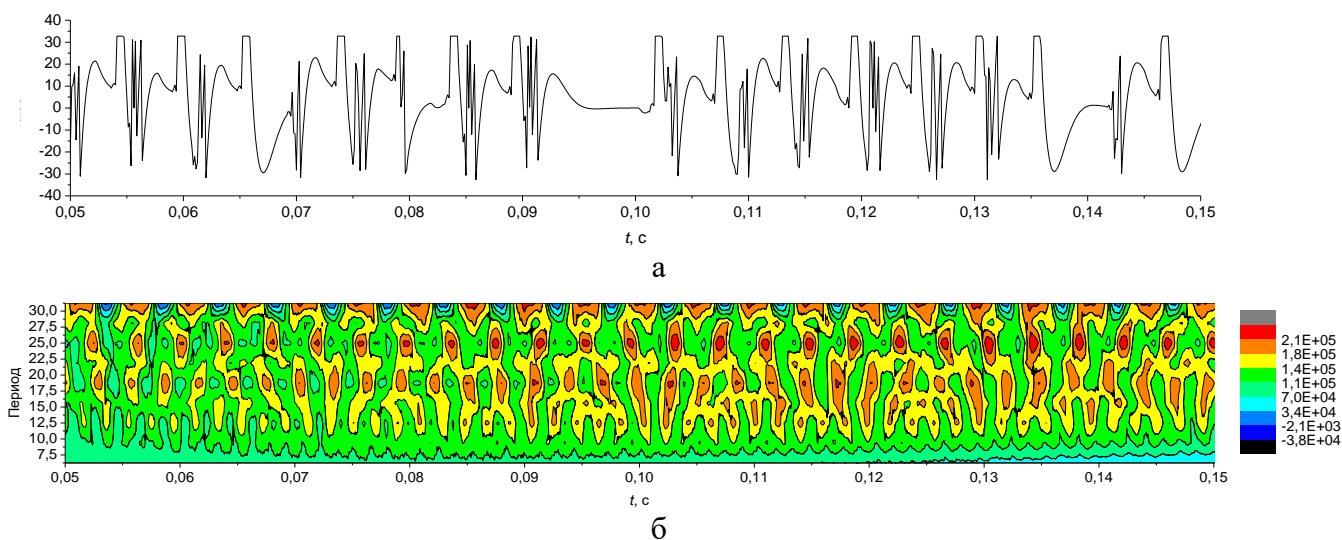


Рисунок 4 – Фрагмент аудиоряда (а) и его вейвлет-спектр (б), зарегистрированный в области сердца у одного из добровольцев

Для установления характерных особенностей полученного изображения, которые могли бы служить индикаторами состояния обследуемого лица, требуется проведение дальнейших исследований и накопление гораздо большего объема экспериментальных данных, как здоровых лиц, так и пациентов с различными нарушениями здоровья.

Визуальное представление вейвлет-спектра аудиосигнала цифрового стетоскопа позволяет выделить отдельные компоненты, характеризующие функционирование той или иной системы организма, а также не только прослушать, но и зафиксировать результаты наблюдения, открывая более широкие возможности для сопоставления данных серии наблюдений и анализа динамики протекающих процессов.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИОА СО РАН (проект № 121031500340-6).

1. Пушкарева А.Е., Пономарев И.В., Казарян М.А., Ключарева С.В. Сравнительный анализ нагрева кровеносных сосудов различными медицинскими лазерами с помощью численного моделирования. // Оптика атмосферы и океана. 2018. Т. 31. № 3. С. 229–232.

2. Черемискина А.А., Наумова О.В., Дурыманов А.Г., Генералов В.М., Сафатов А.С., Буряк Г.А. Экспресс-индикация вируса гриппа с помощью биосенсора на основе кремниевого нанопроволочного полевого транзистора. // Оптика атмосферы и океана. 2021. Т. 34. № 6(389). С. 463–465.

3. Рогаткин Д.А. Физические основы лазерной клинической флюоресцентной спектроскопии *in vivo*. // Медицинская физика. 2014. Т. 4. № 64. С. 78–96.

4. Новиков Л.В., Манойлов В.В., Кузьмин А.Г., Титов Ю.А., Заруцкий И.В., Нефедов А.О., Нефедова А.В., Арсеньев А.И. Экспресс-диагностика заболеваний по выдыхаемому воздуху на основе квадрупольного масс-спектрометра. // Научное приборостроение. 2020. Т. 30. № 4. С. 94–105.

5. Yang J., Qui T., Pan T., Zhang G., Ling W., Zhou Y., Luo Y., Jiang H. Assessment of nonalcoholic fatty liver function by photoacoustic imaging. // Journal of Biomedical Optics. 2023. V. 28. No. 1. P. 016003-1–016003-13.

6. *Khani M.E., Osman O.B., Harris Z.B., Chen A., Zhou J.W., Singer A.J., Arbab M.H.* Accurate and early prediction of the wound healing outcome of burn injuries using the wavelet Shannon entropy of terahertz time-domain waveforms. // *Journal of Biomedical Optics*. 2022. V. 27. No. 11. P. 116001-1–116001-19.
7. *Jin J., Lu J.Q., Chen C., Zhou R., Hu X.-H.* Photoplethysmographic imaging and analysis of pulsatile pressure wave in palmar artery at 10 wavelengths. // *Journal of Biomedical Optics*. 2022. V. 27. No. 11. P. 116004-1–116004-14.
8. *Волков И.Ю., Сагайдачный А.А., Фомин А.В.* Фотоплетизмографическая визуализация гемодинамики и двухмерная оксиметрия. // *Известия Саратовского университета. Новая серия. Серия: Физика*. 2022. Т. 22. №. 1. С. 15–45.
9. *Бороноев В.В., Гармаев Б.З., Омпов В.Д.* Возможности автоматизированного пульсодиагностического комплекса для диспансеризации населения // *Вестник новых медицинских технологий, электронный журнал*. 2017. № 3. С. 164–169.
10. Лазерные и оптико-электронные технологии для медицины [Электронный ресурс]. URL: www.lasma.ru/rus/devdoc.php?d=225 (дата обращения 15.03.2023).
11. *Бороноев В.В., Гармаев Б.З., Лебединцева И.В.* Особенности непрерывного вейвлет-преобразования пульсовых сигналов // *Оптика атмосферы и океана*. 2007. Т. 20. № 12. С. 1142–1146.
12. Thinklabs One [Электронный ресурс]. URL: <https://www.thinklabs.com/> (дата обращения 15.03.2023).
13. Scipy.io.wavfile.read Manual [Электронный ресурс]. URL: <https://docs.scipy.org/doc/scipy/reference/generated/scipy.io.wavfile.read.html> (дата обращения 15.03.2023).
14. *Новиков Л.В.* Основы вейвлет-анализа сигналов: Учеб. пособие. СПб.: ООО «МОДУС+», 1999. 152 с.
15. *Витязев В.В.* Вейвлет-анализ временных рядов: Учеб. пособие. СПб.: Изд-во С.-Петерб. ун-та, 2001. 58 с.

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ МАЛЫХ ГАЗОВЫХ ПРИМЕСЕЙ В ПРИЗЕМНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ ЮЖНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

Шиховцев М.Ю., Оболкин В.А., Моложникова Е.В.

Лимнологический институт СОРАН, г. Иркутск, Россия

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

В работе проанализированы результаты автоматического мониторинга содержания диоксида серы в приземном слое атмосферы Байкальского региона в период в 2021 г. Показано, что среднесуточные концентрации изменяются от 1 мкг/м³ до 11 мкг/м³ в летний период и от 3 мкг/м³ до 39 мкг/м³ в зимний. Наибольшее содержание зарегистрировано в городах Ангарск, Иркутск и поселке Листвянка. В Гусиноозерске, Улан-Удэ и Селенгинске концентрации диоксида серы в 2-3 раза меньше, чем в городах Иркутской агломерации. Определена доля выбросов SO₂ от стационарных источников остается на территории городов и достигает различных участков Южной котловины. Для городов Иркутской агломерации этот процент изменяется от 2,1 % до 6,8 %, а для Южной котловины озера от 0,9 % до 2,1 %.

На сегодняшний день Байкальский регион неравномерно и недостаточно изучен в вопросе загрязнения атмосферы. С целью контроля состояния воздушного бассейна в регионе сформирована государственная сеть станций непрерывного мониторинга (Рисунок 1). Но существующая система не ведет наблюдения в удаленных районах, подверженных влиянию атмосферного загрязнения, что подтверждается наличием в границах центральной экологической зоны озера Байкал всего лишь одной государственной станции мониторинга в г. Байкальск. Так же мониторинг ведется научными организациями: Лимнологическим Институтом (в посёлке Листвянка) и Институтом физического материаловедения (в посёлке Боярск). Станция «Листвянка» расположена на западном побережье Южного Байкала (51,8467 с.ш., 104,8930 в.д.), в ~ 60 км к юго-востоку от Иркутска. Расположение станции на вершине прибрежного холма позволяет снизить влияние локальных источников загрязнения атмосферы, расположенных в поселке, и отслеживать влияние региональных источников загрязнения атмосферы [1].

Для регистрации концентраций на станции Листвянка использовались хемилюминесцентные газоанализаторы СВ-320 (диоксид серы) и РА-310А (диоксид серы). Среднесуточные концентрации в городах Иркутск, Ангарск, Шелехов, Улан-Удэ, Селенгинск, Гусиноозерск и Байкальск были получены со станций государственного автоматического мониторинга [2]. Данные о метеорологических характеристиках на станциях Иркутск, Хамар-Дабан (~37 км к западу от г. Байкальск), Улан-Удэ и Новоселенгинск (~ 22 км к юго-востоку от Гусиноозерска) были скачаны с [3].

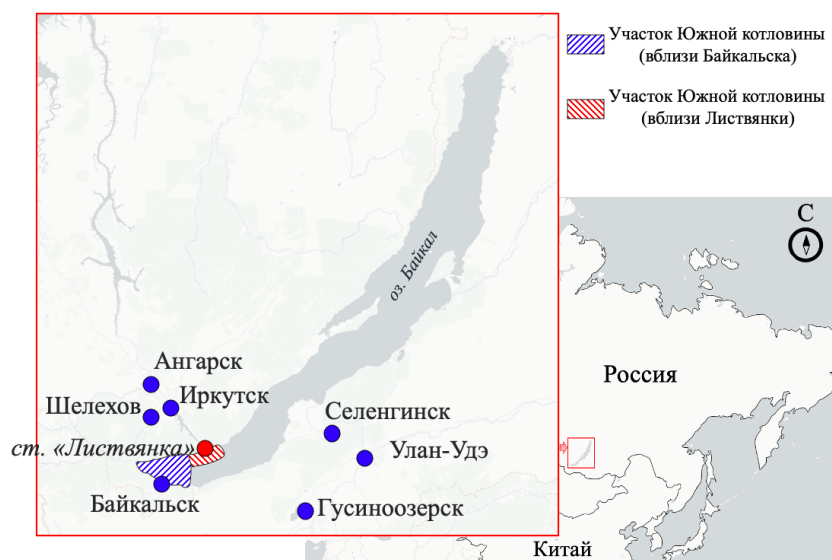


Рисунок 1 – Расположения станций мониторинга за состоянием атмосферного воздуха в районе оз. Байкал, составлено автором

Изменчивость среднесуточных концентраций диоксида серы в приземном слое атмосферы на восьми станциях в 2021 г. показана на рисунках 2 и 3. Проведя анализ внутригодовой изменчивости концентраций SO_2 , мы разделили станции на четыре группы. В первую группу включены Иркутск, Ангарск и Шелехов. Это крупные города-источники Иркутской области с общим объемом выбросов SO_2 более 120 тыс. тонн/год (таблица 2). Среднесуточные концентрации в данных городах достигают значений 140-250 $\mu\text{кг}/\text{м}^3$. Как показано в работе [4] перенос от них в зимний сезон направлен преимущественно в Южную котловину озера. Во вторую группу можно отнести города, расположенные к востоку от озера - Республика Бурятия: Улан-Удэ, Гусиноозерск и Селенгинск. В сумме их выброс составляет 30 тыс. тонн диоксида серы в год. При этом в зафиксированные концентрации в 2-3 раза меньше, чем в городах первой группы. Как показано в предыдущих исследованиях, перенос от Улан-Удэ, Гусиноозерска и Селенгинска осуществляется либо на юго-восток от городов, либо на Среднюю котловину озера [4]. К третьей группе мы отнесли п. Листвянка. В данном населенном пункте отсутствуют крупные источники поступления диоксида серы в атмосферу, однако ввиду расположения станции на пути основного переноса воздушных масс от городов 1 группы [5], мы регистрируем на станции концентрации, соизмеримые с городскими. В четвертую группу отнесён город Байкальск. В нём регистрируются наименьшие концентрации диоксида серы в регионе, это вызвано рядом факторов: 1) отсутствие крупных источников загрязнения атмосферы (после закрытия БЦБК в 2013 г.); 2) расположение станции вблизи (~ 1 км) к крупному водному объекту, что приводит к возрастанию влажности воздуха и ускорению процессов очищения; 3) в течении 2021 г. в Байкальске (по данным станции Хамар-Дабан) выпало более 1500 мм

осадков (Таблица 1), это определило высокую интенсивность вымывания примесей; 4) расположение станции в отдалении от основного переноса крупных источников загрязнения атмосферы [4, 5].

Таблица 1 – Среднемесячная температура и количество осадков в Байкальском регионе в 2021 г., составлено автором

Место	Месяц	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Иркутск	T, C	-18,1	-14,8	-4,1	3	8,6	15,5	18,8	16,6	8,7	2,8	-4,7	-13,4
	V, мм	41	18	5,6	19	87	100	131	100	60	6	13	13
Листвянка [3]	T, C	-16,6	-15,1	-6,2	0,4	5,5	10,1	13,0	13,7	8,2	2,8	-3,7	-10,5
	V, мм	27	9	8	14	107	64	148	11	64	11	10	16
Хамар-Дабан	T, C	-19,1	-13,5	-6	-2,9	1,7	9,8	14,1	11,5	4,1	-1	-8,2	-12,4
	V, мм	45	35	45	89	213	164	220	392	108	100	64	36
Улан-Удэ	T, C	-20,4	-17,5	-5,2	3,1	8,4	16,5	19,8	17,7	9,5	1,2	-7,9	-16,5
	V, мм	12	5,3	0,3	12	41	50	117	55	28	2,4	14	7,6
Новоселен-гинск	T, C	-21,7	-19,3	-4,9	3,4	8,6	16,8	19,8	17,4	9,7	0,8	-8,8	-19,6
	V, мм	5,1	3,4	0,5	15	24	31	129	93	27	0,4	5,5	3,4

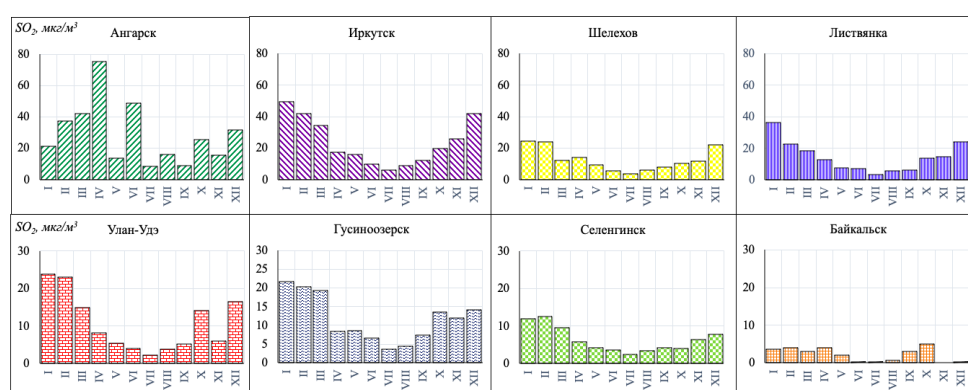


Рисунок 2 – Среднесуточные концентрации SO_2 в приземном слое атмосферы в гг. Иркутск, Ангарск, Шелехов, составлено автором

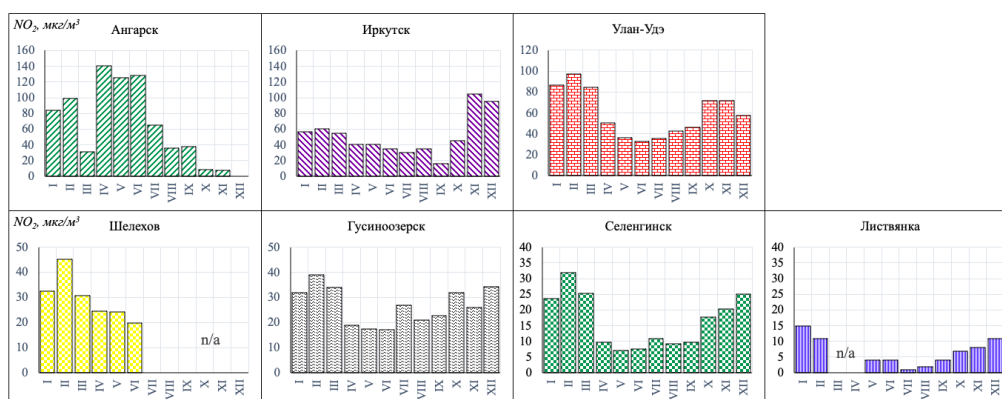


Рисунок 3 – Среднесуточные концентрации NO_2 в приземном слое атмосферы в гг. Иркутск, Ангарск, Шелехов, составлено автором

Предварительную оценку доли выбросов SO₂ и NO₂ от стационарных источников, зафиксированную газоанализаторами в городах определяли по формуле:

$$D = \frac{Q_x}{P_x} * 100\%,$$

где D – доля SO₂ либо NO₂ (%), Q_x – измеренная среднегодовая концентрация в приземном слое (мкг/м³), P_x – плотность выброса (мкг/м²*с). Плотность определялась как объем выбросов от источников (мкг/(м³*с)) поделенный на (S*h), где S – площадь города или участка (м²) и h – высота исследуемого слоя атмосферы. На акватории Южного Байкала было выбрано два участка, для которых в расчете использовались концентрации с постов в п. Листвянка и г. Байкальск (показаны на рисунке 1, для Листвянки – красным, Байкальска - синим). Объемы выброса были получены из справочника 2-ТП (воздух) за 2021 г. [6]. Результаты расчета представлены в таблице 2.

Таблица 2 – Среднемесячная температура и количество осадков в Байкальском регионе в 2021 г., составлено автором

Исследуемая территория	Площадь, км ²	Объем выброса за 2021 г. тонн/г		Плотность выброса, мкг/м ² *с		Среднегодовая концентрация, мкг/м ³		Доля, %	
		SO ₂	NO ₂	SO ₂	NO ₂	SO ₂	NO ₂	SO ₂	NO ₂
Иркутск	305	82387	15683	9,3	1,8	24	51	2,7	28,9
Ангарск	294	38923	12791	4,2	1,4	29	70	6,8	50,4
Шелехов	31	5995	962	6,1	0,9	13	30	2,1	30,0
Байкальск (акватория)	1443*	127305**	29436**	2,8	-	2	-	0,9	-
Листвянка (акватория)	580*	127305**	29436**	6,9	1,6	14	7	2,1	4,2

* площадь акватории (см. рис.1); ** сумма выбросов от Ангарска, Шелехова и Иркутска

Следует отметить, что представленные данные мониторинга концентраций диоксида серы в городских районах относятся только к наземному слою атмосферы. Для лучшего понимания картины необходимо дополнительно изучать вертикальное распределение диоксида серы в городах, однако, на сегодняшний день такие данные отсутствуют.

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

1. Marinaite I., Penner I., Molozhnikova E., Shikhovtsev M., Khodzher T. Polycyclic Aromatic Hydrocarbons in the Atmosphere of the Southern Baikal Region (Russia): Sources and Relationship with Meteorological Conditions // Atmosphere. 2022. V. 13. №. 3. P. 420.

2. Сайт Росгидромета. Байкал. Информация о загрязнении окружающей среды в районе озера Байкал [Электронный ресурс]. URL: <https://www.feerc.ru/baikal/ru/monitoring/air> (дата обращения 11.02.2023).

3. Архив погоды [Электронный ресурс]. URL: <https://rp5.ru> (дата обращения 11.02.2023).

4. *Molozhnikova Y.V., Shikhovtsev M.Y., Marinaite I.I., Netsvetaeva O.G., Onishchuk N.A.* Spatial distribution of anthropogenic tracers in the snow cover of the Southern Baikal region // Proceedings of SPIE. 2022. V. 12341. P. 450-455.

5. *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.

6. Информация о выбросах загрязняющих веществ в атмосферный воздух от стационарных источников 2-ТП (воздух) за 2021 год [Электронный ресурс]. URL: <https://rpn.gov.ru/open-service/analytic-data/statistic-reports/air-protect/> (дата обращения 11.02.2023).

ТЕМПЕРАТУРНАЯ КОРРЕКЦИЯ ПРОФИЛЕЙ ОЗОНА НА ОСНОВЕ ДАННЫХ СПУТНИКОВОГО И ЛИДАРНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ АТМОСФЕРЫ

Невзоров А.А., Невзоров А.В., Гриднев Ю.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, yuri@iao.ru, olya@iao.ru, roa@iao.ru

В докладе рассмотрен пример (12 января 2021 г.) применения температурной коррекции в восстановлении вертикального распределения концентрации озона (ВРО). Восстановление ВРО выполнялось с использованием вертикального распределения температуры по данным метеорологических спутников Aura, MetOp, Suomi и данных Сибирской лидарной станции. Выявлены расхождения между восстановленными профилями озона.

В Институте оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН на Сибирской лидарной станции (СЛС) продолжаются многолетние лидарные исследования озона в верхней тропосфере – нижней стратосфере и стратосфере на парах длин волн зондирования 299/341 нм (~5–20 км) и 308/353 нм (~15–45 км) [1]. Обработка результатов измерений проводится с помощью методики восстановления лидарных профилей вертикального распределения озона (ВРО) с учетом температурной [2, 3] и аэрозольной коррекции. Проводится отбор спутниковых измерений (Aura, MetOp, Suomi) и сопоставление этих данных с восстановленными профилями СЛС.

На рисунке 1 представлена блок-схема функционирующего лидарного комплекса для зондирования озона в верхней тропосфер – стратосфере.

Микроволновой радиометр MLS расположен на борту американского научно-исследовательский спутника Aura, производящий мониторинг профилей температуры и влажности в стратосфере в рамках американской программы NASA Earth Observing System [4, 5].

Интерферометр инфракрасного зондирования атмосферы (IASI) установлен на борту метеорологического спутника Европейского космического агентства (MetOp) в рамках программы European Polar System Program. IASI измеряет профили температуры и влажности воздуха. Спутниковые данные IASI получены с помощью станции приёма спутниковой информации 2,4 XLB [7].

На борту спутника Suomi находится Ozone Mapping and Profiler Suite (OMP). Спутниковые данные содержат информацию об общем содержании озона и оксида серы, ВРО и аэрозоле, температуре. Спутниковые данные находятся в свободном доступе на сайте NASA [9].

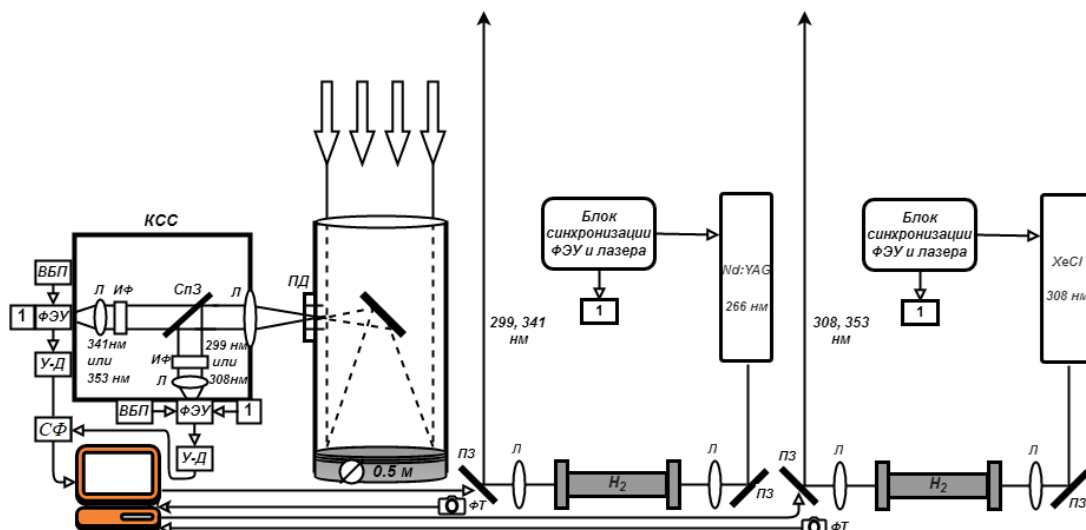


Рисунок 1 – Блок-схема озонового лидарного комплекса: 1 – сигнал управления блоками ФЭУ; Nd:YAG и XeCl – лазерный источник; Л – линзы, H₂ – ячейка ВКР-преобразования с водородом; ПЗ – поворотные зеркала, ПД – полевая диафрагма; КСС – кювета спектральной селекции с ФЭУ; СпЗ – спектроделительное зеркало; ИФ – интерференционные фильтры; У-Д – усилители-дискриминаторы; ВБП – высоковольтные блоки питания; СФ – счетчик фотонов «RNcount6/2»; ФТ – фототранзистор

Лидарный метод дифференциального поглощения и рассеяния предусматривает сравнение принятых эхо-сигналов из атмосферы или лидарных сигналов на двух длинах волн – 299 или 308 нм (поглощение озона), 341 или 353 нм (опорная длина волны). Анализ отношения двух лидарных сигналов на зондирующих длинах волн дает возможность оценить концентрацию озона в атмосфере и его пространственное распределение.

Этот метод активно используется на всех лидарных станциях мира, где измеряют ВРО. В его основе лежит применение уравнения из работ [10–12]:

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

где $n(H)$ - концентрация озона на высоте H , $N_{on}(H)$ и $N_{off}(H)$ – отраженные сигналы, зарегистрированные на длинах волн λ_{on} (on - на пике линии поглощения) и λ_{off} (off – вне пика линии поглощения); $k_{on}(H,T)$ и $k_{off}(H,T)$ – сечения поглощения озона с температурной зависимостью; C и D – аэрозольная коррекция [11, 12].

Алгоритм восстановления ВРО [12] учитывает фактическую зависимость сечения поглощения озона от температуры (температурная коррекция).

Пример частного случая отобранных спутниковых данных для сопоставления с лидарными измерениями вертикального распределения температуры (ВРТ) представлен в виде таблицы 1 и рисунка 2.

Таблица 1. Сопоставление лидарных и спутниковых данных

Дата	Лидарная станция, (56,5 с.ш.; 85,0 в.д.)	Спутник MetOp		Спутник Aura		Спутник Suomi	
	GMT	GMT	Координаты	GMT	Координаты	GMT	Координаты
12.01.2021	12:32 – 13:48	13:23	56.47 с.ш., 85.04 в.д.	7:11	53.20 с.ш., 87.18 в.д.	15:46	59.62 с.ш., 94.85 в.д.

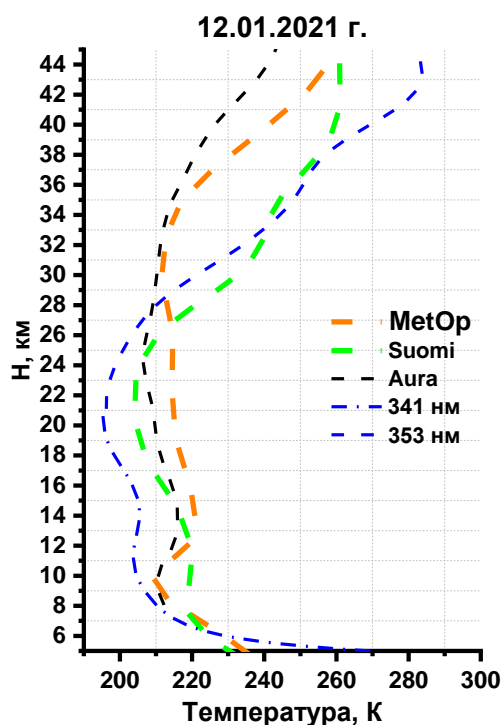


Рисунок 2 – Сопоставление лидарных и спутниковых данных вертикального распределения температуры

Из рисунка 2 видно, что данные MetOp и Aura достаточно близки. Данные лидарных измерений повторяют форму профиля Suomi. Однако чтобы доверять таким данным, нужно учитывать погрешность восстановления ВРТ. В представленном примере было выполнено лидарное зондирование с пространственным разрешением 30 м, которое дает существенную погрешность восстановления профилей температуры в стратосфере и в верхней тропосфере - нижней стратосфере, где достигает 40 % [13]. Поэтому целесообразно в восстановлении ВРО использовать ВРТ спутников, которые имеют погрешность измерений около 2 %. С учетом пространственно-временных расхождений лидарных и спутниковых измерений рекомендуется использовать измерения ВРТ спутника MetOp.

Покажем, какое влияние оказывает на поведение ВРО использование разных метеоданных (использовались ВРТ по данным 12.01.2021 г.). На рисунке 3 показаны ВРО, полученные с использованием метеоданных: MetOp, Suomi, Aura и лидарные профили ВРТ.

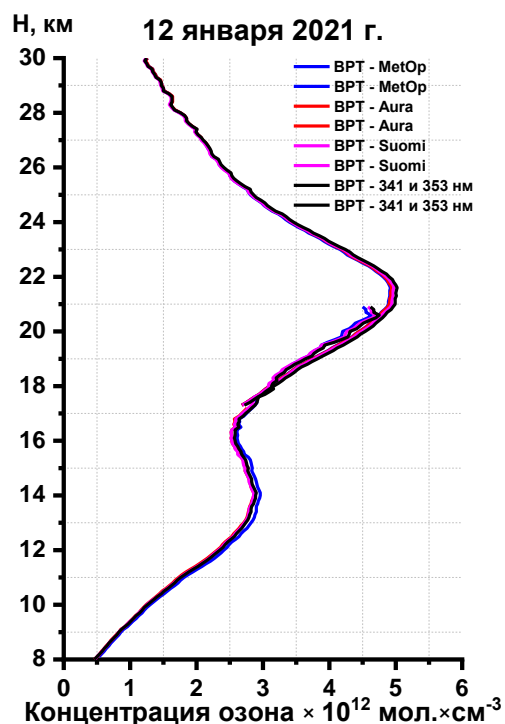


Рисунок 3 – Сопоставление профилей вертикального распределения озона, полученных из лидарных и спутниковых данных

Из рисунка 3 видно, что восстановленные ВРО очень близки и входят в диапазон погрешности восстановления, поэтому важно использовать метеоданные, которые в дальнейшем позволят получить больше полезной информации о ВРТ. Для примера приведем концентрацию озона на 21 км, где по данным ВРТ MetOp получили ВРО 4.87×10^{12} мол. \times см $^{-3}$, по ВРТ Aura – ВРО 4.88×10^{12} мол. \times см $^{-3}$, по ВРТ Suomi – ВРО 4.92×10^{12} мол. \times см $^{-3}$ и по лидарным ВРТ – ВРО 4.96×10^{12} мол. \times см $^{-3}$. На 12 км по данным ВРТ MetOp восстановили ВРО 2.41×10^{12} мол. \times см $^{-3}$, по ВРТ Aura – ВРО 2.31×10^{12} мол. \times см $^{-3}$, по ВРТ Suomi – ВРО 2.33×10^{12} мол. \times см $^{-3}$ и по лидарным ВРТ – ВРО 2.35×10^{12} мол. \times см $^{-3}$. Такие близкие значения ВРО связаны с использованием сечений поглощения с большим температурным шагом 10 К. [14, 15]. В приведенном примере выполнили восстановление ВРО из лидарных сигналов с пространственным разрешением 30 м.

Работа выполнена при финансовой поддержке государственного задания ИОА СО РАН (в части получения результатов измерений). Работа выполнена с использованием оборудования Центра коллективного пользования «Атмосфера» при частичной финансовой поддержке Минобрнауки России (договор № 075-15-2021-661).

1. *Dolgi S.I., Nevzorov A.A., Nevzorov A.V., Romanovskii O.A., Kharchenko O.V.* Comparison of ozone vertical profiles in the upper troposphere–stratosphere measured over Tomsk, Russia (56.5° N, 85.0° E) with DIAL, MLS, and IASI // *International Journal of Remote Sensing*. 2020. V. 41. № 22. P. 8590–8609.

2. Dolgii S.I., Nevzorov A.A., Nevzorov A.V., Gridnev Yu.V., Kharchenko O.V. Temperature Correction of the Vertical Ozone Distribution Retrieval at the Siberian Lidar Station Using the MetOp and Aura Data // *Atmosphere*. 2020. V. 11. № 11. P. 1139.
3. Dolgii S.I., Nevzorov A.A., Nevzorov A.V., Gridnev Yu.V., Kharchenko O.V. Influence of Absorption Cross-Sections on Retrieving the Ozone Vertical Distribution at the Siberian Lidar Station // *Atmosphere*. 2022. V. 13. № 2. P. 293.
4. Waters J.W., Froidevaux L., Harwood R.S. et al. The Earth Observing System Microwave Limb Sounder (EOS MLS) on the Aura Satellite // *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*. 2006. V. 44. N. 5. P. 1075–1092.
5. Goddard Space Flight Center. Данные Aura [Aura data]. Available at: <https://avdc.gsfc.nasa.gov/pub/data/satellite/Aura/MLS/> (accessed 22 Dec 22).
6. Clerbaux C., Boynard A., Clarisse L., George M., Hadji-Lazaro J., Herbin H., Hurtmans D., Pommier M., Razavi A., Turquety S., Wespes C., and Coheur P.-F. Monitoring of atmospheric composition using the thermal infrared IASI/MetOp sounder // *Atmos. Chem. Phys.* 2009. V. 9. N 16. P. 6041–6054.
7. Matvienko G.G. et al. Complex experiment on studying the microphysical, chemical, and optical properties of aerosol particles and estimating the contribution of atmospheric aerosol-to-earth radiation budget // *Atmos. Meas. Tech.* 2015. V. 8. N 10. P. 4507–4520.
8. Cheng-Zhi Zou et al. The Reprocessed Suomi NPP Satellite Observations // *Remote Sensing*. 2020. V. 12. P. 2891.
9. Goddard Space Flight Center. Данные Suomi [Suomi data]. Available at: https://avdc.gsfc.nasa.gov/pub/data/satellite/Suomi_NPP/ (accessed 22 Dec 22).
10. Measures R.M. *Laser Remote Sensing: Fundamentals and Applications*. Reprint 1984 de Krieger Publishing Company; Krieger Publishing Company: Malabar, Florida, USA, 1992. P. 237–280.
11. Burlakov V.D., Dolgii S.I., Nevzorov A.A., Nevzorov A.V., Romanovskii O.A. Algorithm for Retrieval of Vertical Distribution of Ozone from DIAL Laser Remote Measurements // *Optical Memory and Neural Networks (Information Optics)*. 2015. V. 24. P. 295–302.
12. Dolgii S.I., Nevzorov A.A., Nevzorov A.V., Romanovskii O.A., Kharchenko O.V. Intercomparison of Ozone Vertical Profile Measurements by Differential Absorption Lidar and IASI/MetOp Satellite in the Upper Troposphere–Lower Stratosphere // *Remote Sensing*. 2017. V. 9. P. 447–462.
13. Зуев В.В., Маричев В.Н., Бондаренко С.Л. Исследование точностных характеристик восстановления профилей температуры по лидарным сигналам молекулярного рассеяния // *Оптика атмосферы и океана*. 1996. Т. 9. № 12. С. 1615-1619.
14. Gorshchev V., Serdyuchenko A., Weber M., Chehade W., Burrows J.P. High spectral resolution ozone absorption cross-sections – Part 1: Measurements, data analysis and comparison with previous measurements around 293 K // *Atmospheric Measurement Techniques*. 2014. V. 7. No 2. P. 609–624.
15. Serdyuchenko A., Gorshchev V., Weber M., Chehade W., Burrows J.P. High spectral resolution ozone absorption cross-sections. Part 2: Temperature dependence // *Atmospheric Measurement Techniques*. V. 7. P. 625–636.

МНОГОЛЕТНЕЕ ЛИДАРНОЕ И СПУТНИКОВОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ: СТРАТОСФЕРНЫЕ И ТРОПОСФЕРНЫЕ ПРОФИЛИ ОЗОНА

Невзоров А.А.

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

e-mail: naa@iao.ru, nevzorov@iao.ru, yuri@iao.ru, mar@iao.ru,

В работе представлены сопоставления лидарных и спутниковых измерений вертикального распределения концентрации озона в верхней тропосфере–стратосфере (в высотном диапазоне 5–45 км), полученные с помощью лидарного комплекса и спутников Aura, MetOp, Suomi. Продемонстрированы результаты измерений за 2021 и 2022 гг. На основе лидарных измерений сформирована двухлетняя эмпирическая модель вертикального распределения озона.

Проблема дистанционного мониторинга малых газовых составляющих (МГС) и аэрозолей в атмосфере является актуальной для построения атмосферных моделей и контроля изменчивости климата Земли. Для исследования и детектирования атмосферного озона существует ряд методов, среди которых особое место занимает метод дистанционного обнаружения и идентификации с использованием селективного поглощения лазерного излучения, обладающий максимальной чувствительностью при зондировании газовых составляющих на больших расстояниях (метод дифференциального поглощения или МДП).

На Сибирской лидарной станции института оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН продолжаются многолетние лидарные исследования озона методом дифференциального поглощения в верхней тропосфере–нижней стратосфере и в стратосфере на парах длин волн зондирования 299/341 нм (~5–20 км) и 308/353 нм (~15–45 км) [1]. Обработка результатов измерений проводится с помощью методики восстановления лидарных профилей вертикального распределения озона (ВРО) с учетом температурной [2, 3] и аэрозольной коррекции. Лидарные измерения сопоставляются с результатами спутниковых измерений, а именно, с данными Microwave Limb Sounder (MLS, спутник Aura) [4, 5], Infrared Atmospheric Sounding Interferometer (IASI, спутник MetOp) [6, 7], Ozone Mapping and Profiler Suite (OMPS, спутник Suomi) [8, 9].

Для сопоставления производился отбор спутниковых измерений. Если спутниковые измерения близки к координатам СЛС, то достаточно выполнять отбор измерений Aura, либо Suomi по времени. Отбор данных Aura и Suomi по времени производится между двумя крайними наборами измерений. Первые получают примерно в 7–8 часов по Гринвичу (GMT) и вторые в 15–21 GMT, учитывая, что лидарные измерения проводятся, как правило, в 12–14

GMT. Существуют случаи, когда спутниковых измерений в 7-8 GMT или в 15–21 GMT просто отсутствуют, поэтому подбираются ближайшие измерения из имеющегося в наличии набора данных.

Примеры пространственно-временного сопоставления спутниковых и лидарных данных вертикального распределения озона (ВРО) за 2021 и 2022 гг. представлены в виде таблицы 1 и в виде сопоставления профилей на рисунках 1 и 2.

Таблица 1. Сопоставление лидарных и спутниковых данных

Дата	Лидарная станция, (56,5 с.ш.; 85,0 в.д.)	Спутник MetOp		Спутник Aura		Спутник Suomi	
		GMT	Координаты	GMT	Координаты	GMT	Координаты
12.01.2021	12:32 – 13:48	13:23	56.47 с.ш., 85.04 в.д.	7:11	53.20 с.ш., 87.18 в.д.	15:46	59.62 с.ш., 94.85 в.д.
12.02.2021	12:56 – 14:54	13:56	56.47 с.ш., 85.04 в.д.	20:54	51.74 с.ш., 82.80 в.д.	14:26	56.42 с.ш., 82.58 в.д.
15.03.2021	14:29 – 15:17	14:56	56.47 с.ш., 85.04 в.д.	7:25	60.44 с.ш., 80.00 в.д.	12:11	57.28 с.ш., 86.83 в.д.
22.04.2021	15:47 – 16:33	15:08	56.47 с.ш., 85.04 в.д.	20:17	53.20 с.ш., 92.69 в.д.	13:01	57.19 с.ш., 90.13 в.д.
19.05.2021	16:29 – 17:48	15:50	56.47 с.ш., 85.04 в.д.	7:10	51.74 с.ш., 87.86 в.д.	12:54	59.51 с.ш., 94.94 в.д.
11.02.2022	12:47 – 14:12	15:05	56.47 с.ш., 85.04 в.д.	6:55	60.43 с.ш., 60.43 в.д.	17:57	52.45 с.ш., 75.26 в.д.
28.03.2022	14:18 – 15:43	14:35	56.47 с.ш., 85.04 в.д.	21:30	59.00 с.ш., 77.28 в.д.	13:55	56.12 с.ш., 84.36 в.д.
12.04.2022	14:59 – 16:15	16:05	56.47 с.ш., 85.04 в.д.	20:47	59.00 с.ш., 88.11 в.д.	14:07	55.67 с.ш., 79.86 в.д.
8.06.2022	17:02 – 18:31	14:44	56.47 с.ш., 85.04 в.д.	20:40	60.44 с.ш., 90.64 в.д.	13:22	55.79 с.ш., 76.75 в.д.

Как видно из таблицы 1, существуют значительные пространственные расхождения со спутниками Aura и Suomi. Однако стратосферные профили озона, как правило, имеют более статичный характер в значительных пространственных масштабах, если не регистрируется глобальное вулканическое воздействие на озоносферу.

Из рисунков 1 и 2 видно, как озоносфера на стратосферных высотах постепенно изменяется от месяца к месяцу по данным за 2021 и 2022 гг. Характер стратосферного озона более статичный в больших горизонтальных пространственных масштабах, чем тропосферное ВРО, поэтому лидарные и спутниковые измерения, как правило, согласуются в стратосфере (кроме данных спутника MetOp). MetOp - единственный спутник, который предоставляет данные о тропосферном ВРО.

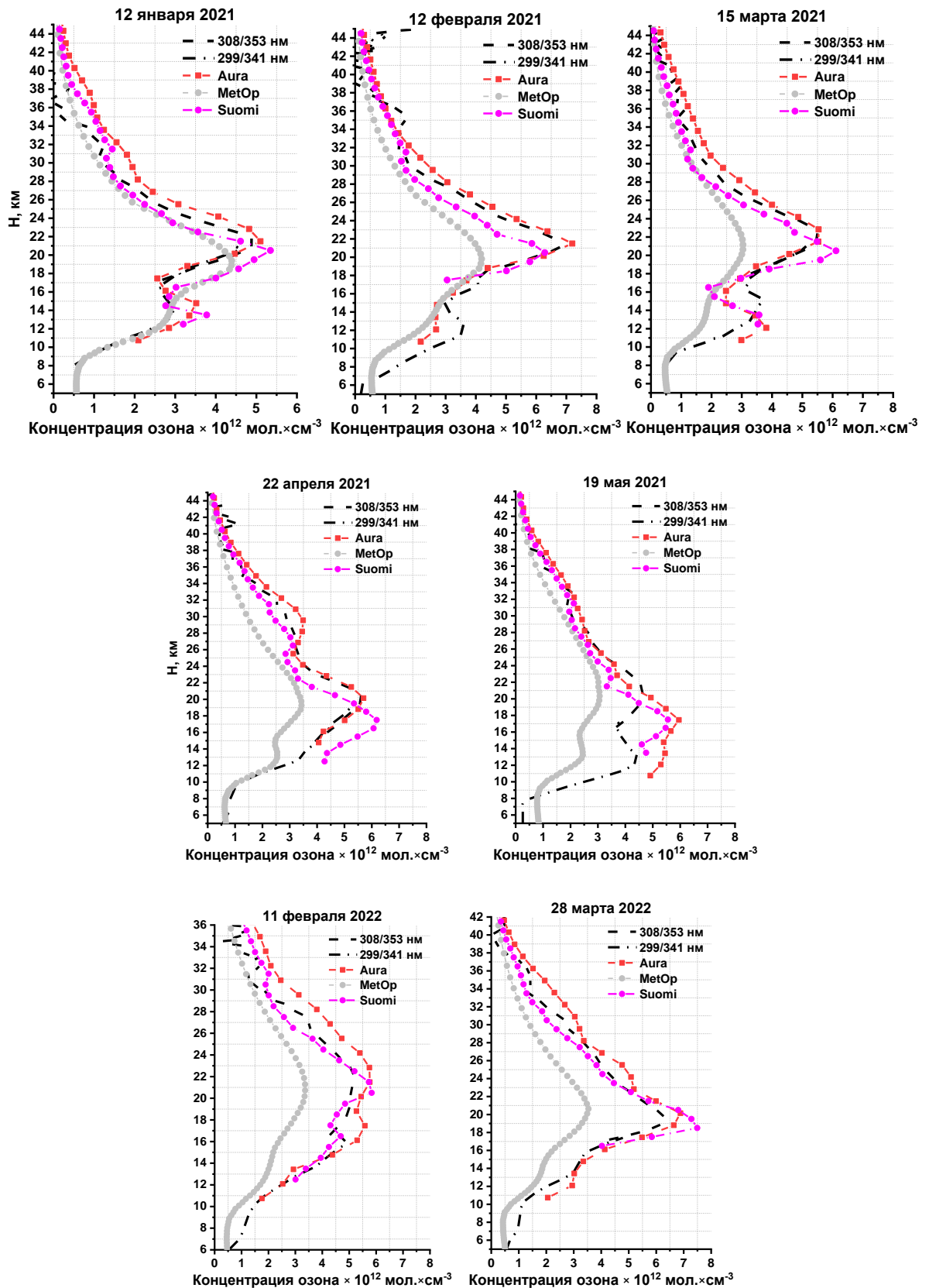


Рисунок 1 – Сопоставление лидарных и спутниковых профилей озона

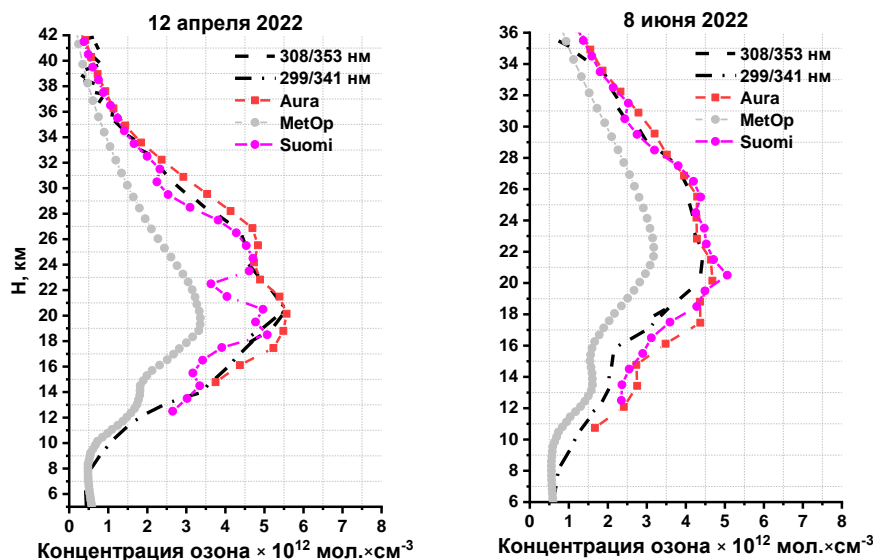


Рисунок 2 – Сопоставление лидарных и спутниковых профилей озона

За 2021–2022 гг. проведено около 200 измерений ВРО стратосферы и верхней тропосферы–стратосферы. На основе отобранных многолетних спутниковых и лидарных измерений вертикального распределения озона и температуры сформирована двухлетняя эмпирическая модель озона верхней тропосферы–нижней стратосферы и стратосферы, которая показывает характерную для Западной Сибири сезонную вариативность, разделенную на два периода: «лето-осень» (май-октябрь), зима-весна (ноябрь-апрель). Для формирования модели использовались лидарные измерения СЛС.

На рисунке 3 показаны различия между сезонными ВРО и моделью Крюгера [10] с высотным ростом между двумя сезонными периодами измерений. Существуют значительные отличия представленной модели «зима-осень» от модели Крюгера в нижней стратосфере. Это связано с тем, что в «зимне-осенний» период на территорию Западной Сибири, как правило, приносятся холодные воздушные массы с северных широт. В этот период обычно регистрируются большие концентрации озона на высотах стратосферы и верхней тропосферы по сравнению с периодом «лето-осень» и моделью Крюгера. Модель Крюгера близка к периоду «лето-осень» и входит в коридор изменчивости озоносферы.

Работа выполнена при финансовой поддержке государственного задания ИОА СО РАН (в части получения результатов измерений). Работа выполнена с использованием оборудования Центра коллективного пользования «Атмосфера» при частичной финансовой поддержке Минобрнауки России (договор № 075-15-2021-661).

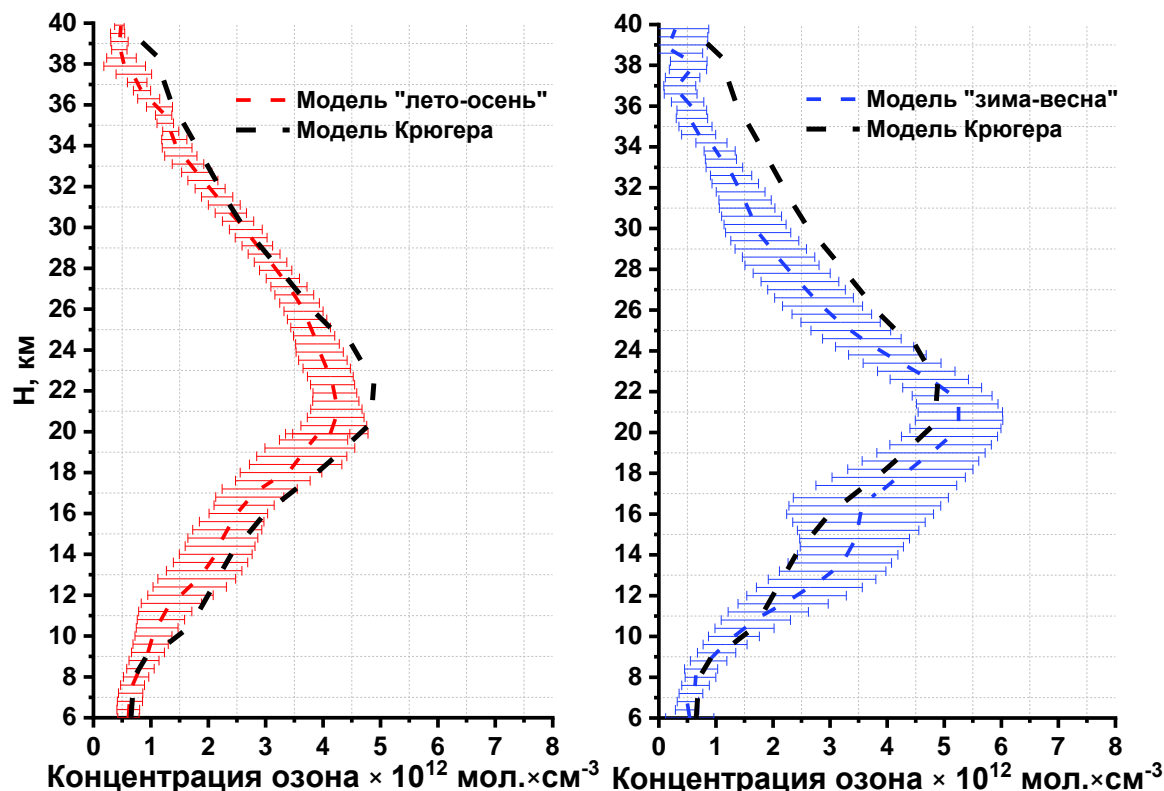


Рисунок 3 – Двухлетняя эмпирическая модель сезонная модель ВРО с моделью Крюгера в стратосфере и верхней тропосфере - нижней стратосфере: модель «зима-весна» или период «зимне-осенний» (правая панель) и модель «лето-осень» или «летне-осенний» период (левая панель)

1. Dolgii S.I., Nevzorov A.A., Nevzorov A.V., Romanovskii O.A., Kharchenko O.V. Comparison of ozone vertical profiles in the upper troposphere–stratosphere measured over Tomsk, Russia (56.5° N, 85.0° E) with DIAL, MLS, and IASI // International Journal of Remote Sensing. 2020. V.41. № 22. P. 8590–8609. doi: <https://doi.org/10.1080/01431161.2020.1782506>

2. Dolgii S.I., Nevzorov A.A., Nevzorov A.V., Gridnev Yu.V., Kharchenko O.V. Temperature Correction of the Vertical Ozone Distribution Retrieval at the Siberian Lidar Station Using the MetOp and Aura Data // Atmosphere 2020. V. 11. № 11. P. 1139. doi: <https://doi.org/10.3390/atmos11111139>

3. Dolgii S.I., Nevzorov A.A., Nevzorov A.V., Gridnev Yu.V., Kharchenko O.V. Influence of Absorption Cross-Sections on Retrieving the Ozone Vertical Distribution at the Siberian Lidar Station // Atmosphere 2022. V. 13. № 2. P. 293. doi: <https://doi.org/10.3390/atmos13020293>

4. Waters J.W., Froidevaux L., Harwood R.S. et al. The Earth Observing System Microwave Limb Sounder (EOS MLS) on the Aura Satellite // IEEE TRANSACTIONS ON GEOSCIENCE AND REMOTE SENSING. 2006. V. 44. N. 5. P. 1075–1092.

5. Goddard Space Flight Center. Данные Aura [Aura data]. Available at: <https://avdc.gsfc.nasa.gov/pub/data/satellite/Aura/MLS/> (accessed 22 Dec 22).

6. Clerbaux C., Boynard A., Clarisse L., George M., Hadji-Lazaro J., Herbin H., Hurtmans D., Pommier M., Razavi A., Turquety S., Wespes C., and Coheur P.-F. Monitoring of atmospheric composition using the thermal infrared IASI/MetOp sounder // *Atmos. Chem. Phys.* 2009. V. 9. N 16. P. 6041–6054.
7. Matvienko G. G., et al. Complex experiment on studying the microphysical, chemical, and optical properties of aerosol particles and estimating the contribution of atmospheric aerosol-to-earth radiation budget // *Atmos. Meas. Tech.* 2015. V. 8. N 10. P. 4507–4520.
8. Cheng-Zhi Zou et al. The Reprocessed Suomi NPP Satellite Observations // *Remote Sensing*. 2020. V. 12. P. 2891. doi: 10.3390/rs12182891
9. Goddard Space Flight Center. Данные Suomi [Suomi data]. Available at: https://avdc.gsfc.nasa.gov/pub/data/satellite/Suomi_NPP/ (accessed 22 Dec 22).
10. Krueger A.J., Minzner R.A. A Mid-latitude ozone model for the 1976 U.S. Standard Atmosphere // *Journal of Geophysical Research*. 1976. V. 81. N. 24. P. 4477–4481. doi: 10.1029/JC081i024p04477.

ВЛИЯНИЕ ВНУТРЕННЕЙ ГРАВИТАЦИОННОЙ ВОЛНЫ НА ФОРМУ СПЕКТРА ВЕРТИКАЛЬНОЙ КОМПОНЕНТЫ СКОРОСТИ ВЕТРА В ПОГРАНИЧНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ

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

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

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

С использованием импульсного когерентного доплеровского лидара экспериментально исследуется влияние внутренней гравитационной волны (ВГВ), распространяющейся в термически устойчивом пограничном слое атмосферы, на форму спектральной плотности вертикальной компоненты вектора скорости ветра. Установлено, что наличие ВГВ вызывает существенное изменение формы спектра скорости на частотах ниже частот инерционного интервала турбулентности. При этом между частотой ВГВ и нижней частотной границей инерционного интервала спектр имеет степенную зависимость от частоты. Путем анализа данных 700 лидарных оценок спектральной плотности вертикальной скорости ветра установлено, что показатель степени в среднем равен -3.

Для получения информации о параметрах ветровой турбулентности (скорости диссипации турбулентной энергии, дисперсии и интегрального масштаба вертикальной компоненты вектора скорости ветра) в пограничном слое атмосферы (ПСА) из измерений импульсным когерентным доплеровским лидаром (ИКДЛ) в работе [1] предложен метод, заключающийся 1) в попеременном измерении лидаром при вертикальном направлении зондирующего пучка (в течение 8,3 мин) и коническом сканировании (продолжительность одного сканирования 1 мин), 2) в определении спектральных плотностей вертикальной компоненты скорости ветра и 3) в получении оценок параметров ветровой турбулентности из спектральной плотности с использованием средней скорости ветра, оцениваемой из данных конического сканирования. Подробные описания процедур обработки исходных лидарных данных и расчета относительной погрешности оценки скорости диссипации даны в [1]. Метод апробирован в натурном эксперименте, где показал свою достаточно высокую эффективность [1], и может применяться в исследованиях термически устойчивого ПСА при возникновении в нем низкоуровневого струйного течения (НСТ) и внутренней гравитационной волны (ВГВ). Согласно экспериментам [1, 2], ВГВ оказывает существенное влияние на форму спектральной плотности вертикальной скорости ветра. В настоящей работе исследуется такое влияние с использованием оценок спектральных плотностей, полученных из измерений ИКДЛ Stream Line [3] по предложенной в [1] методике.

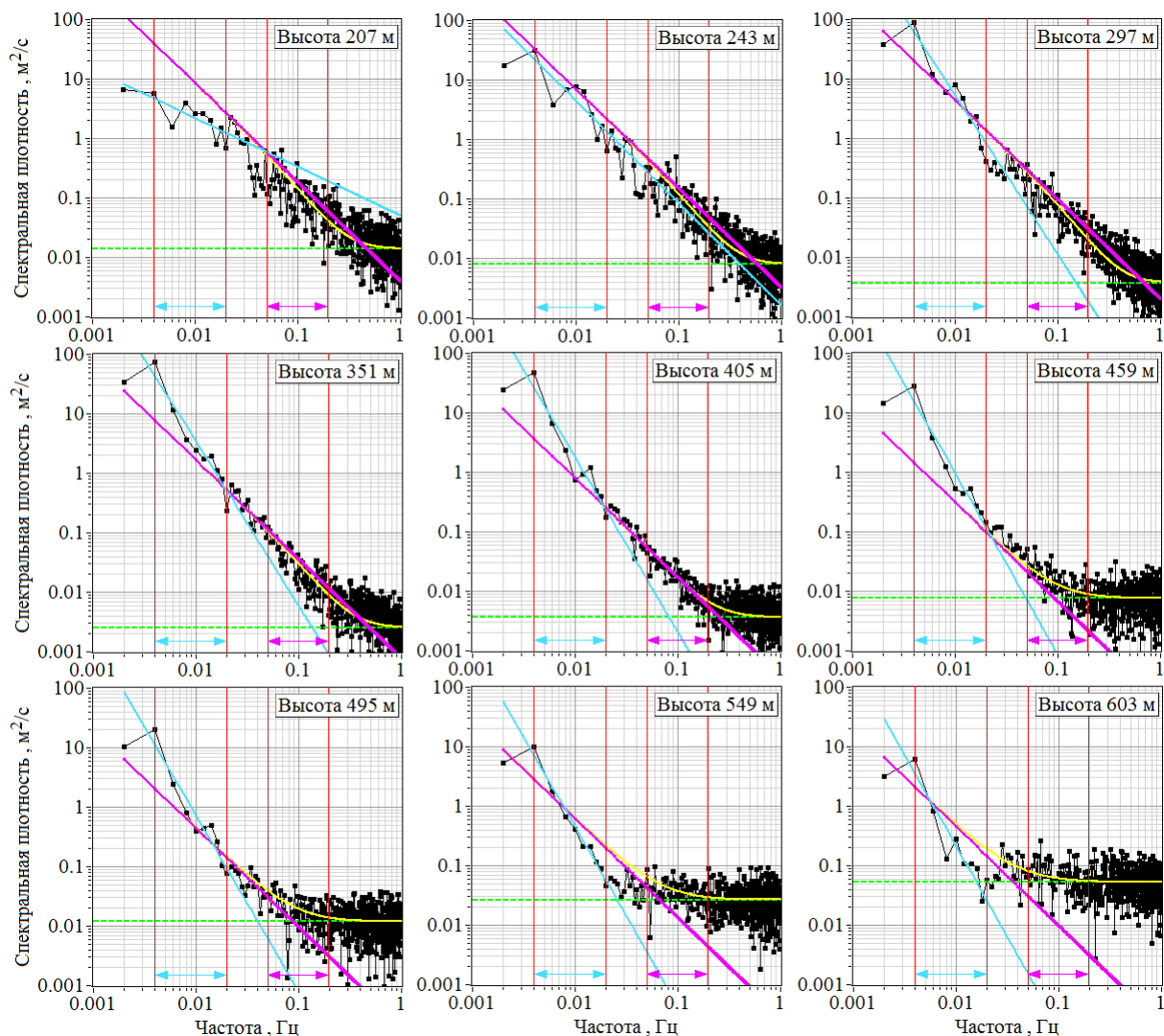


Рисунок 1 – Спектральные плотности вертикальной компоненты скорости ветра (черные кривые с квадратиками), полученные из измерений лидаром Stream Line в томском Академгородке 30 мая 2022 года с 06:04 до 06:34 местного времени на различных высотах.

Розовые линии - "-5/3-я" зависимость спектра от частоты

На рис. 1 приведены примеры спектральных плотностей вертикальной скорости ветра $S_L(f)$, полученных из измерений лидаром на различных высотах ПСА в условиях НСТ (см. рис. 2(а)) и ВГВ. Согласно проведенному анализу, в данном случае из высотно-временных распределений радиальной скорости ВГВ детектируется лишь в атмосферном слое от 250 м до 600 м и частота квазигармонических колебаний скорости ветра $f_v \approx 0,003$ Гц (период колебаний $T_v = 1/f_v \approx 5,6$ мин). В пределах частотного интервала от 0,05 до 0,2 Гц из $S_L(f)$ оценивалась скорость диссипации турбулентной энергии (см. рис. 2(б)). Относительная погрешность оценки скорости диссипации не превышает 50% лишь на высотах, не превышающих 500 м (см. рис. 2(в)). Для высот детектирования ВГВ спектры $S_L(f)$ в пределах интервала от 0,004 до 0,02

Гц в среднем имеют степенную зависимость от частоты (т.е. $S_L(f)$ близка к Af^α , где α - показатель степени). Оценки A и α были получены путем подгонки Af^α к $S_L(f)$ в пределах этого интервала. На рис. 1 показаны Af^α в виде голубых линий, а высотный профиль α представлен на рис. 2(г).

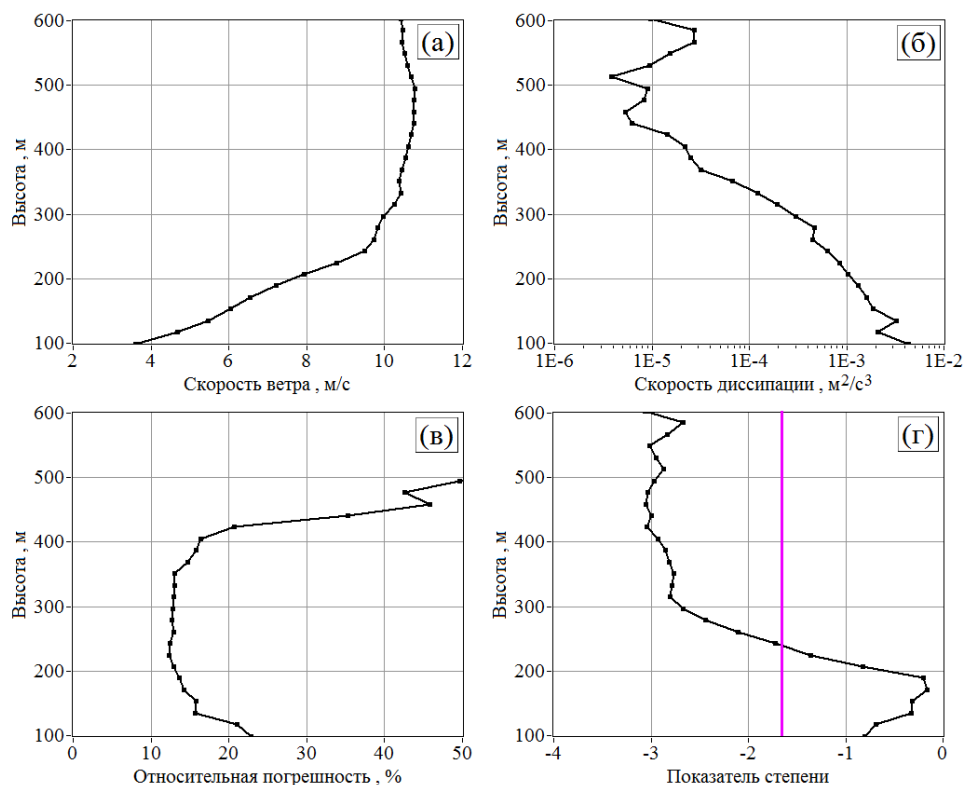


Рисунок 2 – Высотные профили горизонтальной скорости ветра (а), скорости диссипации турбулентной энергии (б), относительной погрешности лидарной оценки скорости диссипации (в) и показателя степени, определяемого путем подгонки степенной к измеренной зависимости спектральной плотности вертикальной скорости ветра в частотном интервале от 0,004 Гц до 0,02 Гц (г). Используются исходные данные измерений лидаром Stream Line в томском Академгородке 30 мая 2022 года с 06:04 до 06:34 местного времени. Розовая линия указывает на значение показателя степени $-5/3$

Из сравнения голубых и розовых линий на рис.1 следует, что в атмосферном слое детектирования ВГВ (на высотах от 250 м до 600 м) показатель степени α заметно меньше показателя степени $-5/3$ (в случае спектра Колмогорова-Обухова). Согласно данным рис.2(г) для $\alpha(h)$, где h - высота, в атмосферном слое 300 - 600 м α довольно близок к -3 .

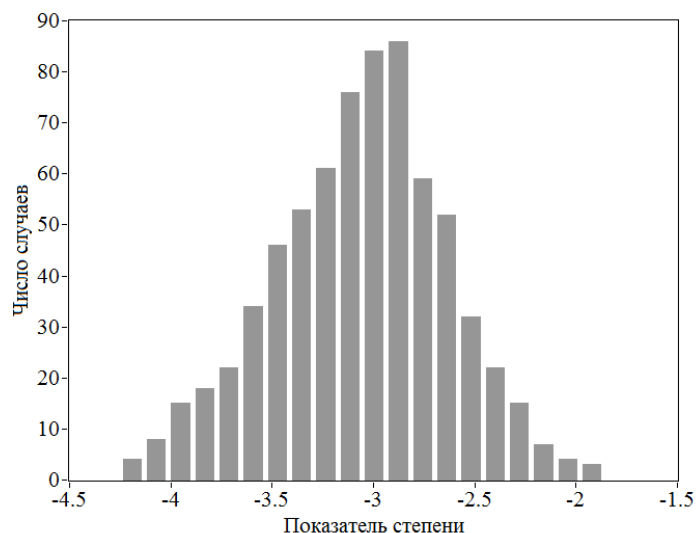


Рисунок 3 – Гистограмма для показателя степени, определяемого из измерений спектральной плотности вертикальной скорости ветра при наличии ВГВ в пограничном слое атмосферы

Выше был приведен пример, показывающий влияние ВГВ на форму спектра $S_L(f)$. Для того чтобы определить наиболее характерный показатель степени α мы воспользовались 700 оценками спектра вертикальной компоненты скорости ветра, полученными из измерений ИКДЛ Stream Line 1) на БЭКе ИОА СО РАН в 2020 году (июнь, июль) и в 2021 году (июль, август) и 2) в томском Академгородке (лидар был установлен на крыше здания ИОА СО РАН) в 2022 году (май). При этом спектры получены из измерений, когда частота ВГВ f_v не превышала 0,02 Гц. Верхняя граница частотного интервала, в пределах которого оценивался α , не превышала 0,06 Гц. С использованием 700 оценок α была рассчитана гистограмма, представленная на рис.3. Согласно данным этого рисунка, среднее значение $\alpha = -3$, а среднеквадратическое отклонение оценки показателя степени равно 0,44.

1. *Banakh V.A., Smalikho 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. *Banakh V.A., Smalikho I.N., Sukharev A.A.* Impact of IGW on the spectra of turbulent fluctuations of vertical velocity measured by a Doppler lidar // *Proceedings of SPIE*. 2021. V. 11916. 11916 3T.

3. *Pierson G., Davies F., Collier C.* An analysis of performance of the UFAM Pulsed Doppler lidar for the observing the boundary layer // *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. 2009. V. 26. N 2. P. 240-250.

ЧИСЛЕННОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ВОЗМОЖНОСТЕЙ ВЕТРОВОГО ЗОНДИРОВАНИЯ В АТМОСФЕРНОМ СЛОЕ 10-20 КМ КОГЕРЕНТНЫМ ДОПЛЕРОВСКИМ ЛИДАРОМ С БОРТА САМОЛЕТА

Смалихо И.Н., Банах В.А.

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

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

Численно исследованы возможности использования молекулярного рассеяния для определения скорости ветра из измерений импульсным когерентным доплеровским лидаром (ИКДЛ) с борта самолета на высотах 10-20 км. Моделирование проводилось для сфокусированного на 500 м зондирующего излучения на длинах волн 1 мкм и 2 мкм, диаметр апертуры приемо-передающего телескопа задавался равным 10 см. Показано, что при измерениях с самолета для превышения порогового значения отношения сигнал-шум потребуется энергия в импульсе значительно меньшая, чем при зондировании с Земли. Современные ИКДЛ с энергией зондирующих импульсов 1 - 4 мДж после добавления канала регистрации молекулярного рассеяния могут применяться для самолётных измерений ветра на высотах 10-20 км.

Проблема использования импульсного когерентного доплеровского лидара (ИКДЛ), работающего на аэрозольном обратном рассеянии, для получения информации о ветре на больших высотах (в частности, в стратосфере) заключается в том, что отношение сигнал-шум SNR у такого ИКДЛ, как правило, ниже порогового значения SNR_{Thr} (условие $SNR > SNR_{Thr}$ необходимо для получения приемлемых оценок скорости ветра) из-за очень малой концентрации аэрозоля. При этом коэффициент обратного аэрозольного рассеяния может более чем на порядок быть меньше коэффициента молекулярного рассеяния [1]. Для решения данной проблемы в работе [1] впервые было предложено определять скорость ветра из измерений ИКДЛ, использующим молекулярное рассеяние света. В [1] теоретически исследованы возможности использования в ИКДЛ молекулярного рассеяния и определены пороговые значения энергии зондирующего импульса для получения надежной информации о ветре в прилегающем к Земле атмосферном слое до 10 км.

В работе [2] также теоретически исследованы возможности использования молекулярного рассеяния для определения скорости ветра с помощью ИКДЛ наземного базирования в атмосферном слое на высотах от 10 до 20 км и установлено, что для существующих в настоящее время ИКДЛ (в случае использования только молекулярного рассеяния) получение достоверной информации о ветре в атмосферном слое 10-20 км с Земли не представляется возможным. В настоящей работе численно исследуются возможности ветрового зондирования в слое 10-20 км с помощью ИКДЛ самолетного базирования.

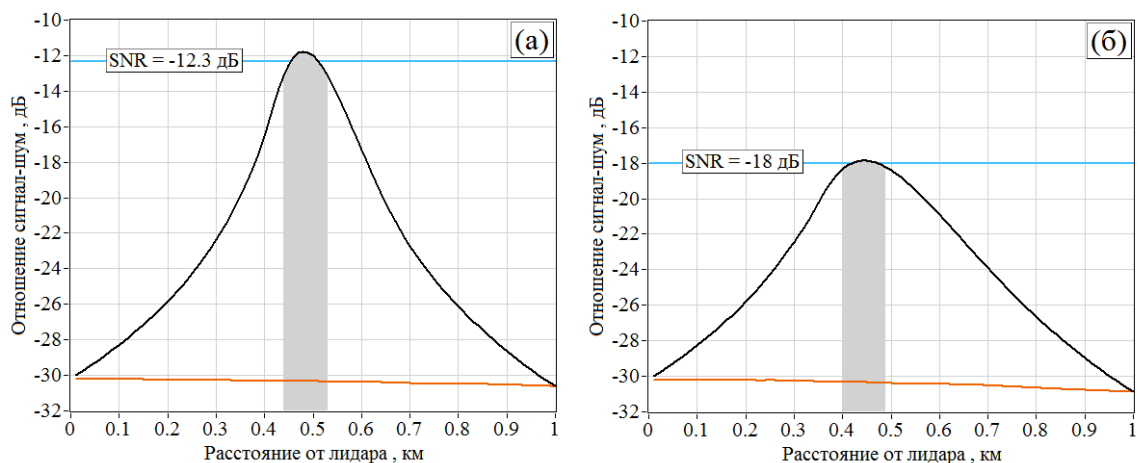


Рисунок 1 – Зависимость отношения сигнал шум от расстояния в случае 1-микронного (а) и 2-микронного (б) ИКДЛ, использующего молекулярное рассеяние света, при коллимации (красные кривые) и фокусировке на 500 м (черные кривые) с энергией в импульсе 1 мДж зондирующего излучения на высоте 10 км. Синей линией указано отношение сигнал-шум, усредненное в окрестности перетяжки лазерного пучка в пределах зондируемого объема

Для ИКДЛ самолетного базирования нами были рассмотрены два случая, когда лидар испускает зондирующее излучение на длине волны 1) $\lambda = 1$ мкм и 2) $\lambda = 2$ мкм. Так как лидарные измерения осуществляются с борта самолета, который может лететь на любой высоте атмосферного слоя 10-20 км, имеется возможность фокусировки зондирующего излучения на относительно небольшое расстояние (например, на 500 м) с целью многократного увеличения SNR в области перетяжки пучка. Мы рассчитали SNR, задав диаметр телескопа лидара $D = 10$ см и воспользовавшись приведенными в [2] формулами (11) - (17). Результаты расчетов представлена на рис.1. Видно, что, благодаря фокусировке зондирующего пучка, в окрестности его перетяжки отношение сигнал-шум значительно превышает соответствующую величину в случае коллимированного зондирующего пучка (ср. черные и красные кривые на рисунке). Так для ИКДЛ с $\lambda = 1$ мкм имеет место превышение примерно в 60 раз (на 17,7 дБ) и в 16 раз (на 12дБ) в случае 2-микронного ИКДЛ. Синие линии на рисунке указывают на отношения сигнал-шум, усредненные по зондируемому объему: SNR = -12,3 дБ и SNR = -18 дБ в случаях 1-микронного и 2-микронного ИКДЛ соответственно.

С использованием модели высотного профиля коэффициента обратного молекулярного рассеяния (см. формулу (17) в [2]), по аналогии с данными на рис.1, мы рассчитали SNR на различных высотах атмосферного слоя 10-20 км для случаев ИКДЛ самолетного базирования с длиной волны 1 и 2 мкм. На рис.2 представлены результаты таких расчетов при задании энергии зондирующего импульса E_p , равной 1 мДж и 4 мДж. Видно, что SNR на высоте 20 км

примерно в 3 раза (на 5 дБ) ниже соответствующей величины на высоте 10 км. Различие энергии зондирующего импульса в 4 раза обуславливает различие в SNR на 6 дБ.

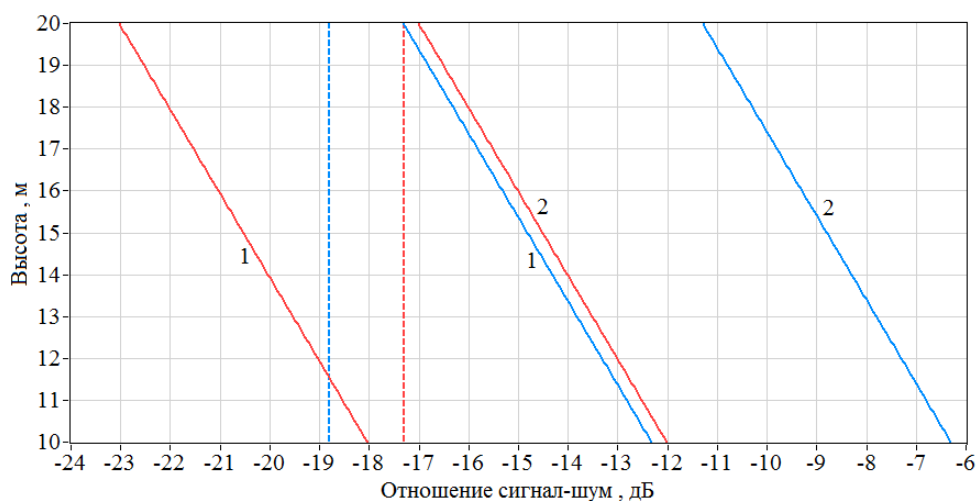


Рисунок 2 – Высотные профили отношения сигнал-шум (сплошные кривые) в случае 1-микронного (синие кривые) и 2-микронного (красные кривые) ИКДЛ, использующего молекулярное рассеяние света, в окрестности фокусировки излучения (~ 500 м от лидара) с энергией зондирующего импульса 1 мДж (кривые 1) и 4 мДж (кривые 2). Сплошными линиями указаны пороговые значения отношения сигнал-шум $SNR_{Thr} = -18,8$ дБ для ИКДЛ с $\lambda = 1$ мкм и $SNR_{Thr} = -17,3$ дБ для ИКДЛ с $\lambda = 2$ мкм

С помощью численного моделирования в [2] определены пороговые значения отношения сигнал-шум: 1) $SNR_{Thr} = -18,8$ дБ для ИКДЛ с $\lambda = 1$ мкм и 2) $SNR_{Thr} = -17,3$ дБ для ИКДЛ с $\lambda = 2$ мкм (при SNR выше этих порогов лидарная оценка скорости ветра является вполне приемлемой, т.е. погрешность оценки не превышает 2 м/с). На рис.2 в виде штриховых вертикальных линий указаны пороговые значения отношения сигнал-шум. Видно, что энергии импульса $E_p = 1$ мДж не достаточно для получения достоверной информации о ветре из измерений 2-микронным ИКДЛ в рассматриваем атмосферном слое 10-20 км, в отличие от ИКДЛ с $\lambda = 1$ мкм. Увеличение E_p в 4 раза решает проблему зондирования ветра 2-микронным ИКДЛ во всем этом слое.

Воспользовавшись показанными на рис.2 кривыми 1 для $SNR(h)$ при $E_p = 1$ мДж и пороговыми значениями $SNR_{Thr} = -18,8$ дБ (для ИКДЛ с $\lambda = 1$ мкм) и $-17,3$ дБ (для ИКДЛ с $\lambda = 2$ мкм), мы определяли зависимости максимальной высоты измерения ветра $h_{max}(E_p)$ из равенства $SNR(h_{max}) = SNR_{Thr} - 10 \lg(E_p)$, где E_p в мДж, а $SNR(h)$ и SNR_{Thr} в дБ. Результаты расчета $h_{max}(E_p)$ представлены на рис.3.

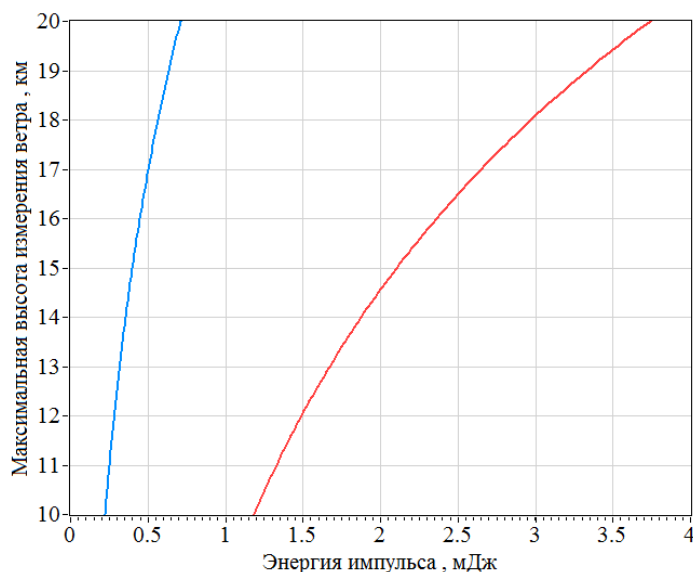


Рисунок 3 – Зависимости максимальной высоты измерения скорости ветра с помощью ИКДЛ самолетного базирования, работающего на длине волны 1 мкм (синяя кривая) и 2 мкм (красная кривая) с использованием молекулярного рассеяния света, от энергии зондирующего импульса

Из сравнения данных на рис.7, приведенного в [2], и на рис.3 (см. выше) следует, что для репрезентативных измерений скорости ветра в атмосферном слое 10-20 км с помощью ИКДЛ самолетного базирования требуется энергия зондирующего импульса на два и более порядка меньше, чем в случае ИКДЛ наземного базирования. При этом, согласно рис.3, для 2-микронного ИКДЛ необходима энергия зондирующего импульса не менее 3,7 мДж, а в случае ИКДЛ с длиной волны 1 мкм - не менее 0,7 мДж. К настоящему времени ИКДЛ с такой энергией импульса созданы, и они после добавления канала регистрации молекулярного рассеяния могут успешно применяться для самолётных измерений ветра на высотах 10-20 км.

1. Rye B.J. Molecular backscatter heterodyne lidar: a computational evaluation // Applied Optics. 1998. V. 37. No. 27. P. 6321-6328.

2. Смалихо И.Н., Банах В.А. Численное исследование возможностей ветрового зондирования в атмосферном слое 10-20 км когерентным доплеровским лидаром наземного базирования // Оптика атмосферы и океана. 2022. Т. 35. № 9. С. 722-729.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ХАРАКТЕРИСТИК АЭРОЗОЛЯ НА ПОЛЯРНОЙ СТАНЦИИ «МЫС БАРАНОВА» И СОСЕДНИМ МОРСКИМ РАЙОНОМ

Кабанов Д.М.¹, Польшкин В.В.¹, Сакерин С.М.¹, Лоскутова М.А.², Попова С.А.^{1,3}, Ризе Д.Д.²

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

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

³Институт химической кинетики и горения им. В.В. Воеводского, г. Новосибирск, Россия

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

popova@kinetics.nsc.ru, rize@aari.ru

Обсуждаются результаты многолетних измерений характеристик аэрозоля на полярной станции «Мыс Баранова» (остров Большевик) и в морских экспедициях в соседних районах: в восточной части Карского моря и западной части моря Лаптевых. Приводятся статистические характеристики аэрозольной оптической толщи атмосферы, концентраций двух фракций аэрозоля, содержания в аэрозоле черного, органического и элементного углерода. Оценивается взаимосвязь и различие различных характеристик аэрозоля в соседних районах.

Атмосферный аэрозоль играет важную роль в процессах формировании климата и экологического состояния окружающей среды [1]. Наименее изученными являются физико-химические характеристики аэрозоля в Арктической зоне. Более 10 лет нами ведутся исследования аэрозоля в морских экспедициях в различных районах Северного Ледовитого океана (СЛО) [2, 3]. Одной из основных задач является определение закономерностей пространственного распределения характеристик аэрозоля: аэрозольной оптической толщи (АОТ) атмосферы, массовой концентрации черного углерода (eBC), объемов частиц мелко- и грубодисперсной фракций (V_f , V_c) и химического состава аэрозоля проб, в частности, концентраций органического и элементного углерода (OC, EC). Учитывая эпизодичность экспедиций, к анализу привлекаются данные более регулярных измерений характеристик аэрозоля на полярных станциях, в частности, «Мыс Баранова» (о. Большевик, Северная Земля).

Общей закономерностью пространственного распределения характеристик аэрозоля над СЛО является широтный спад при удалении от континента. Кроме того, возможны пространственные неоднородности характеристик аэрозоля вблизи островов (на расстояниях нескольких сотен километров). Предпосылками для такой изменчивости могут быть отличия гидрометеорологических условий, рельефа и типа подстилающей поверхности, с которой генерируются разный аэрозоль. Заметим, что на различие характеристик аэрозоля в соседних районах (морском и островном) могут также повлиять антропогенные источники в месте расположения полярной станции и/или на борту научного судна (НИС).

В настоящей работе анализируется пространственная изменчивость и взаимосвязи характеристик аэрозоля, измеренных на полярной станции «Мыс Баранова» и в морских экспедициях в соседних районах (рис. 1): в восточной части Карского моря и западной части моря Лаптевых (от 80° до 125° в.д.). Анализ пространственной изменчивости проводился в двух вариантах: (а) по данным всех судовых измерений на разных расстояниях до станции «Мыс Баранова»; (б) по данным одновременных измерений на полярной станции и на борту НИС.

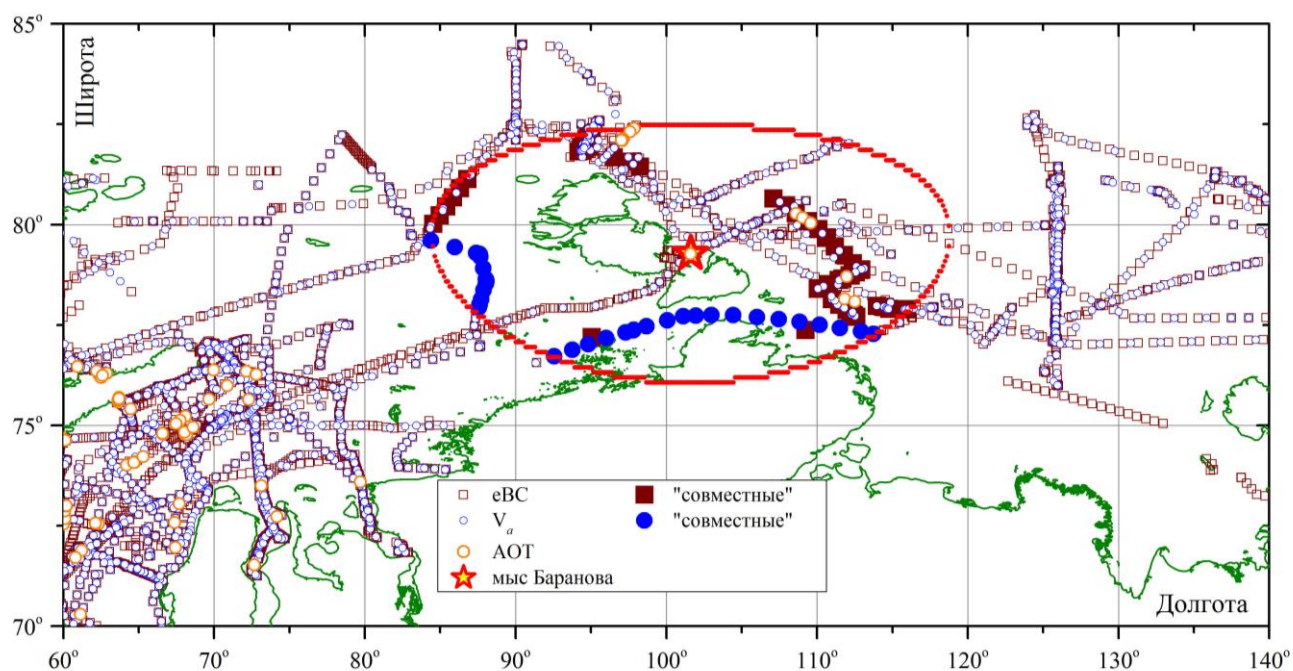


Рисунок 1 – Карта мест измерений характеристик аэрозоля в морских экспедициях вблизи полярной станции «Мыс Баранова» (красным кругом отмечена зона 350 км)

1. Статистические характеристики аэрозоля в соседних районах. Сопоставление характеристик аэрозоля на станции «Мыс Баранова» с результатами, полученными в соседних морских районах, проводилось для августа-октября. Так как основная часть судовых измерений выполнена именно в эти месяцы. Из результатов, представленных в таблице 1, следует, что наиболее явные различия наблюдаются для объемных концентраций двух фракций приземного аэрозоля. В морских районах средние величины V_f превышают уровень на «Мысе Баранова» более чем в 1,6 раза, а значения \bar{V}_c – в 3÷4 раза. Значения АОТ мелкодисперсного аэрозоля ($\tau_{0.5}^f$) на «Мысе Баранова» выше чем в морских районах в среднем на 30%. АОТ грубодисперсного аэрозоля (τ^c), как правило, ниже судовых значений (в среднем в 1,5 раза), что обусловлено влиянием морского аэрозоля. Как следствие, селективность спектральной зависимости АОТ на «Мысе Баранова» более выражена, чем в соседних морских районах (параметр Ангстрема α выше морских значений в среднем в 2 раза). Массовая концентрация чёрного углерода на станции в среднем незначительно превышает уровень, наблюдающийся

над соседними морями (не более 20%).

Таблица 1. Средние (\pm СКО) характеристики аэрозоля на «Мысе Баранова» и в соседних морских районах (в скобках количество часовых измерений: АОТ; еВС; V_a)

Характеристики	Мыс Баранова (122; 5739; 9280)	Морские районы, удаление до 350 км (23; 517; 489)	Карское море восточнее 80°в.д. (16; 610; 533)	Море Лаптевых западнее 125°в.д. (7; 339; 298)
$\tau_{0.5}^a$	0,070 \pm 0,035	0,067 \pm 0,067	0,037 \pm 0,009	0,069 \pm 0,041
α	1,83 \pm 0,15	1,08 \pm 0,30	1,24 \pm 0,16	0,64 \pm 0,23
$\tau_{0.5}^f$	0,060 \pm 0,030	0,053 \pm 0,062	0,027 \pm 0,010	0,046 \pm 0,031
τ^c	0,010 \pm 0,007	0,014 \pm 0,009	0,011 \pm 0,003	0,022 \pm 0,016
еВС, нг/м ³	20,7 \pm 27,3	16,6 \pm 20,8	20,6 \pm 28,3	20,2 \pm 21,2
V_f , мкм ³ /см ³	0,196 \pm 0,237	0,368 \pm 0,481	0,323 \pm 0,441	0,362 \pm 0,411
V_c , мкм ³ /см ³	0,299 \pm 0,469	1,169 \pm 1,552	0,951 \pm 1,437	1,144 \pm 1,502

При сравнении состава аэрозольных проб в соседних районах выявлено существенное превышение средних концентраций ОС и ЕС на «Мысе Баранова» – в 1,6 и 2,4 раза, соответственно (таблица 2). Возможно, в данных отбора проб (ОС/ЕС) на станции проявляется антропогенное воздействие. Но скорее всего, это ошибочная статистическая оценка, возникшая из-за малого количества измерений ОС/ЕС в морских экспедициях (7 проб).

Таблица 2. Результаты сравнения концентраций ОС/ЕС, измеренных на «Мысе Баранова» и в соседних морских районах (НИС): n – количество проб аэрозоля

	Мыс Баранова (n = 41)	НИС (n = 7)
ОС, нг/м ³	452 \pm 218	283 \pm 292
ЕС, нг/м ³	46,7 \pm 40,9	19,6 \pm 20,8

2. Изменение характеристик аэрозоля в зависимости от расстояния до суши. При выявлении закономерностей изменчивости еВС, V_f , V_c в зависимости от расстояния до суши использовались среднечасовые данные судовых измерений, полученных в диапазоне 80°÷125°в.д. (еВС – 974 значения, V_a – 832). Расстояния рассчитывались до ближайшей береговой точки континента либо островов архипелага Северная Земля (см. рис. 1 и рис. 2).

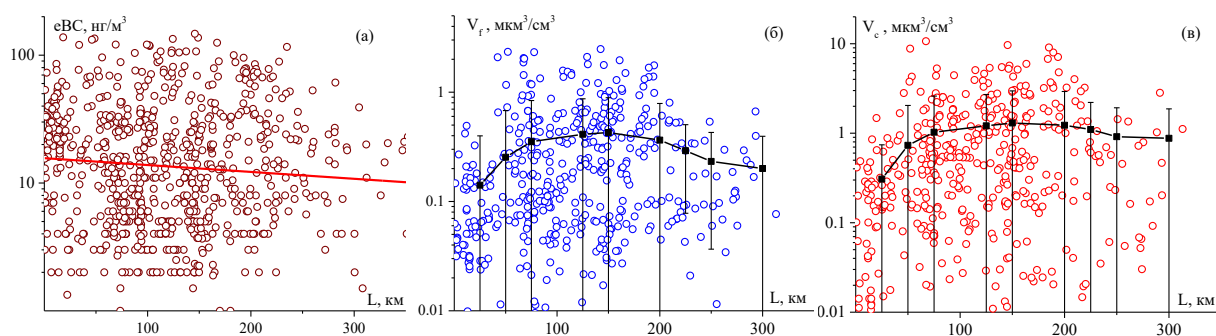


Рисунок 2 – Характеристики аэрозоля (еВС, V_f , V_c), измеренных на НИС, в зависимости от расстояния до суши

Из полученных результатов следует (рис. 2а), что для еВС характерен статистически значимый (по уровню 0,05) степенной спад при удалении от берега: $eBC=15,65 \cdot \exp(-0,0012 \cdot L)$, где L – расстояние (км). Увеличение вклада морского аэрозоля проявляется в 3÷4х кратном росте V_f и V_c при удалении от берегов до 100 км (рис.2б,в). Далее наблюдается квазистабильное содержание как субмикронных, так и грубодисперсных частиц до удалений ~200 км. Последующий спад концентраций объясняется тем, что большая часть измерений на удалениях более 200 км от берегов выполнялась в высоких широтах, где генерация морского аэрозоля ослаблена ледовыми полями.

3. Взаимосвязи и различия характеристик аэрозоля в соседних районах. Оценка взаимосвязи еВС, V_f и V_c , полученных на «Мысе Баранова» и судовых измерений в зоне не более 350 км от станции, выполнялась с использованием совместного массива данных (разница времени замеров в двух точках – не более 3-х часов). Объем выборок составил 120, 74 и 69 совместных значения для еВС, V_f и V_c , соответственно. Анализ показал значимую (по уровню 0,05) и достаточно тесную корреляционную связь между данными, измеренными на станции и НИС ($R_{eBC} = 0.81$; $R_{V_f} = 0.34$; $R_{V_c} = 0.59$). При этом, как следовало ожидать, величина различий между значениями на станции и НИС $\Delta=(X_{MB}-X_{НИС})$ возрастает с увеличением расстояния между ними. В целом, для всей совместной выборки (рис. 3), средние значения различий составили: $\bar{\Delta}eBC = 7,3$ нг/м³, 80% случаев находятся в пределах 0÷20 нг/м³; $\bar{\Delta}V_f = 0,068$ мкм³/см³, 89% – в пределах -0,2÷0,3 мкм³/см³; $\bar{\Delta}V_c = 0,265$ мкм³/см³, 88% – в пределах -1÷0,5 мкм³/см³.

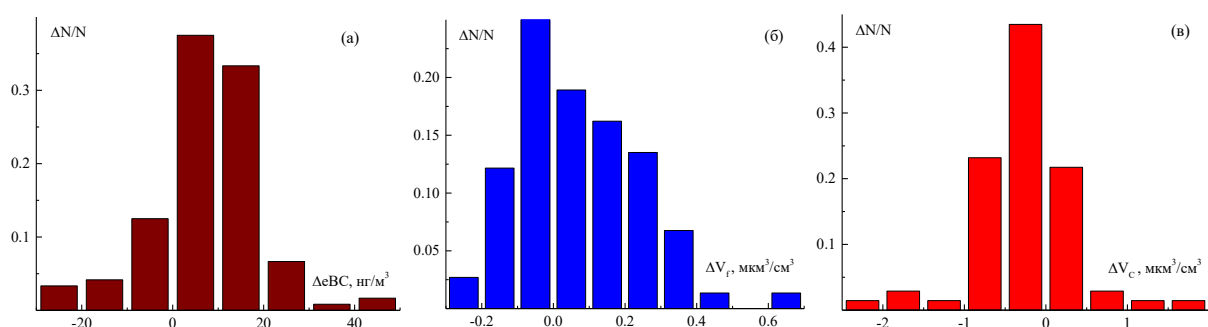


Рисунок 3 – Гистограммы повторяемости различий на станции «Мыс Баранова» и НИС

$$\Delta=(X_{MB}-X_{НИС})$$

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

1. Аэрозоль и климат / По ред. К.Я. Кондратьева. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 542 с.
2. Sakerin S.M., Kabanov D.M., Makarov V.I., et al. Spatial distribution of atmospheric aerosol physicochemical characteristics in Russian sector of the Arctic Ocean // Atmosphere. 2020. V. 11. N 11. P. 1170.
3. Круглинский И.А., Кабанов Д.М., Калашикова Д.А., и др. Результаты исследований аэрозоля в акватории Карского моря: 89-90 рейсы НИС «Академик Мстислав Келдыш» и многолетние данные // см. настоящий сборник.

ФЕНОЛЬНЫЕ ВЫПОТЫ ЭПИФИТНЫХ ЛИШАЙНИКОВ И ФОРМИРОВАНИЕ ВТОРИЧНЫХ ОРГАНИЧЕСКИХ АЭРОЗОЛЕЙ В ПОЛОГЕ ЗИМНЕГО ЛЕСА

Тентюков М.П.^{1,2}, Симоненков Д.В.¹, Белан Б.Д.¹, Бучельников В.С.¹, Плюснин С.Н.²,
Бобров Ю.А.², Михайлов В.И.³, Патов С.А.³

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

²Сыктывкарский государственный университет им. Питирима Сорокина, г. Сыктывкар, Россия

³Институт химии ФИЦ Коми научный центр УрО РАН, г. Сыктывкар, Россия

e-mail: mpt@iao.ru, simon@iao.ru, bbd@iao.ru, victor.buchelnikov@yandex.ru,
sergius-plusnin@yandex.ru, orthilia@yandex.ru, system14@rambler.ru, ser-patov@yandex.ru

Исследовался гранулометрический состав осевших аэрозолей в водных смывах четырех видов эпифитных лишайников зимой. Измерения проводились с помощью метода динамического рассеяния света в размерном диапазоне частиц 1–10000 нм. Показано, что фракционный состав ультрадисперсных частиц в водных смывах, полученных с модельных видов эпифитных лишайников, характеризуется бимодальным типом распределения. При этом средний размерный диапазон частиц крупной и мелкой фракции в водных смывах составил 390–449 и 40–119 нм соответственно. Предполагается, что появление мелкой фракции связано с формированием вторичных органических аэрозолей на поверхности эпифитных лишайников. Их прекурсорами выступают продукты фотоактивированных реакций между осевшим аэрозольным веществом и фенольными веществами, выступающие на поверхность лишайников в результате эфлоресценции.

Ранее нами показано [1, 2], что продукты зимних фотореакций между осевшим аэрозольным веществом и выпотами (эфлоресценцией) соединений фенола на поверхности разновозрастной хвои выступают прекурсорами вторичных органических аэрозолей. УФ-спектроскопия водных смывов разновозрастной хвои способствовала выявлению фенольных соединений и подтвердила возможность образования фенольных выпотов на поверхности хвои [1]. Появление фенольных выпотов на поверхности хвои в период зимнего покоя хвойных растений, как полагается, связано с участием фенольных веществ в защите фотосинтетического аппарата зимнезеленых растений от фотодинамического разрушения. Известно, что у зимнезеленых растений поглощение света пигментами продолжается и зимой, но при этом работа ферментов цикла Кальвина заторможена, поэтому возникает опасность фотодеструкции пигментных комплексов и мембран хлоропластов [3, 4]. Фенольные вещества, имея характерные спектры поглощения в отдельных областях УФ-спектра [5], могут ингибировать в хлоропластах процесс образования активных форм кислорода [6, 7] и наряду с другими ферментами участвовать в рассеянии избыточной энергии [8]. Поскольку эпифитные лишайники в своей структуре содержат фотосинтезирующие пигменты, заключенные в клетках

водорослей, то их также можно отнести к зимнезеленым растительным организмам. В связи с этим очевидно предположить возможность образования вторичных органических аэрозолей с участием продуктов фотореакций, образующихся на поверхности лишайников в результате взаимодействия выпотов фенольных соединений и осевшего аэрозольного вещества зимой. Основанием для данной гипотезы является то, что лишайники относятся к пойкилогидридным организмам [9], у которых отсутствуют поверхностные ткани, способствующие защите от испарения. Поэтому содержание воды в клетках лишайников находится в равновесии с давлением паров в окружающем воздухе (т.е. определяется его влажностью) и зависит от его колебаний. Лишайники отдают и поглощают воду как физическое тело, и транспирация у них равна простому испарению, т.е. процесс аналогичен свободному испарению смоченного физического тела. В этой связи возможно предположить, что продукты взаимодействия фенольных выпотов и осевшего аэрозольного вещества, образующиеся в результате фотоактивированных реакций на поверхности эпифитных лишайников, могут выступать в качестве прекурсоров вторичных органических аэрозолей в пологе зимнего леса.

Цель исследования – изучение зимних особенностей генерирования вторичных органических аэрозолей на поверхности эпифитных лишайников при взаимодействии их фенольных выпотов с осевшими аэрозолями.

В качестве модельных объектов исследовано четыре вида эпифитных лишайника: *Hypogymnia physodes* (L.) Nyl. (Гипогимния вздутая), *Evernia mesomorpha* Nyl. (Эверния мезоморфная), *Bryoria fuscescens* (Gyeln.) Brodo et D. Hawksw (Бриория буроватая), *Bryoria capillaris* (Ach.) Brodo et D. Hawksw (Бриория волосовидная). Латинские названия представлены по систематической сводке [10]. В России встречаются по всей хвойно-лесной зоне европейской территории и Сибири. Для получения водных смывов дисперсного вещества с поверхности лишайников отбирали по 3 таллома в каждой популяции модельных лишайников, обитающие на средневозрастных хвойных деревьях в Ботаническом саду СГУ им. Питирима Сорокина (61°67'63" с.ш., 50°78'40" в.д.). Методики приводились в [1, 2].

Соотношение ультрадисперсных частиц в водных смывах эпифитных лишайников показаны на рис. 1. В каждом модельном виде лишайника устойчиво выделяются две совокупности, характеризующихся большой дисперсностью. Вид частотных графиков для трех видов лишайников (Гипогимнии вздутой, Бриории буроватой и Бриории волосовидной) указывает на очень близкие параметры колебаний размерных диапазонов частиц для мелкой и крупной фракций (рис. 1 а, с, d). Крайние значения для первой фракции лежат в интервале от 60...60...50 до 150...200...150 нм, а для второй от 200...200...150 до 800...800...900 нм соответственно. При этом колебания средних диаметров ($D_{ср.}$) частиц мелкой и крупной

фракций для всех трех лишайников также лежат в узком интервале значений: 98...119...78 нм для первой и 449...432...430 нм для второй, причем доля крупных частиц существенно преобладает над мелкими. Для Гипогимнии вздутой это соотношение составляет 9–91 %, для Бриории буроватой – 17–83 %, Бриории волосовидной – 8–92 %.

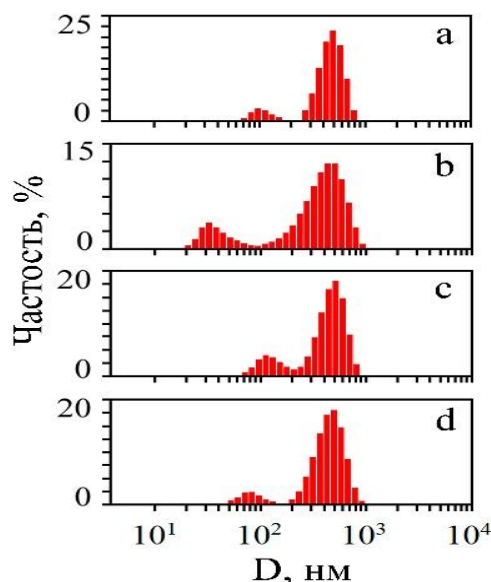


Рисунок 1 - Гранулометрический состав аэрозольного вещества в водных смывах эпифитных лишайников: а – Нр – Гипогимния вздутая (*Hypogymnia physodes* (L.) Nyl.); б – Em – Эверния мезоморфная (*Evernia mesomorpha* Nyl.); в – Bf – Бриория буроватая (*Bryoria fuscescens* (Gyeln.) Brodo et D. Hawksw); д – Bc – Бриория волосовидная (*Bryoria capillaris* (Ach.) Brodo et D. Hawksw)

Колебания водородного показателя, проводимость и УФ-спектроскопия водных смывов эпифитных лишайников показаны на рис. 2.

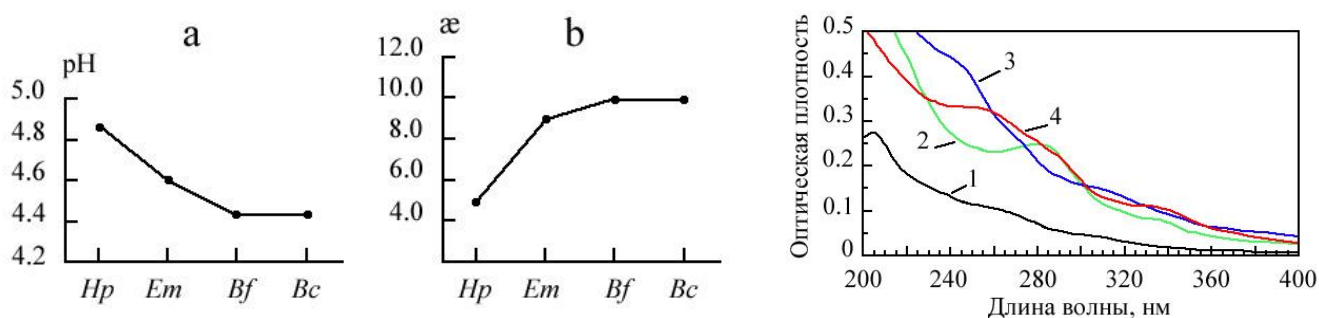


Рисунок 2 – Водородный показатель (а), электропроводность (б) и УФ-спектры поглощения водных смывов эпифитных лишайников: 1 – Нр – Гипогимния вздутая (*Hypogymnia physodes* (L.) Nyl.); 2 – Em – Эверния мезоморфная (*Evernia mesomorpha* Nyl.); 3 – Bf – Бриория буроватая (*Bryoria fuscescens* (Gyeln.) Brodo et D. Hawksw); 4 – Bc – Бриория волосовидная (*Bryoria capillaris* (Ach.) Brodo et D. Hawksw).

Во всех четырех модельных видах эпифитных лишайников распределение бимодальное и характеризуется значительной дисперсией. Доля крупных частиц в 6-11 раз больше доли мелких. Размеры частиц мелкой фракции колеблются от 20÷60 до 80÷200 нм, а для крупной они лежат в диапазоне от 60÷200 до 80÷900 нм. При этом средний размер частиц ($D_{ср.}$) для мелкой и крупной фракций колеблется в интервале 40–119 нм и 449–390 соответственно.

Таким образом, с помощью метода динамического рассеяния света исследовались особенности распределения ультрадисперсных аэрозольных частиц в водных смывах четырех видов эпифитных лишайников. Выявлено, что для всех четырех модельных видов лишайников гранулометрический состав характеризуется бимодальным распределением наночастиц. При этом доля крупных частиц существенно преобладает. УФ-спектроскопия водных смывов модельных лишайников выявила относительное увеличение оптической плотности в области характерных для полос поглощения фенольных соединений. Низкие значения водородного показателя, зафиксированные в водных смывах для всех модельных лишайников связаны с наличием фенольных веществ: данные соединения диссоциируют в водных растворах по кислотному типу с образованием фенолят-ионов и ионов водорода. Вместе с тем различия электропроводности дают основание предполагать, что межвидовые изменения данного интегрального геохимического показателя определяются в первую очередь видовыми особенностями эпифитных лишайников, проявляющиеся в различиях концентраций легкогидролизуемых соединений из состава их вторичных метаболитов.

Работа выполнена в рамках госзаданий аффилированных организаций авторов.

1. Тентюков М.П., Михайлов В.И., Тимушев Д.А., Симоненков Д.В., Белан Б.Д. Гранулометрический состав осевшего аэрозольного вещества и соотношение фенольных соединений в хвое разного возраста // Оптика атмосферы и океана. 2021. Т. 34. № 2. С. 122–128.

2. Тентюков М.П., Белан Б.Д., Симоненков Д.В., Михайлов В.И. Формирование вторичных органических аэрозолей на поверхности хвои и их поступление в полог зимнего леса под воздействием радиометрического фотофореза // Оптика атмосферы и океана. 2022. Т. 35. № 5. С. 369–375.

3. Oquist G., Huner N.P.A. Photosynthesis of overwintering evergreen plants // Annu. Rev. Plant Biol. 2003. V. 54. P. 329–355.

4. Verhoeven A. Sustained energy dissipation in winter evergreens // New Phytologist. 2014. V. 201. P. 57–65.

5. Turunena M., Hellerb W., Strichb S., Sandermannb H., Sutinenc M.-L., Norokorpic Y. The effects of UV exclusion on the soluble phenolics of young Scots pine seedlings in the subarctic // Environmental Pollution. 1999. P. 219–228.

6. Agati G., Matteini P., Goti A., Tattini M. Chloroplast-located flavonoids can scavenge singlet oxygen // New Phytol. 2007. V. 174. P. 77–89.

7. Davies K.M., Albert N.W., Zhou Y., Schwinn K.E. Functions of flavonoid and betalain pigments in abiotic stress tolerance in plants // Annu Plant Rev. 2018. N 1. P. 1–41.

8. *Takahashi S., Badger M.R.* Photoprotection in plants: a new light on photosystem II damage // *Trends in Plant Science*. 2011. V. 16. № 1. P. 53–60.

9. *Горьшнина Т. К.* Экология растений: Учеб. пособие. М.: Высш. школа, 1979. 368 с.

10. *Nordin A., Moberg R., Tønsberg T., Vitikainen O., Dalsätt Å., Myrdal M., Snitting D., Ekman S.* Santesson's Checklist of Fennoscandian lichen-forming and lichenicolous Fungi [Электронный ресурс]. URL: [http: // 130.238.83.220/santesson/home.php](http://130.238.83.220/santesson/home.php). Evolutionsmussiet, Uppsala, 2016(дата обращения 15.03.2023).

КАЛИБРОВКА ПАРАМЕТРИЧЕСКОГО ГЕНЕРАТОРА СВЕТА ДЛЯ ДИСТАНЦИОННОГО ГАЗОАНАЛИЗА АТМОСФЕРЫ

Садовников С.А., Кравцова Н.С.

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

e-mail: sadsa@iao.ru, kravtsova@iao.ru

Проведена калибровка длин волн генерации лазера путём экспериментального измерения спектров пропускания газовой смеси в кювете. Разработана программа автоматического формирования перестроечной кривой лазера с параметрической генерацией света и программа автоматического измерения зависимости энергии импульса от длины волны генерации. С использованием разработанных программ проведён ряд экспериментов по измерению эффективности генерации лазерного излучения, опирающихся на результаты автоматически сформированных перестроечных кривых. Разработана программа управления спектрографом для регистрации с его применением лидарных сигналов, осуществлена тестовая регистрация спектра излучения лазерного диода.

Одним их актуальных направлений при исследовании состояния окружающей среды является разработка лидарных систем [1], обеспечивающих возможность проведения дистанционных измерений концентраций различных газовых составляющих атмосферы. Подобные системы активно применяются для исследования содержания водяного пара [2], углекислого газа [3], метана [4] и других газов как для наблюдения за их уровнем в фоновых условиях, так и на промышленных территориях.

Для корректной работы лидарных систем дистанционного газоанализа атмосферы с перестраиваемым по частоте излучением неотъемлемым этапом является калибровка спектрального положения длин волн генерации лазера. В рамках настоящей работы была проведена калибровка положения линии излучения параметрического генератора ближнего ИК диапазона с применением газовой кюветы, наполненной углекислым газом. Далее, рассмотрим подробнее этапы решения данной задачи.

На рисунке 1 представлена схема эксперимента по калибровке положения линии генерации лазера и внешний вид её отдельных элементов.

Перед экспериментом производились следующие действия: в первую очередь к газовой кювете подсоединялся газовый баллон наполненный CO_2 (ГОСТ 8050-85). Для регулировки подачи углекислого газа в кювету применялся редуктор УР 6 6 mini (Krass, Россия, Китай). Подключение редуктора к газовой кювете производилось с использованием силиконового шланга. В ходе эксперимента применялась кювета КГ01[5]. Для вытеснения из газовой кюветы сторонних газов в первую очередь производилась продувка углекислым газом.

Эксперимент по калибровке длин волн генерации производится следующим образом: 1) путём поворота нелинейных кристаллов лазера с использованием шаговых двигателей выставлялась теоретически ожидаемая длина волны генерации; 2) производился запуск генерации и регистрация ста импульсов с помощью измерителя энергии/мощности PM100USB (Thorlabs, США) с пироэлектрической головкой, после чего пункты 1 и 2 повторялись для последующих положений кристаллов.

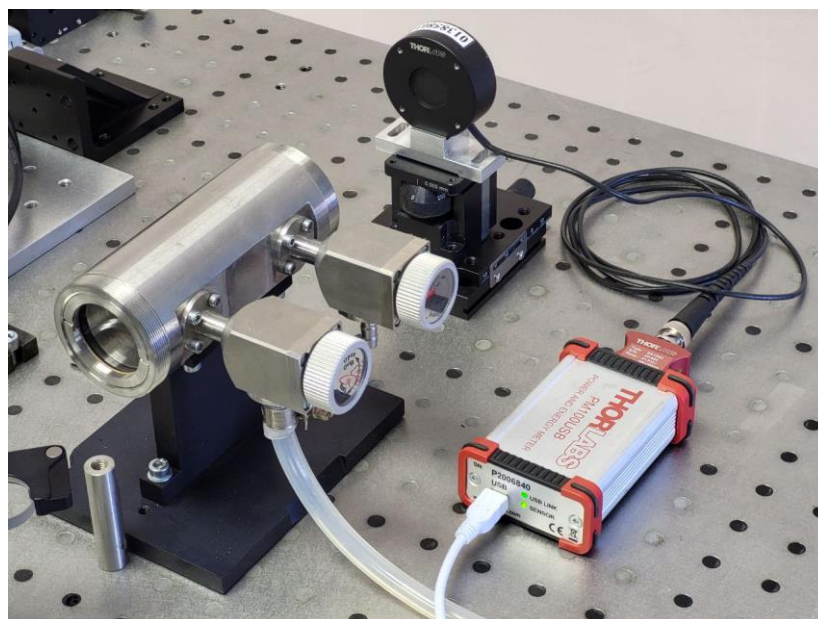
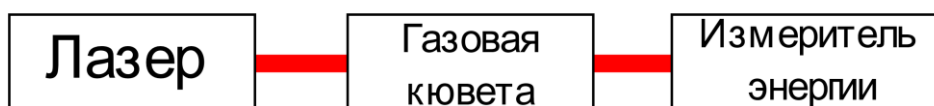


Рисунок 1 – Схема эксперимента по калибровке положения линии генерации

Важно отметить, что длина волны генерации регистрировалась косвенно – по сигнальной волне первого каскада генерации, излучение которого входит в видимый диапазон спектра (709-757 нм), с применением измерителя длины волны SHR (SolarLS, Минск). Эксперимент проводился в два этапа – без газовой кюветы на пути распространения излучения и с ней. Первое измерение выступало в качестве референтного, второе – в качестве информативного. Так как коэффициент пропускания – есть ничто иное как отношение потока излучения, прошедшего сквозь среду, к потоку, падающему на её поверхность [6], то из соотношения измеренных сигналов можно восстановить спектр пропускания газовой смеси в кювете. Именно данная процедура и была неоднократно проведена. В качестве примера на рисунке 2 представлен результат восстановления спектра пропускания, полученный данным способом.

На рисунке 2 можно заметить, что между сильно поглощающими линиями (в области $4950-4965\text{ см}^{-1}$, выделенной красным кружком) наблюдается область пониженного поглощения, от спектрального положения которого в данном случае можно отталкиваться.

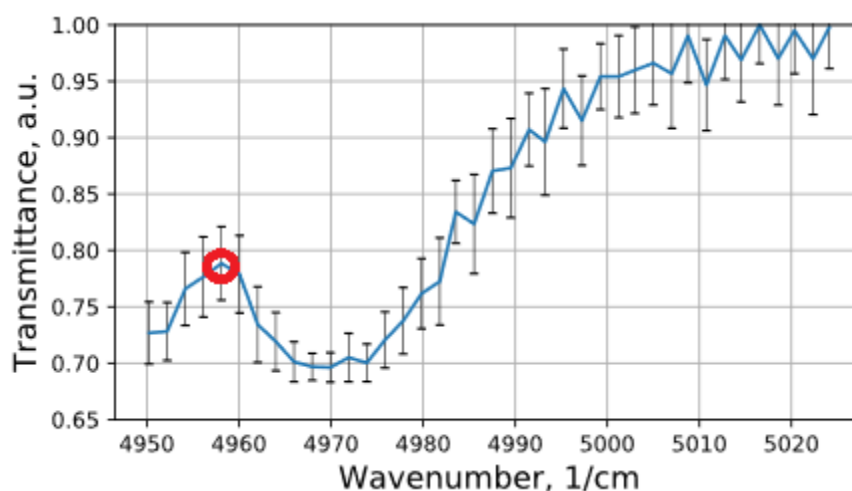


Рисунок 2 – Восстановленный спектр пропускания газовой смеси

Процедура калибровки состояла во внесении корректирующего коэффициента в зависимость положения шаговых двигателей лазера от длины волны генерации. Сдвиг между теоретически рассчитанными и экспериментально зарегистрированными спектрами составил более 20 см^{-1} ($> 10\text{ нм}$). Проведённая процедура калибровки позволила произвести учёт спектрального положения линии генерации лазера в ИК диапазоне спектра и перейти к выполнению следующей задачи.

Следующая задача состояла в разработке программы управления спектрографом для регистрации с его применением лидарных сигналов. Для разработки данной программы использовался язык программирования Python[7] и библиотека визуализации PyQtGraph [8]. На текущий момент программа выполнена в виде консольного приложения, однако обеспечивает выводом в окно визуализации регистрируемых спектров генерации лазеров. В качестве примера на рисунке 3 представлен спектр излучения лазерного диода.

Управление входными параметрами регистрации сигналов может осуществляться двумя способами – вводом в консоли при запуске программы, либо чтением из конфигурационного файла. В качестве входных параметров регистрации сигналов выступают: источник синхронизации (внутренний, внешний), длительность одного кадра, метод измерения (усреднение, накопление), количество кадров для усреднения или накопления, путь сохранения данных.

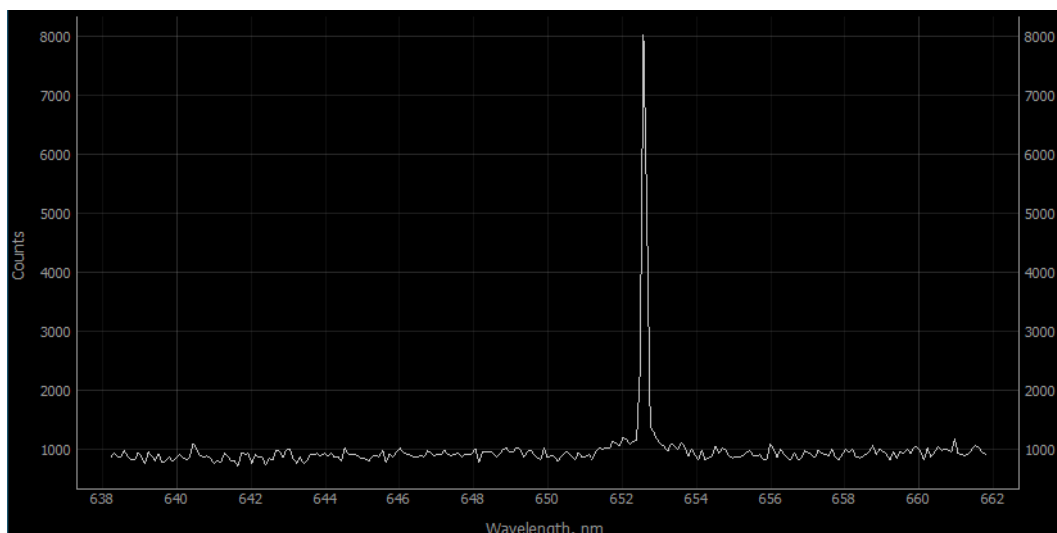


Рисунок 3 – Спектр излучения лазерного диода

Для обеспечения высокой производительности программы при работе с массивами данных применялась библиотека NumPy [9].

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Президента РФ № МК-1109.2022.4 (в части калибровки параметрического генератора света и разработки программы управления спектрографом) и в рамках государственного задания ИОА СО РАН (в части калибровки параметрического генератора света).

1. Бобровников С.М., Матвиенко Г.Г., Романовский О.А., Сериков И.Б., Суханов А.Я. Лидарный спектроскопический газоанализ атмосферы. Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2014. 508 с.

2. Mariani Z., Stanton N., Whiteway J., Lehtinen R. Toronto Water Vapor Lidar Inter-Comparison Campaign // Remote Sens. 2020. V. 12. № 19. P. 1–12.

3. Refaat T.F., Petros M., Antill C.W., Singh U.N., Choi Y., Plant J. V, Digangi J.P., Noe A. Airborne Testing of 2- μm Pulsed IPDA Lidar for Active Remote Sensing of Atmospheric Carbon Dioxide // Atmosphere. 2021. V. 12. № 3.

4. Wagner G.A., Plusquellic D.F. Ground-based, integrated path differential absorption LIDAR measurement of CO₂, CH₄, and H₂O near 1.6 μm // Appl. Opt. 2016. V. 55. № 23. P. 6292–6310.

5. ИНФРАСПЕК - производство и продажа ИК Фурье спектрометров [Электронный ресурс]. URL: <http://www.infraspek.ru/> (дата обращения: 14.03.2023).

6. Большая российская энциклопедия [Электронный ресурс]. URL: <https://bigenc.ru/> (дата обращения: 13.09.2022).

7. Welcome to Python.org [Электронный ресурс]. URL: <https://www.python.org/> (дата обращения: 14.03.2023).

8. PyQtGraph Scientific Graphics and GUI Library for Python [Электронный ресурс]. URL: <https://www.pyqtgraph.org/> (дата обращения: 14.03.2023).

9. NumPy. The fundamental package for scientific computing with Python [Электронный ресурс]. URL: www.numpy.org/ (дата обращения: 14.03.2023).

РЕШЕНИЕ ЗАДАЧИ РАССЕЯНИЯ СВЕТА НА ЛЕДЯНЫХ НЕСФЕРИЧЕСКИХ ЧАСТИЦАХ, ПОЛУЧЕННОЕ В ПРИБЛИЖЕНИЯХ ГЕОМЕТРИЧЕСКОЙ И ФИЗИЧЕСКОЙ ОПТИКИ, ДЛЯ ЗАДАЧ ПЕРЕНОСА ЛАЗЕРНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ

Кан Н.В.¹, Коношонкин А.В.^{1,2}, Шишко В.А.^{1,2}, Тимофеев Д.Н.¹, Русскова Т.В.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: n.kan.08@gmail.com, sasha_tvo@iao.ru, sva@iao.ru, tdn@iao.ru, btv@iao.ru, kustova@iao.ru

В работе представлены результаты сравнения численных решений задачи рассеяния света на ледяных частицах методами геометрической и физической оптики. Решение строилось для частиц неправильной формы размерами 10 - 100 мкм для длины волны 0,532 мкм. Результаты сравнения матрицы рассеяния света по всей сфере направления показали, что решение в рамках приближения геометрической оптики достаточно хорошо совпадает с решением в рамках физической оптики по всей сфере рассеяния за исключением окрестности рассеяния в направлении вперед и назад.

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件годно 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]. Тем не менее метод физической оптики обладает

высокой вычислительной трудоемкостью при решении задачи рассеяния света по всем направлениям рассеяния, особенно для крупных частиц.

Из вышесказанного следует, что для решения задачи рассеяния света по всей сфере направления следует объединить преимущества методов геометрической и физической оптики. То есть применить подход сшивания решений: решение по всем углам рассеяния (кроме точки рассеяния назад) строить в приближении геометрической оптики, а в направлении рассеяния назад, где приближение геометрической оптики приводит к значительным ошибкам, использовать решение, полученное в рамках физической оптикой. Данная работа посвящена исследованию возможности объединения решений физической и геометрической оптик.

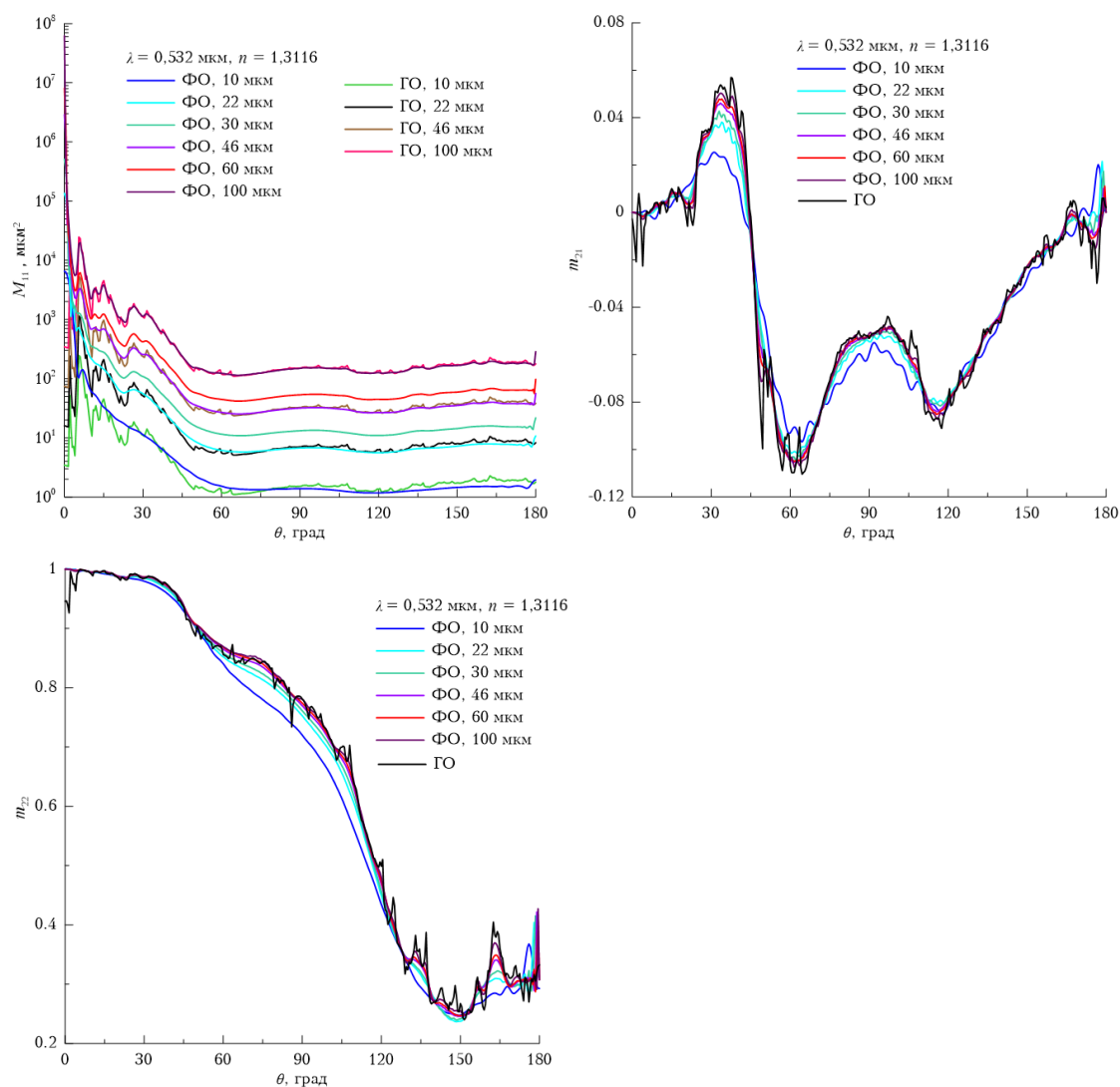


Рисунок 1 – Элементы матрицы рассеяния света для частицы произвольной формы, построенные в зависимости от угла рассеяния θ в рамках приближения физической оптики (ФО) и геометрической оптики (ГО)

Решение строилось в рамках приближение геометрической и физической оптики по всей сфере направлений рассеяния для диапазона размеров частиц от 10 до 1000 мкм, при длинах

волн: 0,355; 0,532; 1,064 мкм. Также более подробно рассмотрено направление рассеяние назад и вперед.

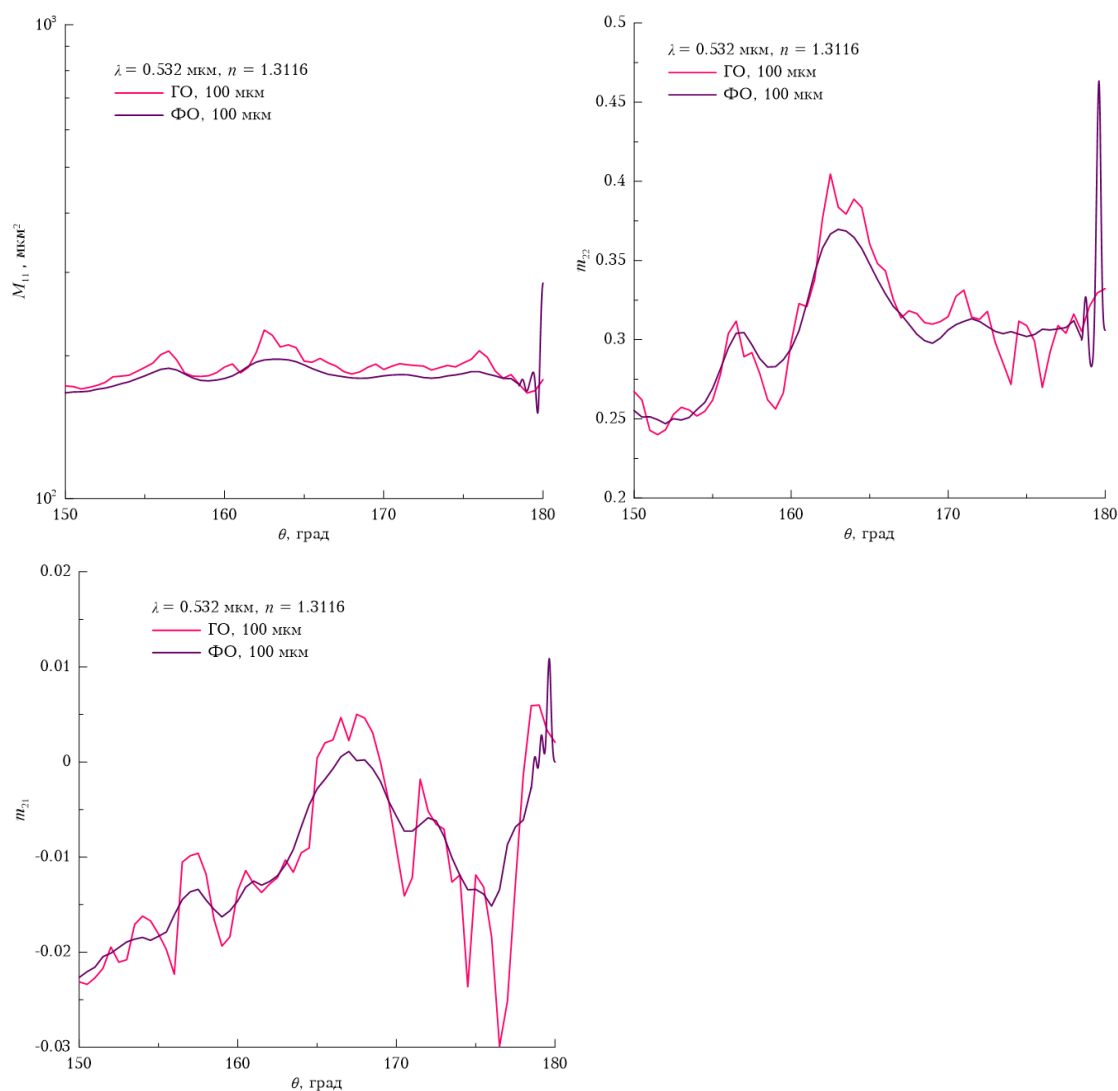


Рисунок 2 – Элементы матрицы рассеяния света для частицы произвольной формы, построенные в конусе направления рассеяния назад θ в рамках приближения физической оптики (ФО) и геометрической оптики (ГО)

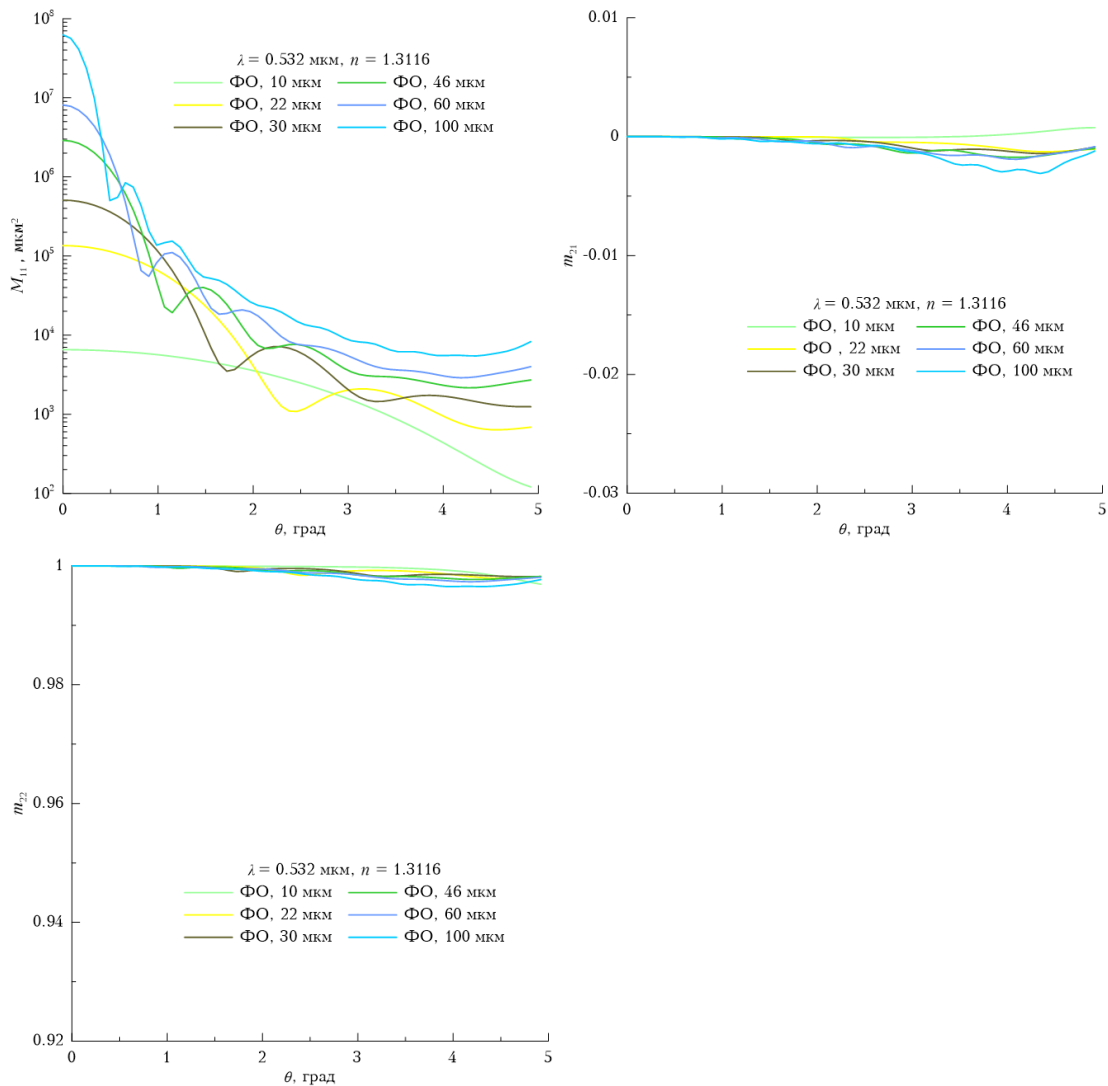


Рисунок 3 – Элементы матрицы рассеяния света для частицы произвольной формы, построенные в конусе направления рассеяния вперед θ в рамках приближения физической оптики (ФО) и геометрической оптики (ГО)

На рисунке 1(а, б, в) представлено сравнение элементов матрицы рассеяния полученных разными методами. На рисунке 2 более подробно представлено сравнение решений в окрестности направления рассеяния назад на примере частицы 100 мкм. Сравнение результатов расчетов для элемента M_{11} матрицы рассеяния методами физической и геометрической оптики показывают, что вблизи направления назад существуют различия, обусловленные дифракционными или когерентными эффектами, не учитываемыми в методе геометрической оптики [1] (см.рис.2). Такие различия наблюдаются во всех элементах матрицы Мюллера.

На рисунке 3 более подробно представлены результаты расчета в направления рассеяния вперед, в конусе углов $\theta=5$ градусов. Также на рисунке 3 видно, что в направлении рассеяния назад доминируют дифракционные эффекты, а не интерференционные. Это, в частности, приводит к тому, что поляризационные элементы матрицы Мюллера (m_{12} , m_{22}) имеют

тривиальный вид в окрестности направления рассеяния вперед, а первый элемент матрицы (M11), проявляет типичную дифракционную зависимость.

Таким образом, результаты исследования показывают, что не составляет трудности построить, в рамках приближения геометрической оптики, банк данных оптических характеристик перистых облаков практически во всем диапазоне углов рассеяния, за исключением окрестности вперед и назад. Однако такой подход не позволяет описать характеристики светорассеяния вблизи направления назад и вперед, поэтому для корректного решения задачи необходимо использовать приближение физической оптики.

Перспективным является предложение проводить совместное решение комбинируя метода геометрической и физической оптик.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-27-00719.

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. N 23. P. 32984–32993.

ИССЛЕДОВАНИЕ ОПТИЧЕСКИХ СВОЙСТВ АТМОСФЕРНЫХ ЛЕДЯНЫХ КРИСТАЛЛОВ ПРОИЗВОЛЬНОЙ МНОГОГРАННОЙ ФОРМЫ

Ткачев И.В.¹, Коношонкин А.В.^{1,2}, Шишко В.А.^{1,2}, 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

Ранее нами был построен банк данных для одной частицы случайной многогранной формы. Решение было получено для диапазона размеров от 10 до 300 мкм для длины волны 0,532 мкм. Частица была выбрана как наиболее близкая к среднему по ансамблю сгенерированных частиц. В представленной работе реализуется иной подход построения банка данных: генерируется произвольная частица случайной формы со случайным размером, из диапазона размеров частиц, приставленных в банке данных. В докладе исследуется отличие между подходами в построении банка данных.

На сегодняшний день задача рассеяния света на перистых облаках представляет повышенный интерес. Исследование перистых облаков происходит как контактными, так и дистанционными методами зондирования. Для изучения перистых облаков используются не только наземные средства, но и самолеты, а также космические лидары, которые устанавливаются на спутники. Как выяснилось кристаллы льда, находящиеся в перистых облаках, существенно влияют на радиационные процессы в атмосфере Земли тем самым меняя ее радиационный баланс. Это вследствие может приводить к изменениям в климате нашей планеты [1].

Но на данный момент не существует полностью составленная оптическая модель, при помощи которой мы могли бы интерпретировать данные, которые мы получаем посредством лазерного зондирования атмосферных частиц льда в перистых облаках.

Для решения данной проблемы в Томском Институте оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН была составлена программа численного моделирования процесса светорассеяния [2], а также описан метод, при помощи которого мы могли бы интерпретированы полученные данные и построена необходимая оптическая модель. Данный метод основывается на использование физической оптики и хорошо работает с частицами, размер которых существенно превышает длину волны падающего на них излучения.

Существующие точные численные методы, такие как DDA[3], FDTD[4], DGTD[5] все еще ограничены максимальным размером частиц порядка 30 мкм при решении задачи рассеяния света в видимом диапазоне длин волн, в противоположность им метод физической оптики позволяет получать решение для частиц размерами до 1000 мкм.

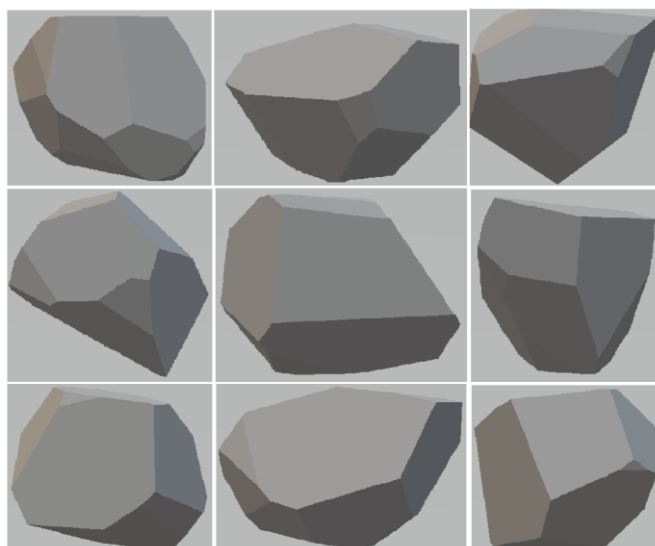


Рисунок 1 – Пример некоторых форм из ансамбля частиц



Рисунок 2 – Форма эталонной частицы.

При построении первого банка данных был проведен анализ оптических характеристик частиц произвольной формы в рамках геометрической оптики (рис. 3). В качестве частиц послужил ансамбль частиц, пример которых показан на рисунке 1. Частица на рисунке 3, соответствующая оранжевой линии, была выбрана за эталон, форма данной частицы показана на рисунке 2. Данная частица была выбрана поскольку оказалась наиболее близкой к среднему по ансамблю сгенерированных частиц (желтая линия). На основе выбранной эталонной частицы был построен банк данных (рис.3).

Для того что бы провести анализ поведения ансамбля частиц на эталонном графике, необходимо на выбранную эталонную частицу наложить ансамбль сгенерированных случайных частиц. Для каждой сгенерированной частицы выбирались размеры случайным образом. Так же стоит уточнить что данная эталонная частица на рисунке 4, была взята из нового банка данных, который теперь построен с использованием метода физической оптики, что дает нам более точное решение. Все сгенерированные частицы так же были пересчитаны с использованием метода физической оптики (рис.4).

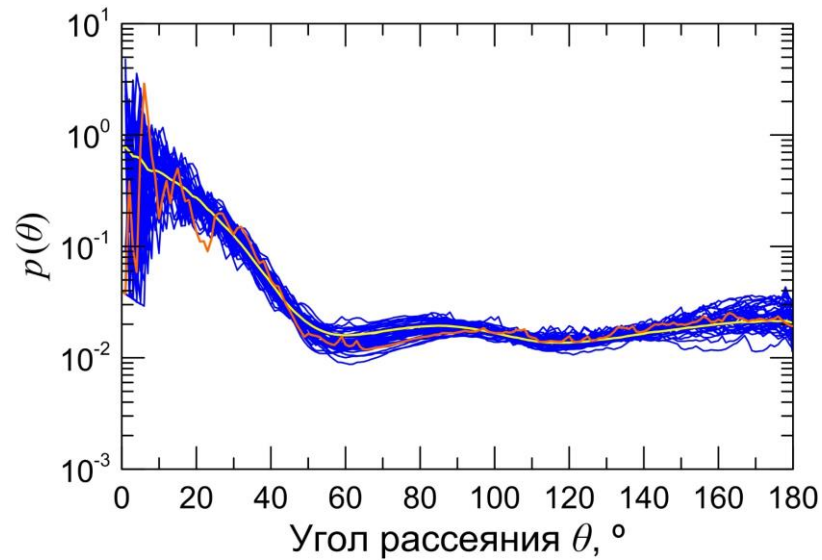


Рисунок 3 – Индикатрисы рассеяния, полученные для набора из 150-ти ледяных частиц произвольной формы размером порядка 200 мкм. Желтая линия – среднее арифметическое по всем кривым. Оранжевая линия – частица на основе которой был построен банк данных

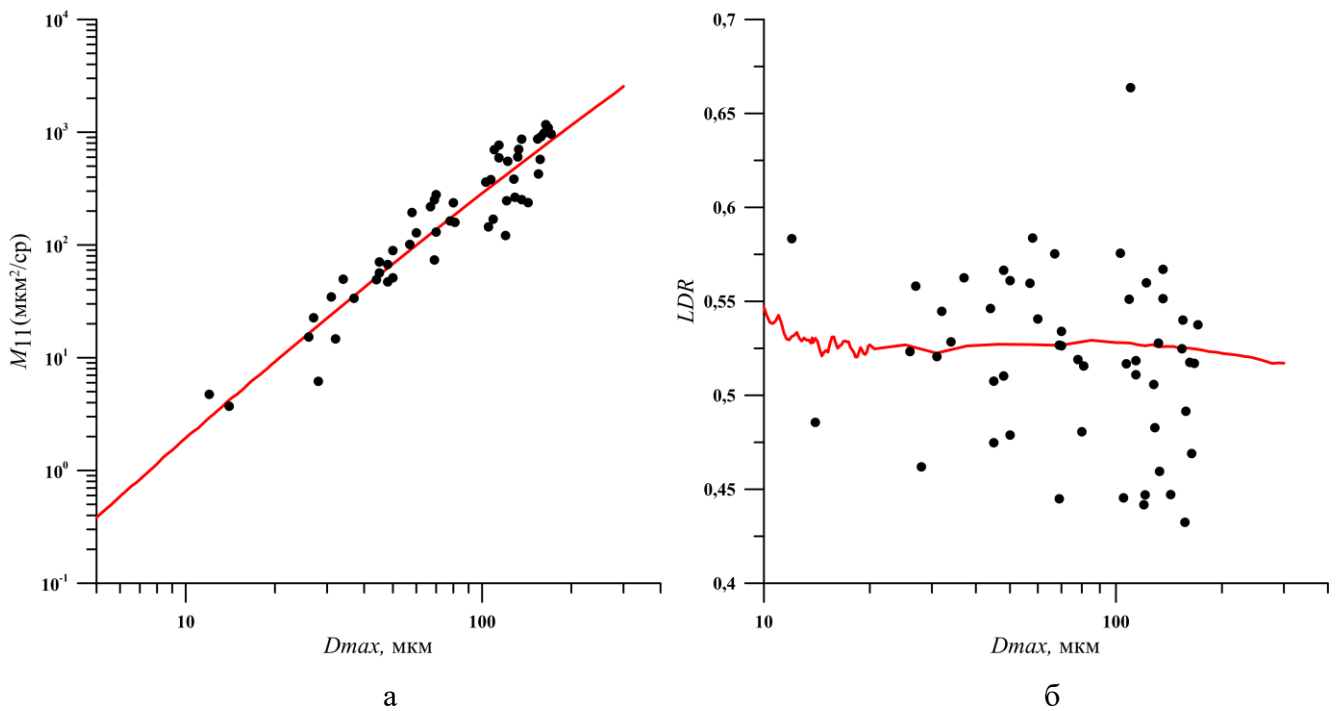


Рисунок 4 – Сравнение решения для эталонной частицы и частиц произвольной формы, случайного размера: а) M_{11} элемент матрицы рассеяния б) деполаризационное отношение (LDR)

На рисунке 4 красной линией показана выбранная эталонная частица в диапазоне размеров от 10 до 300 мкм, на которую наложен ансамбль частиц (черные точки). На рисунке 4(а) показана зависимость элемента M_{11} матрицы Мюллера от размера кристалла льда. Из графика видно, что ансамбль частиц располагается рядом с эталонной частицей на всем диапазоне размеров.

На рисунке 4(б) показана зависимость линейного деполяризационного отношения от размера частиц. Значение деполяризационного отношения эталонной частицы варьируется в диапазоне 0.51–0.55. Результаты расчета показывают, что ансамбль частиц ведет себя более разрозненно и некоторые частицы имеют отклонения LDR до 0.12.

В ходе работы был проведен анализ поведения ансамбля частиц с эталонной частицей. Анализ показал, что в основном частицы из ансамбля находятся довольно плотно к графику функции эталонной частицы, что наглядно демонстрирует справедливость решения для выбранной частицы. Такой результат подтверждает, что с помощью банка данных, построенного для эталонной частицы, можно интерпретировать данные лазерного зондирования атмосферы.

В будущем планируется добавить новые частицы из ансамбля для уточнения полученных результатов, а также посчитать эталонную частицу с большим размером и так же провести анализ путем наложения ансамбля частиц на новый диапазон размеров и других длинах волн.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Президента РФ МД-3149.2022.1.5 и в рамках государственного задания ИОА СО РАН.

1. *Baker B.M.* Cloud microphysics and climate // *Science*. 1997. V. 276. P. 1072–1078.
2. *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. N 23. P. 32984–32993.
3. *Yurkin M.A., Hoekstra A.G.* The discrete-dipole-approximation code ADDA: Capabilities and known limitations // *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*. 2011. V. 112. P. 2234–2247.
4. *Taflove A.* *Advances in Computational Electrodynamics: The Finite-Difference Time-Domain Method*. — Boston: Artech House, 1998.
5. *Grynko Y., Shkuratov Y., Förstner J.* Light scattering by randomly irregular dielectric particles larger than the wavelength // *Optics Letters*. 2013. V. 38. № 23. P. 5153–5156.

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ИЗМЕРЕНИЙ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ В ПРИЗЕМНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ ДВУХКАНАЛЬНОЙ ЛИДАРНОЙ СИСТЕМОЙ БЛИЖНЕГО ИК-ДИАПАЗОНА

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

Представлены результаты расчета спектра пропускания атмосферы и моделирования лидарных сигналов в информативном диапазоне зондирования парниковых газов (CO_2 , H_2O) на горизонтальных тропосферных трассах с использованием разрабатываемой двухканальной лидарной системы инфракрасного диапазона. Показано, что предпочтительным для одновременного зондирования CO_2 и H_2O является спектральный диапазон работы лидарной системы $4878\text{--}4894\text{ см}^{-1}$ ($2043\text{--}2050\text{ нм}$), в котором уровень лидарных сигналов лежит в интервале значений $10^{-6}\text{--}10^{-10}$ Вт и превышает эквивалентную мощность шума фотодетектора. Предложено несколько конфигураций лидарной системы с генерацией наносекундных импульсов излучения в выбранном информативном диапазоне зондирования целевых исследуемых газов.

Парниковые газы играют определяющую роль в формировании климата на планете и оказывают влияние на тренд температуры на Земле. По этой причине актуальной на сегодняшний день является задача контроля концентраций парниковых газов с использованием методов и средств дистанционного зондирования. Среди методов газоанализа можно выделить метод дифференциального поглощения и рассеяния (ДПР) [1–4] и дифференциальную оптическую абсорбционную спектроскопию (ДОАС) [5]. Целью работы является разработка ИК-лидарной системы для одновременного восстановления пространственно-разрешенных профилей и усреднённых вдоль горизонтальной трассы зондирования концентраций исследуемых парниковых газов (CO_2 , H_2O) с использованием ДПР- и ДОАС-каналов регистрации. Разработка любой лидарной системы требует предварительного численного моделирования в части выбора информативных диапазонов (длин волн) зондирования, оценки обратно рассеянного сигнала и дальности зондирования. Результаты решения данных задач представлены далее.

С применением базы данных HITRAN [6] рассчитывались спектры пропускания (Т) атмосферы. Моделирование спектров проведено для условий атмосферы лета средних широт с использованием метеорологической модели USA Standard [7]. При проведении моделирования стояла задача определения информативных спектральных интервалов зондирования CO_2 , H_2O для проведения ДОАС измерений, выбора необходимых для ДПР значений $\nu_{\text{on}}(\lambda_{\text{on}})$ и $\nu_{\text{off}}(\lambda_{\text{off}})$ для последующей настройки источника излучения разрабатываемой лидарной системы на информативные длины волн и диапазоны зондирования CO_2 , H_2O в ИК-области спектра.

Для поиска информативных длин волн и диапазонов зондирования CO_2 , H_2O была исследована ближняя ИК спектральная область в диапазоне значений $4800\text{--}5100\text{ см}^{-1}$ ($1960\text{--}2083\text{ нм}$). Протяжённость трассы зондирования соответствовала 1 км , аппаратная функция (АФ) – $6,5$ и $0,1\text{ см}^{-1}$. Аппаратная функция $6,5\text{ см}^{-1}$ соответствует ширине линии излучения лазера в передающей части лидара и расчёт для данного значения необходим с целью выбора информативных полос зондирования (включающие $\nu_{\text{on}}(\lambda_{\text{on}})$ и $\nu_{\text{off}}(\lambda_{\text{off}})$) по методу ДПР. Результаты моделирования для аппаратной функции $6,5\text{ см}^{-1}$ показали, что предпочтительно использовать для ДПР зондирования линии поглощения H_2O и CO_2 в диапазоне $4878\text{--}4894\text{ см}^{-1}$ ($2043\text{--}2050\text{ нм}$). Расчёт с использованием АФ= $0,1\text{ см}^{-1}$ проводился для выделения в полосе зондирования $4878\text{--}4894\text{ см}^{-1}$ линий поглощения исследуемого газа по методу ДОАС. Концентрация зондируемых компонент при моделировании соответствует значениям 18800 ppm (H_2O) [7] и $402,1\text{ ppm}$ (CO_2) [8]. Также учитывалось мешающее поглощение сторонними газами (значения концентраций сторонних газов соответствуют фоновому состоянию атмосферы в черте города [8]). На рисунке 1 представлены результаты расчета спектра пропускания атмосферы для спектрального диапазона $4878\text{--}4894\text{ см}^{-1}$, наиболее предпочтительного для ДОАС и ДПР зондирования.

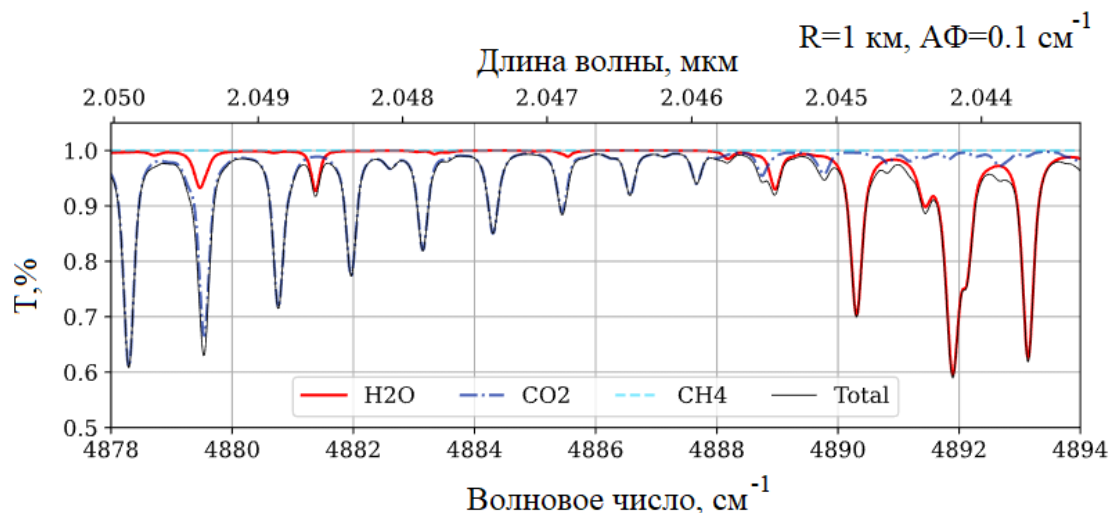


Рисунок 1 – Спектр пропускания атмосферы (T) в информативном диапазоне зондирования H_2O и CO_2

Далее, проведено численное моделирование эхо-сигналов при зондировании H_2O , CO_2 двухканальным лидаром ИК-диапазона. Входные данные для проведения численного моделирования приведены в таблице 1. Результаты моделирования приведены на рисунке 2. Из рисунка 2 видно, что для полосы поглощения в выбранном спектральном диапазоне $4878\text{--}4894\text{ см}^{-1}$ уровень лидарного сигнала лежит в интервале значений $10^{-6}\text{--}10^{-10}\text{ Вт}$, что превышает NEP

фотодетектора 10^{-12} Вт. Таким образом, можно сделать вывод о возможности регистрации лидарных сигналов с заданными характеристиками двухканальной ИК-лидарной системы.

Таблица 1. Входные данные для проведения численного моделирования лидарного сигнала при зондировании H_2O , CO_2

Детектируемый газ	H_2O	CO_2
Концентрация, ppm Лето средних широт	18800	402,1
Дальность зондирования, км	≤ 3	
Диапазон длин волн зондирования, нм	1960–2083	
Волновое число, cm^{-1}	4800–5100	
Энергия в импульсе, мДж	4	
Аппаратная функция (АФ), cm^{-1}	0,1; 6,5	
Геометрия трассы зондирования	горизонтальная	
Диаметр приемной апертуры, мм	300	
Эквивалентная мощность шума (NEP), Вт/Гц ^{0.5}	$1 \cdot 10^{-12}$	

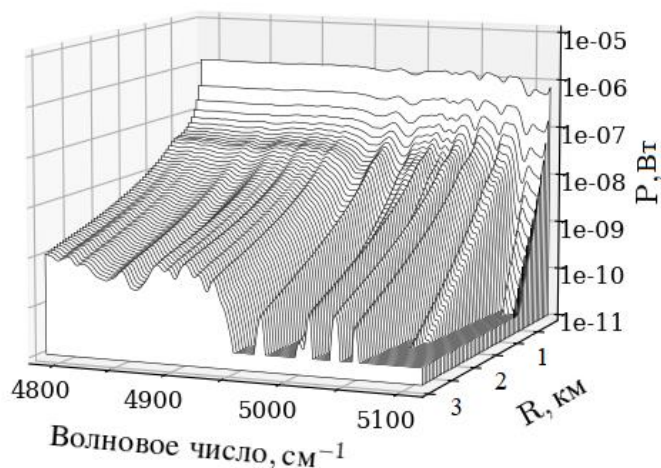


Рисунок 2 – Результат моделирования лидарного сигнала в информативном диапазоне зондирования H_2O и CO_2

По результатам проведенных расчетов и численного моделирования определен технический облик разрабатываемой двухканальной лидарной системы ИК-диапазона. Оптическая схема разрабатываемой двухканальной лидарной системы ИК-диапазона приведена на рисунке 3. В лидаре предполагается использование двух каналов регистрации: ДПР-канал для восстановления пространственного распределения концентрации целевого газа и ДОАС-канал для восстановления усредненных значений концентраций газов.

Принцип работы будет заключаться в следующем. Лазерный пучок должен расширяться коллиматором и направляться в атмосферу к топочели. При разработке лидара планируется использование зеркального коллиматора. Необходимость использования именно зеркального

коллиматора возникает из-за крайне широкого диапазона длин волн генерации лазера с возможностью его перестройки. Вместе с тем, зеркальное исполнение требуется для обеспечения возможности проведения сравнительных измерений концентраций исследуемых газов в разных областях рассматриваемого спектрального диапазона. Для контроля выходной энергии в импульсе информативного излучения лидара в передающую часть включены два измерителя мощности/энергии. Для отвода излучения на измерители мощности/энергии используются плоскопараллельная пластина. Призма Волластона применяется для разделения излучения на разных длинах волн с ортогональной поляризацией (рисунок 3а). Лазерное излучение, направленное в атмосферу, по мере распространения вдоль исследуемой трассы претерпевает аэрозольное и молекулярное поглощение и рассеяние, которое в дальнейшем регистрируется приёмной частью.

Приемная часть лидарной системы может быть исполнена в двух конфигурациях:

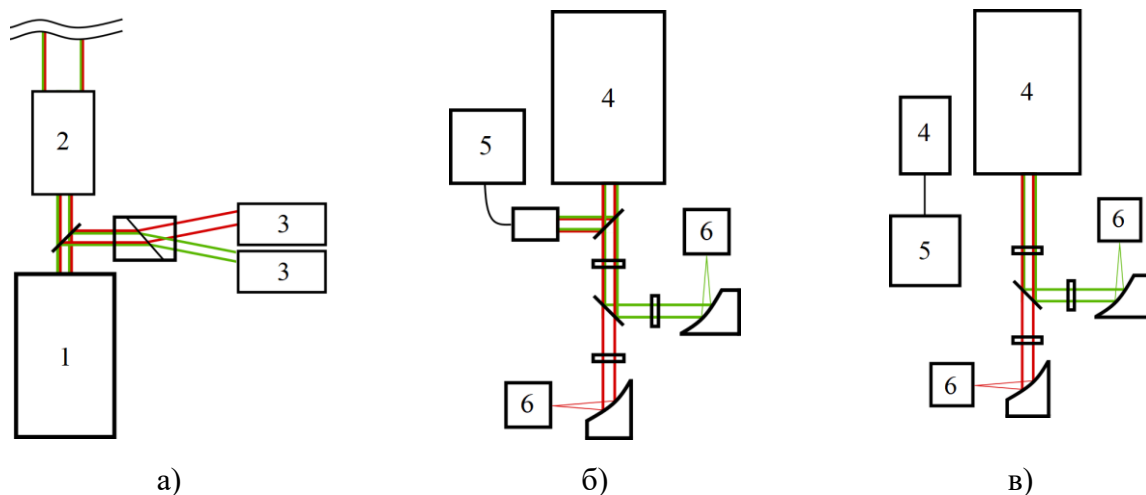
1) Излучение, рассеянное назад в направлении лидара, собирается телескопом, разделяется дихроичным зеркалом на два канала, проходит через оптические фильтры. Часть излучения направляется на фотодиодные детекторы, а часть направляется через спектрограф, который производит разложение излучения в спектр, на линейчатый фотодетектор для преобразования оптических сигналов в электрические (рисунок 3б).

2) Излучение, рассеянное назад в направлении лидара, собирается двумя телескопами (по одному телескопу на каждый из лидарных каналов приема, соответственно). Далее, принцип работы совпадает с последовательностью приема лидарного сигнала, описанного для конфигурации №1 лидара (рисунок 3в).

В приемной части лидара также используются следующие оптические элементы: параболические зеркала для фокусировки обратно рассеянного излучения на чувствительную площадку ФД.

Регистрация сигналов с двух каналов и их последующая обработка обеспечивает возможность восстановления пространственного распределения и усреднённых значений концентраций атмосферных газов вдоль трассы зондирования. Перестройка длины волны излучения лазерного источника может обеспечить дистанционный контроль концентраций водяного пара и углекислого газа.

Предполагается использование ДООС-канала для получения интегральных значений концентрации исследуемого атмосферного газа на заданной трассе зондирования, восстановленных с помощью монохроматора/спектрографа и линейчатого фотодетектора, для корректировки пространственно разрешенных профилей концентрации газа, восстановленных с использованием ДПР-канала регистрации.



1 – лазер, 2 – коллиматор, 3 – измеритель мощности/энергии, 4 – телескоп,
5 – монохроматор/спектрограф М833, 6 – фотодетектор

Рисунок 3 – Оптическая схема двухканальной лидарной системы ИК-диапазона

(а - передающая часть; б - конфигурация № 1 приемной части лидара; в - конфигурация № 2)

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-79-10203,
<https://rscf.ru/project/22-79-10203/>.

1. Li J., Yu Z., Du Z., Ji Y., Liu C. Standoff chemical detection using laser absorption spectroscopy // Remote Sensing. 2020. V. 12. 2771.

2. Григорьевский В.И., Садовников В.П., Элбакидзе А.В. Измерения фоновой концентрации метана дистанционным лидаром на километровых трассах в районе Московской области // Журнал радиоэлектроники [электронный журнал]. 2021. № 9.

3. Кустенев 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.

4. Yakovlev S.V., Romanovskii O.A., Sadovnikov S.A., Tuzhilkin D.A., Nevzorov A.A., Kharchenko O.V., Kravtsova N.S. Mobile mid-infrared differential absorption lidar for methane monitoring in the atmosphere: Calibration and first in situ tests // Results in Optics. 2022. V.8. 100233.

5. Platt U., Stutz J. Differential absorption spectroscopy. In Differential Optical Absorption Spectroscopy // Platt U., Stutz J. Eds. Springer: Cham. Switzerland. 2008. P. 135–174.

6. Gordon I.E., Rothman L.S., Hargreaves R.J. et. al. The HITRAN2020 Molecular Spectroscopic Database // Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer. 2022. V. 277. 107949.

7. US standard atmosphere // National Oceanic and Atmospheric Administration. National Aeronautics and Space Administration United States Air Force. Washington D.C. 1976. 243 p.

8. Лаборатория климатологии атмосферного состава ИОА СО РАН [Электронный ресурс]. URL: <https://lor.iao.ru/RU/tor/co2stat/> (дата обращения: 13.03.2023).

АНАЛИЗ ОШИБОК ВОССТАНОВЛЕНИЯ ОПТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ФОНОВОГО АЭРОЗОЛЯ В МОДЕЛЕ ТРОПОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Зенкова П.Н., Терпугова С.А., Польшкин В.В., Панченко М.В.

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

e-mail: zpn@iao.ru, swet@iao.ru, victor@iao.ru, pmv@iao.ru

На основе эмпирической модели оптических характеристик аэрозоля летней фоновой дымки Западной Сибири проведен расчет оптических характеристик аэрозоля в диапазоне длин волн $0,46 \div 0,87$ мкм. Проанализированы относительные ошибки восстановленных коэффициентов рассеяния, ослабления и поглощения, альbedo однократного рассеяния, среднего косинуса и лидарного отношения. Использовался метод Монте-Карло для оценки чувствительности модели к ошибкам измерения входных параметров: относительной влажности воздуха, массовой концентрации поглощающего вещества, коэффициента направленного светорассеяния на длине волны $0,53$ мкм под углом 45° , массовой концентрации поглощающего вещества и параметры его логнормального распределения по размерам.

Станции сети наземного мониторинга автоматизированных солнечных фотометров AERONET (AErosol RObotic NETwork) [1] неравномерно распределены внутри евразийского континента. На обширной территории Сибири и Дальнего Востока расположено всего 5 станций (Томск, Барнаул, Иркутск, Якутск и Тикси) сети AERONET, которые не покрывают и одной десятой этого пространства. Поэтому встает актуальный вопрос развития современных аэрозольных моделей, учитывающих сезонные особенности разных регионов. В основе общепринятых моделей WCP, OPAC [2], оптико-локационной [3] и др. лежит информация, обобщающая сведения об аэрозоле в большом пространственно-временном масштабе. Для обширной, но мало изученной, территории Западной Сибири на сегодняшний день можно выделить две модели оптических и микрофизических характеристик аэрозоля на основе данных прямой и рассеянной солнечной радиации [4] и самолетного зондирования [5]. Малочисленность данных о характеристиках атмосферного аэрозоля в тропосфере Западной Сибири, обуславливает необходимость развития новых подходов к восстановлению оптических свойств.

На основе циклов измерений самолета-лаборатории в 1986-1988 гг и 2000-2007гг была создана обобщенная эмпирическая модель оптических характеристик аэрозоля в нижнем 5-километровом слое атмосферы Западной Сибири [5]. В работе [6] представлена ее модификация. Предложен алгоритм учета функции распределения поглощающего вещества и конденсационной активности аэрозоля в зависимости от размера частиц аэрозоля. Комплексный показатель преломления моделируется с учетом поглощающего вещества eBC

(эквивалент элементарного черного углерода) [7], представленного в субмикронной фракции логнормальным распределением:

$$\frac{dV_{eBC}}{dr} = A_{eBC} \exp\left(-\frac{\ln^2(r/r_{eBC})}{2\ln^2 S_{eBC}}\right)$$

Амплитуда распределения A_{eBC} вычисляется через объемную концентрацию поглощающего вещества, которая связано с массовой как $V_{eBC} = M_{eBC} / \rho_{eBC}$, где $\rho_{eBC} = 1,85 \text{ г/см}^3$.

Трансформация характеристик аэрозольных частиц при изменении относительной влажности воздуха RH моделируется в рамках полуэмпирической теории равновесного конденсационного укрупнения атмосферного аэрозоля А. Г. Лактионова [8].

Учитывая относительные погрешности входных параметров, на примере летней фоновой дымки Западной Сибири, была оценена точность восстановления оптических характеристик аэрозоля (коэффициентов поглощения β_{abs} , рассеяния β_{sca} и ослабления β_{ext} , альbedo однократного рассеяния α , лидарного отношения $S_a^{0,532}$, среднего косинуса $\langle \cos \rangle$) в диапазоне длин волн $0,46 \div 0,87 \text{ мкм}$.

Таблица 1. Значение входных параметров модели

Входной параметр	Среднее \pm СКО	Относительная погрешность
RH, %	72 ± 12	10%
$\mu(45^\circ, 0,53 \text{ мкм}), \text{ ср} / \text{ Мм}$	$8,73 \pm 2,04$	23%
$M_{eBC}, \text{ мкг/см}^3$	$0,3 \pm 0,15$	50%
$r_{eBC}, \text{ мкм}$	$0,087 \pm 0,009$	10%
S_{eBC}	$0,66 \pm 0,12$	18%

Чтобы проверить чувствительность модели к ошибкам измерения входных параметров, использовался метод Монте-Карло. Каждый раз при моделировании изменялся только один параметр, другие значения оставались постоянными. Предполагая нормальное распределение ошибок, для каждого расчета входные параметры изменялись случайным образом. Было сделано 1000 итераций, хотя результат сошелся уже при меньшем количестве (~500).

На рисунке 1 показано, что варьируя медианный радиус r_{eBC} в пределах его доверительного интервала, относительная погрешность восстановленных коэффициента поглощения β_{abs} меньше 9% и 2% для всех остальных (коэффициенты рассеяния β_{sca} и ослабления β_{ext} , альbedo однократного рассеяния α , лидарное отношение на длине волны $0,532 \text{ мкм}$ $S_a^{0,532}$, средний косинус). Если точность измерения медианного радиуса будет достигать 20%, то относительная ошибка восстановления характеристик аэрозоля увеличится в 2 раза.

Большее влияние на оптические характеристики оказывает полуширина S_{eBC} распределения поглощающего вещества. При погрешности измерений в 18% относительная ошибка коэффициента поглощения составляет 17-19%, а остальных оптических характеристик 1-5%. Если неопределенность в измерениях полуширины распределения поглощающего вещества возрастет до 30%, то относительная ошибка восстановленных характеристик увеличится в 1,5 раза.

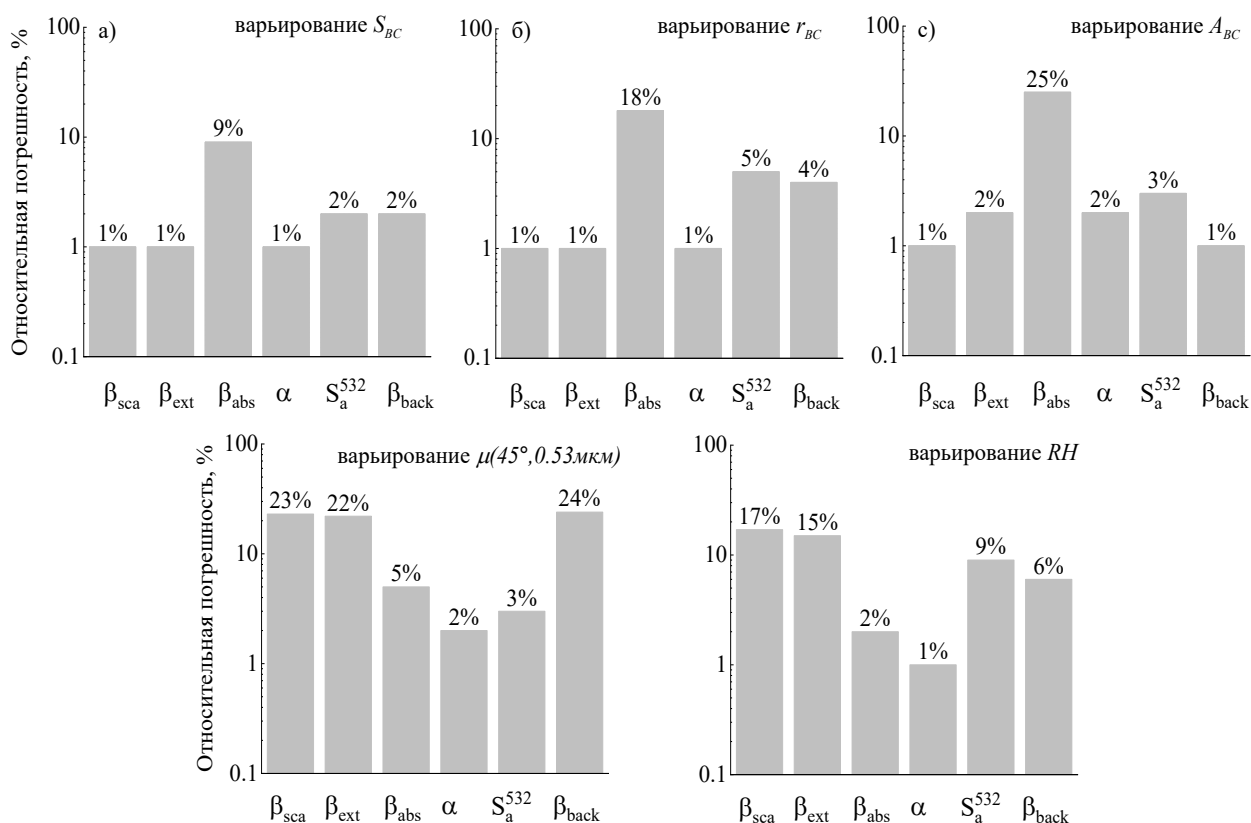


Рисунок 1 – Относительные погрешности восстановленных оптических характеристик фоновой летней дымки Западной Сибири при варьировании полуширины (а), медианного радиуса (б), амплитуды (с) распределения поглощающего вещества

Значительную роль в точности восстановления оптических характеристик аэрозоля играет амплитуда A_{eBC} распределения поглощающего вещества. Если ее неопределенность составляет 30%, то относительная погрешность коэффициента поглощения равна 25%, а остальных восстановленных характеристик 2-3%. Но обращаясь к многолетним данным, полученным с борта самолёта-лаборатории, мы видим, что неопределенности в измерениях M_{eBC} могут достигать и 133%. В этом случае относительная погрешность коэффициента поглощения достигает 51%, лидарного отношения 7%, а остальных оптических характеристик 5%.

Стоит отметить, что при любых вариациях погрешности измерений параметров распределения поглощающего вещества величина и спектральный ход среднего косинуса в

диапазоне длин волн $0,46 \div 0,87$ мкм остаются неизменными. Относительная ошибка восстановленных характеристик с ростом длины волны изменяется в пределах 1-2%. Неопределенность коэффициентов поглощения и ослабления, альbedo однократного рассеяния увеличивается с ростом длины волны. Относительная ошибка коэффициентов рассеяния и обратного рассеяния, наоборот, уменьшается.

Изменяя значения относительной влажности воздуха RH в пределах ее доверительного интервала, относительная погрешность восстановленного альbedo однократного рассеяния составляет 1%.

Погрешность измерения коэффициента направленного рассеяния в 23% дает относительную ошибку при восстановлении альbedo однократного рассеяния в 2%. Относительные ошибки восстановленных коэффициентов ослабления, рассеяния и поглощения в двух схемах близки по значениям.

Серия численных экспериментов выявила, что средний косинус чувствителен только к изменениям относительной влажности воздуха. Его относительная ошибка составляет 2%.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИОА СО РАН (№ 121031500342-0).

1. *Holben B.N., Eck T.F., Slutsker I., Tanré D., Buis J.P., Setzer A., Vermote E., Reagan J.A., Kaufman Y.J., Nakajima T., Lavenu F., Jankowiak I., Smirnov A.* AERONET—A Federated Instrument Network and Data Archive for Aerosol Characterization // *Remote Sensing of Environment*. 1998. V. 66. Issue 1. P. 1-16.

2. *Hess M., Koepke P. and Schult I.* Optical properties of aerosols and clouds: The software package OPAC // *B. Am. Meteorol. Soc.* 1998. V. 79. P. 831–844.

3. *Креков Г.М., Рахимов Р.Ф.* Оптико-локационная модель континентального аэрозоля. Новосибирск: Наука, Сиб. отделение, 1982. 198 с.

4. *Бедарева Т. В., Свириденков М. А., Журавлева Т. Б.* Восстановление оптических и микрофизических характеристик аэрозоля по данным наземных спектральных измерений прямой и рассеянной солнечной радиации. Часть 2. Апробация алгоритма // *Оптика атмосферы и океана*. 2012. Т. 25. № 09. С. 768–777.

5. *Панченко М. В., Козлов В. С., Польшкин 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.

6. *Зенкова П. Н., Терпугова С. А., Польшкин В. В., Польшкин Вас. В., Ужегов В. Н., Козлов В. С., Яушева Е. П., Панченко М. В.* Развитие эмпирической модели оптических характеристик аэрозоля Западной Сибири // *Оптика атмосферы и океана*. 2021. Т. 34. № 03. С. 192–198.

7. *Petzold A., Ogren J.A., Fiebig M., Laj P., Li S.-M., Baltensperger U., Holzer-Popp T., Kinne S., Pappalardo G., Sugimoto N., Wehrli C., Wiedensohler A., Zhang X.-Y.* Recommendations for reporting “black carbon” measurements // *Atmos. Chem. Phys.* 2013. V. 13. P. 8365–8379.

8. *Лактионов А.Г.* Равновесная гетерогенная конденсация. Л.: Гидрометеиздат. 1988. 160 с.

АЭРОЗОЛЬНАЯ ОПТИЧЕСКАЯ ТОЛЩИНА ТРОПОСФЕРНОГО МИНЕРАЛЬНОГО АЭРОЗОЛЯ НАД ТЕРРИТОРИЕЙ РОССИИ ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВОГО ЛИДАРА CALIOP

Шукуров К.А., Шукурова Л.М.

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

e-mail: karim.shukurov@ifaran.ru

Приводятся предварительные сезонные оценки полей аэрозольной оптической толщины (АОТ) тропосферной минеральной пыли над территорией России по данным лидарного (CALIOP) спутникового зондирования в 2006-2021 гг. Применение вертикальных профилей аэрозоля в сочетании с высотой перемешанного слоя, полученным по результатам моделирования прямых траекторий переноса воздушных частиц, позволяет выделить регионы, где АОТ обусловлена скорее местными источниками минеральной пыли, от регионов, где АОТ зависит больше от дальнего переноса минерального аэрозоля.

Цель работы – оценить средние сезонные распределения содержания минеральной пыли (МП) в перемешанном слое атмосферы и в слое свободной атмосферы выше него над территорией Россией. Предполагается, что послойное разделение содержания минеральной пыли может позволить отделить регионы её источников на территории России от регионов, где аэрозольная оптическая толщина минеральной пыли, $АОТ_{МП}$, обусловлена регулярным переносом от удалённых территорий. Иными словами, предполагается, что высокие в среднем содержания минеральной пыли в перемешанном слое обусловлены скорее местными источниками пыли, в то время как высокие значения содержания минеральной пыли в свободной атмосфере связаны с регулярным в среднем переносом минеральной пыли от удалённых источников.

Для решения поставленной задачи необходимы, во-первых, вертикальные тропосферные профили минеральной пыли для всей территории России, во-вторых, сезонные пространственные распределения высоты верхней границы ПС.

Методы и данные. Спутниковые вертикальные профили минеральной пыли. В данной работе используются ежемесячные тропосферные профили коэффициента экстинкции минеральной пыли, ϵ [км^{-1}], восстановленным по дневному лидарному (CALIOP) зондированию со спутника NASA/CNES CALIPSO (версия CALIOP level 3 aerosol profile product; см. [1]) в безоблачных условиях на длине волны 532 нм. Ежемесячные тропосферные профили относятся к диапазону высот 0.04-12.02 км над уровнем моря с разрешением по высоте 60 м и привязаны к ячейкам $2^\circ \times 5^\circ$ (широта \times долгота). Для каждого сезона было восстановлено по несколько сотен профилей для таких ячеек в диапазоне $40-80^\circ$ с.ш., $25-180^\circ$ в.д., покрывающем большую часть

России, а также территории, примыкающие к ней с юга. Каждый ежемесячный профиль – это результат осреднения всех мгновенных профилей, полученных в безоблачных условиях вдоль всех треков спутника, пересекавших в этот месяц ячейку $2^\circ \times 5^\circ$. Учитывая повторяемость зондирования и время движения спутника над ячейкой (~33 с) каждый ежемесячный профиль – это результат осреднения до сотен, если не тысяч, мгновенных профилей.

Высота перемешанного слоя восстанавливалась с использованием ~1.1 млн. прямых траекторий воздушных частиц (элементарных воздушных масс), стартовавших из Арало-Каспийского аридного региона (АКАР) во все сезоны в 2006-2021 гг. Моделирование траекторий выполнялось с помощью траекторно-дисперсионной модели NOAA HYSPLIT_4 (HYbrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory model; см. [2,3]) и архивных глобальных сеточных метеоданных NCEP (National Center for Environmental Prediction) GDAS (Global Data Assimilation System) GDAS1 (разрешение $1^\circ \times 1^\circ$; см. [4]) из архива NOAA [5]. Для каждой точки траектории HYSPLIT восстанавливает глубину перемешанного слоя (mixed layer depth) над поверхностью, H [м], которая и была использована для расчёта средних сезонных значений H для всех ячеек из указанно выше пространственного диапазона.

Результаты. Сезонные высоты перемешанного слоя для территории России, восстановленные на основе массива 10-суточных прямых траекторий, показаны на рис. 1. Используя полученный массив профилей ϵ с помощью методики из [6] для всей территории России восстановлены сезонные пространственные распределения (разрешение $2^\circ \times 5^\circ$; широта \times долгота) аэрозольной оптической толщины минеральной пыли, $AOT_{МП}$, во всей тропосфере (не показано), в перемешанном слое (рис. 2 слева) и в слое тропосферы выше него (рис. 2 справа).

Неожиданным оказалось, что на территории России максимальное содержание минеральной пыли в обоих слоях наблюдается зимой над Сибирью. Отметим, что средняя толщина перемешанного слоя в этом регионе зимой невелика (рис. 1а), поэтому учитывая погрешность восстановления высоты перемешанного слоя сложно отделить его от свободной атмосферы. Иными словами высокие $AOT_{МП}$ в слое свободной атмосферы могут быть обусловлены влиянием перемешанного слоя из-за неточности восстановления высоты верхней границы последнего. В целом же высокие значения $AOT_{МП}$ (0.04-0.08) над этим обширным регионом могут быть связаны с накоплением минерального аэрозоля в застойном воздухе в условиях обширного и продолжительного Сибирского антициклона. При этом минеральная пыль может поступать как от местных источников, например от открытых угольных разрезов Кузбасса и т.п., так и от пустынь южнее Сибири. В работе [7] на основе моделирования обратных траекторий воздушных частиц было показано, что в зимних условиях перенос из пустыни Кызылкум наиболее вероятен к югу Западной Сибири. Подобные паттерны были

получены и для других потенциальных источников минеральной пыли, Каракумов, Прибалхашья, плато Устюрт.

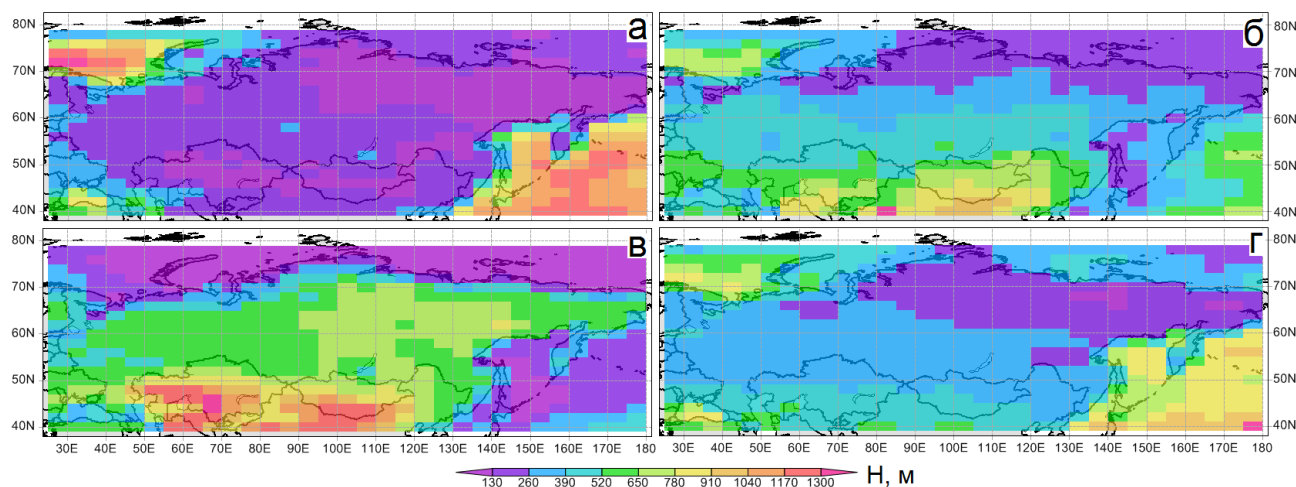


Рисунок 1 - Средняя сезонная (а – зима, б - весна, в – лето, г - осень) высота перемешанного слоя атмосферы, Н [м], над Россией и окружающими территориями в 2006-2021 гг.

Отметим, что зимой поток минерального аэрозоля из пустынь Центральной Азии может быть относительно небольшим, и, потому может не отражаться на диаграммах распределения $AOT_{МП}$ (см. рис. 2а и 2б) в виде заметных волн аэрозоля из южных регионов. Кроме того, рис. 2 построен по профилям, полученным лидарным зондированием в безоблачных условиях, в то время как по данным [8] самые сильные пыльные бури случаются в Центральной Азии на периферии холодных фронтов, сопровождающимися плотной или даже сплошной облачностью. Вместе с тем, в любом случае зона застойного воздуха в пределах Сибирского антициклона может способствовать накоплению минеральной пыли в объёмах достаточно больших для того, чтобы они проявились на указанных выше диаграммах. Отметим также, что наибольшая запылённость воздуха арктического региона России реализуется тоже в зимний период. Высокая пылевая нагрузка нижней тропосферы над Россией может приводить к загрязнению ледового и снежного покрова и, как следствие, к их более раннему и более интенсивному весеннему таянию, а также к снижению влагозапаса почвы на обширных территориях.

Весной и осенью над Сибирью значения $AOT_{МП}$ также повышенные, ~ 0.01 , что, по-видимому, связано также с Сибирским антициклоном, так как время его существования распространяется на раннюю весну и позднюю осень. Весной содержание минеральной пыли на Европейской части России максимально в слое тропосферы выше перемешанного слоя и, как показано в [9], может быть обусловлено переносом из АКАР.

Весной, летом и осенью ещё один максимум запылённости наблюдается на прикаспийских и причерноморских территориях России.

Летом содержание минеральной пыли над большей частью России минимально, что вероятно связано с перестройкой крупномасштабной атмосферной циркуляции, когда перенос из Центральной Азии становится более вероятным в направлении низких широт, чем высоких [9,10].

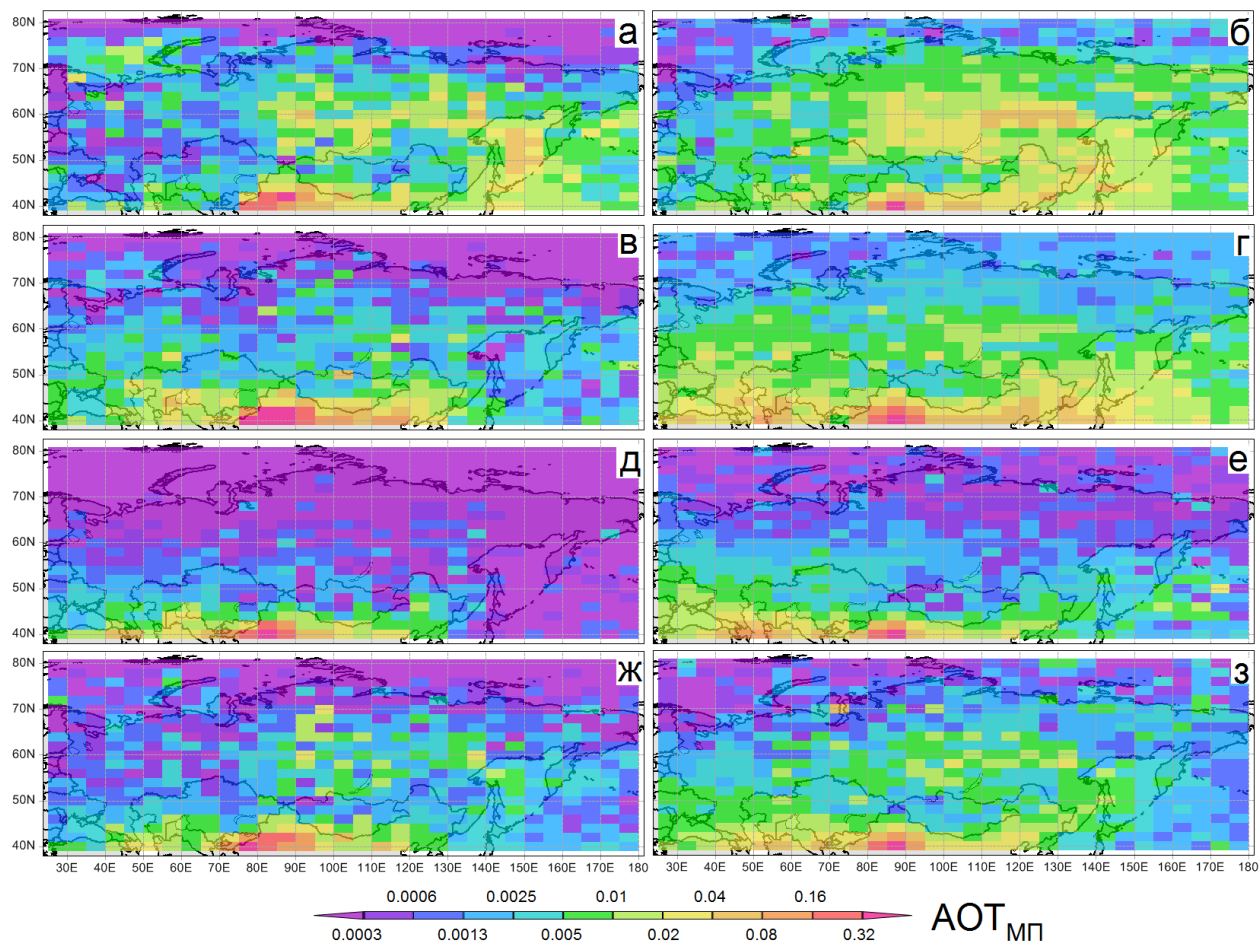


Рисунок 2 - Средняя сезонная (а/б – зима; в/г – весна; д/е – лето; ж/з - осень) аэрозольная оптическая толщина минеральной пыли, $AOT_{МП}$, в перемешанном слое (слева) и в тропосфере выше перемешанного слоя (справа)

В дальнейшем планируется рассчитать массивы обратных траекторий воздушных частиц для ряда высот в нижней тропосфере над ячейками, расположенными вдоль южной границы России, а также над густонаселёнными и значимыми регионами РФ, чтобы используя вертикальные профили коэффициента экстинкции минеральной пыли в качестве весовых функций для траекторий, локализовать потенциальные источники минеральной пыли для указанных регионов РФ. Траекторный анализ, возможно, позволит также оценить соотношение вкладов местных и удалённых источников минеральной пыли для зимнего пыльного облака в Сибири.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 20-55-56028.

1. Tackett J.L., Winker D.M., Getzewich B.J., Vaughan M.A., Young S.A., Kar J. CALIPSO lidar level 3 aerosol profile product: version 3 algorithm design // Atmospheric Measurement Technology. 2018. V. 11. P. 4129–4152.
2. Draxler R.R., Hess G.D. An overview of the HYSPLIT_4 modeling system of trajectories, dispersion, and deposition // Aust. Meteor. Mag. 1998. V. 47. P 295-308.
3. Stein A., Draxler R. R., Rolph G. D., Stunder B. J., Cohen M., Ngan F. NOAA’s HYSPLIT atmospheric transport and dispersion modeling system // Bulletin of American Meteorological Society. 2015. V. 96. P. 2059–2077.
4. Kleist D., Parrish D. F., Derber J. C., Treadon R., Wu W.-S., Lord S. Introduction of the GSI into the NCPE global data assimilation system // Weather Forecast. 2009. V. 24. № 6. P. 1691-1705.
5. Архив NOAA. [Электронный ресурс]. URL: <https://www.ready.noaa.gov/gdas1.php> (дата обращения 28.12.2021)
6. Abadi A.R.S., Hamzeh N.H., Shukurov K., Opp C., Dumka U.C. Long-term investigation of aerosols in the Urmia Lake region in the Middle East by ground-based and satellite data in 2000–2021 // Remote Sensing. 2022. V. 14. P. 3827.
7. Shukurov K.A., Shukurova L.M. Potential sources of dust for Moscow region // E3S Web of conference “Central Asian DUst Conference, CADUC 2019”. 2019. P. 02015.
8. Banks J.R., Heinold B., Schepanski K. Impacts of the desiccation of the Aral Sea on the Central Asian dust life-cycle // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. 2022. V. 127. e2022JD036618.
9. Shukurov K.A., Simonenkov D.V., Nevzorov A.N., Hamzeh N.H., Rashki A., Abdullaev S.F., Shukurova L.M., Chkhetiani O.G. CALIOP-based evaluation of long-range transport of Aral-Caspian dust by 3D Source Potential Influence (3D-SPI) method // Remote Sensing. 2023. (в печати)
10. Han Y. et al. CALIOP-based quantification of Central Asian dust transport // Remote Sensing. 2022. V. 14. P. 1416.

ПОТЕНЦИАЛЬНЫЕ ИСТОЧНИКИ АЭРОЗОЛЯ НИЖНЕЙ СТРАТОСФЕРЫ ЮЖНОЙ СИБИРИ ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВОГО ЛИДАРА CALIOP

Шукуров К.А., Шукурова Л.М.

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

e-mail: karim.shukurov@ifaran.ru, lshukurova@mail.ru

С использованием вертикальных профилей коэффициента экстинкции стратосферного аэрозоля в слое 10-15 км для южной Сибири (область 55-60° с.ш., 80-100° в.д.) по данным спутникового лидарного (CALIOP) зондирования в 2006-2021 гг. и на основе массива из ~400 тыс. 10-суточных обратных траекторий воздушных частиц, прибывавших в указанный регион, восстановлены сезонные пространственные распределения потенциальных источников ниже-стратосферного аэрозоля для южной Сибири. Предварительно установлено, что наибольший вклад коэффициент экстинкции аэрозоля в нижней стратосфере южной Сибири вносят удалённые регионы, где воздушные частицы снижались до нижней тропосферы, а также горные регионы, где, вследствие особенности орографии, регулярно происходит занос запылённого воздуха в область тропопаузы и, вероятно, в нижнюю стратосферу.

Цель работы – оценить дальний перенос и определить потенциальные источники суммарного аэрозоля нижней стратосферы (10-15 км) над южной Сибирью по данным спутникового зондирования и обратным траекториями движения воздушных частиц методом CWT (Concentration Weighted Trajectory; [1]).

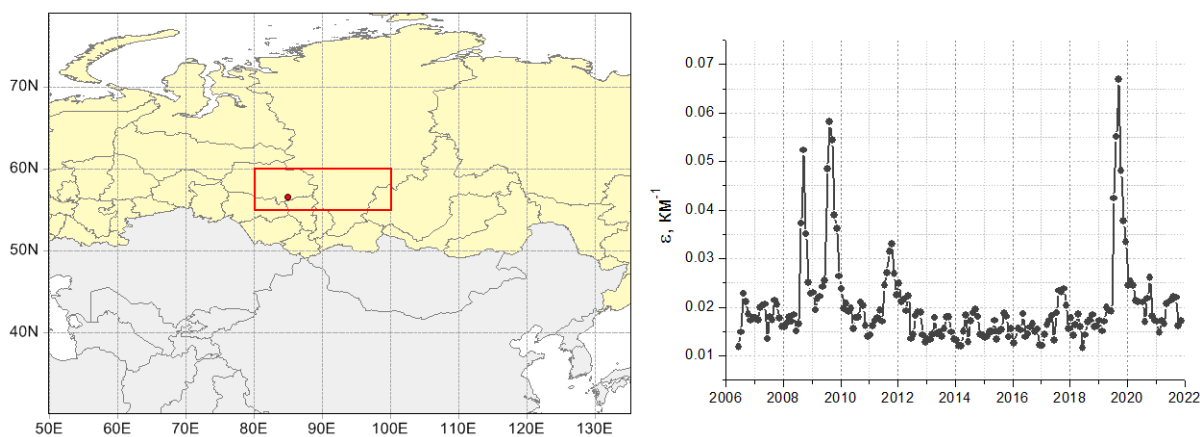


Рисунок 1 – Слева: красным прямоугольником отмечен диапазон осреднения стратосферных профилей CALIOP на юге Сибири (55-60° с.ш., 80-100° в.д.). Красная точка – Томск. Справа: межгодовая вариация суммарного среднемесячного коэффициента экстинкции стратосферного аэрозоля, ϵ [км^{-1}], в диапазоне высот 8-35 км над югом Сибири (55-60° с.ш., 80-100° в.д.).

Годовая метка соответствует 1 января

Из архива [2] спутникового (NASA/CNES CALIPSO) лидарного (CALIOP) ночного зондирования получены 185 среднемесячных вертикальных профилей коэффициента

экстинкции суммарного аэрозоля, ϵ [км^{-1}], в диапазоне высот 8.98-35.96 км, охватывающем верхнюю тропосферу и стратосферу.

Профили осреднены по всем трекам спутника CALISPO над югом Сибири в пространственном диапазоне $55-60^\circ$ с.ш., $80-100^\circ$ в.д., который включает частично Новосибирскую, Томскую и Кемеровскую области, Красноярский край, Иркутскую область и Хакасию (рис. 1 слева). Межгодовая вариация среднемесячного суммарного ϵ в указанном диапазоне высот в 2006-2021 гг. показана на рис. 1 справа, на котором видны острые максимумы в августе 2008 г., сентябре 2009 г. и сентябре 2019 г., связанные, по-видимому, с извержениями вулканов или мощными лесными пожарами.

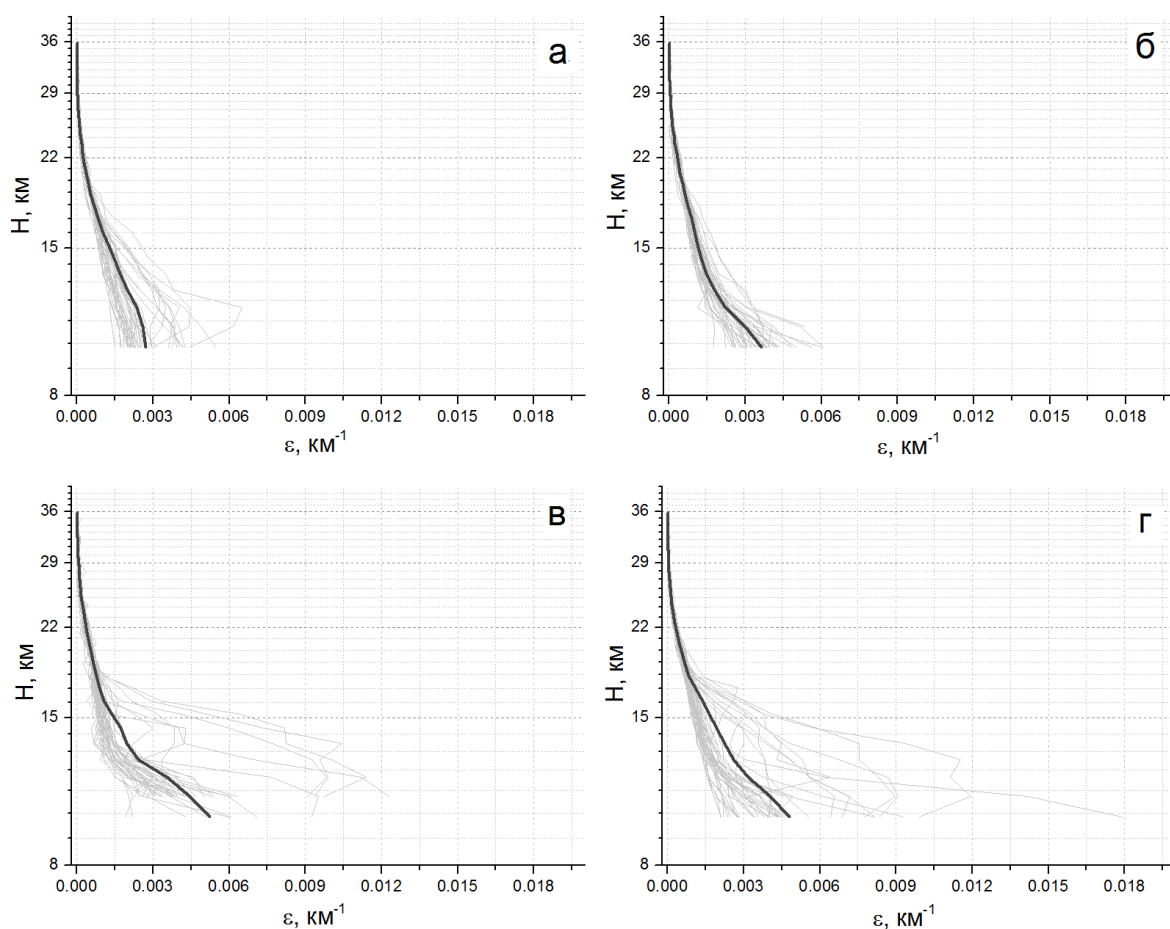


Рисунок 2 – Средние месячные (серые линии) и средние сезонные (черные линии; а – зима; б – весна; в – лето; г - осень) вертикальные профили коэффициента экстинкции стратосферного аэрозоля, ϵ [км^{-1}], в диапазоне высот 8-35 км над югом Сибири ($55-60^\circ$ с.ш., $80-100^\circ$ в.д.)

На рис. 2 показаны среднемесячные и среднесезонные профили ϵ для всех сезонов в 2006-2021 гг. Как видно из рис. 2 суммарный коэффициент экстинкции стратосферного аэрозоля по данным лидара CALIOP определяется в основном вкладом нижней стратосферы в диапазоне высот 10-15 км.

Полученные профили ϵ вместе с сопряжёнными обратными траекториями для высот 10-15 км были использованы для восстановления сезонных полей потенциальных источников аэрозоля в нижней стратосфере для южной Сибири в 2006-2021 гг. Для этого для всех профилей коэффициента экстинкции стратосферного аэрозоля, полученных со спутника CALIPSO в 2006-2021 гг. с HYSPLIT_4 [3,4] и NCEP/NCAR Reanalysis [5,6] был рассчитан массив из ~400 тыс. 10-суточных обратных траекторий воздушных частиц, прибывавших к высотам в диапазоне 8-30 км (с шагом 0.9 км) над 8-ью точками с широтами 56° и 58° с.ш. и долготами 82.5°, 87.5°, 92.5° и 97.5° в.д. над южной Сибирью в диапазоне 55-60° с.ш., 80-100° в.д.

С использованием обратных траекторий только для диапазона высот 10-15 км нижней стратосферы были получены сезонные поля средней вероятности переноса воздушных частиц при движении к нижней стратосфере над югом Сибири, P [%], (рис. 3 первая колонка слева колонка), средней высоты движения воздушных частиц в зоне переноса, H [км] (рис. 3 вторая колонка). С помощью метода CWT (Concentration Weighted Trajectory; [1]), модифицированного для трёхмерного источника атмосферной примеси (слоя атмосферы; см. [7]) были восстановлены поля среднего регионального вклада в средний коэффициент экстинкции стратосферного аэрозоля в диапазоне высот 10-15 км, ϵ' [км⁻¹], обусловленного дальним переносом (поле потенциальных источников ниже-стратосферного аэрозоля; рис. 3 третья колонка).

Предварительный анализ сезонных пространственных полей средней высоты переноса (рис. 3 в центре) и среднего регионального вклада в коэффициент экстинкции стратосферного аэрозоля (рис. 3 справа) указывает, что на содержание ниже-стратосферного аэрозоля в полигоне 55-60° с.ш., 80-100° в.д. наибольший вклад оказывают те регионы, при движении над которыми воздушные частицы снижались до высот нижней тропосферы (< 5 км). Кроме того, аэрозоль поступает от горных регионов, где особенности орографии способствуют забросу тропосферного аэрозоля, в реальности поступившего от других источников, в стратосферу. Такой механизм поступления аэрозоля в область тропопаузы, и вероятно ещё выше, описан в работах [8,9].

Области высокого и низкого вклада в коэффициент экстинкции стратосферного аэрозоля хорошо разделяются в пространстве, что указывает на возможность локализации потенциальных источников аэрозоля. Судя по диаграммам регионального вклада, Арало-Каспийский аридный регион во все сезоны (особенно весной и осенью) является одним из наиболее вероятных источников аэрозоля для стратосферы южной Сибири (рис. 3 справа).

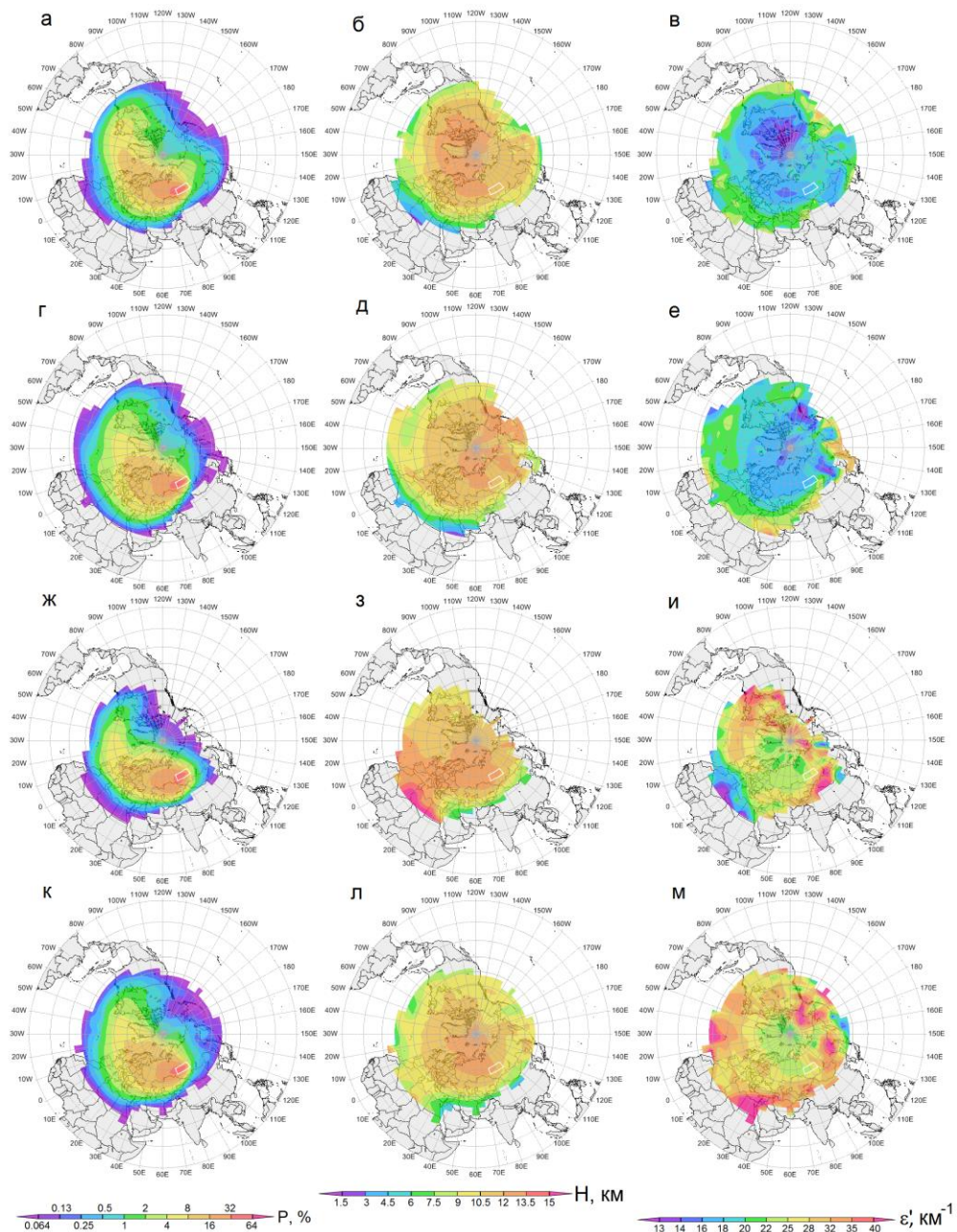


Рисунок 3 – Ряды сверху вниз: зима, весна, лето, осень. Слева: средняя вероятность, P [%], переноса воздушных частиц в стратосфере к полигону $55\text{-}60^\circ$ с.ш., $80\text{-}100^\circ$ в.д. (отмечен белым прямоугольником) в 2006-2021 гг. В центре: средняя высота, H [км], движения воздушных частиц к полигону в 2006-2021 гг. Справа: средний региональный вклад в коэффициент экстинкции стратосферного аэрозоля, ϵ' [км^{-1}], в указанном полигоне в 2006-2021 гг.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 20-55-56028.

1. Kusterer J.M. NASA OPeNDAP Content of CALIPSO. Электронный ресурс. URL: https://opendap.larc.nasa.gov/opendap/CALIPSO/LID_L3_Stratospheric_APro-Standard-V1-00 (дата обращения 14.03.2023).

2. Hsu Y.-K., Holsen T., Hopke P. Comparison of hybrid receptor models to locate PCB sources in Chicago // Atmos. Environ. 2003. V. 37. № 4. P. 545–562.

3. *Draxler R.R., Hess G.D.* An overview of the HYSPLIT_4 modeling system of trajectories, dispersion, and deposition // *Aust. Meteor. Mag.* 1998. V. 47. P. 295-308.
4. *Stein A., Draxler R.R., Rolph G.D., Stunder B.J., Cohen M., Ngan F.* NOAA's HYSPLIT atmospheric transport and dispersion modeling system // *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 2015. V. 96. P. 2059–2077.
5. *Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woolen J., Zhu Y., Leetmaa A., Reynolds R.* The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project // *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 1995. V. 77. P. 437–471.
6. *Kistler R., Kalnay E., Collins W.* The NCEP–NCAR 50-Year Reanalysis: Monthly Means CD-ROM and Documentation // *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 2001. V. 82. № 2. P. 247-268.
7. *Shukurov K.A., Simonenkov D.V., Nevzorov A.N., Hamzeh N.H., Rashki A., Abdullaev S.F., Shukurova L.M., Chkhetiani O.G.* CALIOP-based evaluation of long-range transport of Aral-Caspian dust by 3D Source Potential Influence (3D-SPI) method // *Rem. Sens.* 2023. (в печати)
8. *Uno I., Eguchi K., Yumimoto K., Takemura T., Shimizu A., Uematsu M., Liu Z., Wang Z., Hara Y., Sugimoto N.* Asian dust transported one full circuit around the globe // *Nat. Geosci.* 2009. V. 2. P. 557-560.
9. *Yang K., Wang Z., Luo T., Liu X., Mingxuan Wu.* Upper troposphere dust belt formation processes vary seasonally and spatially in the Northern Hemisphere // *Comm. Earth Environ.* 2022. V. 3. № 24. P. 1-10.

ЧИСТАЯ ПЕРВИЧНАЯ ПРОДУКЦИЯ ДЛЯ ТЕРРИТОРИИ ЮГА АЛТАЙСКОГО КРАЯ ПО ДАННЫМ РАДИОМЕТРА ECOSTRESS

Волков Н.В., Лагутин А.А., Мордвин Е.Ю., Сеницин В.В.

Алтайский государственный университет, г. Барнаул, Россия

e-mail: volkov@theory.asu.ru, lagutin@theory.asu.ru, zion0210@gmail.com, svv@theory.asu.ru

В работе обсуждается метод оценки чистой первичной продукции для территории юга Алтайского края по данным радиометра ECOSTRESS, позволяющий получать результаты с пространственным разрешением 70 м. Приведены примеры с результатами обработки данных ECOSTRESS для степных и лесных районов края, включающих экспериментальные участки, на которых в Алтайском крае планируется создание карбоновых полигонов. Получены количественные оценки чистой первичной продукции региона.

Введение. Первичная продукция является ключевой характеристикой глобального углеродного цикла и углеродного бюджета. Различают валовую первичную продукцию (Gross Primary Production, GPP) и чистую первичную продукцию (Net Primary Production, NPP). Применительно к автотрофным организмам, на суше это прежде всего растения, GPP определяет общее количество органического вещества, синтезированного растением из простых неорганических компонент. Основной такой компонентой является атмосферный углекислый газ (CO_2). В силу того, что жизненный цикл растений включает не только усвоение веществ, но и их эмиссию в процессе дыхания обратно в атмосферу, более точной величиной, характеризующей реальное количество переработанного углерода, является NPP. По определению $\text{NPP}=\text{GPP}-\text{R}$, где R – затраты растения на дыхание (транспирация).

После запуска на орбиту Земли спутниковых платформ Terra [1] и Aqua [2], в состав оборудования которых входит 36-канальный радиометр MODIS [3-5], стало возможно получение оценок GPP и NPP на региональном и глобальном уровне. Новый этап спутникового экологического мониторинга был достигнут после запуска в 2018 году на орбиту радиометра ECOSTRESS (Ecosystem Spaceborne Thermal Radiometer Experiment on Space Station) [6], позволяющего получать данные по температуре растительного покрова и подстилающей поверхности с разрешением 70 м. Эти данные в совокупности с данными MODIS позволяют получать уникальные продукты обсерватории ECOSTRESS – эвапотранспирацию (Evapotranspiration, ET) [7] и т.н. коэффициенты эффективности использования воды (Water Use Efficiency, WUE) [8].

Целью работы является получение количественных оценок чистой первичной продукции для территории юга Алтайского края с использованием данных радиометра ECOSTRESS.

Обсерватория ECOSTRESS. Радиометр ECOSTRESS был смонтирован в 2018 году на

японском экспериментальном модуле Кибо на борту Международной космической станции (МКС). Мультиспектральный термальный радиометр регистрирует длинноволновое излучение в пяти каналах в диапазоне от 8 до 12.5 мкм. Дополнительный канал регистрирует излучение в ближней ИК-области 1.6 мкм [6]. Эти данные используются для геолокации и маскирования облачности. Ширина полосы сканирования составляет ~400 км. Наклонная прецессирующая орбита МКС ограничивает область съемки ECOSTRESS от 53.6° сш. до 53.6° юш. Оптическая система радиометра имеет высокое разрешение 38 × 69 м в надире. Однако, в силу неравномерности высоты орбиты МКС для обеспечения лучшего пространственного совмещения пикселей все продукты обработки предоставляются с разрешением 70 × 70 м в надире. ECOSTRESS предоставляет данные для четырех уровней обработки: L1B_RAD и L1B_GEO – калиброванные коэффициенты спектральной яркости и данные геолокации [9]; L2_LSTE и L2_CLOUD – температура подстилающей поверхности и маска облачности [10]; L3_ET – эвапотранспирация [7]; L4_ESI и L4_WUE – индекс испарения (аномалии ET) и коэффициент эффективности использования воды [8]. Отметим, что продукты уровней L3 и L4 предоставляются для двух алгоритмов обработки (детали см. в [6]). В этих алгоритмах обработки используются также дополнительные данные MODIS, Landsat-8 и NCEP.

Метод оценки NPP. В работе для получения количественных оценок чистой первичной продукции используются продукты L3_ET и L4_WUE, полученные в алгоритме обработки RT-JPL (Priestley-Taylor Jet Propulsion Laboratory) [7,8].

Продукт L3_ET (эвапотранспирация) – это суммарное количество влаги, уходящее в атмосферу с поверхности листьев растений (транспирация) и из почвы (эвапорация). Данные по ET предоставляются в энергетических единицах измерения Вт/м². Для получения эквивалентных значений испарения в мм/день (или кг/(м² день)) используется масштабирующий коэффициент равный 0.035 [7].

Продукт L4_WUE (коэффициент эффективности использования воды) – это отношение количества воды, используемой растениями в процессе метаболизма, к количеству воды, испаряемой через устьица растений в процессе дыхания. В продукте L4_WUE используется следующее определение: $WUE = GPP/ET$ [8]. Здесь $[GPP] = \text{гС}/(\text{м}^2 \text{ день})$, а $[ET] = \text{кгH}_2\text{O}/(\text{м}^2 \text{ день})$. Определение WUE и данные продукта L3_ET позволяют получить значение валовой первичной продукции GPP. Отметим, что полученные значения – это фактически GPP по данным радиометра MODIS (продукт MOD17A2), прошедшие дополнительную обработку и приведенные к координатной сетке ECOSTRESS.

Для получения значений чистой первичной продукции NPP ($[NPP] = \text{гС}/(\text{м}^2 \text{ день})$) требуются оценки транспирации R. Файлы данных L3_ET кроме продукта ET содержат

информацию о долях транспирации и эвапорации [7] в суммарном испарении, что позволяет вычислить R.

Результаты. На рисунке 1 показаны результаты расчетов чистой первичной продукции, полученные для территории юга Алтайского края по данным радиометра ECOSTRESS за 24 августа 2021 г. Видно, что в западных и части центральных степных районах края значения NPP составляют от 0 до 6 гС/(м² день), в восточных и предгорных районах края с преимущественно лесной растительностью NPP изменяется от 10 до 15 гС/(м² день). Низкие и даже отрицательные значения NPP в степных районах обусловлены, по всей видимости, снижением метаболизма растений в связи с близким окончанием вегетационного периода и/или уборкой урожая на землях сельскохозяйственного назначения.

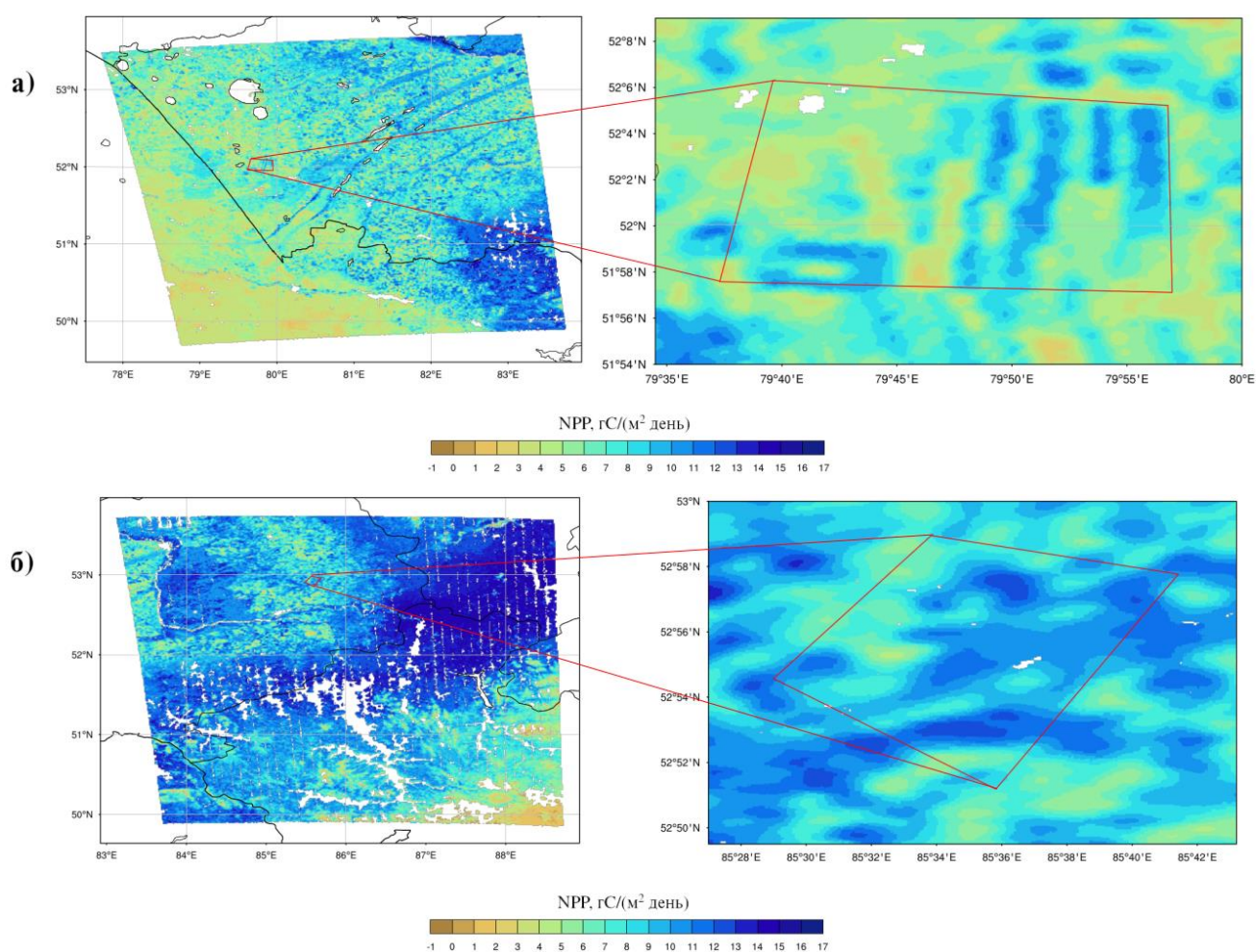


Рисунок 1 – Чистая первичная продукция по данным радиометра ECOSTRESS за 24 августа 2021 г: а) для юго-западной, б) для юго-восточной частей Алтайского края. Красными четырехугольниками обозначены границы экспериментальных участков, на которых планируется создание карбоновых полигонов. Распределение NPP на этих участках с высоким разрешением показано на рисунках а) и б) справа

Дополнительно на рисунке 1 показаны границы двух экспериментальных участков, на которых по инициативе экспертной комиссии при Министерстве науки и высшего образования РФ планируется создание карбоновых полигонов в Алтайском крае. Различный характер поведения NPP в степных и лесных зонах края следует принимать во внимание на этапе проверки эффективности применяемых технологий землепользования и ведения лесного хозяйства на карбоновых полигонах.

Работа выполнена при поддержке Министерства науки и высшего образования РФ (государственное задание на проведение научных исследований, выполняемых в АлтГУ, проект FZMW-2023-0007).

1. Science writer's guide to Terra: Technical report. NASA's Earth Science Enterprise. NASA Headquarters. Washington, DC 20546: Earth observing system project science office, 1999.

2. *Parkinson C.L.* Aqua: an earth-observing satellite mission to examine water and other climate variables // *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing*. 2003. V. 41. No. 2. P. 173-183.

3. *Salomonson V.V., Barnes W.L., Maymon P.W. et al.* MODIS: Advanced Facility Instrument for Studies of the Earth as a System // *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing*. 1989. V. 27. No. 2. Pp. 145-153.

4. *Justice C.O., Vermote E., Roy D.P. et al.* The Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS): Land Remote Sensing for Global Change Research // *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing*. 1998. V. 36. No. 4. P. 1228-1249.

5. *Лагутин А.А., Никулин Ю.А., Жуков А.П. и др.* Математические технологии оперативного регионального спутникового мониторинга характеристик атмосферы и подстилающей поверхности. Часть 1. MODIS // *Вычислительные технологии*. 2007. Т. 12. No 2. С. 67-89.

6. *Fisher J.B., Lee B., Purdy A.J. et al.* ECOSTRESS: NASA's next generation mission to measure evapotranspiration from the International Space Station // *Water Resour. Res.* 2020. V. 56. Art. No. e2019WR026058.

7. *Halverson G.H., Fisher J.B., Lee C.M.* Level 3 Evapotranspiration Priestley-Taylor Jet Propulsion Laboratory (PT-JPL) Data User Guide. Jet Propulsion Laboratory. California Institute of Technology. Pasadena. California. 2019. JPL D- 57153.

8. *Fisher J.B., Halverson G.H.* Level-4 Water Use Efficiency L4 (WUE) Algorithm Theoretical Basis Document. Jet Propulsion Laboratory. California Institute of Technology. Pasadena. California. 2019. JPL D-94649.

9. *Logan T., Smyth M.* Level 1 Product User Guide. Jet Propulsion Laboratory. California Institute of Technology. Pasadena. California. 2019. JPL D-57151.

10. *Hulley G.C., Hook S.J.* Level-2 Cloud Detection Algorithm Theoretical Basis Document. Jet Propulsion Laboratory. California Institute of Technology. Pasadena. California. 2016. JPL D-94644.

ЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ ПРИЗЕМНОГО АЭРОЗОЛЯ В МОСКВЕ ПРИ РАЗНЫХ ЗИМНИХ УСЛОВИЯХ 2020 И 2021 ГОДОВ

Виноградова А.А.¹, Антонова В.М.^{1,2}, Таловская А.В.², Губанова Д.П.¹

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, talovskaj@yandex.ru, gubanova@ifaran.ru

Представлены результаты анализа элементного состава приземного аэрозоля в Москве в зимние периоды 2020 и 2021 годов по данным регулярных наблюдений физико-химических характеристик аэрозоля в Институте физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН. Различия в метеорологических условиях (температура воздуха, преимущественное направление ветра) зимних периодов 2020 и 2021 годов подтверждены статистическими тестами. Применение методов статистики позволило выделить группы элементов со сходными и противоположными показателями, характеризующими их природу, и/или условия формирования и изменчивость их концентрации в приземном воздухе, в частности при переходе от зимы к весне.

Аэрозоли играют активную роль в гетерогенных процессах, приводящих к изменению оптических характеристик и химического состава атмосферы [1]. Характер протекания и кинетические параметры таких процессов сильно зависят от химического состава аэрозольных частиц. Элементный состав аэрозоля может также содержать ряд маркеров эмиссий формирующих его источников [2,3].

Начиная с осени 2019 года в ИФА им. А.М. Обухова РАН (далее ИФА) проводится комплексный эксперимент по изучению изменчивости физико-химических параметров приземного аэрозоля в условиях антропогенного влияния мегаполиса и под воздействием синоптических и метеорологических условий, подробно описанный в [3-6]. В настоящей работе рассматриваются результаты анализа данных об элементном составе аэрозольных частиц и метеорологических параметрах в зимние периоды 2019-2020 и 2020-2021 гг. При интерпретации данных использовалась метеорологическая информация, полученная на ст. Балчуг и представленная в открытых Интернет-источниках [7, 8]. Элементный состав приземного аэрозоля определяли на основе анализа отобранных в зимние сезоны ежесуточных аэрозольных проб методами атомно-эмиссионной спектроскопии (ICP-AES) и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) [9, 10]. Исследование изменчивости элементного состава с учетом различных метеорологических и синоптических условий осуществляли с применением современных методов статистического анализа [11]. При трактовке результатов достоверными полагали те из них, уровень значимости которых составляет 95% и более.

В составе изучаемого городского аэрозоля определена концентрация 65-ти химических элементов. Для наглядности в этом докладе рассмотрены 33 элемента (табл.), выбранные с учетом их природы и в соответствии с известной геохимической классификацией, включающие элементы терригенного и/или антропогенного происхождения, локального/глобального распространения [12].

Таблица 1. Среднее значение (стандартное отклонение) метеопараметра или концентрации элемента (нг/м³) в аэрозоле результаты многофакторного анализа по главным компонентам для 2020 и 2021 годов

Параметр, химический элемент	Среднее (СКО)		Многофакторный анализ по главным компонентам					
	2021	2020	2020				2021	
			F 1	F 2	F 3	F 4	F 1	F 2
t, °C	-8,0 (6,1)	-0,2 (2,8)	-0,01	0,06	-0,30	-0,35	-0,03	-0,12
p, мм ртст	747 (5,3)	746 (8,0)	0,33	-0,04	0,22	0,32	0,19	0,54
U, %	80,2 (5,7)	79 (6,7)	-0,37	0,36	0,04	-0,69	-0,28	0,50
Ветер, м/с	1,3 (0,6)	1,3 (0,6)	0,07	-0,39	-0,48	0,03	0,20	-0,60
Осадки, мм/сутки	1,6 (1,9)	1,1 (1,1)	-0,13	-0,19	-0,05	-0,70	-0,20	-0,08
Li	0,18 (0,11)	0,22 (0,16)	0,58	0,07	-0,09	-0,15	0,84	0,48
Na	284 (149)	332 (235)	0,41	-0,10	0,55	-0,23	0,41	-0,40
Mg	81 (54)	131 (89)	0,95	-0,08	0,18	0,03	0,97	-0,02
Al	162 (101)	209 (135)	0,96	0,21	0,08	0,02	0,94	0,11
P	15 (8,3)	13 (7,6)	0,91	0,18	0,28	0,10	0,57	0,68
S	939 (564)	517 (481)	0,00	0,90	0,06	-0,19	0,36	0,78
K	187 (93)	127 (66)	0,42	0,78	0,24	0,11	0,37	0,78
Ca	910 (1060)	964 (639)	0,91	0,00	0,33	-0,07	0,86	0,30
V	1,7 (1,2)	3,0 (2,9)	0,23	-0,03	-0,35	-0,31	0,25	0,82
Cr	2,2 (1,2)	1,8 (0,9)	0,54	0,27	0,73	-0,18	0,33	0,69
Mn	12 (7,3)	12 (5,0)	0,80	0,29	0,46	0,11	0,68	0,70
Fe	494 (282)	625 (326)	0,82	0,20	0,38	0,06	0,52	0,81
Co	0,19 (0,12)	0,23 (0,14)	0,80	0,03	0,38	-0,22	0,65	0,62
Ni	1,3 (1,0)	1,6 (2,0)	0,28	-0,02	-0,11	-0,40	0,46	0,55
Cu	12 (7,3)	12 (6,8)	0,17	0,37	0,85	0,12	0,20	0,87
Zn	43 (29)	27 (11)	0,60	0,38	0,31	0,19	0,11	0,91
As	0,80 (0,75)	0,22 (0,24)	0,06	0,80	0,36	0,07	0,11	0,29
Se	0,48 (0,31)	0,16 (0,14)	0,17	0,88	0,20	-0,11	0,19	0,72
Sr	0,18 (0,23)	3,1 (1,4)	0,86	0,16	0,45	0,09	0,90	0,33
Mo	0,36 (0,32)	0,18 (0,18)	0,28	0,40	0,79	-0,23	0,22	0,79
Cd	0,38 (0,32)	0,18 (0,26)	0,02	0,28	0,05	-0,42	-0,15	0,66
Sn	1,7 (1,1)	1,8 (0,9)	0,37	0,35	0,80	0,12	0,02	0,91
Sb	1,7 (1,3)	1,2 (1,2)	0,06	0,50	0,74	0,02	0,09	0,79
La	0,06 (0,05)	0,26 (0,19)	0,87	0,23	0,05	-0,11	0,25	0,37
Cs	0,04 (0,04)	0,05 (0,07)	0,08	0,91	0,10	0,01	0,15	0,55
Ba	9,5 (5,3)	10,1 (4,2)	0,65	0,18	0,67	0,06	0,42	0,83
Hf	0,02 (0,01)	0,02 (0,01)	0,85	0,25	0,35	-0,02	0,82	0,48
W	0,21 (0,19)	0,35 (0,28)	0,83	-0,05	0,31	-0,28	0,52	0,58
Hg	0,03 (0,02)	0,01 (0,01)	0,48	0,55	0,41	-0,30	-0,17	0,69
Pb	14 (12)	7,0 (7,1)	0,25	0,64	0,42	-0,32	0,95	0,21
Bi	0,15 (0,09)	0,14 (0,07)	0,03	0,07	0,79	0,03	0,90	0,31
Th	0,03 (0,02)	0,05 (0,03)	0,84	0,21	-0,01	0,14	27,21	17,26
U	0,02 (0,01)	0,02 (0,01)	0,94	0,23	0,13	-0,03	0,43	0,27

В левой части таблицы представлены данные 2020 и 2021 годов: средние концентрации и их стандартные отклонения для выбранных элементов в изучаемом зимнем аэрозоле в Москве, а также средние значения и их стандартные отклонения для метеопараметров за периоды наблюдений. По результатам сравнения двух выборок критериями Колмогорова-Смирнова и Манна-Уитни определены статистически достоверные различия концентраций отдельных элементов в аэрозоле и температуры, которые выделены жирным шрифтом в таблице.

Средняя температура воздуха за период отбора проб в 2020 году была на 5-6°C выше нормы [6] и почти на 8°C выше, чем в 2021 году (рис. 1а, табл.). Статистическая достоверность различия температуры (табл.) позволяет говорить о теплой зиме 2020 года по сравнению с 2021 годом. Давление и относительная влажность воздуха в эти зимы в среднем различались мало, но размах колебаний значений этих параметров был в 2020 году больше, чем в 2021 (табл.). Скорость ветра и количество осадков практически были одинаковыми. Как видно по рис. 1б и 1в, розы ветров в зимние периоды различались сильно. Распределение направления ветра в 2021 году качественно соответствовало среднему многолетнему зимнему за 2007-2019 годы, а в 2020 году было ближе к весеннему распределению этого года [5].

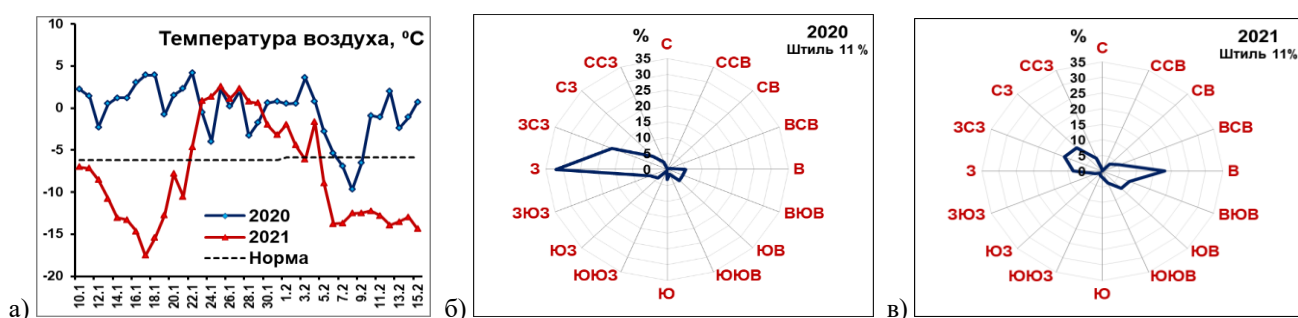


Рисунок 1 – Метеопараметры в Москве в периоды наблюдений 2020 и 2021 годов: а – температура воздуха, норма температуры – для января и февраля [7, 8]; б и в – розы ветров

По данным многолетних метеонаблюдений, снежный покров в Москве и области в 2020 году сошел аномально рано – 30 января [8]. Можно предположить, что тёплой зимой на оттаивающей влажной почве начинаются весенние процессы эмиссии терригенных элементов из почвы (Mg, V, Sr, La, W, Th) и стока в почву из атмосферы ряда других элементов (S, K, Zn, As, Se, Cs) – рис. 2. Также возможно изменение антропогенного вклада различных элементов (например, свинца, серы и др.) в атмосферный аэрозоль из-за разницы в мощности отопления, в интенсивности движения транспорта и т.п. между теплой зимой и обычной.

Установленные статистически достоверно незначимые различия в уровнях концентрации таких макроэлементов как Na, Al, P, Ca, Mn, тяжелых металлов Cr, Co, Ni, Cu, Sn, Ba, а также Li, Hf, U в 2020 г. и 2021 г. (табл.) свидетельствуют о наличии постоянных источников, обеспечивающих поступление данных элементов в приземный аэрозоль в Москве.

В правой части таблицы 1 приведены результаты многофакторного анализа по методу главных компонент для рассматриваемых данных. Приведены факторы, описывающие в сумме более 70% изменчивости переменных в каждом сезоне, красным шрифтом выделены коэффициенты корреляции со значением $>0,5$ для каждого метеопараметра и элемента, достоверно связанных с конкретным фактором. Обычной зимой 2021 года выделены 2 фактора, в которые включены элементы терригенного происхождения (фактор F1), всегда присутствующие в приземной атмосфере [6], и элементы, в основном, антропогенные и/или глобального распространения (фактор F2). Заметим, что F2-фактор достоверно включает давление воздуха и скорость ветра, т.е. качественно указывает на влияние метеоусловий на состав аэрозоля зимой.

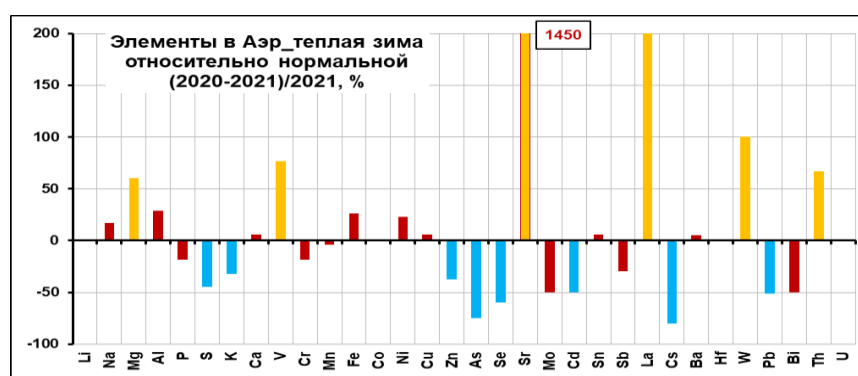


Рисунок 2 – Превышение концентрации элемента теплой зимой относительно обычной, %. Желтые и голубые столбики – достоверные положительные и отрицательные отклонения, красные – менее достоверные отклонения (табл.)

В 2020 году выделено 4 фактора, из которых F1 опять объединяет терригенные элементы. Однако хорошо видно, что в 2020 году элементов, достоверно объединенных в F1-фактор, больше, чем в 2021. Факторы же F2 и F3 2020 года как бы составлены из элементов второго фактора 2021 года, т.е. теплой зимой произошло достоверное разделение этих элементов на две группы по условиям формирования концентраций этих элементов. Заметим, что в 2020 году тоже выделен фактор F4, в который входят такие метеопараметры, как влажность воздуха и количество осадков, но этот фактор достоверно не включает ни один из рассматриваемых элементов. Можно предположить, что в условиях теплой зимы появившиеся жидкие осадки начинают давать свой вклад в формирование аэрозоля (например, вымывая его из воздуха на поверхность, способствуя более быстрому оттаиванию почвы и т.д.). В этом плане будет интересно в дальнейшем проанализировать аналогично весенние ряды данных об элементном составе аэрозоля в Москве.

Отметим, что похожие по составу группы элементов выделяются в случае применения к исходным данным корреляционного или кластерного анализа, что подтверждает наличие схожих и различных условий формирования концентрации элементов в приземном аэрозоле в рассматриваемые разные (по метеоусловиям) зимы.

Интересные сведения дает многофакторный корреляционный анализ элементного состава приземного аэрозоля и метеопараметров:

- С ростом давления уменьшается количество осадков, как обычной, так и теплой зимой.
- Обычной зимой изменение температуры и влажности не связано с каким-либо направлением ветра, а теплой зимой западный ветер повышает влажность, а ветра ЮЗ сектора повышают температуру.

- Ветер В-СВ направлений всегда самый сильный, обычной зимой он приносит холодный воздух и снежные осадки.

- Обычной зимой с ростом давления в приземном воздухе накапливаются все элементы (менее достоверно S, Cs, As). Теплой зимой накапливаются только Mg, K, Fe, Ba, Sr, Mn, Cu, Mo, W, Sn, Sb, Bi, Th.

- Рост относительной влажности связан холодной зимой с уменьшением в аэрозолеконцентрации Mg, Ca, Al и с повышением концентрации S, Cs, а теплой зимой – с уменьшением концентрации Mg, P и с повышением S, Cd, Se.

- Обычной зимой снежные осадки недостоверно и по-разному влияют на содержание разных элементов. Теплой зимой с увеличением количества осадков уменьшается концентрация в воздухе Mg, Al, P, K, Fe, Cs, Sr, Mn, Zn, Hf, Sn, Bi, Th, возможно, сказывается изменение качества осадков от снега к мокрому снегу и дождю.

- При повышении скорости ветра обычной зимой убывает концентрация K, Cs, Sn, Sb, а теплой зимой к этому списку добавляются еще элементы S, Ba, Cu, Mo, Cd, Pb, As, Se, Bi.

В докладе предполагается более подробный разбор этих закономерностей и их влияния на элементный состав аэрозоля.

На рис. 3 представлены распределения значений средней концентрации некоторых элементов по направлениям ветра, т.е. своеобразные «розы концентрации», для зимних периодов 2020 и 2021 годов.

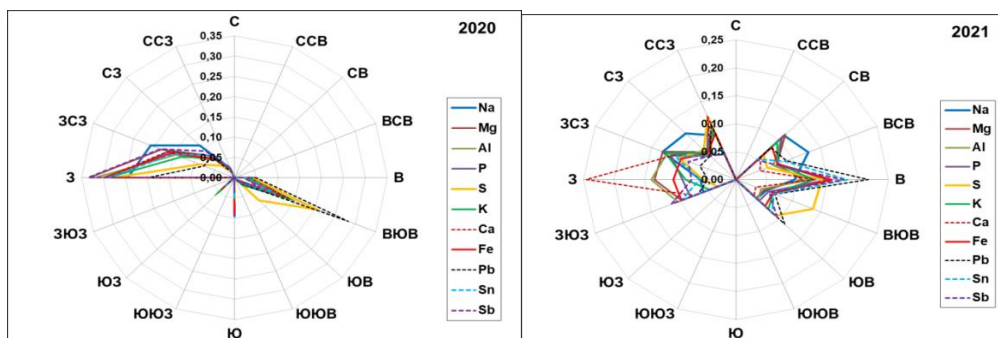


Рисунок 3 – Распределение значений средней концентрации ряда элементов (доли) по направлениям ветра зимой 2020 и 2021 годов

В целом, распределения рисунка 3 соответствуют розам ветров (рис. 1). Однако, несмотря на очень редкие направления ветра В-ЮВ сектора в 2020 году (рис. 1б), вклады их в концентрацию Pd и S довольно значительны (рис. 3а). Эти же направления ветра соответствуют большим вкладам в концентрацию свинца и серы и в обычную зиму 2021 года (рис. 3б), что может указывать на расположение источников этих элементов по отношению к пункту отбора аэрозольных проб. В 2021 году заметен значительный вклад Ca с западного направления, по сравнению с Fe и Al, тогда как в 2020 году вклады этого направления ветра в концентрацию всех трех элементов примерно одинаковы. Анализ возможных причин этих различий и аналогичных распределений для остальных элементов авторам еще предстоит. Несомненно, здесь проявляются и по-разному сказываются в разные зимы не только источники и стоки различных элементов, но и связи метеорологических факторов, отмеченные выше.

В заключение можно отметить многообразие изменений элементного состава приземного аэрозоля, обнаруженных только в зимние сезоны. Использование различных методов математической статистики позволяет анализировать большие массивы данных и получать результаты для сопоставления и изучения условий формирования элементного состава приземного аэрозоля в разные сезоны.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ, грант №23-27-00063.

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. Maenhaut W., Cornille P., Pacyna J.M., Vitols V. Trace element composition and origin of the atmospheric aerosol in the Norwegian Arctic // *Atm. Environ.* 1989. V. 23. No. 11. P. 2551-2569.

3. Губанова Д.П., Виноградова А.А., Иорданский М.А., Скороход А.И. Временные вариации состава атмосферного аэрозоля в Москве весной 2020 года // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана.* 2021. Т. 57. № 3. С. 334–348.

4. 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.* 2021. № 4. С. 133-147.

5. *Gubanova D.P., Skorokhod A.I., Elansky N.F., Iordanskii M.A., Minashkin V.M.* Variability of near-surface aerosol composition in Moscow in the spring of 2020 // IOP Conf. Ser.: Earth Environ. Sci. 2022. V. 1040. 012015.

6. *Виноградова А.А., Губанова Д.П., Иорданский М.А., Скорород А.И.* Влияние метеорологических условий и дальнего переноса воздушных масс на состав приземного аэрозоля в Москве в зимние сезоны // Оптика атмосферы и океана. 2022. Т. 35. № 06. С. 436–446.

7. Архив погоды в Москве (станция Балчуг). [Электронный ресурс]. URL: <http://gp5.ru>. (Дата обращения 03.03.2023).

8. Архив погоды в Москве (Балчуг). [Электронный ресурс]. URL: <http://www.pogodaiklimat.ru/weather.php?id=27605> (Дата обращения 03.03.2023.)

9. *Кудряшов В.И.* Анализ элементного состава атмосферных аэрозолей физическими методами // Межвузовский сб. Проблемы физики атмосферы. Вып. 20. Физика и химия атмосферных аэрозолей. СПб.: Изд-во СПбГУ. 1997. С. 97-130.

10. *Карандашев В.К., Туранов А.Н., Орлова Т.А. и др.* Использование метода масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой в элементном анализе объектов окружающей среды // Заводская лаборатория. Диагностика материалов. 2007. Т. 73. № 1. С. 12–22.

11. *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.

12. *Иванов В.В.* Экологическая геохимия элементов: Справочник в 6 кн. М.: Недра, 1994. Кн. 2: Главные р-элементы. 303 с.

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА ДИСКРЕТНЫХ ДИПОЛЕЙ И ПРИБЛИЖЕНИЯ ФИЗИЧЕСКОЙ ОПТИКИ В ЗАДАЧЕ РАССЕЯНИЯ СВЕТА НА АТМОСФЕРНЫХ ЛЕДЯНЫХ КРИСТАЛЛАХ ПЕРИСТЫХ ОБЛАКОВ ДЛЯ ЗАДАЧ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Сальников К.С.^{1,2}, Шишко В.А.^{1,2}, Коношонкин А.В.^{1,2}, Тимофеев Д.Н.¹, Кустова Н.В.¹,
Боровой А.Г.¹

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

²Томский государственный университет, г. Томск, Россия

e-mail: 1015k@mail.ru, sasha_tvo@iao.ru, sva@iao.ru, tdn@iao.ru, kustova@iao.ru, borovoi@iao.ru

Рассматривается задача рассеяния плоской монохроматической волны на мелких диэлектрических частицах несферической формы, преобладающие в перистых облаках: гексагональные пластинки и столбики, дроксталлы и частицы произвольной формы. Расчеты проводились на длинах волн 0.532, 0.355 и 1.064 мкм и показателях преломления 1.3116, 1.3249 и 1.3004, соответственно. Решения получены методом дискретных диполей (ADDA v. 1.4[1,2]) и дополняют, ранее полученную, базу данных для крупных частиц [3,4], которая используется для интерпретации лидарного сигнала [5,6].

Перистые облака представляют собой тонкие полупрозрачные облака, расположенные на высотах 5-12 км и состоящие преимущественно из ледяных кристаллов размерами от единиц до тысяч микрон. Они покрывают около 30% поверхности Земли и существенным образом влияют на ее радиационный баланс и, следовательно, на климат. Недостаток знаний о радиационных характеристиках перистых облаков являются одним из основных источников неопределенности в современных климатических моделях и долгосрочном прогнозировании погоды.

Основным инструментом, позволяющим оперативно получать информацию о микрофизических параметрах облаков, являются лидары [5,6]. Однако интерпретация лидарного сигнала требует решения прямой задачи рассеяния света [2,4] на частицах, характерных для перистых облаков.

Приближение физической оптики демонстрирует наибольшую эффективность при решении задачи рассеяния света на ледяных кристаллах размерами от десятка до тысяч микрометров, однако для успешной интерпретации лидарных данных также необходимо получить решения для размеров частиц от 0,02 до 5 микрон. Для решения задачи рассеяния света на таких частицах неправомерно применять приближение физической оптики, поэтому для решения использовался метод дискретных диполей (ADDA).

Используемые в докладе частицы представлены на рисунках 1 и 2. В качестве варьируемого размера взяты: у дроксталлов – D , у столбиков – L , у пластинок – W и для частиц произвольной формы Dm – максимальный размер частицы (см. рис. 1, 2).

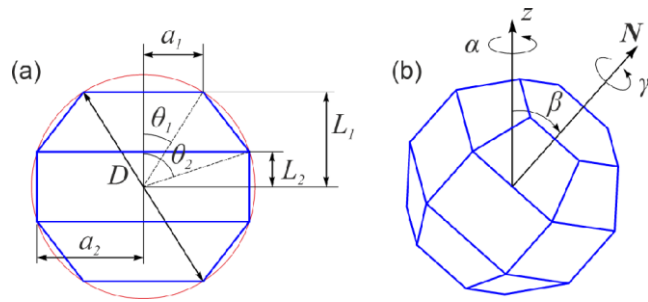


Рисунок 1 –Геометрия дроксталла

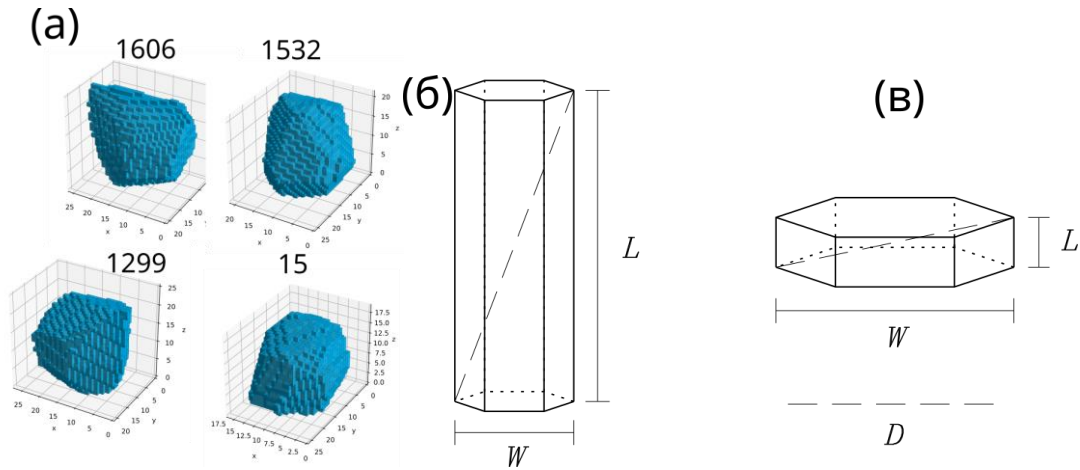


Рисунок 2 –Частица произвольной формы(а), гексагональный столбик(б) и пластинка (в)

Поскольку ориентация частиц в облаке случайна, мы используем усреднение решений по ориентациям, которое с точностью до нормировочного множителя равно:

$$\langle M \rangle = \iiint M(\alpha, \beta, \gamma, \theta) \sin \beta \, d\alpha d\beta d\gamma,$$

где M –матрица Мюллера, а α, β, γ – углы Эйлера.

Для выбора необходимого числа ориентаций при усреднениииспользовалась оценка:

$$N = \frac{90^\circ}{\xi/3} \frac{60^\circ}{\xi/3}, \quad \text{где } \xi = \frac{0.69\lambda}{D} \frac{180^\circ}{\pi}.$$

Данная формула была ранее получена в [7] и применялась при решении задачи рассеяния света для крупных частиц. Тем не менее она оказалась справедлива и для мелких частиц.

Таблица 1. Полный список расчетов для разных видов частиц

Вид частицы	λ - n	Размеры [Шаг]
Агб [15, 1532, 1229, 1606]	0.532–1.3116	Dm:0.02-2[0.02], 2-6[0.05]
	0.355–1.3249	Dm:0.02-2[0.02], 2-6[0.05]
Дроксталл	0.355–1.3249	D: 0.02-2[0.02], 2-4[0.05]
	0.532–1.3116	D: 0.02-2[0.02], 2-4[0.05]
	1.064–1.3004	D: 0.02-2[0.02], 2-4[0.05]
Столбик	0.355–1.3249	L: 0.02-2[0.02], 2-4[0.05]
	0.532–1.3116	L: 0.02-2[0.02], 2-4[0.05]
Пластинка	0.355–1.3249	D: 0.02-2[0.02], 2-4[0.05]
	0.532–1.3116	D: 0.02-2[0.02], 2-4[0.05]

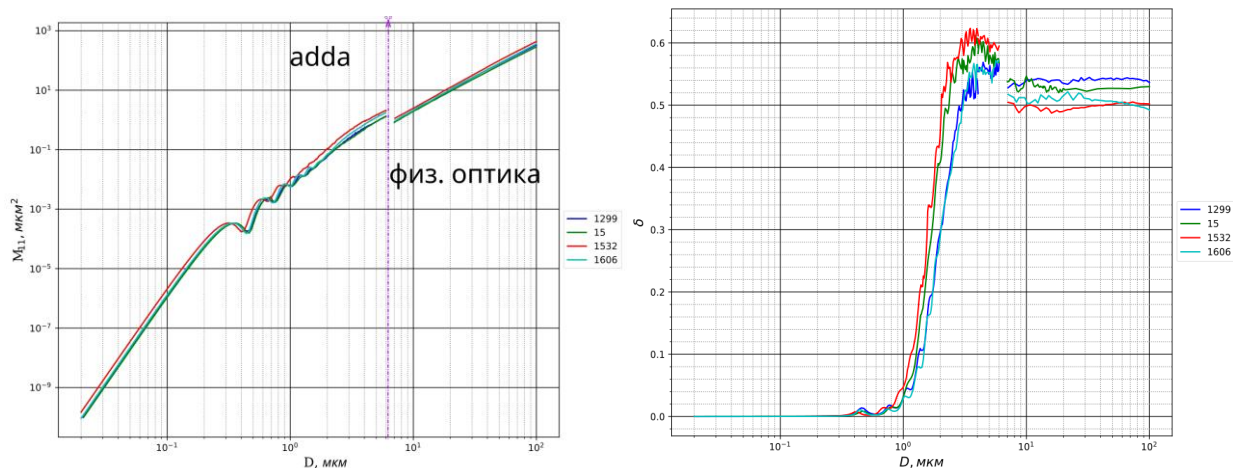


Рисунок 3 – Дифференциальное сечение рассеяние и линейное деполяризационное отношение для частиц четырех частиц произвольной формы в зависимости от размера Dm

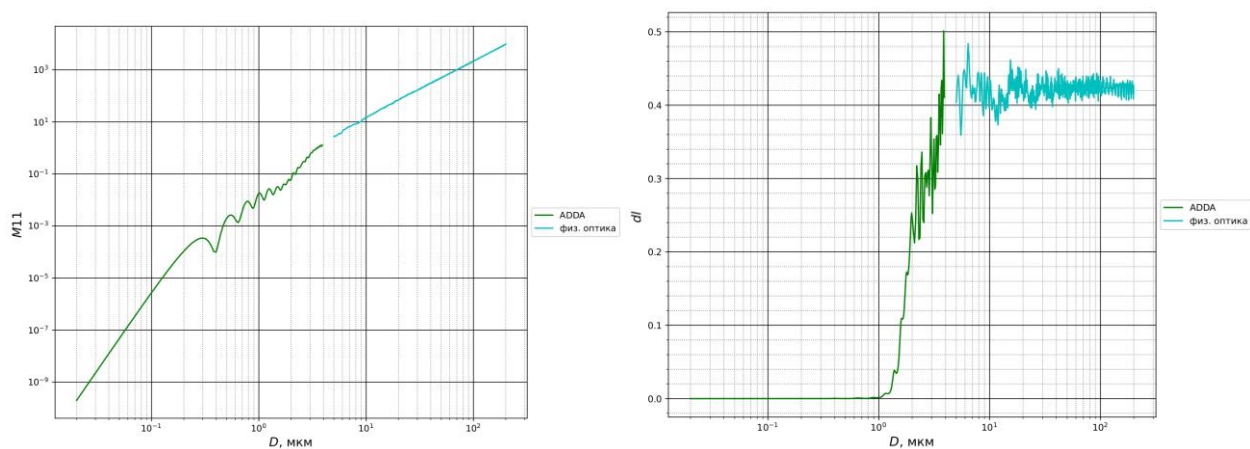


Рисунок 4 – Дифференциальное сечение рассеяние и линейное деполяризационное отношение при рассеянии на дроксталле в зависимости от его диаметра D

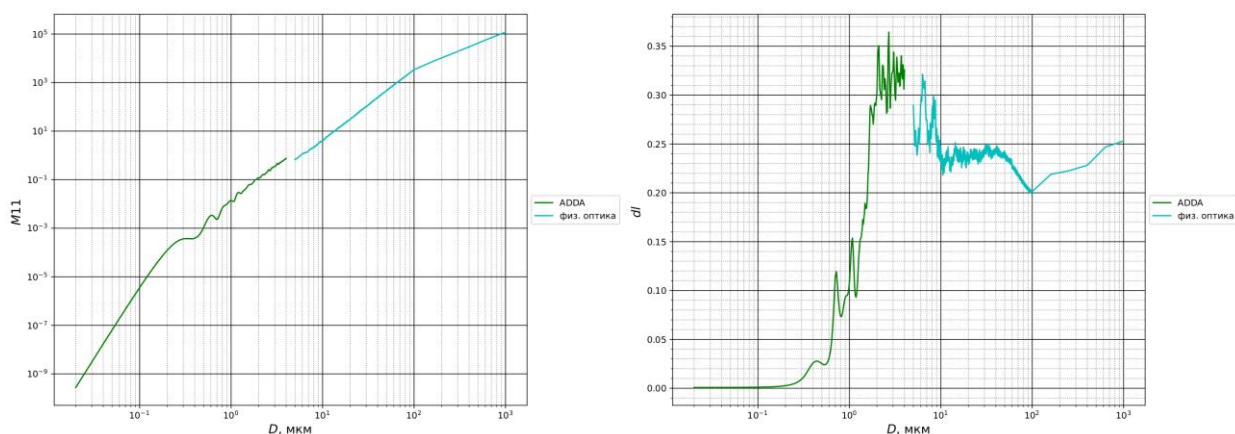


Рисунок 5 – Дифференциальное сечение рассеяние и линейное деполяризационное отношение при рассеянии на гексагональном столбике в зависимости от его высоты L

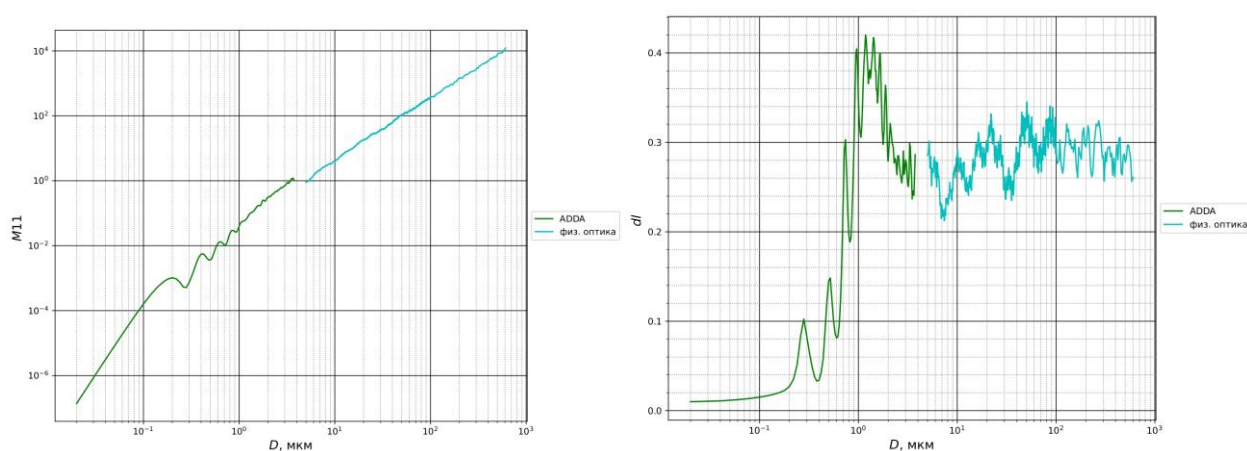


Рисунок 6 – Дифференциальное сечение рассеяние и линейное деполяризационное отношение при рассеянии на гексагональной пластинке в зависимости от ее ширины W

В работе представляются результаты решения задачи рассеяния света на мелких хаотически ориентированных кристаллах следующих форм: гексагональные пластинки и столбики, дроксталлы, частица неправильной формы. Размеры варьировались от 0.02 до 6 мкм. Решение задачи рассеяния получено в рамках метода ADDA v. 1.4 для длин волн 0.532, 0.355 и 1.064 мкм и показателях преломления 1.3116, 1.3249 и 1.3004, соответственно. Проведено сравнение полученных результатов с имеющимся решением, полученным в рамках приближения физической оптики.

Результаты сравнения показали, что несмотря на то, что деполяризационное отношение демонстрирует хорошую сходимость при смене метода решения, наблюдается существенное отличие в величине первого элемента матрицы рассеяния M_{11} . Исследование данного расхождения является предметом будущего исследования.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ (грант № 21-77-10089).

1. Amsterdam discrete dipole approximation. [Электронный ресурс]. URL: <https://github.com/adda-team/adda/> (дата обращения 15.03.2023).

2. *Yurkin M.A., Hoekstra A.G.* The discrete dipole approximation: An overview and recent developments // *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer.* 2007. V. 106. P. 558-589.

3. Банк данных матриц обратного рассеяния вычисленные при помощи приближения физической оптики [Электронный ресурс]. URL: ftp://ftp.iao.ru/pub/GWDT/Physical_optics/Backscattering/for_DWD_2016/ (дата обращения 15.03.2023).

4. *Konoshonkin A.V., Kustova N.V., Shishko V.A., Timofeev D.N., Tkachev I.V., Salnikov K.S.* Light scattering database for interpretation of lidar sounding of cirrus clouds // *Proc. SPIE.* 2022. V. 12265. 122650D.

5. *Okamoto H., Sato K., Borovoi A., Ishimoto H., Masuda K., Konoshonkin A., Kustova N.* Wavelength dependence of ice cloud backscatter properties for space-borne polarization lidar applications // *Optics Express.* 2020. V. 28. P. 2917.

6. *Okamoto H., Sato K., Borovoi A., Ishimoto H., Masuda K., Konoshonkin A., Kustova N.* Interpretation of lidar ratio and depolarization ratio of ice clouds using spaceborne high-spectral-resolution polarization lidar // *Optics Express.* 2019. V. 27. P. 36587.

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 атмосферы и океана.* 2016. Т. 29. № 01. С. 40-50.

ВАРИАЦИИ ОБЩЕГО СОДЕРЖАНИЯ ОЗОНА НА ТЕРРИТОРИИ РОССИИ

Баженов О.Е.¹, Невзоров А.В.¹, Ельников А.В.², Логинов В.А.², Харченко О.В.¹

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

²Сургутский государственный университет, г. Сургут, Россия

e-mail: boe@iao.ru, nevzorov@iao.ru, andreyeln@mail.ru, dorkloginov@gmail.com

Представлен анализ вариаций общего содержания озона (ОСО), основанный на данных мониторинговых наблюдений прибором космического базирования ОМІ. Анализ ограничен территориями Российской Федерации, в рамках которой рассматриваются изменения ОСО как по широте, так и по долготе с рассмотрением особенностей измерения ОСО за полярным кругом. Для некоторых точек наблюдения рассчитаны и представлены автокорреляционные функции, которые так же, как и стандартное отклонение (дисперсия) дают представление о вариациях ОСО или его неоднородностях.

Озон в атмосфере как оптически активная компонента оказывает влияние на формирование климата Земли и к тому же выполняет защитную функцию биоты Земли от губительного для нее ультрафиолетового солнечного излучения. Поэтому широкомасштабные мониторинговые наблюдения за общим содержанием озона (ОСО) ведутся по всему Земному шару [1] как с помощью наземных приборов, так и средств космического базирования [2, 3].

В предлагаемом докладе представлен анализ пространственных вариаций общего содержания озона (ОСО) над территорией Российской Федерации, основанный на результатах космических мониторинговых измерений, полученных с помощью прибора ОМІ [4] в период 2005-2022 г. Населенных пунктов в России, по которым представлена информация об ОСО на сайте [4], более 30. Наименование и географическое положение некоторых этих населенных пунктов представлены на рис. 2. Здесь видно, что 4 пункта находятся за Полярным кругом. Неотъемлемой чертой данных широт является наличие полярной ночи и поскольку измерения ОСО спектрофотометрические с использованием отраженного Солнечного излучения, то в эти периоды измерения не проводятся и во временных рядах данные систематически отсутствуют (см. рис. 1). На этом рисунке представлена часть ряда ОСО (интервал 2005-2008 гг.) в полярных широтах (Мурманск и Салехард) и для сравнения аналогичный фрагмент для средних широт (Волгоград и Владивосток). Из сопоставления представленных фрагментов видно, что амплитуды сезонных колебаний ОСО в полярных широтах больше, чем в средних, так же, как и его вариации, формирующие дисперсию. Тем не менее в целом временные ряды ОСО однотипны, даже при расстоянии между точками наблюдений по прямой 6400 км (Волгоград-Владивосток).

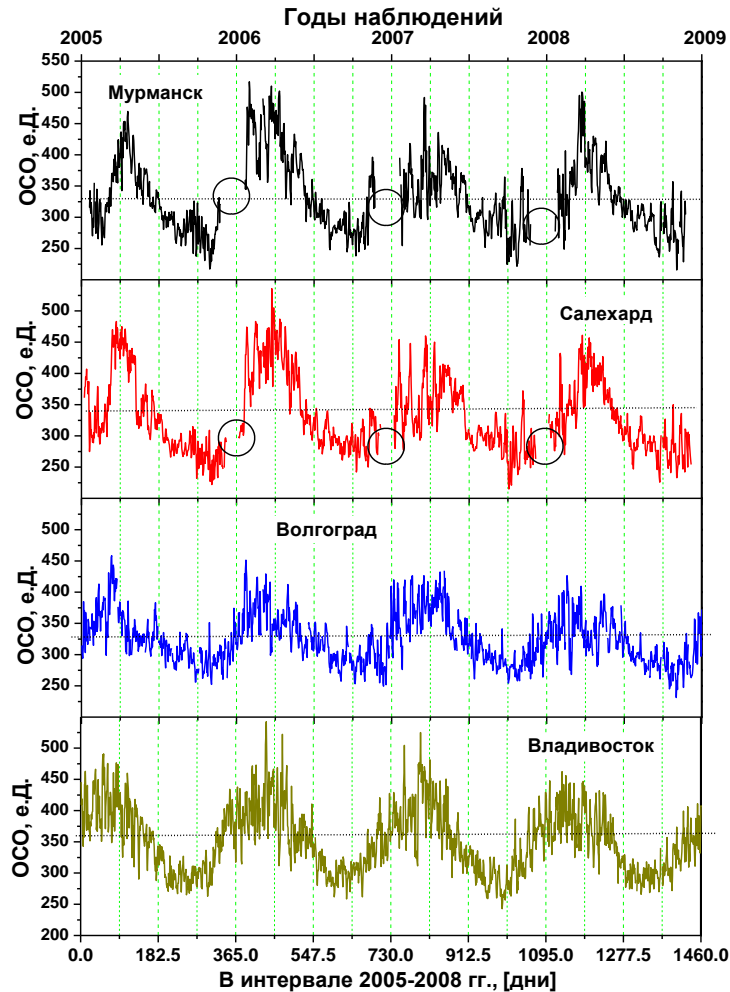


Рисунок 1 - ОСО населенных пунктов в период 2005-2008 г.: за полярным кругом $< 66,5^{\circ}$ с.ш. -

Мурманск и Салехард; умеренные широты $> 50,0^{\circ}$ с.ш. - Волгоград и Владивосток

Прямые пунктирные горизонтальные линии (на этом рисунке) изображены средние значения ОСО за представленный период. Они рассчитывались только по имеющимся значениям. Отсутствие значений приводило и к уменьшению точек, используемых для определения среднего. Интервалы рядов, на которых отсутствуют данные ОСО из-за полярной ночи, на рисунке выделены кругами. Видно, что они локализованы ниже среднего значения (особенно, это выражено для Салехарда). Из данного факта следует очевидный вывод - отсутствие данных ОСО в период полярной ночи приводит к некоему увеличению среднего значения ОСО.

На рис. 2а изображена координатная сетка, по оси абсцисс которой, как и принято, отложена долгота в градусах, а по оси ординат - широта. На ней в соответствующих географических координатах точками представлены населенные пункты анализируемых временных рядов ОСО. Размер точек отражает величину средних значений ОСО для соответствующих пунктов за весь период наблюдений (2005-2022 гг.). Но на рисунке для более

контрастного представления различий приведено не само значение ОСО, а $\Delta\text{ОСО} = \text{ОСО} - 300$ е.Д. Горизонтальной пунктирной линией на рисунке обозначен полярный круг ($66,56^\circ$ с.ш.) и видно, что четыре населенных пункта попадают в зимний период в зону полярной ночи.

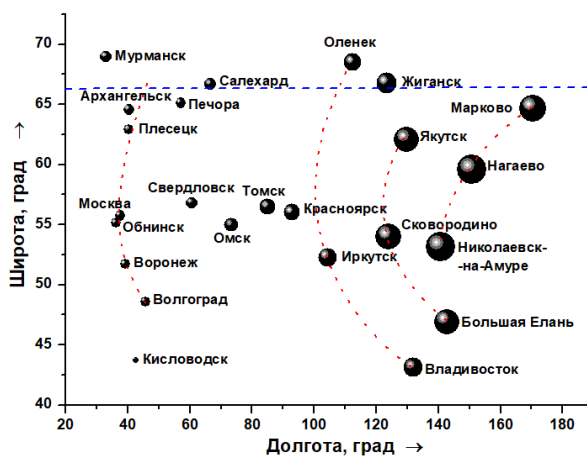


Рисунок 2а - Координаты точек на территории России, с имеющимися данными об ОСО по результатам наблюдений прибором ОМ1. Размер кружков отражает величину ОСО

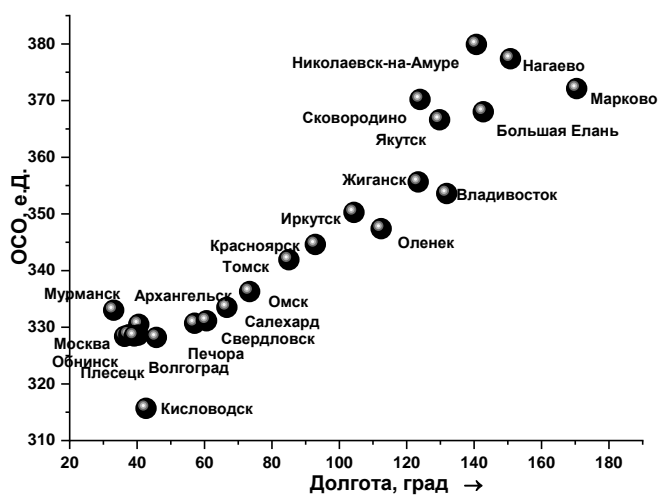


Рисунок 2б - Изменение ОСО в зависимости от долготы

Дугообразными линиями, которые изображены точками, соединены города имеющие примерно одинаковые $\Delta\text{ОСО}$ (согласно размеру точек). Дугообразность соединяющих линий отражает субъективное представление авторов о том факте, что они практически являются фрагментами изолиний ОСО. В целом их поведение напоминает пространственное изменение давления в области влияния Тихоокеанского антициклона.

В целом на рис. 2а прослеживается устойчивое увеличение $\Delta\text{ОСО}$ с запада на восток. Более детально этот процесс в зависимости от широты представлен на рис. 2б, а с ростом ОСО увеличивается и стандартное отклонение (дисперсия).

Для дальнейшего анализа вариаций ОСО на территории России используется понятие автокорреляционной функции (АКФ) [5]. Эти функции для некоторых населенных пунктов на территории России, расположенных в разных климатических зонах, представлены на рис. 3. АКФ, приведенные на рис. 3а, носят качественный характер, так как в них доминируют сезонные вариации, которые, как и ожидалось, приводят к протяженным по времени большим значениям коэффициентов корреляции. Но тем не менее, на рисунке видно, что амплитуда сезонных колебаний ОСО изменяется в зависимости от широты и долготы, а в полярных широтах она наибольшая; коэффициенты корреляции при одних и тех же пространственных разнесениях в полярных широтах больше, чем для широт, расположенных южнее, для которых наблюдаются четкие, регулярные, труднообъяснимые всплески значений АКФ. Количественные характеристики неоднородностей ОСО над пунктами наблюдений, содержат в себе АКФ, представленные на рис.3б, из которых убраны сезонные вариации. Если за время жизни неоднородностей принять интервал времени, за который коэффициент корреляции убывает в e -раз (т.е. до значения 0, 366), то за полярным кругом оно равно - в Мурманске (наиболее близком к полюсу) ~ 20 суток, для Салехарда ~ 18 суток, в то время как в средних широтах оно составляет 5-8 суток.

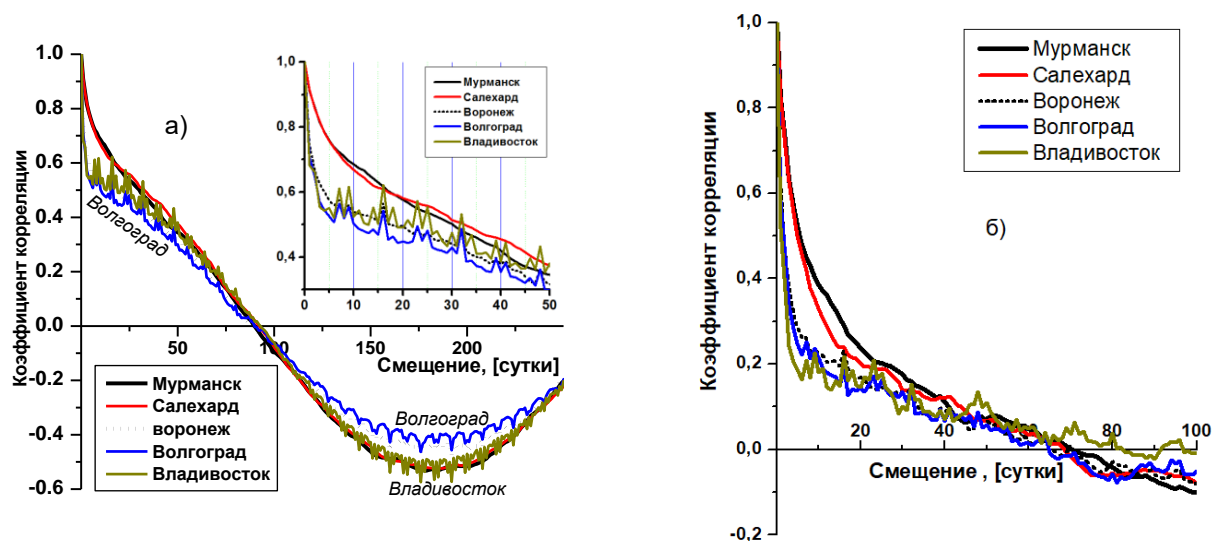


Рисунок 3 - АКФ для соответствующих населенных пунктов России по всему ряду измеренных значений, представленное для трехсот точек смещения: а) при наличии сезонных колебаний во временных рядах (в правом верхнем углу - укрупненный фрагмент АКФ в начале координатной сетки); б) после их вычитания из временных рядов (P.S.: названия городов приведены в порядке убывания широты)

В докладе представлены вариации ОСО на территории России в зависимости от широты и долготы наблюдения и приведены АКФ для некоторых точек наблюдения. Результаты исследований, представленных в докладе, носят фрагментарный характер и будут продолжены.

1. *Fioletov V.E., Kerr J.B., Hare E.W., Labow G.J., McPeters R.D.* An assessment of the world ground-based total ozone network performance from the comparison with satellite data // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104. P. 1737-1747.

2. *Bramstedt K., Gleason J., Loyola D., Thomas W., Bracher A., Weber M., Burrows J.P.* Comparison of total ozone from the satellite instruments GOME and TOMS with measurements from the Dobson network 1996–2000 // *Atmos. Chem. Phys.* 2003. V. 3. P. 1409-1419

3. *Кашкин В.Б.* Стратосферный озон: вид с космической орбиты: монография / В.Б. Кашкин, Т.В. Рублева, Р.Г. Хлебопрос. Красноярск: Сиб. федер. ун-т, 2015. 184 с.

4. The Aura Validation Data Center (AVDC). U.S. Government Public Information Exchange Resource [Электронный ресурс]. <https://avdc.gsfc.nasa.gov/pub/data/satellite/Aura/OMI/V03/L2OVP/OMDOAO3/> (дата обращения 02.12.2022).

5. Бендат Дж., Пирсол А. Прикладной анализ случайных данных. М.: Книга, 2012. 541с.

ОПТОВОЛОКОННЫЙ ИЗМЕРИТЕЛЬ МЕТАНА В АТМОСФЕРЕ

Крючков А.В., Филатов В.В., Герасимова М.П., Садовников С.А.

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

e-mail: kaw@iao.ru, fvv@iao.ru, gmp@iao.ru, sadsa@iao.ru

В рамках работы выработаны варианты технического исполнения оптоволоконного измерителя метана в атмосфере с применением диодного лазера в качестве источника излучения. Результаты численного моделирования спектров пропускания атмосферы показали возможность измерения концентрации не только целевой газовой компоненты (CH_4), но и водяного пара в диапазонах генерации рассматриваемых лазеров: 1645 – 1655 нм ($6079.027 - 6042.296 \text{ см}^{-1}$) и 1654,25 нм – 1651,52 нм ($6045 - 6055 \text{ см}^{-1}$).

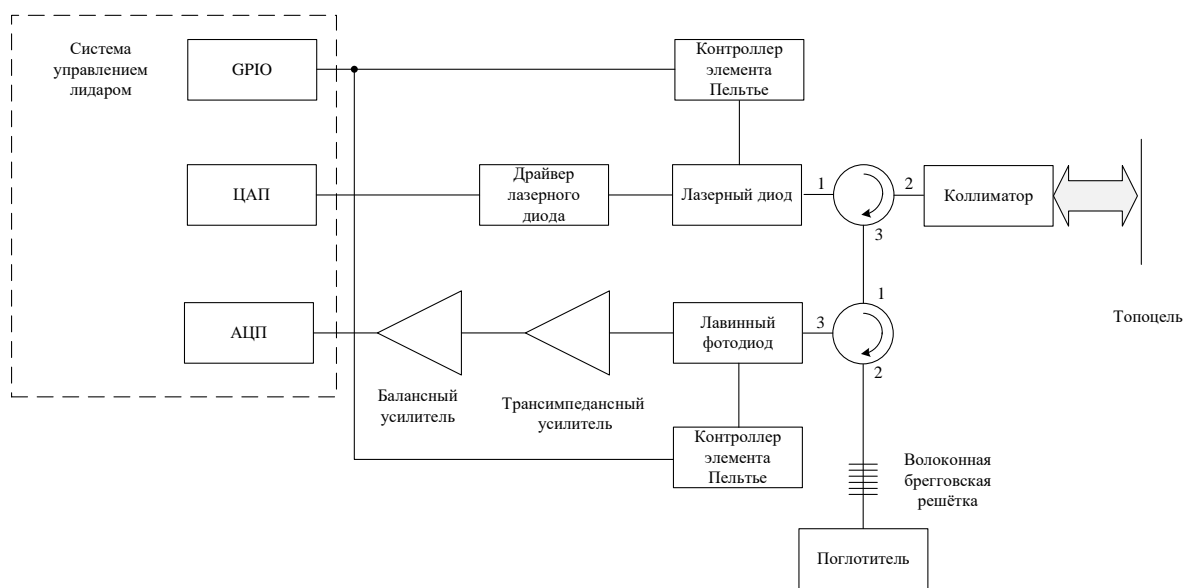
Неуклонный рост концентраций парниковых газов оказывает существенное влияние на климат планеты. Несмотря на сравнительно низкую концентрацию, по сравнению с CO_2 или водяным паром, метан обладает значительно более высокой парниковой активностью. Надёжные и сравнительно простые в эксплуатации лидарные системы дистанционного измерения концентрации данного газа могут быть востребованы не только для решения задач многолетнего мониторинга его содержания в фоновых условиях, но и для контроля отдельных узлов промышленных объектов [1, 2, 3].

Использование современных оптоволоконных элементов позволяет создать компактное устройство, требующее минимальных настроек и оптической юстировки. В рамках исследования рассматривается два варианта исполнения лидарной системы для измерения содержания метана в атмосфере: 1) с применением только элементов волоконной оптики, включая волоконную брэгговскую решётку; 2) с использованием интерференционного фильтра. Схемы лидара для рассматриваемых случаев представлены на рисунке 1.

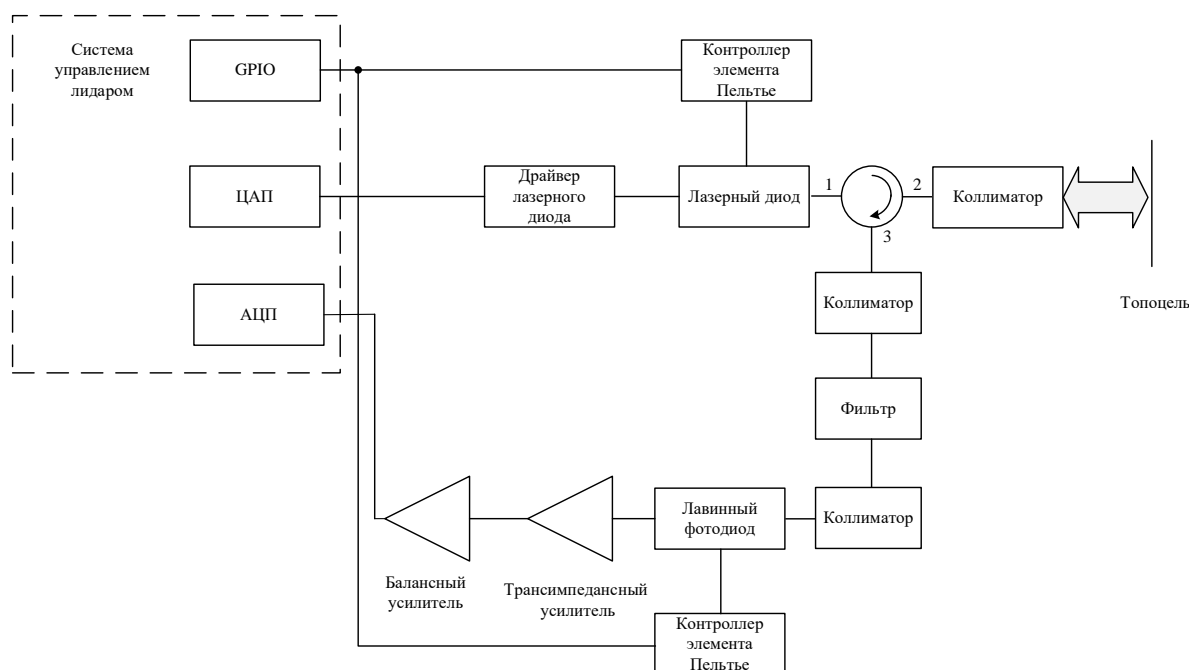
Лидар построенный по схеме, представленной на рисунке 1а работает следующим образом:

Система управления лидаром задаёт, при помощи контроллеров элемента Пельтье, рабочие температуры лазерного диода и лавинного фотодиода, выдаёт уставку постоянного тока на драйвер лазерного диода, определяющий центральную длину волны излучения при последующей модуляции. При достижении заданных рабочих температур, контроллеры элементов Пельтье выдают сигнал о готовности к работе в систему управления лидаром и начинается измерение. Система управления лидаром выдаёт модулированный сигнал через цифроаналоговый преобразователь на драйвер лазерного диода, изменяющий длину волны излучения, так чтобы изменения захватывали оптический спектр вне и в линии поглощения

CH₄. Излучение лазерного диода приходит на порт 1 циркулятора пропускающего излучения с порта 1 на порт 2, затем при помощи коллиматора пучок расширяется и направляется в зондируемый объём.



а)



б)

Рисунок 1 – Схема лидара для регистрации CH₄

а) с волоконной брэгговской решёткой (FWHM ~0,5 нм)

б) с интерференционным фильтром (FWHM ~10 нм)

Отражённый обратно сигнал попадает на входную апертуру коллиматора и затем с порта 2 циркулятора поступает на порт 3, после чего проходит на порт 1 циркулятора фильтра. К

порту 2 циркулятора фильтра подключена волоконная брэгговская решётка, обеспечивающая отражение в спектральном диапазоне $\pm 0,5$ нм, остальное излучение фона проходит на поглотитель. Отфильтрованный оптический сигнал от волоконной брэгговской решётки попадает с порта 2 циркулятора фильтра на порт 3 и затем на лавинный фотодиод. Ток лавинного фотодиода, преобразуется трансимпедансным усилителем в напряжение, поступающее на вход балансного усилителя подключённого к входу аналого-цифрового преобразователя. Из полученного цифрового сигнала, встроенное программное обеспечение системы управления лидаром выделяет удвоенную частоту модуляции и пересчитывает сигнал в миллионную долю на метр оптического пути (ppm·m), затем полученное значение усредняется, накапливается, данные архивируются и доступ к ним возможен по веб-интерфейсу.

Вариант построения лидара по схеме, представленной на рисунке 1б, работает аналогично описанию, представленному выше, отличия заключаются в схеме и спектральной ширине оптического фильтра. Отражённый обратно с порта 2 циркулятора сигнал поступает в сборку двух оптоволоконных коллиматоров на градапах с оптическим фильтром между ними. Это обеспечивает работу интерференционного фильтра, требующего малые углы проходящего через него излучения (менее 5°).

Использование того или иного варианта оптической спектральной фильтрации, определяется характеристиками лазера и выбранными для работы полосами поглощения CH_4 . Рассчитанные спектры пропускания атмосферы в диапазоне серийно выпускаемых лазерных диодов, при различных условиях окружающей среды [4], представлены на рисунках 2 (лазер №1 – LDS-1650-DFB-1.25G-10/20 [5]) и 3 (лазер №2 – PL-DFB-1653.7-A-A81-SA-14BF [6]).

Лазер №1 обеспечивает генерацию излучения в диапазоне длин волн 1645 – 1655 нм ($6079.027 - 6042.296 \text{ см}^{-1}$). В данный диапазон попадает четыре достаточно сильные линии поглощения метана, две из которых можно считать наиболее изолированными от влияния соседних линий водяного пара. Сравнивая результаты моделирования для тропических условий и зимы средних широт можно заметить, что в районе 1654,25 нм – 1651,52 нм ($6045 - 6055 \text{ см}^{-1}$) располагаются две линии поглощения водяного пара, которые также применимы для измерения концентрации вдоль рассматриваемых трасс зондирования. В свою очередь лазер №2 обеспечивает генерацию излучения в существенно более узком диапазоне длин волн 1653.2 – 1654.2 нм ($6048.875 - 6045.218 \text{ см}^{-1}$), включающий по одной линии поглощения рассмотренных ранее газов.

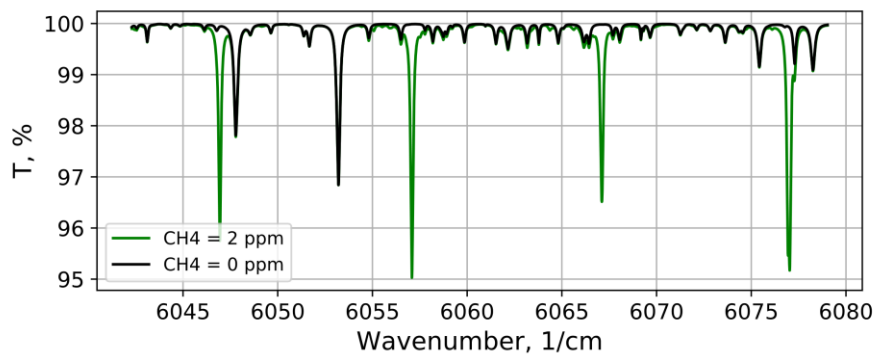
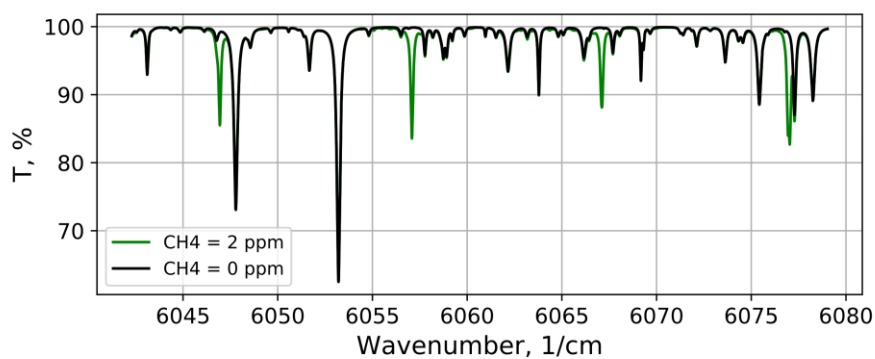


Рисунок 2 – Спектры пропускания атмосферы

а) тропическая зона, длина трассы 2000 м; б) зима средних широт, длина трассы 500 м

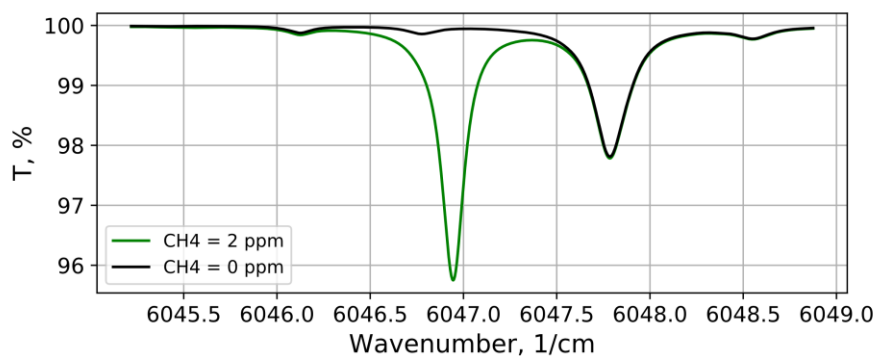
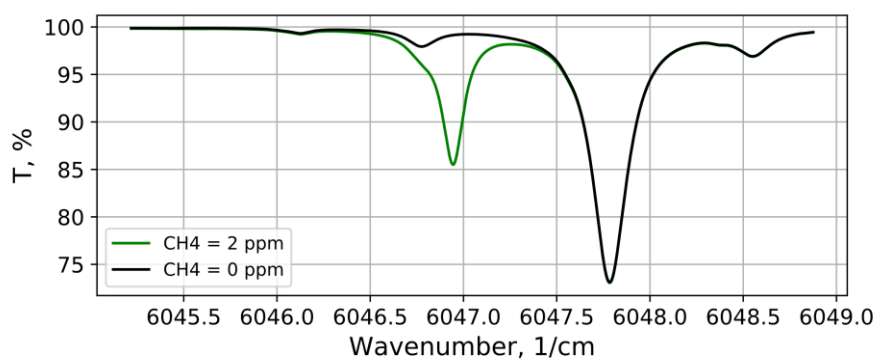


Рисунок 3 – Спектры пропускания атмосферы

а) тропическая зона, длина трассы 2000 м; б) зима средних широт, длина трассы 500 м

Таким образом, 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, наряду с целевым газом (CH₄) выявлена возможность регистрации концентрации водяного пара.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИОА СО РАН (Лаборатория мониторинга парниковых газов).

1. *Titchener J., Millington-Smith D., Goldsack C., Harrison G., Dunning A.* Single photon Lidar gas imagers for practical and widespread continuous methane monitoring // *Applied Energy*. 2021. V. 306. 118086.

2. *Lahyani J. et al.* 2.05- μm all-fiber laser source designed for CO₂ and wind coherent lidar measurement // *Applied optics*. 2021. Т. 60. №. 15. P. C12-C19.

3. *Siozos P. et al.* Autonomous Differential Absorption Laser Device for Remote Sensing of Atmospheric Greenhouse Gases // *Remote Sensing*. 2022. Т. 14. №. 3. P. 460.

4. *Зуев В.Е., Комаров В.С.* Статистические модели температуры и газовых компонентов атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 264 с.

5. Лазерском | Лазерные диодные, СИД, фотодиодные и гибридные модули [Электронный ресурс]. URL: <https://laserscom.com/ru> (дата обращения 01.03.2023).

6. LD-PD INC [Электронный ресурс]. URL: <http://www.ld-pd.com/> (дата обращения 01.03.2023).

ВЕРИФИКАЦИЯ ПРИБЛИЖЕНИЯ ФИЗИЧЕСКОЙ ОПТИКИ ДЛЯ РАСЧЕТА МАТРИЦ РАССЕЙЯНИЯ СВЕТА НА МНОГОГРАННЫХ ПЛАТОНОВЫХ ТЕЛАХ

Кустова Н.В.¹, Коношонкин А.В.^{1,2}, Боровой А.Г.¹, Сальников К.С.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, 1015k@mail.ru

Метод физической оптики хорошо зарекомендовал себя при решении задачи рассеяния света на атмосферных ледяных частицах для задач активного дистанционного зондирования. При этом исследованию нижней границы применимости данного метода уделено недостаточное внимание. В данной работе граница применимости метода физической оптики исследуется на примере пяти платоновых тел. Для валидации разработанного в ИОА СО РАН метода физической оптики использовались методы ПТМ, PGOM, ADDA.

Метод физической оптики [1-4] занимает лидирующие позиции при решении задачи рассеяния света на атмосферных ледяных частицах для задач активного дистанционного зондирования. Основным достоинством этого метода является то, что он позволяет получить решение задачи рассеяния света в направлении рассеяния назад, то есть позволяет разрешить как дифракционную сингулярность, так и когерентный пик. Данный метод хорошо применим для крупных (по сравнению с длиной волны света) частиц, при этом нижняя граница применимости метода физической оптики относительно плохо исследована. В данной работе мы исследуем нижнюю границу применимости метода физической оптики на примере нескольких платоновых тел с размером грани около 20 длин волн.

Матрица рассеяния \mathbf{P} связана с матрицей Мюллера \mathbf{M} , полученной в рамках приближения физической оптики следующим соотношением:

$$\mathbf{P}(\theta) = \frac{4\pi}{C_{sca}} \mathbf{M}(\theta), \mathbf{M}(\theta) = \begin{pmatrix} M_{11} & M_{12} & 0 & M_{14} \\ M_{12} & M_{22} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & M_{33} & M_{34} \\ M_{14} & 0 & -M_{34} & M_{44} \end{pmatrix},$$

где C_{sca} – геометрическое сечение рассеяния. Отметим, что для выпуклых частиц имеем $C_{sca} = S/4$, где S – это площадь поверхности частицы. Первый элемент матрицы рассеяния

P_{11} нормирован следующим образом: $\frac{1}{2} \int_0^\pi P_{11}(\theta) \sin \theta d\theta = 1$.

В качестве частиц для тестовых расчетов выбраны платоновы тела, также известные как правильные многогранники, которые обычно означают пять геометрических фигур: тетраэдр,

куб, октаэдр, додекаэдр и икосаэдр. Грани платоновых тел – равносторонние многоугольники с одинаковым количеством вершин. Отметим, что число граней z , количество вершин v и количество ребер p этих многогранников удовлетворяют знаменитой теореме Эйлера: $v-p+z = 2$ [5]. На рисунке 1 показаны их геометрии. Размеры частиц задаются длиной ребра a в многограннике. В таблице 1 приводятся размеры частиц, используемые в численных расчетах для данной работы. Также для удобства в таблице приводится максимальный диаметр D_{\max} , где D_{\max} – это расстояние между двумя максимально удаленными точками частицы, и характерный размер x_a . Длина волны падающего излучения в расчетах выбиралась равной 0.66мкм, показатель преломления – 1.308.

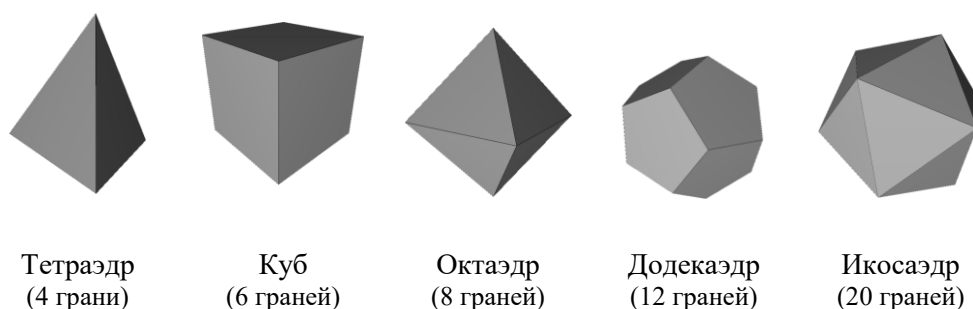


Рисунок 1 – Геометрия Платоновых тел

Таблица 1. Размеры частиц

	длина ребра a	D_{\max}	$x_a = 2\pi a/\lambda$
тетраэдр	13.66	13.66	130
куб	12.61	21.83	120
октаэдр	13.66	19.31	130
додекаэдр	7.35	20.61	70
икосаэдр	10.50	19.98	100

На рисунке 2 представлено сравнение двух элементов матрицы рассеяния для хаотически ориентированных платоновых тел, рассчитанных методами: Invariant imbedding T-matrix method (ИТМ), Physical geometric optics method (PGOM)[6], а также в приближении физической оптики (ПО) [1], разработанном в ИОА СО РАН. Результаты расчетов показали хорошее согласие методов.

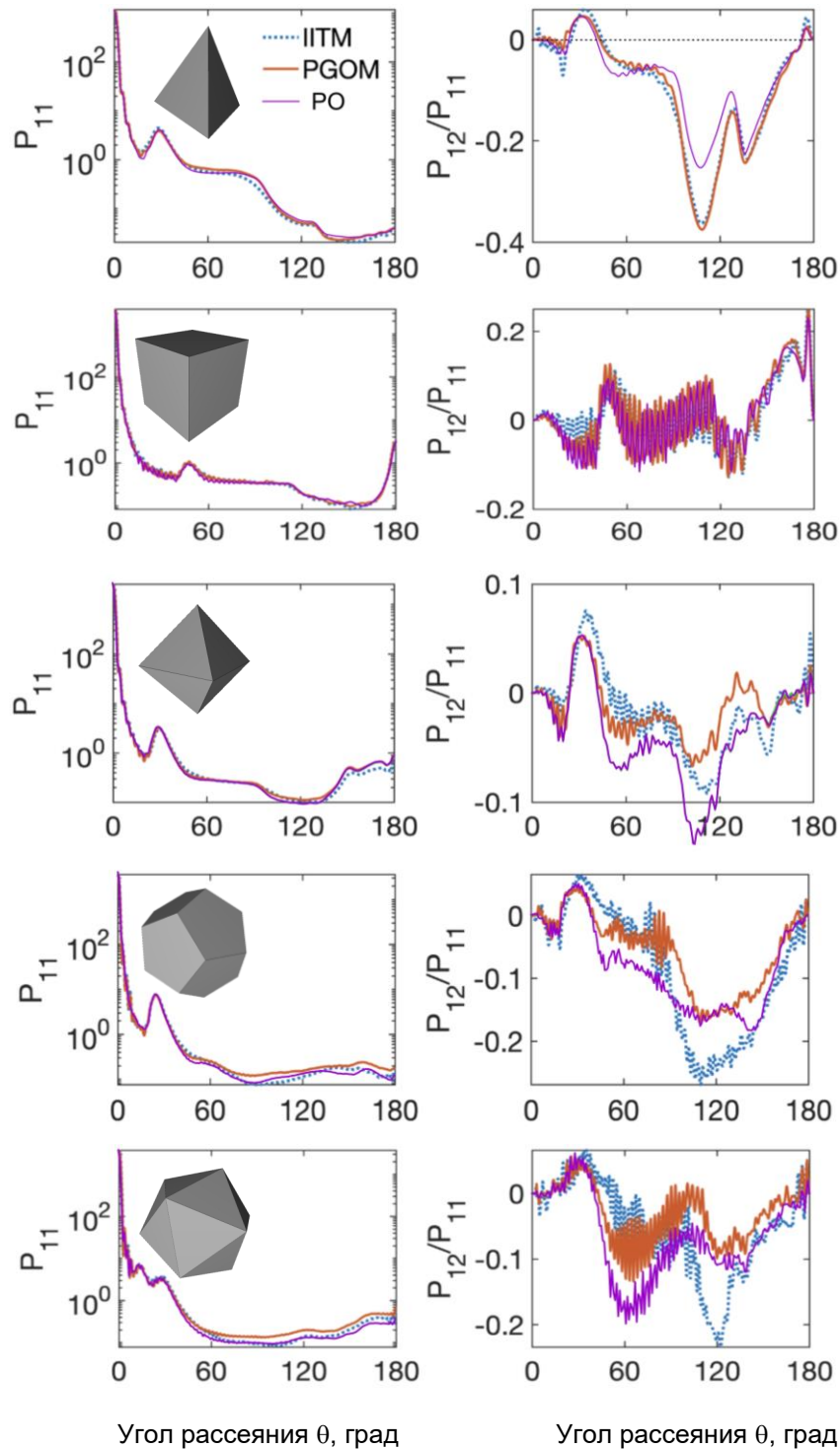


Рисунок 2 – Сравнение элементов матрицы рассеяния света P_{11} и P_{12}/P_{11}

На рисунке 3 представлены результаты сравнения ненулевых элементов матрицы рассеяния для хаотически ориентированного тетраэдра, рассчитанных методом дискретных диполей (ADDA) [7], а также в приближении физической оптики (PO). Результаты расчетов показали, что хорошее совпадение методов наблюдается только в передней полусфере углов рассеяния, в то время как в важной для задач лазерного зондирования окрестности направления рассеяния назад заметно существенное расхождение решений. Такая ситуация может

объясняться как не очень удачным выбором формы частицы, поскольку аппроксимация тетраэдра диполями сопряжена нарушением геометрии частицы, особенно вблизи острых вершин многогранника, так и погрешностью приближения дискретных диполей, которая как известно возрастает с увеличением размера частицы. Изучение данного расхождения является темой будущего исследования.

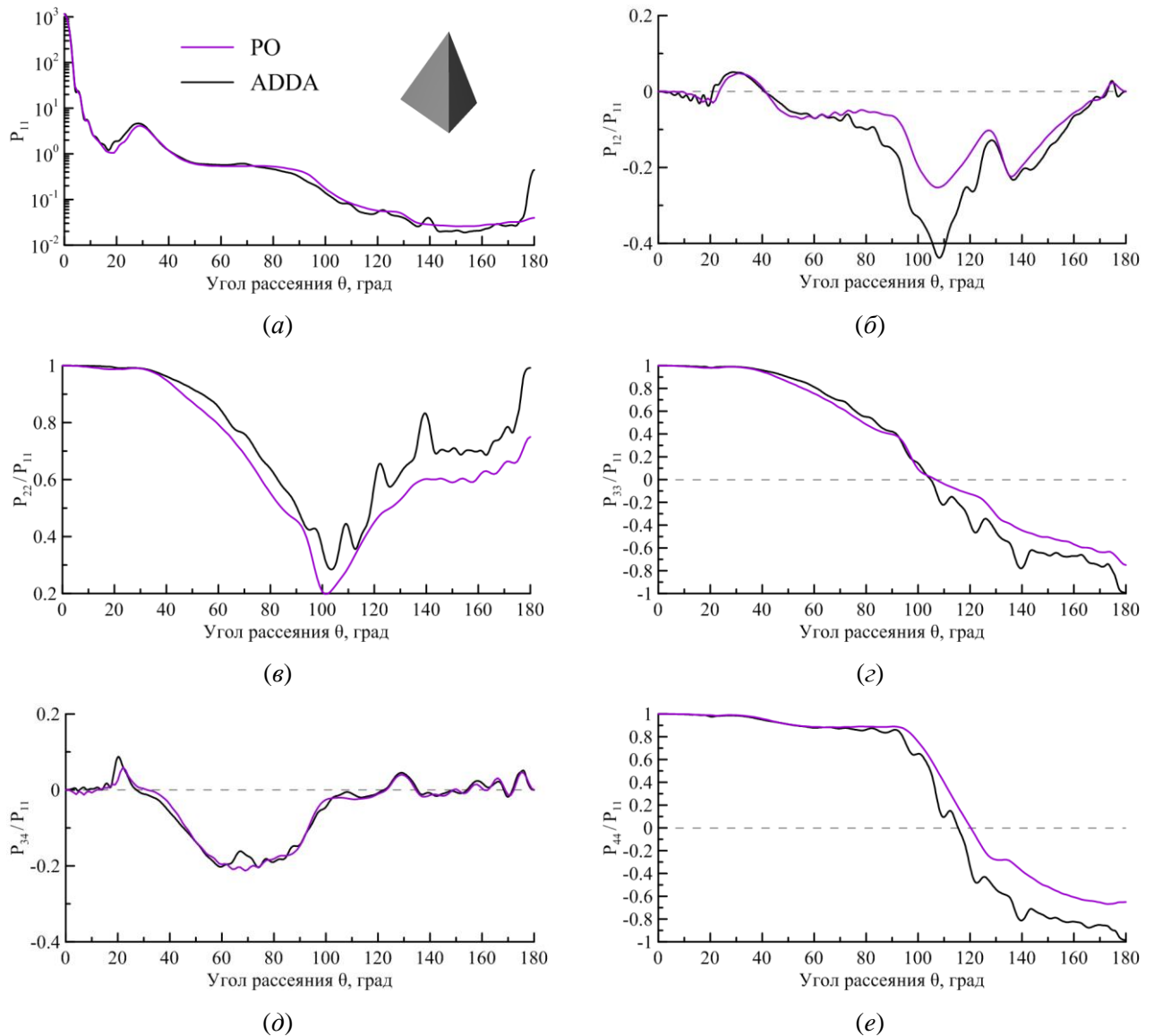


Рисунок 3 – Элементы матрицы рассеяния света для хаотически ориентированного тетраэдра, рассчитанные в рамках приближения физической оптики (ПО, пурпурная линия) и методом дискретных диполей (ADDA, черная линия)

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-27-00282, <https://rscf.ru/project/22-27-00282/>.

1. 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.

2. *Yang P., Liou K.N.* Light scattering by hexagonal ice crystals: Comparison of finite-difference time domain and geometric optics models // *J. Opt. Soc. Am.* 1995. V. A12. P. 162–176.
3. *Masuda K., Ishimoto H., Mano Y.* Efficient method of computing a geometric optics integral for light scattering by nonspherical particles // *Pap. Meteorol. Geophys.* 2012. V. 63. P. 15–19.
4. *Bi L., Yang P., Kattawar G.W., Hu Y., Baum B.A.* Scattering and absorption of light by ice particles: Solution by a new physical-geometric optics hybrid method // *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer.* 2011. V. 112. P. 1492–1508.
5. *Euler L.* *Elementa doctrinae solidorum* // *Novi commentarii academiae scientiarum Petropolitanae.* 1758. V. 4. P. 109–140.
6. *Zhang Y., Ding J., Yang P., Videen G.* Evaluating the accuracy of single-scattering computations by the geometric optics approximation using Platonic solids // *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer.* 2023. V. 303. 108591.
7. *Yurkin M.A., Hoekstra A.G.* The discrete-dipole-approximation code ADDA: Capabilities and known limitations // *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer.* 2011. V. 112. P. 2234–2247.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ АЭРОЗОЛЯ В АКВАТОРИИ КАРСКОГО МОРЯ: 89-90 РЕЙСЫ НИС «АКАДЕМИК МСТИСЛАВ КЕЛДЫШ» И МНОГОЛЕТНИЕ ДАННЫЕ

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

⁵Лимнологический институт СО РАН, г. Иркутск, Россия

e-mail: iak@iao.ru, dkab@iao.ru, terrezaprk@mail.ru, kravchishina@ocean.ru,
makarov@kinetics.nsc.ru, popova@kinetics.nsc.ru, poa216@iao.ru, sms@iao.ru,
galina_simonova@inbox.ru, max97irk@yandex.ru

Обсуждаются особенности пространственно-временной изменчивости характеристик аэрозоля в арктической атмосфере на маршруте 89 и 90 рейсов НИС «Академик Мстислав Келдыш» (сентябрь – ноябрь 2022 г.). Приводятся средние (за период экспедиций) значения исследуемых характеристик: аэрозольной оптической толщи атмосферы, концентраций аэрозоля и черного углерода, а также концентраций органического, элементного углерода и изотопного состава углерода в аэрозольных пробах. На основе многолетних данных экспедиционных измерений (2013-2022 гг.) представлены результаты статистического обобщения характеристик аэрозоля для атмосферы Карского моря и южной части Баренцева моря.

Атмосферный аэрозоль является важным климатообразующим фактором, но отличается неопределенностью своих характеристик в ряде регионов. К их числу относится Арктика, основную часть которой занимает Северный Ледовитый океан (СЛО). Состав аэрозоля над СЛО определяется слабым воздействием местных источников и переносами мелкодисперсного аэрозоля различного типа из континентальных районов средних широт [1-3].

С 2007 г. нами ведутся исследования аэрозоля в различных районах СЛО. В сентябре-ноябре 2022 г. проведен очередной цикл измерений характеристик аэрозоля на маршруте 89-90 рейсов НИС «Академик Мстислав Келдыш» (АМК): от Мурманска до западных окраин моря Лаптевых (33° - 113° в.д.). Основная часть данных получена в акватории Карского моря (рис. 1).

В измерениях характеристик использовались: солнечный фотометр SPM, аэрозольный спектрометр GRIMM-11D и аэталометр МДА-02. По данным измерений этих приборов определялись (подробнее см. [3, 4]): аэрозольная оптическая толщина (АОТ) атмосферы $\tau^a(\lambda)$; параметр Ангстрема α ; грубо- и мелкодисперсные составляющие АОТ (τ^c и τ^f на длине волны 0,5 мкм); счетная концентрация частиц радиусом 0,15-5 мкм (N_a); объёмы мелко- и

грубодисперсных фракций частиц радиусом меньше и больше 0,5 мкм (V_f и V_c); массовая концентрация поглощающего вещества в эквиваленте элементарного черного углерода – eBC. Вариации характеристик аэрозоля в период 89-90 рейсов АМК показаны на рис. 2.

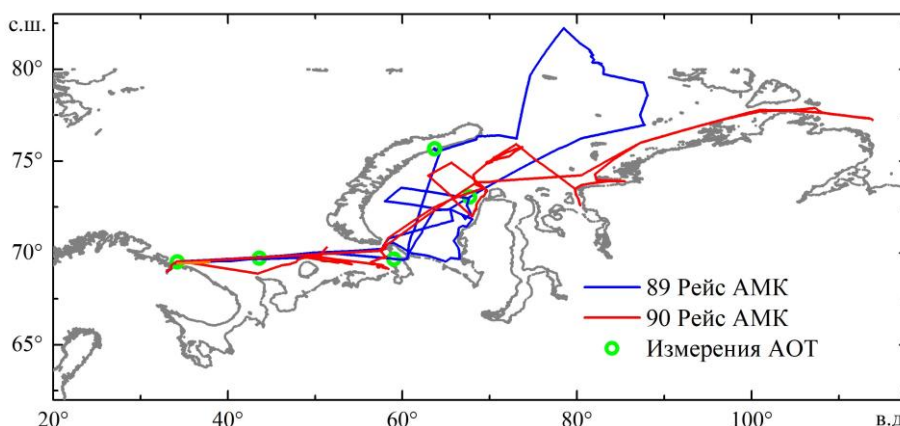


Рисунок 1 – Маршруты 89-90 рейсов НИС «Академик Мстислав Келдыш»

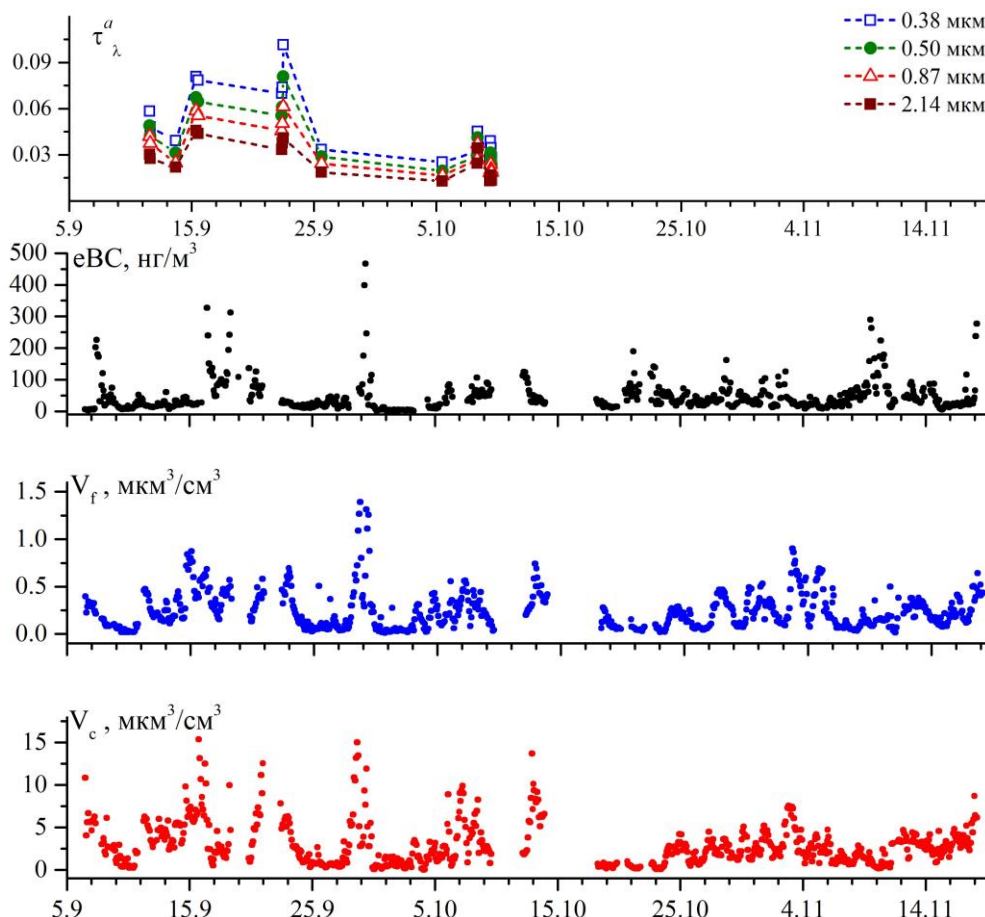


Рисунок 2 – Временной ход характеристик аэрозоля (AOT, eBC, V_f) в 89-90 рейсах АМК

Во временной изменчивости аэрозоля в период двух экспедиций проявились следующие максимумы: $\tau_{0.5}^a = 0,085$ (22 сентября); $eBC = 466 \text{ нг/м}^3$ (29 сентября); $V_f = 1.39 \text{ мкм}^3/\text{см}^3$ и $V_c = 15 \text{ мкм}^3/\text{см}^3$ (29 сентября). Общие значения максимальных концентраций черного углерода и объемов мелкодисперсных частиц, наблюдались в двух случаях при проходе о. Колгуев, по

видимому сказалась антропогенная деятельность на острове. Анализ обратных траекторий движения воздушных масс показал, что повышенные значения еВС 29 сентября и 11 ноября, связаны с выносом со стороны районов нефтедобычи (Ненецкий АО).

Статистические характеристики рассчитывались по данным измерений на маршруте 89-90 рейсов АМК (Карское море и юг Баренцева моря) и по данным 8-и экспедиций (2013-2022 гг.) в акватории Карского моря. Сравнение данных 89-90 рейсов с предшествующими экспедициями и многолетними данными показало разное отличие средних характеристик аэрозоля (таблица 1). Концентрации еВС и V_f в 89-90 рейсах оказались близки к средним многолетним (2013-2022 гг.). В тоже время, большое отличие (в 1,5 раза) проявилось в объемах грубодисперсных частиц (V_c) и АОТ атмосферы, в основном, тоже за счет грубодисперсной составляющей – τ^c (рис. 3).

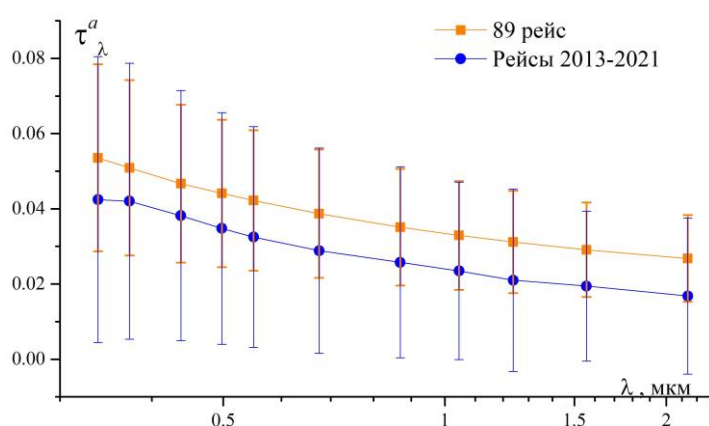


Рисунок 3 – Средние спектральные зависимости АОТ атмосферы в период измерений в 89-м рейсе «Академик Мстислав Келдыш» и экспедиций прошлых лет

Таблица 1. Средние (\pm СКО) значения характеристик аэрозоля на маршруте 89-90 рейсов НИС «Академик Мстислав Келдыш» (АМК) и по многолетним данным в Карском море

Характеристики	89-90 рейсы АМК, сентябрь-ноябрь 2022 г.	Данные восьми экспедиций в Карском море (2013-2022 гг.)
V_f , мкм ³ /см ³	0.23 \pm 0.22	0.28 \pm 0.38
V_c , мкм ³ /см ³	2.54 \pm 2.25	1.69 \pm 3.12
еВС, нг/м ³	35 \pm 40	34 \pm 88
$\tau^a_{0.5}$	0.052 \pm 0.021	0.035 \pm 0.028
α	0.42 \pm 0.10	0.80 \pm 0.53
τ^f	0.021 \pm 0.011	0.017 \pm 0.015
τ^c	0.031 \pm 0.011	0.018 \pm 0.017

Кроме приборных измерений, в экспедициях отбирались пробы аэрозоля на фильтры для последующего определения концентраций микроэлементов, органического (ОС), элементного (ЕС) углерода и изотопного состава углерода ($\delta^{13}\text{C}$, ‰). Заметим, что отбор аэрозольных проб в Карском море, в отличие от приборных измерения (еВС, N_A), проводились только в 4-х экспедициях 2019-2022 гг. В таблице 2 и на рис. 4 представлены характеристики аэрозольных

проб в 89/90 рейсах АМК и в 4-х экспедициях в Карском море. Из приведенных данных следует, что концентрации ОС и ЕС в 89/90 рейсах АМК были немного меньше, чем в предшествующих экспедициях. По элементному составу значимое различие проявилось только в концентрациях Fe и Ti. Средний изотопный состав углерода в сравниваемых данных практически одинаковый. Значения $\delta^{13}\text{C}$ варьировали от тяжелого состава ($-26,1\text{‰}$ – горение угля и древесины) до легкого ($-29,2\text{‰}$ – сжигание нефтепродуктов).

Таблица 2. Статистика значений ОС, ЕС и $\delta^{13}\text{C}$ в пробах аэрозоля: средние значения \pm СКО, в скобках диапазон изменчивости; N – количество проб

Экспедиции	N _{ОС/ЕС}	ОС, нг/м ³	ЕС, нг/м ³	N _{$\delta^{13}\text{C}$}	$-\delta^{13}\text{C}$, ‰
89-90 рейсы АМК, сентябрь-ноябрь 2022 г.	18	307 \pm 271 (46-1109)	18 \pm 28 (3-122)	11	27,78 \pm 0,74 (26,1 – 29,2)
Данные 4-х экспедиций (2019-2022 гг.)	26	396 \pm 447 (46-2159)	24 \pm 36 (3-144)	20	27,82 \pm 0,75 (26,1 – 29,2)

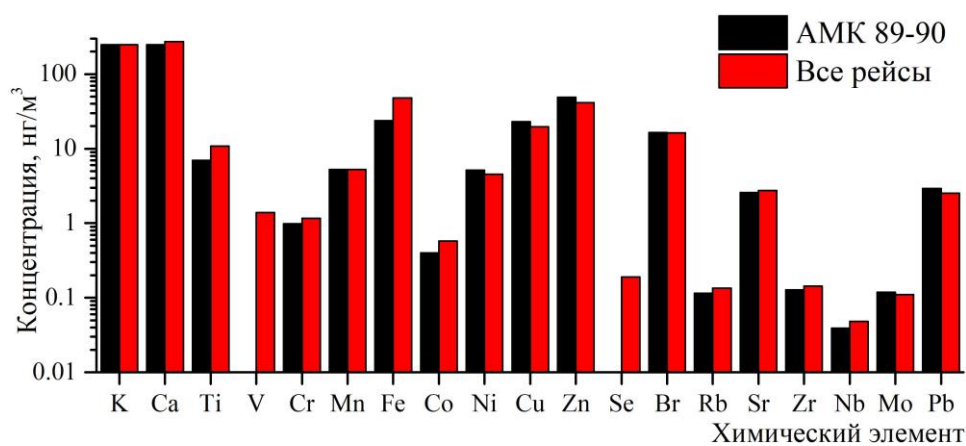


Рисунок 4 – Средние концентрации элементов в аэрозольных пробах, отобранных на маршруте 89-90 рейсов АМК и по многолетним данным в этом же районе

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

1. *Stohl A.* Characteristics of atmospheric transport into the Arctic troposphere // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111. D11306.
2. *Physics and Chemistry of the Arctic Atmosphere*; Editors Alexander Kokhanovsky and Claudio Tomasi; Springer Polar Sciences series. 2020. 717 p.
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. No. 11. 1170.
4. *Sakerin S.M., Kruglinsky I.A., Kabanov D.M., Kalashnikova D.A., Kravchishina M.D., Makarov V.I., Novigatinsky A.N., Popova S.A., Pochufarov A.O., Simonova G.V., Turchinovich Yu.S., and Darin F.A.* // *Atmospheric and Oceanic Optics.* 2022. V. 34. No. 6. P. 651–660.

БАНК ДАННЫХ ОПТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ЛЕДЯНЫХ ЧАСТИЦ ПЕРИСТЫХ ОБЛАКОВ ДЛЯ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ ЛИДАРА РОССИЙСКОЙ ОРБИТАЛЬНОЙ СТАНЦИИ

Шишко В.А.^{1,2}, Коношонкин А.В.^{1,2}, Ткачев И.В.¹, Кан Н.В.¹, Сальников К.С.¹, Тимофеев Д.Н.¹,
Кустова Н.В.¹, 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: sva@iao.ru, sasha_tvo@iao.ru, tiv@iao.ru, n.kan.08@gmail.com, 1015k@mail.ru, tdn@iao.ru,
kustova@iao.ru, borovoi@iao.ru

В работе показано, что для эффективного исследования перистых облаков методом лазерного поляризационного зондирования необходимо иметь: минимум две длины волны (например, 0,532 и 1,064 мкм), возможность построения спектрального отношения для этой пары длин волн, а также возможность измерять лидарное и деполаризационное отношения на любой из длин волн. Показана перспективность использования длины волны с сильным поглощением льда (например, 1,55 или 2,15 мкм), для восстановления среднего размера частиц в облаке.

Наблюдение за состоянием атмосферы и подстилающей поверхности Земли с помощью приборов активного дистанционного зондирования (таких как лидары и радары), установленных на космических аппаратах [1, 2], позволяют оперативно и в глобальном масштабе проводить исследования климатообразующих факторов и их взаимосвязи внутри климатической системы в целом [3].

В настоящее время исследование атмосферы поляризационными лидарами космического базирования имеет уже долгую историю. Несмотря на то, что первый космический лидарный эксперимент был проведен NASA на Space Shuttle «Discovery» (программа Lidar In Space Technology Experiment (LITE)) в сентябре 1994 года [4], первый полноценный космический лидар «БАЛКАН» был запущен Россией и установлен на орбитальной станции «МИР» в мае 1995 года [5]. Он проработал 4 года и позволил набрать большой опыт и получить уникальные данные, которые хорошо были восприняты научным сообществом. Благодаря этим данным в 2006 году был запущен хорошо известный лидар CALIOP, установленный на спутнике CALIPSO, который функционирует по настоящее время и является основным инструментом сбора информации о состоянии атмосферы Земли [6].

В связи с перспективами развития Российской орбитальной станции (РОС), начало формирования которой намечено на период 2028 года, возникает необходимость в проработке инструментов базового модуля станции – Научно-энергетического модуля (НЭМ).

Современная концепция НЭМ предполагает установку на нем поляризационного лидара, который позволит непрерывно получать информацию о состоянии атмосферы Земли. Как известно, интерпретация лидарного сигнала основана на решении прямой задачи рассеяния света, поэтому для корректной интерпретации получаемых лидарных данных необходимо иметь адекватную оптическую модель атмосферного аэрозоля соответствующую техническим параметрам поляризационного лидара планируемого к установке на РОС.

Своевременное создание оптической модели перистых облаков позволит вовремя сформулировать необходимые предложения по техническим характеристикам космического лидара и внести соответствующие изменения в конструкцию лидара для его максимально эффективного использования.

Однако для разработки оптической модели необходимо построение базы данных матриц обратного рассеяния света, созданной как с учетом технических характеристик конкретного космического лидара (угла поля зрения, используемых длин волн, каналов поляризации и т.д.) так и с учетом многообразия микрофизических характеристик перистых облаков – размеров и форм кристаллов, их пространственной ориентации и концентрации, показателя преломления и т.д. Разработка такого банка данных ведется в ИОА СО РАН уже на протяжении многих лет [7]. Банк данных представляет собой матрицы обратного рассеяния света для длин волн 0,355; 0,532; 1,064; 1,55; 2,15 мкм и показателей преломления льда $1,3249$; $1,3116$; $1,3004 - 1,90 \cdot 10^{-6}i$; $1,2893 - 4,24 \cdot 10^{-4}i$; $1,2663 - 4,92 \cdot 10^{-4}i$, соответственно. Решение получено для различных форм хаотически ориентированных ледяных частиц: гексагональная пластинка, дроксталл, гексагональный столбик, bullet (гексагональная пуля), произвольная форма. Размер частиц варьировался в диапазоне от 5 до 1000 мкм.

В качестве примера, на основе банка данных, были построены измеряемые лидаром оптические характеристики для типичных длин волн (0,355; 0,532; 1,064 мкм), а именно: спектральное, деполаризационное и лидарное отношения.

На рисунке 1 представлена диаграмма рассеяния для спектрального (длины волн 1,064/0,532) и деполаризационного отношений (0,532 мкм) для различных форм ледяных частиц. Из рисунка 1 видно, что такой подход позволяет отличать частицы гексагональной формы от частиц произвольной формы и дроксталлов. На рисунке 2 представлена диаграмма рассеяния для лидарного и деполаризационного отношений (длина волны 0,355 мкм). Рисунок 2 также демонстрирует возможность восстанавливать форму частиц.

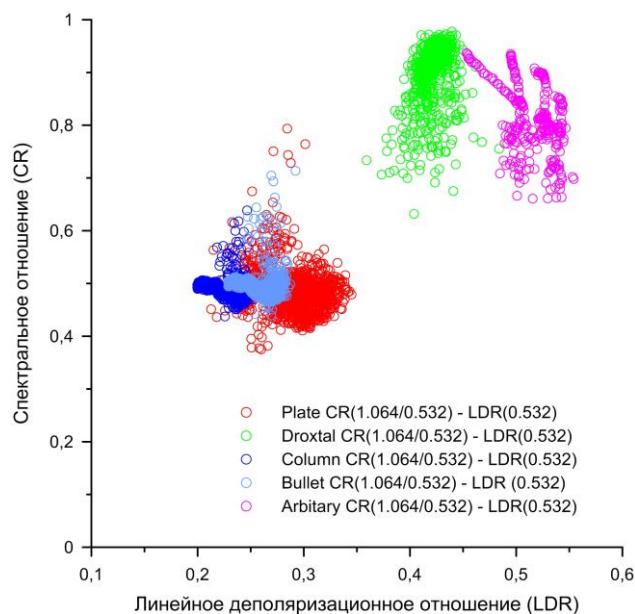


Рисунок 1 – Диаграмма рассеяния для спектрального и деполаризационного отношений.

Символами отмечены различные формы ледяных частиц: гексагональная пластинка, дроксталл, гексагональный столбик, bullet (гексагональная пуля), произвольная форма

На рисунке 3 представлена зависимость спектрального отношения от максимального размера частицы D_{max} для длин волн: без поглощения (1,064/0,532) и с поглощением (2,15/1,064 и 1,55/1,064) [8]. Видно, что длины волн с поглощением демонстрируют более сильную зависимость от размера частицы, что позволяет их использовать для восстановления размера частиц.

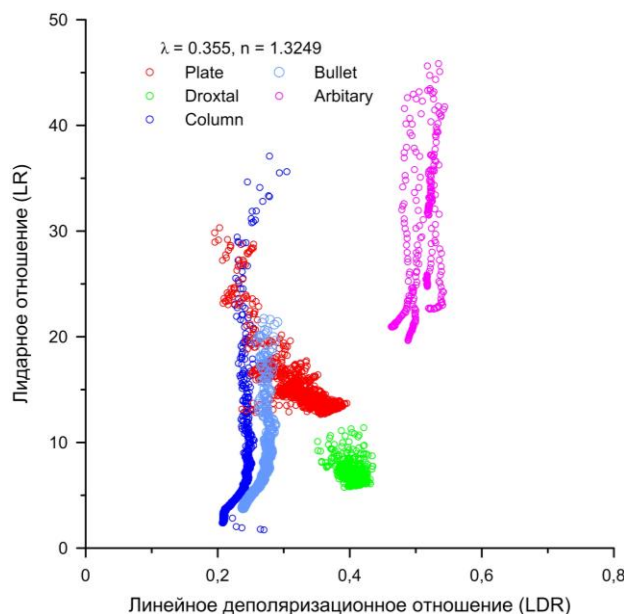


Рисунок 2 – Диаграмма рассеяния для лидарного и деполаризационного отношений. Символами

отмечены различные формы ледяных частиц: гексагональная пластинка, дроксталл, гексагональный столбик, bullet (гексагональная пуля), произвольная форма

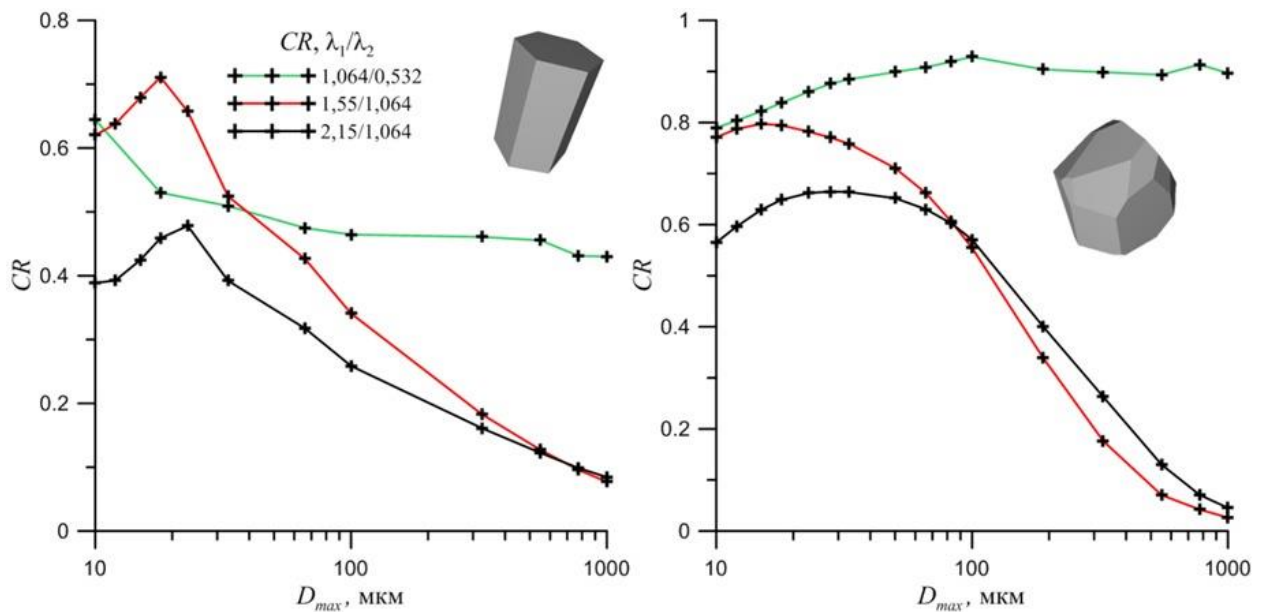


Рисунок 3 – Зависимость спектрального отношения от максимального размера частицы D_{max} в направлении обратного рассеяния для гексагонального столбика (слева) и частицы произвольной формы (справа)

Таким образом, совместное использование спектрального, лидарного и деполаризационного отношений, демонстрирует свою эффективность, как при восстановлении формы, так и размера частиц перистых облаков.

Показано, что для эффективного исследования перистых облаков методом лазерного поляризационного зондирования необходимо иметь: пару длин волн (например, 0,532 и 1,064 мкм), возможность построения спектрального отношения для этой пары длин волн, а также возможность измерять лидарное и деполаризационное отношения на любой из предложенных длин волн (0,355; 0,532 или 1,064 мкм). Показана перспективность использования длины волны с сильным поглощением льда (например, 1,55 или 2,15 мкм), для восстановления среднего размера частиц в облаке.

1. Sassen K., Wang Z., Liu D. Global distribution of cirrus clouds from CloudSat/Cloud-Aerosol lidar and infrared Pathfinder satellite observations (CALIPSO) measurements // J. Geophys. Res. 2008. V. 113. D00A12.

2. Liu C.-L., Illingworth A. J. Toward more accurate retrievals of ice water content from radar measurements of clouds // J. Appl. Meteorol. 2000. V. 39. N 7. P. 1130–1146.

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. Winker D.M., Couch R.H., McCormick M.P. An overview of LITE: NASA's Lidar-in-space Technology Experiment // Proc. IEEE. 1996. V. 84. P. 164–180.

5. Балин Ю.С., Тихомиров А.А. История создания и работы в составе орбитальной станции "Мир" первого российского космического лидара БАЛКАН // Оптика атмосферы и океана. 2011. Т. 24. № 12. С. 1078–1087.

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. *Шишко В.А., Брюханов И.Д., Ни Е.В., Кустова Н.В., Тимофеев Д.Н., Коношонкин А.В.* Алгоритм интерпретации матриц обратного рассеяния света перистых облаков для восстановления их микрофизических параметров. // Оптика атмосферы и океана. 2019. Т. 32. № 03. С. 186–192.

8. *Timofeev D.N., Konoshonkin A.V. Kustova N.V., Borovoi A.G., Kozodoev A.V.* Calculation of backscattering matrix for ice particles of cirrus clouds for 1.55 and 2 micron lidars within the physical optics approximation // Proceedings of SPIE. 2020. V. 11531. 11531OS.

ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КОНЦЕНТРАЦИЙ ЧЕРНОГО УГЛЕРОДА В АТМОСФЕРЕ ЕВРАЗИЙСКОГО СЕКТОРА АРКТИКИ ПО ДАННЫМ РЕАНАЛИЗА MERRA-2

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

На основе многолетних (2007-2022 гг.) данных реанализа MERRA-2 обсуждаются особенности среднего пространственного распределения концентраций поглощающего вещества (черного углерода - eBC) в составе аэрозоля в Евразийском секторе Арктики. Отмечено, что выносы дымов массовых лесных пожаров в Сибири оказывают существенное влияние на пространственное распределение eBC в арктических районах. Приводятся статистические характеристики концентраций eBC для шести арктических морей (от Гренландского до Чукотского) и четырех регионов Северной Евразии. Данные модельных расчетов (MERRA-2) сравниваются с многолетними данными реальных измерений концентраций eBC в морских экспедициях.

Характеристики аэрозоля над Северным Ледовитым океаном (СЛО) недостаточно изучены. В частности, это касается пространственного распределения концентраций поглощающего вещества (черного углерода – eBC) в составе атмосферного аэрозоля. Из-за малого числа полярных станций аэрозольного мониторинга (в Азиатском секторе – только две), некорректно интерполировать стационарные данные на большую территорию СЛО. Дефицит информации восполняется исследованиями аэрозоля в морских экспедициях. Обобщение данных наших многолетних измерений позволило определить особенности пространственного распределения концентраций eBC в Евразийском секторе СЛО (25°з.д. – 170°з.д.) [1, 2]: от Гренландского моря до Чукотского. Однако экспедиционные данные неоднородны по местам/времени измерений и могут привести к ошибочным представлениям даже при многолетнем накоплении данных. Поэтому важным было провести сравнение с независимым источником информации.

В настоящей работе рассмотрены более полные и однородные (в пространстве и времени) модельные данные реанализа MERRA-2 [3]. Расчеты концентраций eBC проводились для шести арктических морей и, прилегающих к ним, четырех районам Северной Евразии. Интерес к континентальным районам обусловлен следующим. В движениях воздушных масс можно выделить дальние переносы из средних широт (тысячи км) и ближние – из соседних районов континентальной Арктики (сотни км). Вероятность и степень воздействия удаленных источников eBC, с учетом криволинейных траекторий переносов, быстро уменьшается с ростом расстояния. Вследствие этого, дальние переносы приводят к значительному, но эпизодическому (редкому) увеличению концентраций eBC в атмосфере СЛО. Более частое влияние оказывают выносы воздуха из соседних районов Северной Евразии. Однако, эмиссии и содержание

черного углерода в этих малонаселенных районах, в сравнении со средними широтами, должны быть менее значительными.

В расчетах пространственного распределения концентраций еВС в Евразийском секторе Арктики (от 66° до 82°с.ш.) использовались данные реанализа MERRA-2 с пространственным разрешением 0,5°×0,625° для основного периода экспедиционных измерений (июль-октябрь, 2007-2022). Как уже отмечалось, существенное влияние на концентрации еВС оказывают относительно редкие, но мощные выносы загрязненного воздуха (в основном, дымов лесных пожаров) из средних широт. Поэтому карты распределения еВС построены в двух вариантах (рис. 1): (а) по общему массиву данных и (б) с исключением случаев самых мощных загрязнений. Для выделения anomalно высоких значений еВС использовался критерий «3σ».

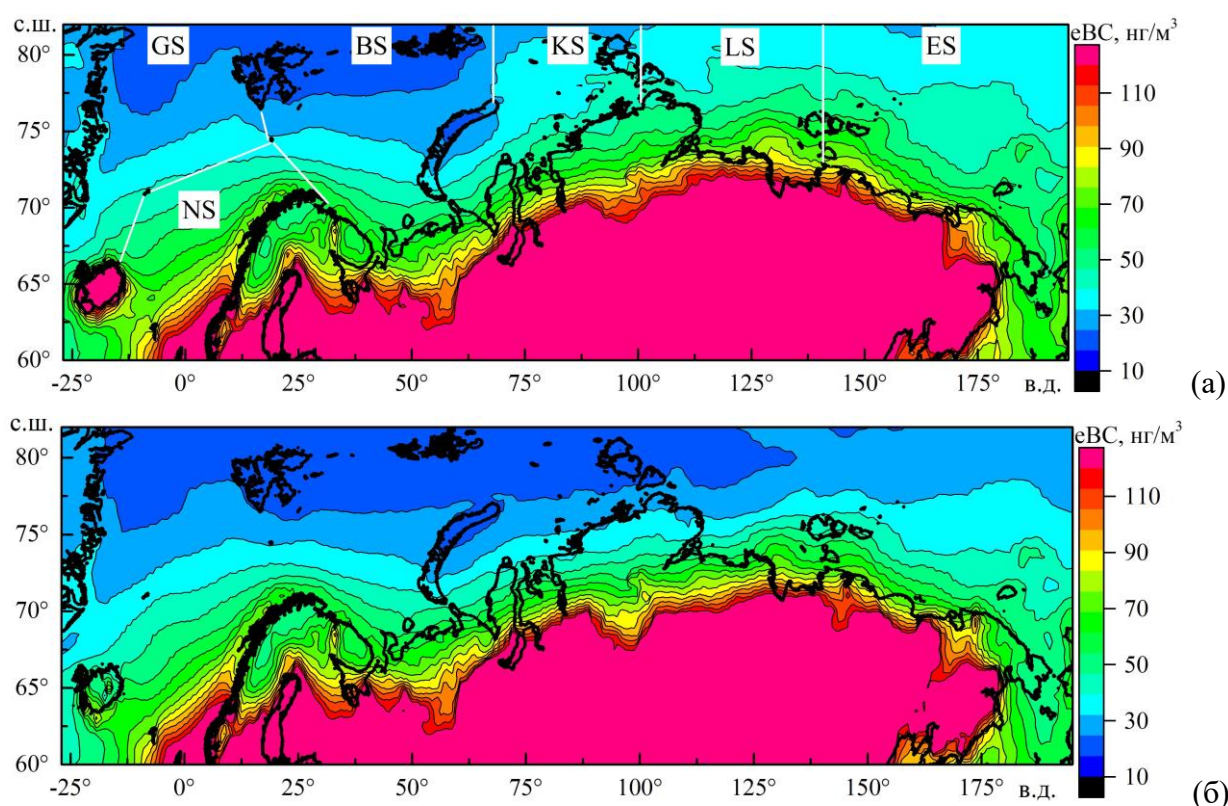


Рисунок 1 – Карты среднего пространственного распределения концентраций еВС в Евразийском секторе Арктики для периода июль-октябрь: (а) все данные, (б) без аномалий

Основной особенностью пространственного распределения является уменьшение средних значений еВС с ростом широты или удалением от континента. Причем изолинии концентраций еВС над СЛО, в основном, повторяют контуры континента. При исключении anomalно высоких концентраций, средние значения еВС уменьшаются, но характер распределения не меняется.

Для получения количественных оценок рассчитаны средние значения еВС для отдельных морей (таблица 1, рис. 2), проведено сравнение с данными морских экспедиций (НИС) [2] и данными в соседних районах Северной Евразии: «Европа» (20° - 58°в.д.); «Ямало-Таймыр» (58°

- 102° в.д.); «Якутия» (102° - 140° в.д.); «Чукотка» (140° в.д. - 170° з.д.). Из данных модельных расчетов следует, что высокими концентрациями еВС отличается атмосфера Норвежского моря и Дальневосточных морей (LS, ES), а минимальные концентрации – над Гренландским морем. Долготное изменение еВС в Российском секторе СЛО по модельным и экспериментальным данным имеет противоположные тенденции (рис. 2). Экспериментальные значения еВС уменьшаются в восточном направлении (от Баренцева моря) более, чем в 2 раза, а модельные увеличиваются примерно в 1,5 раза. Вследствие этого, над Восточно-Сибирским морем наблюдается самое большое отличие модельных и экспериментальных данных – в 2,4 раза. Если сравнивать Евразийский сектор в целом, то различие двух видов данных несущественно.

Таблица 1. Средние (\pm СКО) значения концентраций еВС ($\text{нг}/\text{м}^3$) в морских и континентальных районах Арктики в период июль-октябрь (в скобках данные без «аномалий»)

Моря, районы	MERRA-2	НИС [2]
Гренландское море (GS)	28 \pm 10 (27 \pm 10)	19 \pm 20 (19 \pm 20)
Норвежское море (NS; > 66° с.ш.)	51 \pm 13	43 \pm 33 (41 \pm 29)
Норвежское море (NS; > 60° с.ш.)	68 \pm 33	45 \pm 35 (42 \pm 29)
Баренцево море (BS)	35 \pm 12 (31 \pm 13)	56 \pm 85 (37 \pm 33)
«Европа» (20° - 58° в.д.)	70 \pm 13 (68 \pm 13)	-
Карское море (KS)	39 \pm 8 (33 \pm 8)	46 \pm 103 (31 \pm 29)
«Ямало-Таймыр» (58° - 102° в.д.)	122 \pm 66 (98 \pm 56)	-
Море Лаптевых (LS)	54 \pm 22 (39 \pm 19)	27 \pm 51 (22 \pm 23)
«Якутия» (102° - 140° в.д.)	242 \pm 223 (200 \pm 193)	-
Восточно-Сибирское и Чукотское море (ES)	50 \pm 14 (41 \pm 15)	21 \pm 34 (18 \pm 28)
«Чукотка» (140° в.д. - 170° з.д.)	150 \pm 81 (140 \pm 79)	-
Евразийский сектор СЛО (от Гренландии)	43 \pm 16 (36 \pm 15)	44 \pm 83 (31 \pm 30)
Российский сектор СЛО (20° в.д. - 170° з.д.)	44 \pm 16 (36 \pm 15)	44 \pm 87 (31 \pm 30)
Северная Евразия (20° в.д. - 170° з.д.)	157 \pm 147 (134 \pm 127)	-

Исключение «аномалий» приводит к заметному уменьшению средних концентраций еВС в Российском секторе: от 11% над Баренцевым морем до 28% над морем Лаптевых. Интересно, что над Норвежским и Гренландским морями влияние «аномалий» практически не проявляется: их вклад составляет 0-3,6%. Такое отличие от Российского сектора СЛО можно объяснить более однородным (квазипостоянным) воздействием дальних переносов загрязнений либо лучшим качеством реанализа, основанным на более полной информации о реальных процессах.

Из рис. 3 видно, что долготное изменение концентраций еВС над арктическими морями (от BS до ES) качественно аналогично соседним континентальным районам Арктики (от «Европы» до «Чукотки»). На схожесть характера распределения концентраций еВС в морских и континентальных районах Арктики влияют два фактора: (а) местные циркуляции, усиливающие обмен воздушных масс между соседними районами; (б) территория Северной Евразии играет транзитную роль на пути дальних переносов аэрозоля из средних широт в сторону СЛО, что

создает предпосылки для общей зависимости от этих переносов.

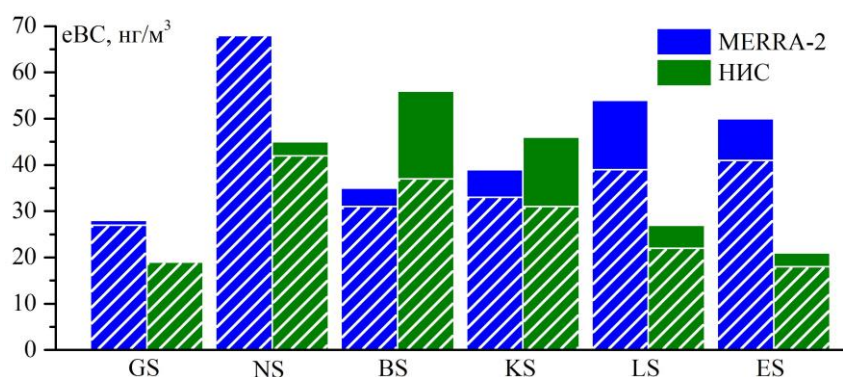


Рисунок 2 – Сравнение средних концентраций eBC над арктическими морями по данным модельных расчетов (MERRA-2) и экспедиционных измерений (НИС)

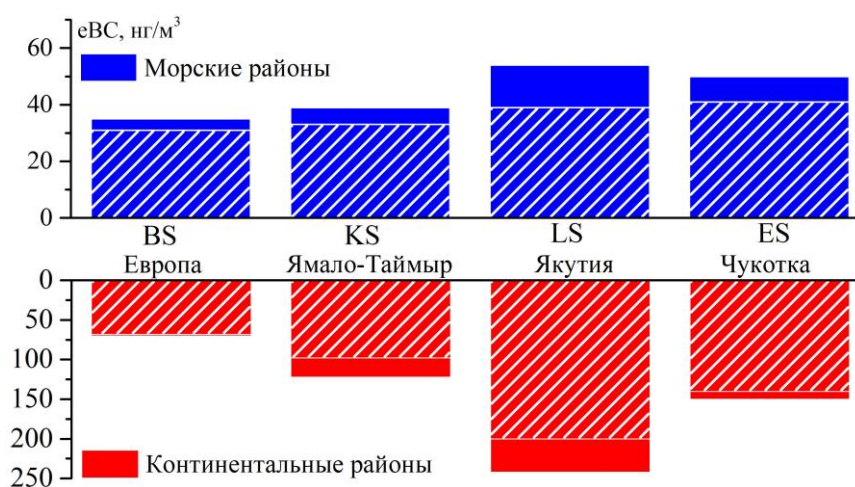


Рисунок 3 – Сравнение средних концентраций eBC над арктическими морями и соседними районами Северной Евразии по данным модельных расчетов (MERRA-2)

Вызывает сомнения очень высокие средние значения eBC в малонаселенных районах на севере Восточной Сибири («Якутия», «Чукотка»): в 2-3,5 раза больше, чем на севере Европейской части. Вопрос завышенных модельных значений eBC на севере Сибири и, как следствие над прилегающими морями, требует отдельного анализа на основе сравнения модельных и экспериментальных (НИС) данных, совмещенных по времени и координатам.

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

1. Sakerin S.M., Kabanov D.M., Kopeikin V.M., Kruglinsky I.A., Novigatsky A.N., Pol'kin V.V., Shevchenko V.P., Turchinovich Yu.S. Spatial Distribution of Black Carbon Concentrations in the Atmosphere of the North Atlantic and the European Sector of the Arctic Ocean // Atmosphere. 2021. V. 12. 949.

2. Сакерин С.М., Кабанов Д.М., Копейкин В.М., Круглинский И.А., Новигатский А.Н., Турчинович Ю.С., Шевченко В.П. Среднее пространственное распределение концентраций черного углерода в атмосфере Евразийского сектора Северного Ледовитого океана // см. настоящий сборник.

3. Giovanni [Электронный ресурс]. URL: <https://giovanni.gsfc.nasa.gov/giovanni> (Дата обращения 02.02.2023).

ОЦЕНКИ ВЛИЯНИЯ НА АРКТИЧЕСКУЮ АТМОСФЕРУ РАЗНЫХ ТИПОВ (ИСТОЧНИКОВ) КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ЗАГРЯЗНЕНИЙ

Круглинский И.А.¹, Кабанов Д.М.¹, Полькин В.В.¹, Сакерин С.М.¹, Попова С.А.^{1,2}

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

²Институт химической кинетики и горения СО РАН, г. Новосибирск, Россия

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

Обсуждается влияние на арктическую атмосферу дальних переносов континентального аэрозоля: дым лесных пожаров, продукты сжигания попутного газа и антропогенные загрязнения. Анализ проводится на основе результатов измерений аэрозольной оптической толщи атмосферы, концентраций аэрозоля и черного углерода в 15 морских экспедициях. Для идентификации источников наиболее сильных загрязнений арктической атмосферы используются данные траекторного анализа движения воздушных масс, спутниковые карты тепловых аномалий и координаты основных источников антропогенных эмиссий. Приводятся статистические оценки относительного вклада трех типов континентальных загрязнений на атмосферу Евразийского сектора Северного Ледовитого океана.

Арктическая зона, основную часть которой занимает Северный Ледовитый океан (СЛО), отличается самой большой динамикой природной среды и уязвимостью к изменениям климата. На характеристики аэрозоля над СЛО существенное влияние оказывают дальние переносы различных загрязнений, источники которых расположены в континентальных районах средних широт. Оценки влияния континентальных выносов на состав арктической атмосферы имеют важное значение, как с научной, так и с природоохранной точки зрения. Соответствующий анализ проводился многими авторами с использованием модельных расчетов [1-3]: на основе инвентаризации различных источников аэрозольных эмиссий (местоположение, мощность) и статистических данных о траекториях движения воздушных масс. В нашей предшествующей работе [4] сделана попытка решения обратной задачи (в методическом смысле). Влияние дальних переносов различных загрязнений оценивалось на основе данных реальных измерений в ситуациях аномально высоких значений аэрозольной оптической толщи (АОТ) атмосферы и содержания в аэрозоле поглощающего вещества в эквиваленте черного углерода (eBC). Для выявления источников (типов) континентального аэрозоля использовались: данные обратного траекторного анализа движения воздушных масс [5], информация о местоположении наиболее мощных источников антропогенных эмиссий [6, 7] и спутниковые карты тепловых аномалий (очагов горения) [8]. Решение об идентификации источника потенциального загрязнения принималось, если траектория переноса воздуха проходила через местоположение источника в пределах ± 50 км, а высота траектории в этом месте не превышала 1,5 км.

В настоящей работе продолжен анализ вклада разных источников аэрозоля на загрязнение

арктической атмосферы. В отличие от [4], в данном случае: (а) использовалось большее число данных измерений в 15-и морских экспедициях; (б) анализ распространен на объемы частиц субмикронного аэрозоля (V_f), концентрации органического и элементного углерода (ОС, ЕС). Систематизация аномально высоких значений характеристик аэрозоля проводилась по трём типам загрязнений: 1) дымы лесных пожаров; 2) факелы сжигания попутного газа; 3) антропогенные выносы (крупные города и промышленные зоны). В случае комбинированного вклада двух (трех) источников загрязнений, статистический вес каждого пропорционально уменьшался. Для некоторых «аномалий» источник загрязнений не был идентифицирован. Это могут быть антропогенные выносы от менее крупных городов и промышленных зон или неучтенные техногенные воздействия судна.

Для получения количественных оценок рассчитывались гистограммы повторяемостей каждой характеристики аэрозоля и выделялись 5% их аномально высоких значений. Затем, с помощью Интернет доступной информации [5-8], проводилась идентификация источников (типов) загрязнений и оценка их долевого вклада. В качестве примера на рис. 1а показана гистограмма концентраций еВС, где 5% значений находятся выше пороговой величины 130 $\text{нг}/\text{м}^3$ (пороговые значения для других характеристик приведены в таблице 1).

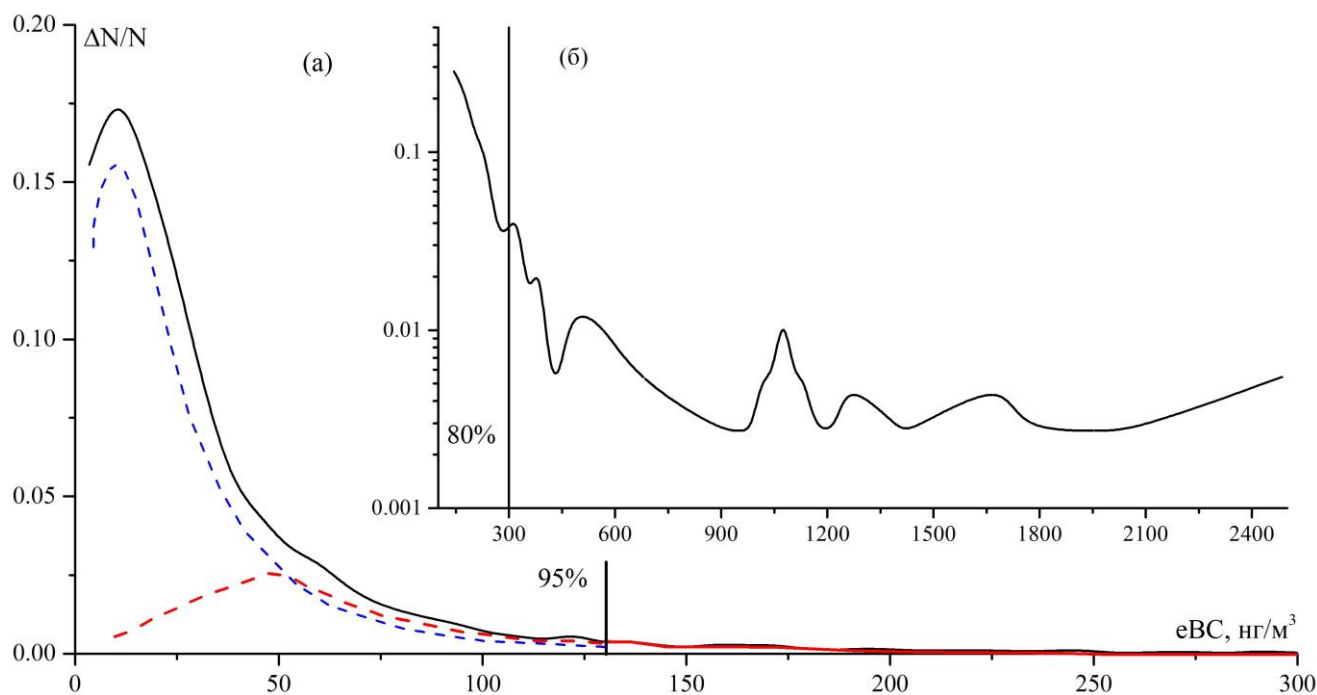


Рисунок 1 – Гистограмма повторяемостей концентраций еВС в арктической атмосфере (а) и её более подробная часть в области 5% самых высоких концентраций (б)

Гистограмма концентраций черного углерода над СЛО имеет максимум в области 11 $\text{нг}/\text{м}^3$ и продолжительный шлейф высоких значений еВС, более характерных для континентальных районов. Такой вид гистограммы обусловлен вкладом двух составляющих характеристик

аэрозоля в арктической атмосфере. Основная часть гистограммы отражает совместный вклад местных и внешних источников (региональный фон в области $eBC < 130 \text{ нг/м}^3$), а правая часть гистограммы (см. врезку – рис. 1б) обусловлена действием исключительно внешних источников – дальних переносов загрязнений. Гипотетическое разделение регионального «фона» и вклада внешних источников в основной части гистограммы обозначено пунктиром.

Таблица 1. Систематизация anomalно высоких значений характеристик аэрозоля по отдельным типам (источникам) загрязнений: 1 – думы лесных пожаров; 2 – продукты сжигания попутного газа; 3 – антропогенные загрязнения; 0 – не идентифицировано

Характеристика	Пороговое значение	Количество anomalных событий	$\delta_1, \%$	$\delta_2, \%$			
				1	2	3	0
АОТ	0.2	6	19	33.33	16.67	50	0
$eBC, \text{ нг/м}^3$	130	79	32	26.26	23.23	38.96	11.54
$V_f, \text{ мкм}^3/\text{см}^3$	1	56	19	3.13	26.78	50.43	19.66

Количественная информация о результатах выявления «аномалий» разных характеристик аэрозоля и их систематизации по отдельным типам загрязнений (с учетом статистического веса) представлена в таблице 1: δ_1 – относительное увеличение средних значений характеристик аэрозоля из-за «аномалий»; δ_2 – относительный вклад отдельных типов загрязнений в anomalные значения характеристик аэрозоля. Из таблицы видно, что «аномалии» значительно увеличивают средние значения характеристик аэрозоля (от 19% до 32%), несмотря на относительно небольшое число таких ситуаций (5%).

У разных характеристик аэрозоля проявились отличия в оценках вклада отдельных типов загрязнений (см. δ_2 в таблице 1 и на рис. 2). Преобладающий вклад (39-50%) в anomalные значения АОТ, концентраций аэрозоля и черного углерода вносят антропогенные загрязнения. Особенностью концентраций eBC является сопоставимый вклад дымов лесных пожаров и сжигания попутного газа. На anomalные значения объемов частиц V_f влияние дымов проявилось незначительно, но у этой характеристики самое большое число не выявленных источников. У АОТ источники всех «аномалий» идентифицированы: после антропогенных загрязнений, следуют думы пожаров и минимальный вклад – от сжигания попутного газа.

Гораздо в меньшем объеме получено данных по концентрациям ОС/ЕС в аэрозольных пробах. Из 179 проб, с anomalными значениями концентраций ОС и ЕС выделено 9 и 10 проб, соответственно. Из рис. 2 видно, что на anomalные концентрации ЕС больший вклад вносят антропогенные загрязнения, а на ОС – думы лесных пожаров и сжигание попутного газа. Однако, из-за малого количества данных эти оценки имеют пока предварительный характер – необходимо увеличение количества данных.

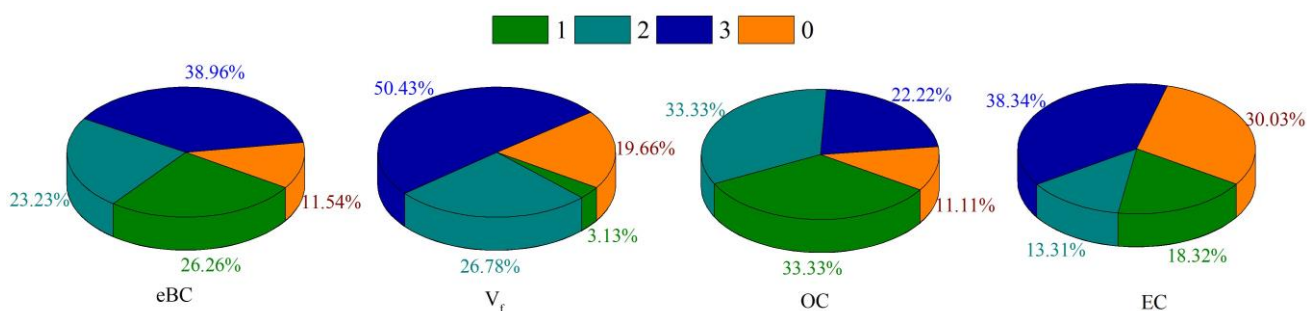


Рисунок 2 – Распределение относительного вклада отдельных типов загрязнений (δ_2 , %) в аномальные значения различных характеристик аэрозоля

Оценки вклада разных типов источников аэрозоля сделаны с рядом упрощений и для самых сильных загрязнений атмосферы, которые легче идентифицировать. Однако, на самом деле, обогащение арктической атмосферы континентальным аэрозолем происходит и в области низких концентраций – вплоть до фоновых (красный пунктир на рис. 1a). У нас нет оснований предполагать, что частота и траектории (дистанции) переносов загрязнений в Арктику значительно меняются в зависимости от типа или концентрации субмикронного аэрозоля выносимого с континента. Следовательно, полученные оценки относительного вклада трех типов аэрозоля приблизительно характеризуют и их общее влияние на загрязнение арктической атмосферы.

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

1. Stohl A., Klimont Z., Eckhardt S., Kupiainen K., Shevchenko V.P., Kopeikin V.M., Novigatsky A.N. Black carbon in the Arctic: the underestimated role of gas flaring and residential combustion emissions // *Atmos. Chem. Phys.* 2013. V. 13. P. 8833-8855.

2. Cheng M.-D. Geolocating Russian sources for Arctic black carbon // *Atmos. Environ.* 2014. V. 92. No. 4. P. 398-410.

3. Huang K., Fu J.S., Prikhodko V.Y., Storey J.M., Romanov A., Hodson E.L., Cresko J., Morozova I., Ignatieva Y., and Cabaniss J. Russian anthropogenic black carbon: Emission reconstruction and Arctic black carbon simulation // *J. Geophys. Res.: Atmos.* 2015. V. 120. No. 11. P. 306-333.

4. Kruglinsky I.A., Kabanov D.M., Sakerin S.M. Statistical estimates of how continental outflows influence aerosol characteristic over the Arctic Ocean // *Proceedings of SPIE.* 2022. V. 12341. 123412A.

5. Air Resources Laboratory–HYSPLIT [Электронный ресурс]. URL: <https://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php> (Дата обращения 02.02.2023).

6. Министерство природных ресурсов и экологии Российской Федерации [Электронный ресурс]. URL: <https://2020.ecology-gosdoklad.ru/doklad/o-doklade> (Дата обращения 02.02.2023).

7. Empowering the World to Breathe Cleaner Air-IQAir [Электронный ресурс]. URL: <https://www.iqair.com/> (Дата обращения 02.02.2023).

8. Fire Information for Resource Management System [Электронный ресурс]. URL: Available online: <https://firms.modaps.eosdis.nasa.gov> (Дата обращения 02.02.2023).

ИССЛЕДОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ ТЕПЛООВОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ ОТ НИЗОВОГО ПОЖАРА НА ВОСПЛАМЕНЕНИЕ МОДЕЛЬНОГО ПОЛОГА ЛЕСА

Лобода Е.Л.¹, Касымов Д.П.¹, Агафонцев М.В.¹, Рейно В.В.¹, Луценко А.В.¹,
Старосельцева А.А.², Мартынов П.С.¹, Орлов К.Е.², Перминов В.В.²,
Голубничий Е.Н.¹, Лобода Ю.А.¹

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

²Томский государственный университет, г. Томск, Россия

e-mail: loboda@mail.tsu.ru, kdp@mail.tsu.ru, amv@mail.tsu.ru, reyno@iao.ru, martypavel@bk.ru,
ysenchurova@yandex.ru, humermor@yandex.ru, 222-pro@mail.ru, lu.anastasik@gmail.com,
ya.vladperminov2013@yandex.ru,

Работа посвящена экспериментальному исследованию процесса перехода полевого пожара в верховой. Исследования проводились в полунатурных условиях на территории Базового экспериментального комплекса (БЭК) ИОА СО РАН. Предварительно осуществлялась реконструкция полога леса, а возникновение верхового пожара происходило в результате перехода низового пожара на нижние ярусы и далее на кроны деревьев. При измерении основных параметров фронта горения применялись преимущественно бесконтактные методы диагностики (ИК термография).

В настоящее время ландшафтные пожары являются одной из самых крупных природных катастроф [1]. Это оказывает влияние на радиационный фон, облачность, качество воздуха и климат в региональном и глобальном масштабах [2–4]. Лесные пожары выбрасывают в атмосферу огромное количество газообразных компонентов, которые могут быть рассеяны на очень большие расстояния [5, 6].

Некоторые численные результаты, опубликованные за последнее десятилетие с использованием полностью физического подхода, представлены и обсуждены с акцентом на модели [7]. Численное моделирование сравнивалось с экспериментальными данными, полученными в различных масштабах, от лабораторных до полевых пожаров на пастбищах и в бореальных лесах. Представлены некоторые перспективы, касающиеся потенциальной связи между физическими моделями пожаров и атмосферными моделями для изучения последствий лесных пожаров в более широком масштабе. Хотя такие модели помогают принимать решения по управлению пожарами, они не учитывают взаимодействие между огнем и окружающей средой (турбулентность атмосферы, вызванную пожаром).

На базе Института оптики атмосферы СО РАН проводятся многолетние исследования пожаров в различных условиях, в том числе и в условиях, приближенных к натурным, на полигоне [8, 9]. В результате этих исследований накоплен значительный опыт и знания как по

организации и проведению таких исследований, так и по получению данных о характеристиках фронта природного пожара, его возникновению и распространению, влиянию пожара на метеопараметры, характеристики турбулентности в атмосфере, выбросах и переносе продуктов горения.

В работе представлены результаты полунатурных экспериментальных исследований модельного лесного пожара, возникающего под пологом леса при переходе на верховой лесной пожар. Эксперименты по моделированию возникновения верхового пожара проводились весной 2022 года на территории Базового экспериментального комплекса (БЭК) ИОА СО РАН. Размеры экспериментальных площадок составляли: 4×10 м.

Влагосодержание растительных горючих материалов (РГМ) определялось при помощи анализатора влажности AND MX-50 с точностью 0.01% и составило $W=5.6$ %. Запас РГМ на экспериментальной площадке изменялся в пределах $0,476-0,563$ кг/м². Поле температур во фронте пожара и структура пламени контролировались при помощи инфракрасной камеры JADE J530SB с частотой съемки 50 кадров/сек в узком спектральном интервале 2,5-2,7 мкм. Выбор спектрального интервала обусловлен спектром излучения основных продуктов горения пламени [10]. Для корректировки коэффициента излучения пламени и контроля распространения фронта пожара внутри экспериментальной полосы размещались стойки с термопарами ХА (хромель-алюмель) типа К [9].

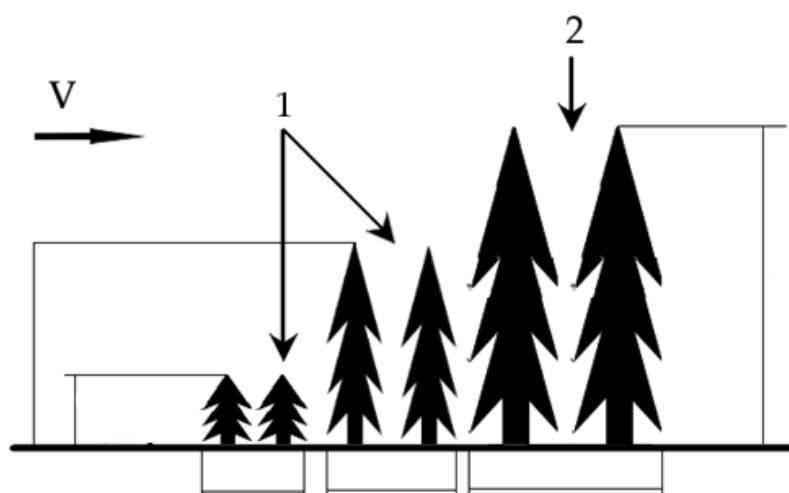


Рисунок 1 – Схема экспериментальной площадки (вид сбоку): 1 – подлесок и кустарники;
2 – модельный полог леса

Экспериментальная площадка (рисунок 1) представляла собой участок подлеска и кустарников 1 и модельный полог леса 2. Экспериментальная площадка представляла собой «разгонный участок», который поджигался участок с напочвенным покровом, затем участок подроста и кустарников формируя низовой пожар, который переходил на модельный полог

леса. Зажигание зоны напочвенного покрова производилось аналогично [10] равномерно по всей ширине (рисунок 2). Растительный материал, формирующий участки из подроста и кустарников, а также сосен, были заранее заготовлены при рубках ухода на территории томских лесничеств. Влагосодержание растительности было сохранено с естественными значениями (влагосодержание хвои составило $W=114\%$). Максимальная высота деревьев в реконструированном пологом лесу не превышала 4,5 м.



Рисунок 2 – Изображение начального момента формирования низового пожара и перехода низового пожара в верховой

По результатам проведения экспериментов была получена серия тепловизионных файлов, характеризующих процесс перехода пламени от низового пожара к верховому, дальнейшая обработка которых осуществлялась с использованием программного обеспечения «Altair».

На ИК термограмме (рисунок 3) показано распределение температуры в пламени в разные моменты времени при переходе низового пожара в верховой. Очевидно, что процесс горения существенно нестационарный и сопровождается развитой турбулентностью в пламени.

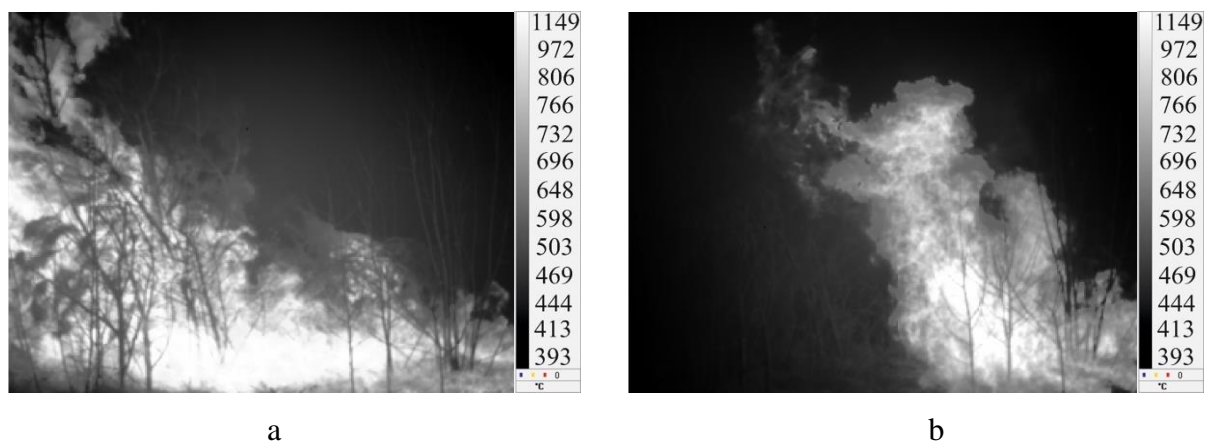


Рисунок 3 – Термограммы пламени фронта модельного пожара на начальном этапе перехода низового пожара в верховой (а) и во время сформировавшегося верхового пожара (б)

По результатам анализа полученных термограмм средняя температура низового пожара находилась в интервале 500 – 600 °С, максимальное зарегистрированное значение составило порядка 740 °С. При этом температура в момент перехода от фронта низового пожара к модельному пологу леса находилась в диапазоне 297–529 °С.

В результате исследований были получены поля температуры в пламени, изучена динамика температуры в момент перехода и воспламенения крон деревьев при тепловом воздействии фронта низового пожара.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИОА СО РАН.

1. *Kasischke E.S., Christensen N.L., Stocks B.J.* Fire, Global Warming, and the Carbon Balance of Boreal Forests // Ecological Applications. 1995. V. 5. No. 2. P. 437–451.

2. *Voulgarakis A., Field R.D.* Fire Influences on Atmospheric Composition, Air Quality and Climate // Curr. Pollution Rep. 2015. V. 70. P. 70–81.

3. *Vinogradova A.A., Smirnov N.S., Korotkov V.N., Romanovskaya A.A.* Forest fires in Siberia and the Far East: Emissions and atmospheric transport of black carbon to the Arctic // Atmos. Ocean. Opt. 2015. V. 28. P. 512–520.

4. *Sitnov S.A., Mokhov I.I., Dzhola A.V.* The confluence of Siberian fires on the content of carbon monoxide in the atmosphere over the European part of Russia in the summer of 2016 // Atmos. Ocean. Opt. 2017. V. 30. P. 146–152.

5. *Popovicheva O.B., Kozlov V.S., Rakhimov R.F., Shmargunov V.P., Kireyeva Y.D., Persiantseva N.M. et al.* Optical-microphysical and physicochemical characteristics of combustion fumes of Siberian biomass: Experiments in an aerosol chamber // Atmos. Ocean. Opt. 2016. V. 29. P. 323–331.

6. *Shikwambana L., Kganyago M.* Observations of Emissions and the Influence of Meteorological Conditions during Wildfires: A Case Study in the USA, Brazil, and Australia during the 2018/19 Period // Atmosphere. 2021. V. 12. No 11.

7. *Linn R.R., Reisner J., Colman J.J., Winterkamp J.* Studying wildfire behaviour using FIRETEC // Int. J. Wildl. Fire. 2002. V. 11. P. 233–246.

8. *Лобода Е.Л., Касымов Д.П., Агафонцев М.В., Рейно В.В., Гордеев Е.В. и др.* Влияние малых природных пожаров на характеристики атмосферы вблизи очага горения // Оптика атмосферы и океана. 2020. Т. 33. № 10. С. 818–823.

9. *Grishin A.M., Filkov A.I., Loboda E.L., Reyno V.V., Kozlov A.V., Kuznetsov V.T., Kasymov D.P., Andreyuk S.M., Ivanov A.I., Stolyarchuk N.D.* A field experiment on grass fire effects on wooden constructions and peat layer ignition // Int. J. of Wildl. Fire. 2014. V. 23. P. 445–449.

10. *Loboda E., Kasymov D., Agafontsev M., Reyno V., Gordeev Y., Tarakanova V., Martynov P., Loboda Y., Orlov K., Savin K. et al.* Effect of Small-Scale Wildfires on the Air Parameters near the Burning Centers // Atmosphere. 2021. V. 12. No. 1. 75.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЧАСТИЦ ПО РАЗМЕРАМ В ПЫЛЬНОЙ МГЛЕ И СМОГАХ

Даценко О.И.

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

e-mail: datoleg@ifaran.ru

Проанализированы результаты измерений распределений частиц по размерам в пыльной мгле и смогах Пекина. Показано, что форма функций распределения по размерам объемов и счетной концентрации частиц существенно различаются. Предложены степенная и кусочно-степенная аппроксимации функций распределения концентраций частиц в смогах и пыльной мгле, соответственно.

Пыльная мгла и смоги радикально трансформируют радиационный режим атмосферы [1,2] и негативно воздействуют на здоровье населения. Микрофизические характеристики смогов и пыльной мглы до сих пор не исследованы в полной мере. В частности, недостаточно изучена изменчивость микроструктуры и поглощательной способности аэрозоля в смогах и пыльной мгле.

Согласно данным измерений в приземном слое атмосферы [1-3] распределение частиц пылевого аэрозоля по размерам $dN(r)/d \ln r$, где r – радиус частиц и $N(r)$ – накопленная концентрация частиц, как правило, приближенно аппроксимируются степенными функциями (распределения типа Юнге).

На рис. 1 показаны примеры результатов измерения $g(r)$ в смогах.

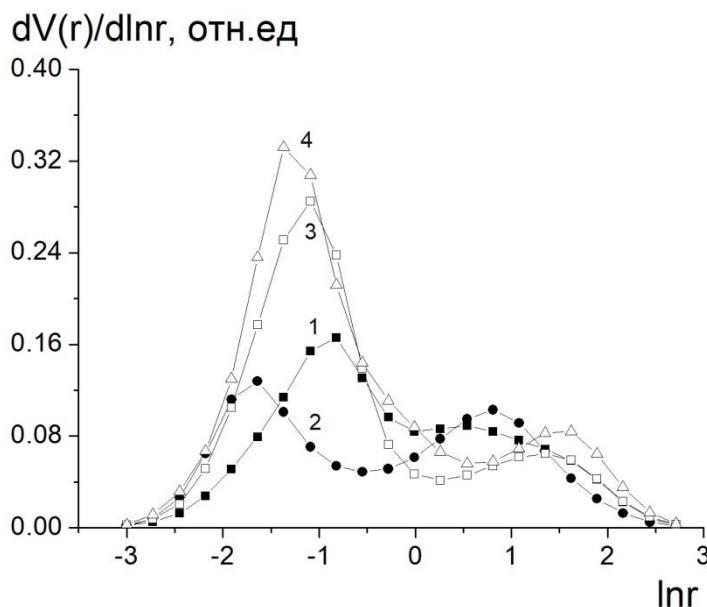


Рисунок 1 – Функция распределения объемов частиц по размерам в смогах Пекина в 2021 г. (1 – 04.03. в 8:49, 2 – 08.03 в 2:37, 3 – 10.03 в 1:36 и 4 10.03 в 5:36)

Важным источником информации о микроструктуре пыльной мглы и смогов является результаты мониторинга оптических и микрофизических характеристик тропосферного аэрозоля на станциях AERONET и, в частности, в регионе Пекина, где сравнительно часто наблюдаются смоги и пыльная мгла [4,5]. На сайте AERONET представлены результаты восстановления распределения объемов частиц аэрозоля по размерам $g(r) = dV(r) / d \ln r$.

На распределение $g(r)$ отчетливо выделяются фракции тонкодисперсного и грубодисперсного аэрозоля (рис. 1).

На рис. 2 приведены примеры распределений $g(r)$ для пыльной мглы в регионе Пекина, когда источником пылевого аэрозоля была территория пустыни Такла-Макан [4].

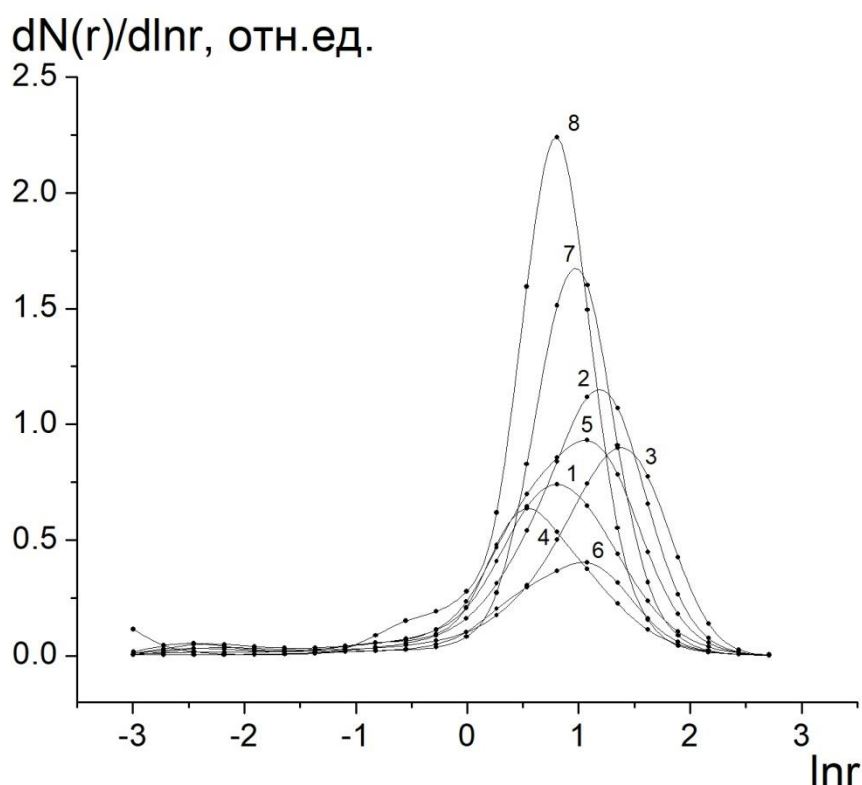


Рисунок 2 – Распределение $g(r)$ на станциях AERONET Beijing в апреле 2006 г. (1 – 16.04 в 7:38, 2 – 23.04 в 0:11, 3 – 30.04 в 9:46), на станции Xinglong (40.396°N, 117.578°E) в апреле 2006 г. (4 – 26.04 в 6:11, 5 – 17.04 в 6:10, 6 – 30.04 в 8:19) на станции Beijing-CAMS (39.933°N, 116.317°E) в марте 2021 г. (7-22.03 в 0:18, 8 – 28.03 в 2:31)

Представляют интерес соответствующие распределения $n(r)$. На рис. 3 представлено распределение $n(r)$ в смоге, построенное по данным мониторинга на станции AERONET Beijing-CAMS 8.03.21 в 2:37 (кривая 1).

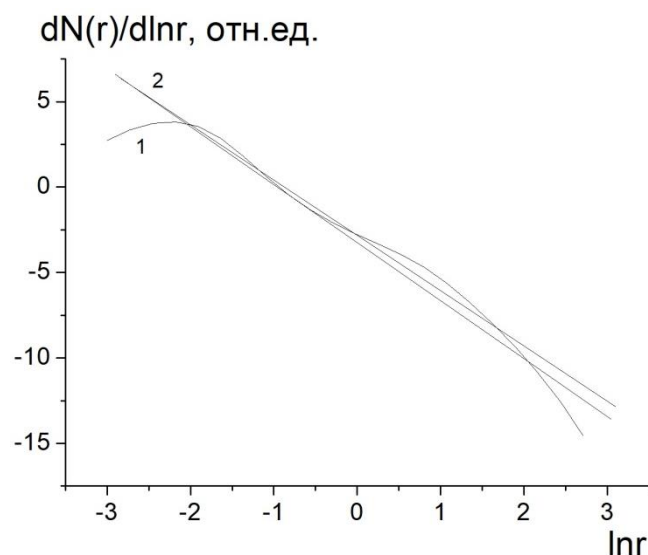


Рисунок 3 – Распределение $n(r)$ в смоге по данным мониторинга на станции AERONET Beijing-CAMS 8.03.21 в 2:37 (кривая 1) и его степенная аппроксимация (кривая 2)

В диапазоне изменения радиусов частиц примерно от 0.15 до 6.5 мкм функция $n(r)$ (2 на рис. 3) с удовлетворительной точностью аппроксимируется степенной функцией с показателем степени -3.15.

С использованием данных измерений на станции AERONET Xinglong 16.04.2006 в 6:11:04 построено распределение $n(r)$ (1 на рис. 4) для пыльной мглы, которое аппроксимируется кусочно-степенной функцией с показателями степени -1.8 и -6.2 (2 и 3 на рис. 4).

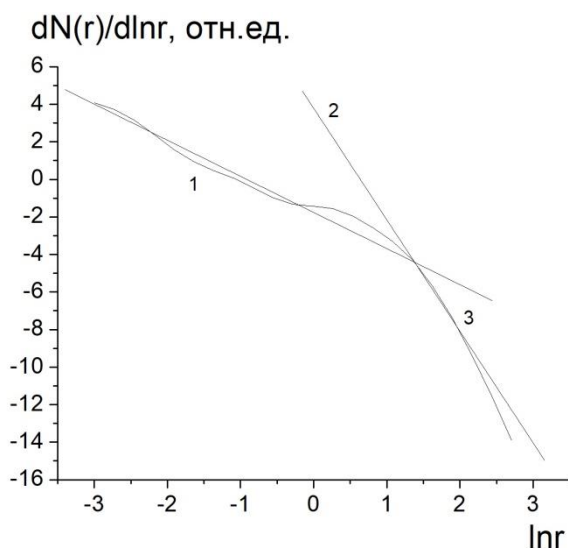


Рисунок 4 – Распределение $n(r)$ в пыльной мгле на станции AERONET Xinglong 16.04.2006 в 6:11:04 (1) и его степенные аппроксимации (2,3)

Быстрое уменьшение дифференциальной счетной концентрации частиц с размерами больше примерно 6.5 мкм, по-видимому, обусловлено процессом сухого осаждения пылевого аэрозоля при дальнем переносе.

1. *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.* 1974. V. 79. № 27. P. 4068-4075.

2. *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.

3. *Gorchakov G.I., Karpov A.V., Kopeikin V.M., Buntov D.V., Gushchin R.A., Datsenko O.I.* Dust aerosol emission on the desertified area // *Proc. SPIE.* 2020. V. 11560. 1156076.

4. *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.

5. *Горчаков Г. И., Карпов А. В., Горчакова И. А., Гуцин Р. А., Даценко О.И.* Смог и дымная мгла на Северо-китайской равнине в июне 2007 г. // *Оптика атмосферы и океана.* 2019. Т. 32. № 06. С. 458–464.

АНОМАЛЬНОЕ СЕЛЕКТИВНОЕ ПОГЛОЩЕНИЕ ДЫМОВОГО АЭРОЗОЛЯ В ВИДИМОЙ И БЛИЖНЕЙ ИНФРАКРАСНОМ ОБЛАСТЯХ СПЕКТРА

Горчаков Г.И.¹, Карпов А.В.¹, Копейкин В.М.¹, Семутникова Е.Г.², Гуцин Р.А.¹,
Горчакова И.А.¹, Даценко О.И.², Пономарева Т.Я.³

¹ИФА им. А.М.Обухова РАН, г. Москва, Россия

²МГУ Физический факультет, г. Москва, Россия

³Гидрометцентр России, г. Москва, Россия

e-mail: gengor@ifaran.ru

С использованием данных AERONET обнаружено аномальное селективное поглощение дымового аэрозоля при массовых пожарах в бореальных лесах Аляски. Установлено, что при аномальном поглощении мнимая часть коэффициента преломления достигает 0.315. Предложены степенные аппроксимации спектральных зависимостей мнимой части коэффициента преломления. Проанализирована изменчивость оптических характеристик и радиационных эффектов дымового аэрозоля при аномальном поглощении. Обсуждается природа аномального поглощения дымового аэрозоля.

По данным мониторинга на Аляске на станциях AERONET обнаружено аномальное поглощение дымового аэрозоля. В большинстве случаев на Аляске при массовых пожарах мнимая часть коэффициента преломления вещества дымового аэрозоля слабо зависит от длины волны, что обусловлено присутствием черного углерода (сажи) в частицах дымового аэрозоля (1-4 на рис. 1). При наличии в частицах коричневого аэрозоля [1] (совместно с черным углеродом) на длине волны 440 нм наблюдаются повышенные значения мнимой части коэффициента преломления (6-8 на рис. 1). Аналогичные спектры наблюдаются при пожарах в саванне (5 и 9), соответственно (10 – спектр для черного углерода).

Летом 2019 г. были обнаружены аномальные спектральные зависимости (11-21) мнимой части коэффициента преломления дымового аэрозоля (рис. 2). Основные особенности аномальных спектров: мнимая часть коэффициента преломления меняется в широких пределах, достигая 0.315 на длине волны 1020 нм. Она растет с увеличением длины волны по степенному закону, причем максимальное наблюдаемое значение соответствующего показателя степени составило 2.35. (Спектр 17 на рис. 2).

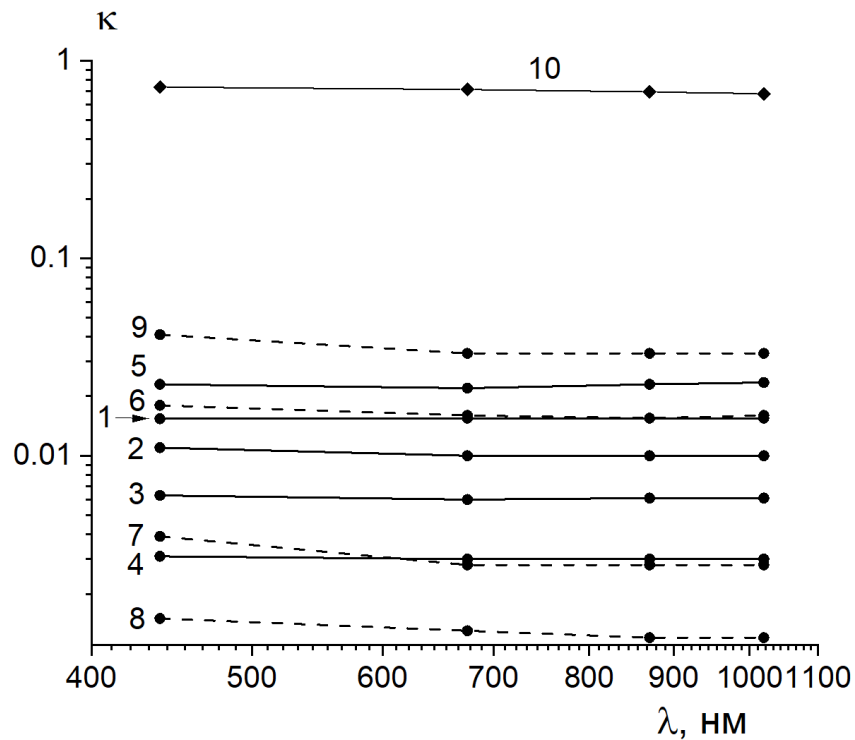


Рисунок 1 - Мнимая часть коэффициента преломления при содержании в частицах дымового аэрозоля черного углерода (1-5) и при совместном содержании коричнево и черного углерода (6-9) по данным мониторинга летом 2019 г. на Аляске (1-4, 6-8) и в саванне в августе 2022 г. (5 и 9) и для черного углерода (10)

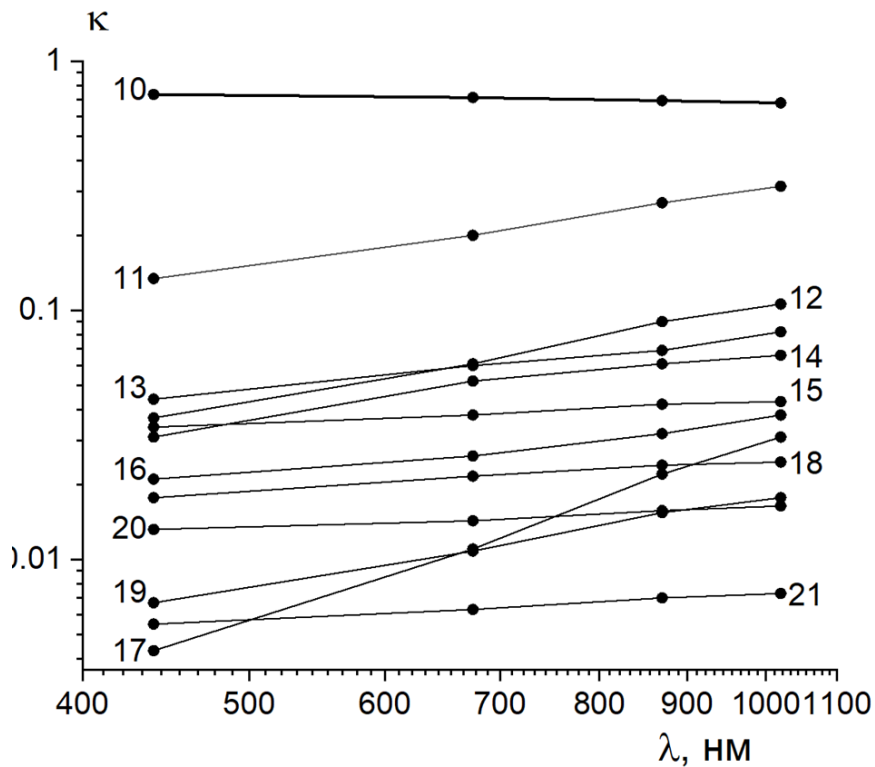


Рисунок 2 - Мнимая часть коэффициента преломления дымового аэрозоля в случаях аномального селективного поглощения дымового аэрозоля (11-21) и для черного углерода (10)

Проанализированы вариации спектральных зависимостей аэрозольной оптической толщины поглощения при аномальном поглощении дымового аэрозоля. На рис. 3 с целью сравнения показаны спектры поглощения, наблюдаемые при наличии в частицах дымового аэрозоля черного углерода (1, 4, 5), коричневого и черного углерода (6, 9) и для случаев аномального поглощения дымового аэрозоля (11, 13, 16-18, 20, 21). Спектры поглощения дымового аэрозоля характеризуются показателями Ангстрема, которые для аномального поглощения меняются в широких пределах. В случае спектра 17 показатель Ангстрема оказался отрицательным.

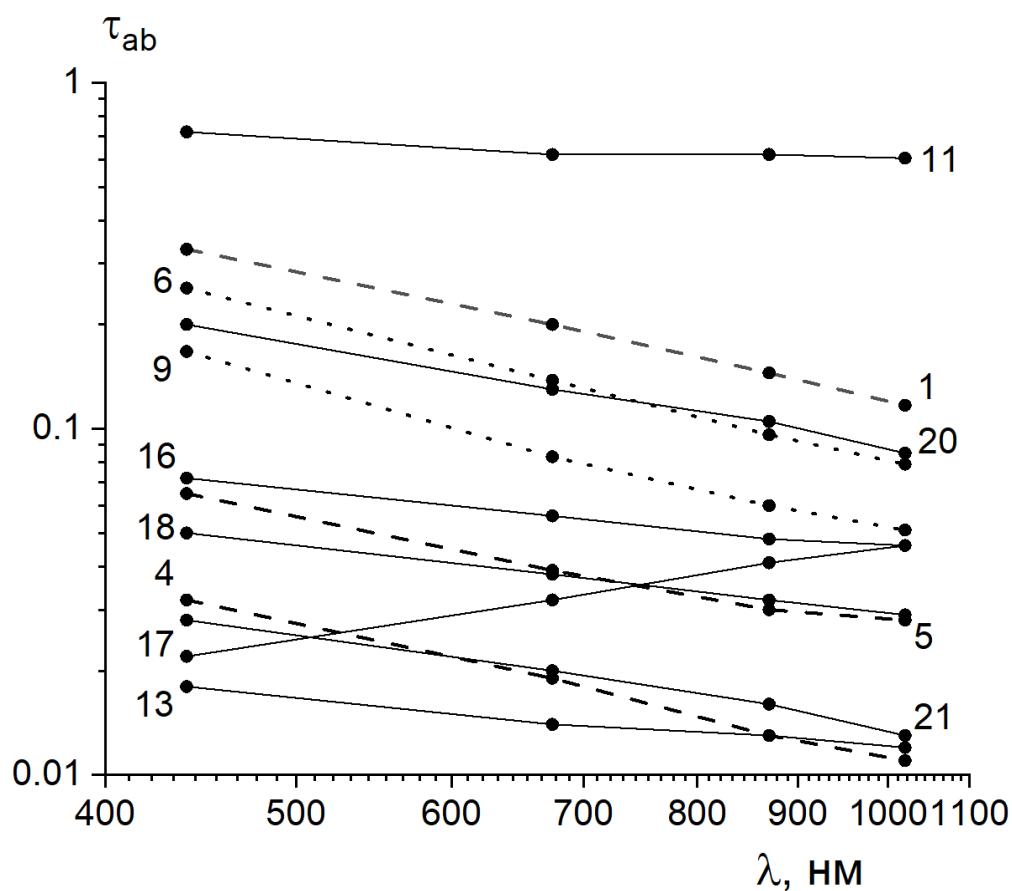


Рисунок 3 - Аэрозольная оптическая толщина поглощения при содержании в частицах дымового аэрозоля черного углерода (1, 4, 5) коричнево и черного углерода (6, 9) и в случаях аномального селективного поглощения дымового аэрозоля (11, 13, 16 -18, 20, 21)

Проанализированы вариации радиационных эффектов дымового аэрозоля при лесных пожарах на Аляске и при пожарах в саванне. Обнаружены ситуации с близкими к нулю и положительными аэрозольными радиационными форсингами на верхней границе атмосферы при аномальном поглощении на Аляске и при пожарах в саванне.

Выполнено сопоставление фракции частиц дымового аэрозоля с аномальным поглощением с фракцией зарегистрированных средствами электронной микроскопии фракции

смоляных шариков (tar balls), которые образуются, по-видимому, благодаря конденсации на частицах аэрозоля паров терпенов и смолоподобных продуктов их трансформации [1-4].

1. Горчаков Г.И., Васильев А.В., Веричев К.С., Семутникова Е.Г., Карпов А.В. Тонкодисперсный коричневый углерод в задымленной атмосфере // Доклады Академии Наук. 2016. Т. 471. № 1. С. 91-97.

2. Hand J.L., Malm W.C., Laskin A., Day D., Lee T.B., Wang C., Carrico C., Carrillo J., Cowin J.P., Collett Jr J., Iedema, M.J. Optical, physical, and chemical properties of tar balls observed during the Yosemite Aerosol Characterization Study // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. 2005. V. 110. D21210. P. 1-14.

3. Hoffer A., Kiss G., Blazso M., Gelencser A. Chemical characterization of humic-like substances (HULIS) formed from a lignin-type precursor in model cloud water // Geophysical research letters. 2004. V. 31. Z06115.

4. Чичибабин А.Е. Основные начала органической химии. Том II. М.: Госуд. научно-техн. изд-во химич. литературы, 1957. 767 с.

РАЗРАБОТКА И АПРОБАЦИЯ 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 описаны особенности разработки и отладки 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 системе использован излучатель на основе лазерного диода с длиной волны 905 нм, с вводом в многомодовое волокно и коллимирующей оптикой. Оптическая схема построена на линзовой оптике, диаметр приемной апертуры составляет 100 мм. В работе также приведены результаты экспериментальной апробации прибора при различных погодных условиях.

Приборы для измерения нижней границы облачности применяются в составе метеорологических комплексов мониторинга погодных условий, в том числе автоматических метеостанций. В настоящее время широко распространены оптические датчики высоты границ облачности. Особенно актуальной задачей мониторинга состояния облачного покрова является при наблюдениях в аэропортах.

Принцип действия приборов измерения высоты нижней границы облачности заключается в регистрации рассеянного от облачного слоя сигнала. Приборы такого типа 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 датчике используется импульсный лазерный источник излучения с длиной волны 905 нм, частота повторения импульсов 10 кГц, длительность каждого импульса 20 нс. Лазерный источник имеет волоконный выход и снабжен коллиматором, обеспечивающим формирование практически параллельного пучка диаметром 10 мм. Оптическая схема датчика в передающем

канале представляет собой расширитель лазерного пучка по схеме Галилея (линзы 1 и 2 на рисунке 1), что позволяет уменьшить расходимость зондирующего пучка и обеспечить большую дальность. Зондирующий пучок показан зеленым цветом на рис.1. Линзы расширителя участвуют также в формировании сигнала на приемнике. Диаметр апертуры приемного канала составляет 100 мм, после второй линзы пучок направляется с помощью наклонного зеркала на линзу 3, в фокальной плоскости которой расположен фотодетектор. Разделение каналов излучения и приёма осуществляется с помощью наклонного зеркала с отверстием для вывода зондирующего луча лазера.

В качестве фотоприёмника используется лавинный фотодиод, подключённый к схеме усиления сигнала. Оцифровка и регистрация сигнала осуществляются на высокой частоте дискретизации, что обеспечивает широкие возможности для предварительной цифровой обработки принимаемых сигналов.

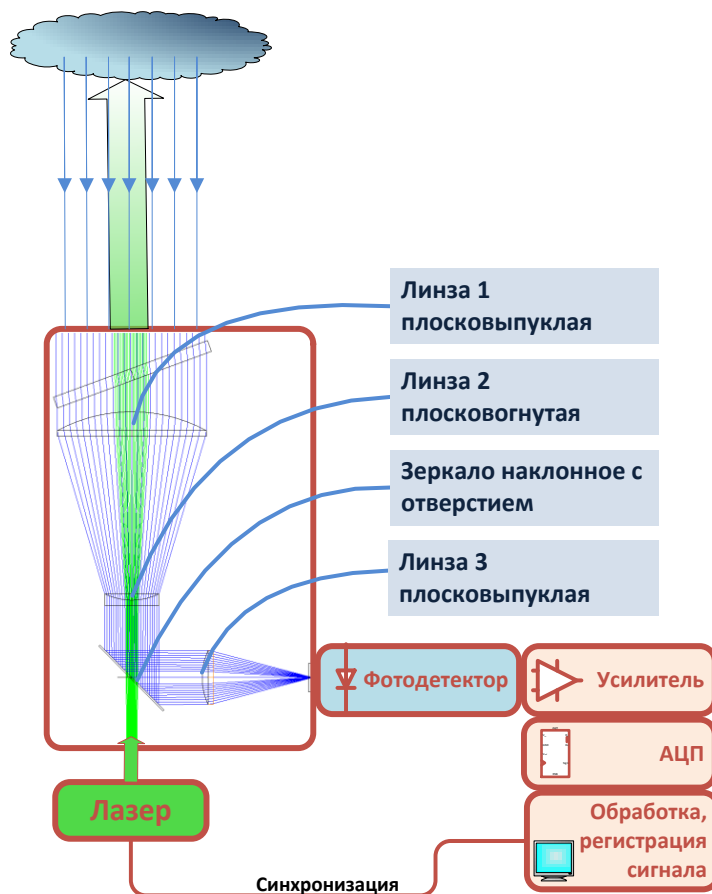


Рисунок 1 – Оптическая схема системы

Сигнал синхронизации позволяет зафиксировать временной интервал от момента излучения лазера до появления сигнала на приёмнике, что обеспечивает возможность измерения дистанции.

Вид сигналов при сканировании облаков по вертикальной трассе представлен на рисунке 2:

а) максимум сигнала соответствует высоте облачности 2160 м (временная развёртка 0 – 20 мкс, дальности до 3 км);

б) вид сигналов при облачности около 750 м, а также дополнительных слоях облаков на меньших высотах (временная развёртка 0 – 15 мкс, дальность до 2,25 км);

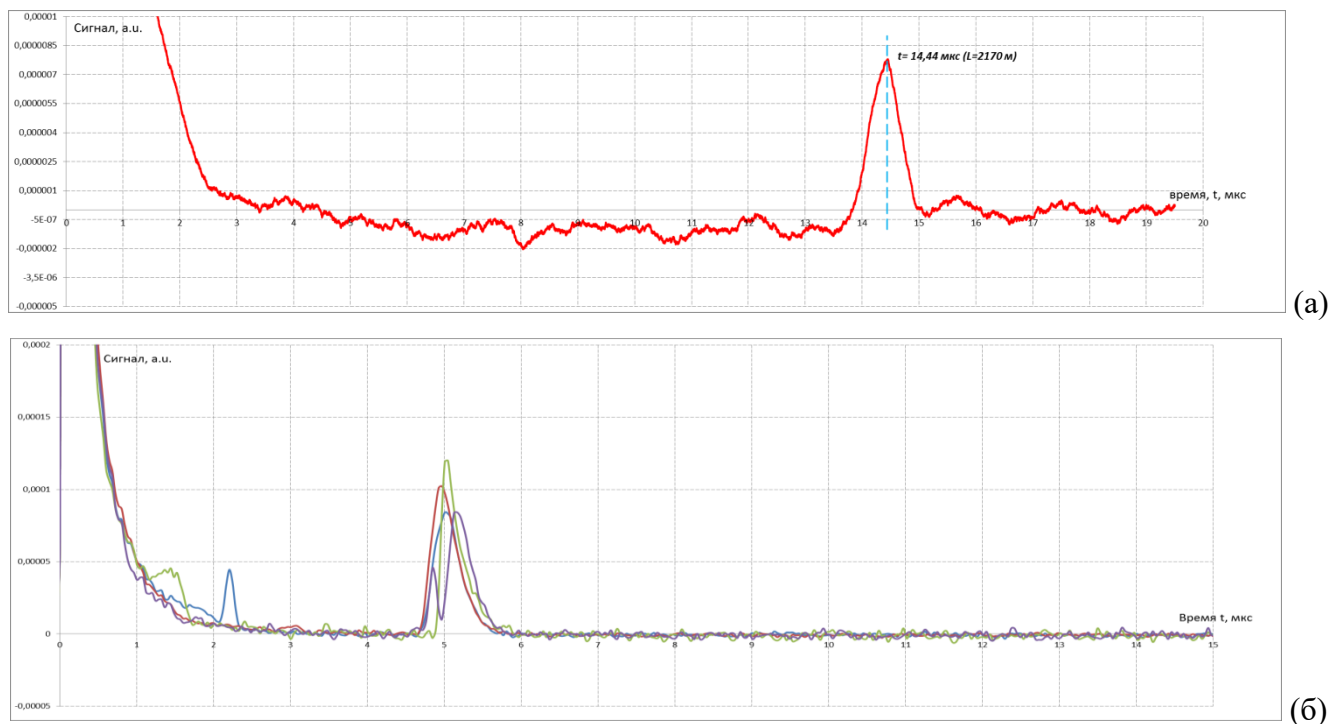


Рисунок 2 – Сигналы границ облачности

Вид сигналов, полученных в сложных метеоусловиях показан на рисунке 3.

а) вид сигналов при тумане и дальности видимости около 150 м (развёртка 0 – 3 мкс, дальность до 450 м);

б) вид сигналов, зарегистрированных в течение дня, причем 1 – во время снегопада, 2 – при слабом снеге, в начале снегопада, остальной массив графиков получен без снегопада и на них хорошо видны границы облачности (развёртка 0 – 20 мкс).

Сигналы, полученные в отсутствии конденсированных осадков, описываются известными соотношениями с использованием коэффициентов рассеяния. Апробация датчика проводилась также путем сканирования облачного покрова вдоль наклонной трассы. В экспериментах проводилось сканирование с углами возвышения 45, 60, 75 градусов относительно горизонта. Дальность идентификации облачного слоя по наклонной трассе возрастала пропорционально секансу угла, при этом наблюдалось пропорциональное растяжение фронта сигнала от границы облачности. При углах наклонной трассы менее 30 градусов идентификация облачности из-за

уширения фронта отраженного сигнала становится трудно разрешимой, т.к. при малой плотности облака, уровень сигнала от него становится близок к фоновому.

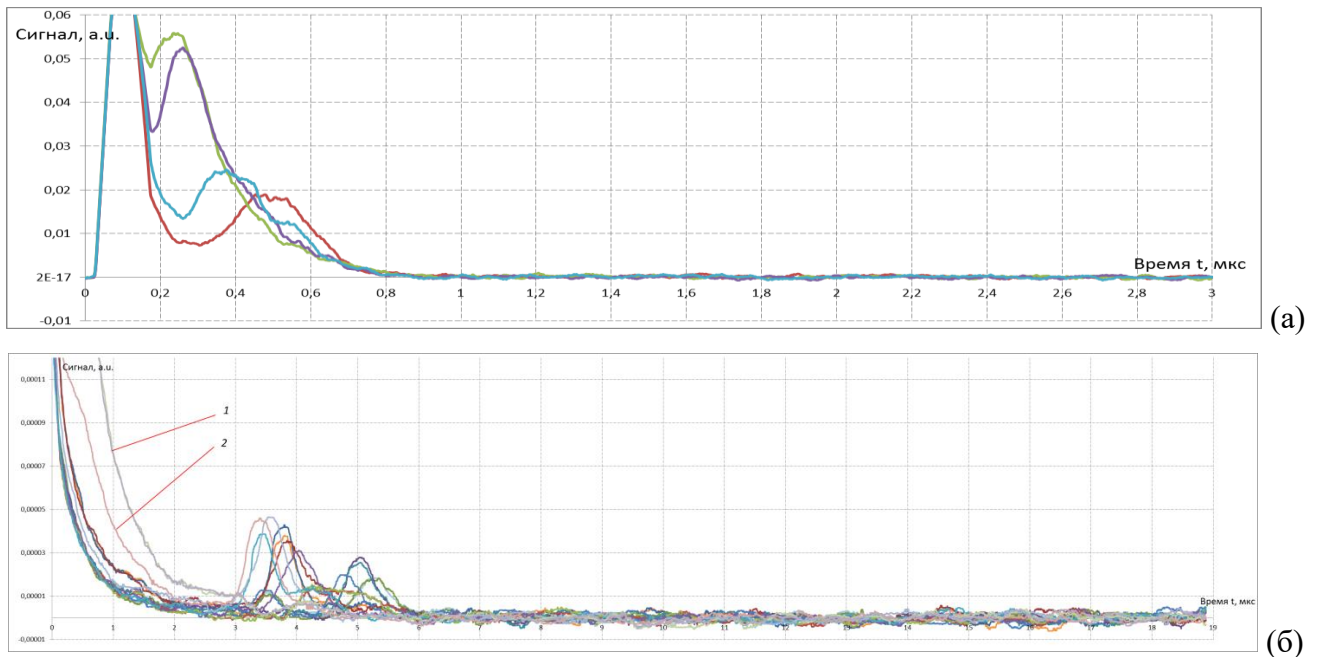


Рисунок 3 – Сигналы, полученные в сложных метеоусловиях

Сигналы, представленные на рисунке 3, сняты в сложных метеоусловиях – туман, снег. На рисунке 3а можно видеть высокие уровни обратнорассеянного туманом сигнала в ближней зоне. На рисунке 3б показаны сигналы, снятые в условиях снегопада. Интенсивность снегопада влияет на уровень сигнала в ближней зоне – уровни сигнала значительно превосходят уровни сигналов, полученные в чистой атмосфере.

Представленные результаты используются в процессе отладки алгоритмов определения границ облачности. На основе полученных сигналов строится дискриминатор определения типов осадков при их наличии.

1. Münkkel 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.

2. Joshua D. Vande Hey A Novel Lidar Ceilometer: Design, Implementation and Characterisation. Springer, 2015. 177 p.

3. Handbook of Optics. Volume II: Design, Fabrication and Testing, Sources and Detectors, Radiometry and Photometry / ed. Michael Bass. McGrawHillProfessional, 2009. 1264 p.

СТАТИСТИЧЕСКИЙ ПОДХОД К СИНЕРГИИ ДАННЫХ СПУТНИКОВОГО ЛИДАРНОГО И НАЗЕМНОГО РАДИОМЕТРИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ АТМОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ

Чайковский А.П., Бриль А.И., Пещеренков В.А.

Институт физики НАН Беларуси, г. Минск, Беларусь

e-mail: chaikov@dragon.bas-net.by, andrey.bril@gmail.com, vlad.pescherenkov@gmail.com

Представлен новый метод комплексного спутникового лидарного и наземного радиометрического зондирования атмосферного аэрозоля, в котором входной информацией для восстановления высотных профилей параметров аэрозольных фракций являются статистические характеристики данных координированных спутниковых лидарных и наземных радиометрических измерений. Программный пакет LIRIC-2 проводит обработку массивов данных спутникового лидара CALIOP и наземных радиометрических станций сети AERONET. Тестирование алгоритма обработки данных и программного пакета выполнено с использованием данных наблюдений в регионе г. Минска. Статистический подход к синергии данных спутникового лидарного и наземного радиометрического зондирования аэрозоля может применяться при исследовании экстремально низких концентраций атмосферного аэрозоля. Впервые получены экспериментальные данные о среднесезонных высотных распределениях концентраций фракций атмосферного аэрозоля в Антарктиде.

1. Статистический подход к методике и обработке данных LRS-зондирования. Идея восстановления концентрации и микроструктурных параметров аэрозоля из данных координированных многоволновых лидарных и солнечных радиометрических измерений (LRS-зондирование), выполняемых на объединенных станциях европейской лидарной сети EARLINET и глобальной радиометрической сети AERONET, была предложена в [1] и реализована в натурных экспериментах в [2]. Фактором, ограничивающим применение LRS технологии зондирования атмосферы, было малое число объединенных лидарных и радиометрических станций (порядка 40), большинство из них станции EARLINET [3] в Европе.

Количество потенциальных пунктов LRS-мониторинга атмосферного аэрозоля было увеличено в результате разработки метода включения в исходный массив лидарной информации данных спутникового многоволнового лидара CALIOP [4], измеренных в окрестностях активных солнечных радиометрических станций AERONET, число которых в настоящее время возросло до ≈ 400 .

Проблемой работы с данными CALIOP в LRS – экспериментах является малое отношение сигнал/шум лидарных сигналов, измеряемых в дневное время на относительно небольших участках траектории спутника при малых значениях аэрозольной нагрузки атмосферы. Из опыта обработки данных LRS-эксперимента критерием достижения положительных результатов является значение аэрозольной оптической толщи AOD(500 нм) около 0.1.

Предлагается новый подход к методике проведения и алгоритму обработки данных LRS-эксперимента, в котором входной информацией для восстановления высотных профилей концентрации и оптических параметров аэрозольных фракций, усредненных по временному интервалу и пространству региона наблюдений, являются статистические характеристики спутниковых лидарных и наземных радиометрических измерений. Описывается процедура формирования массивов лидарных и радиометрических данных. Записываются уравнения связи статистических характеристик измеряемых величин и статистических параметров аэрозоля.

Разработаны варианты алгоритма восстановления высотных профилей концентраций и оптических параметров фракций аэрозольных частиц и реализующий их программный пакет LIRIC-2, которые обеспечивают обработку данных LRS-измерений при малых и средних значениях аэрозольной нагрузки (соответственно $AOD(500 \text{ нм}) \leq 0.15$ и $AOD(500 \text{ нм}) \leq 1$).

2. Алгоритм отбора лидарных и радиометрических данных LRS-эксперимента. Для получения спутниковых лидарных данных, измеренных вблизи радиометрических станций, была разработана процедура отбора совместимых измерений из информационных систем лидара CALIOP [5] и радиометрической сети AERONET [6], рисунок 1.



Рисунок 1 – Блок-схема работы алгоритма выбора совместимых измерений

Результатом алгоритма является текстовый документ для запроса данных CALIOP и последующего расчета средних значений лидарных сигналов и оценки их изменчивости, а также дополнительная графическая информация о сигналах CALIOP в конкретном LRS-эксперименте. Пример средних профилей сигналов CALIOP при зондировании атмосферы в регионе г. Минска, 2015-2019 гг. приведен на рисунке 2а.

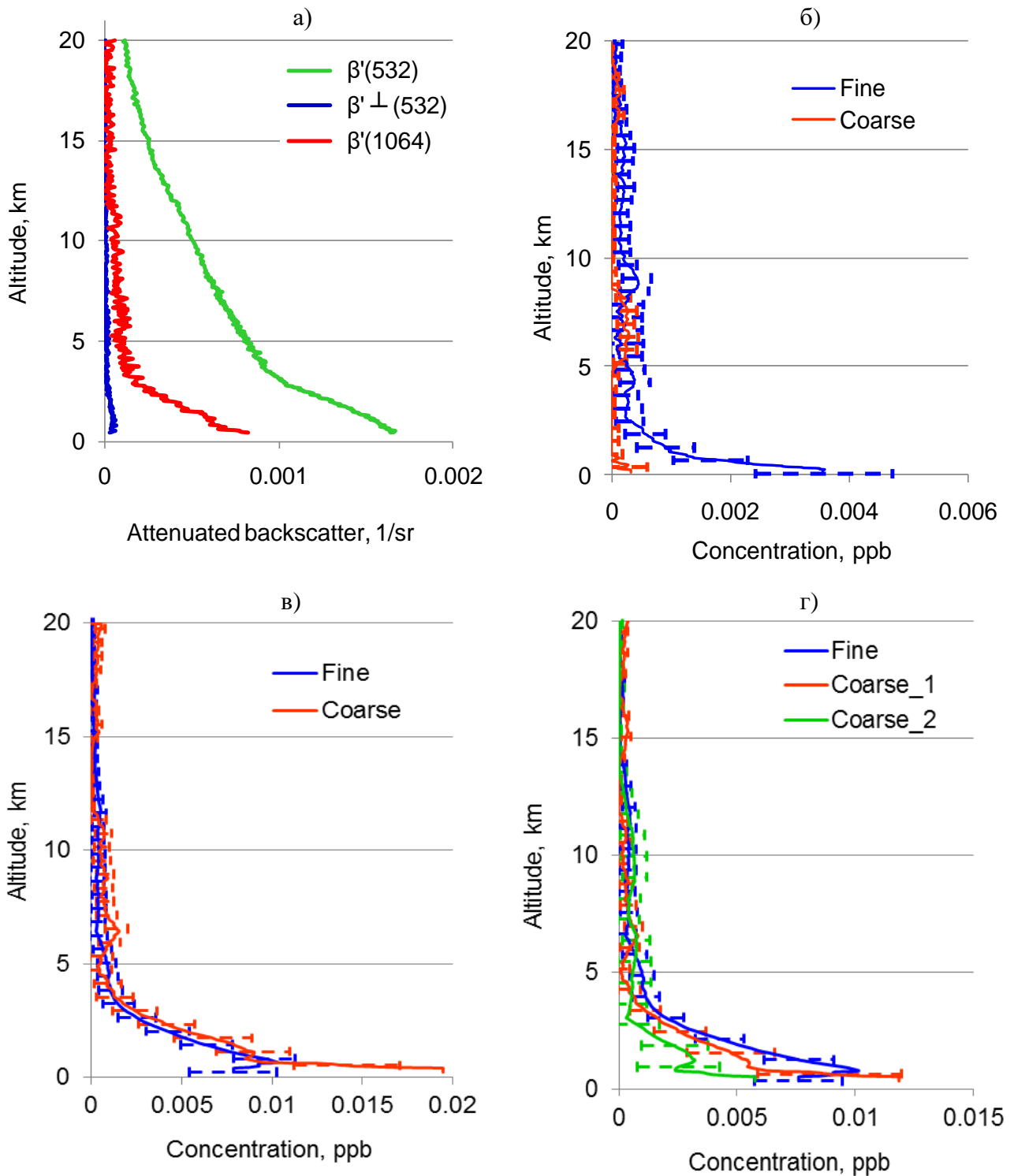


Рисунок 2 – Средние профили лидарных сигналов CALIOP (а) и концентраций малых и больших аэрозольных частиц в Антарктиде (б) и в регионе г. Минска (в, г)

Процедура обработки лидарных данных CALIOP включает фильтрацию облачных образований и исключение сигналов из приземного слоя, граница которого определяется абсолютной высотой земной поверхности с небольшой добавкой, определяемой оператором. Данная процедура выполняется, чтобы исключить регистрацию сигнала от земной поверхности.

3. Восстановление профилей средних значений концентрации аэрозольных фракций.

Тестирование алгоритмов и программного пакета LIRIC-2 проведено при обработке данных LRS-измерений за период 2008 – 2020 гг. в районе Белорусской антарктической станции (БАС) «Гора Вечерняя» (67.660 S, 46.158 E), Антарктида и в регионе г. Минска, 2015 – 2019 гг.

Измерения проводились в Антарктиде в летний сезон (декабрь – март). Среднее содержание аэрозоля в районе БАС составляет 0.0075μ , $AOD(500 \text{ нм}) = 0.03$. Доминирующей компонентой аэрозоля в атмосфере являются малые частицы, концентрация которых максимальна в нижнем слое атмосферы, рисунок 2б.

В регионе Минска среднее содержание аэрозоля равно 0.052μ , $AOD(500 \text{ нм}) = 0.16$. Высотные профили концентраций фракций аэрозольных частиц приведены на рисунках 2в и 2г и рассчитаны для двух- и трехфракционных моделей, соответственно. В последнем случае большие частицы разделяются на большую сферическую и большую несферическую фракции.

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. A European Aerosol Research Lidar Network to Establish an Aerosol Climatology: EARLINET [Электронный ресурс]. URL: https://www.earlinet.org/index.php?id=earlinet_homepage (Дата доступа: 01.02.2023).

4. Чайковский А.П., и др. Синергия наземных и спутниковых дистанционных оптических измерений для изучения атмосферного аэрозоля // Журнал прикладной спектроскопии. 2019. Т. 86. № 6. С. 986–993.

5. CALIOP database website OPeNDAP Hyrax: Contents of /CALIPSO/LID_L1-Standard-V4-10/ [Электронный ресурс]. URL: https://opendap.larc.nasa.gov/opendap/CALIPSO/LID_L1-Standard-V4-10/contents.html (Дата доступа: 02.02.2023).

6. AERONET web database service Data - Aerosol Robotic Network (AERONET) Homepage [Электронный ресурс]. URL: https://aeronet.gsfc.nasa.gov/print_web_data_help_v3_inv_new.html (Дата доступа: 03.02.2023).

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ИОНОВ И ЭЛЕМЕНТОВ НА ЧАСТИЦАХ ПРИЗЕМНОГО АЭРОЗОЛЯ
РАЗНОЙ ДИСПЕРСНОСТИ В ОБСЕРВАТОРИИ "ФОНОВАЯ" ПО РЕЗУЛЬТАТАМ СЕРИИ
ПРОБООТБОРОВ ИМПАКТОРОМ NANOMOUDI 125R В ФЕВРАЛЕ-АВГУСТЕ 2022 Г

Аршинов М.Ю.¹, Белан Б.Д.¹, Белан С.Б.¹, 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,
Толмачёв Г.Н.¹, Фофонов А.В.¹, Ходжер Т.В.²

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

²Лимнологический институт СО РАН, г. Иркутск, Россия

³Институт химической кинетики и горения СО РАН им. В.В. Воеводского,
г. Новосибирск, Россия

e-mail: michael@iao.ru, bbd@iao.ru, bsb@iao.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, simon@iao.ru,
tgn@iao.ru, alenfo@iao.ru, khodzher@lin.irk.ru

Обсуждается ионный и элементный состав отобранных с февраля по август 2022 г. на импакторе 125R NanoMoudi-IITM в обсерватории «Фоновая» шести серий кварцевых проб продолжительностью от 6 до 15 суток, состав которых анализируется опробированными в 2021 г. методиками. Выявлен весенний максимум концентраций и широкий пик распределения кислородсодержащих ионов, что может быть признаком активного участия предиктора сульфат-аниона и оксидов азота в нуклеационных процессах и процессах образования новых частиц. Выявлены характерные группы микроэлементов по их обогащению относительно алюминия: Se, Ag, В, Мо, Cd, Sb, Sn, Bi, и, в значительной степени, Си имеют явное антропогенное происхождение.

В обсерватории «Фоновая» осенью 2021 года установлен 13-каскадный импактор высокого разрешения 125R NanoMoudi-IITM, предназначенный для осаждения фракций аэрозоля с номинальными точками отсечки размеров частиц: 10000, 5600, 3200, 1800, 1000, 560, 320, 180, 100, 56, 32, 18 и 10 нм, соответствующие ступеням импактора S1-S13. На выходе колонки установлен сборный фильтр Spacer (S14), регулирующий поток и осаждающий частицы менее 10 нм. В качестве подложек и сборного фильтра использовались кварцевые фильтры.

В течение 2022 г. отобрано 9 каскадных серий, продолжительностью от 6 до 15 дней каждая. Результаты для 6 серий с февраля по август, для которых произведен полный химико-аналитический и статистический процессинг, включающий как непосредственный химический анализ проб и холостых фильтров в аккредитованной Лаборатории гидрохимии и химии атмосферы Лимнологического института СО РАН (г. Иркутск), так и последующую математическую обработку полученных результатов анализа, представляются здесь.

Цель исследования – изучение особенностей химико-дисперсного состава фонового аэрозоля в различные периоды года, выявление закономерностей его формирования в регионе.

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 безреагентной системой ICS-3000 с точностью до 2–6 %; элементный состав (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) аэрозоля определяли в экстрактах проб 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 аэрозоле проб, собранных в феврале-августе, изменялась от 0,75 до 4,5 мкг/м³ воздуха (рис. 1а). Наибольшие концентрации сумм ионов отмечены в феврале-марте. Далее идёт снижение концентраций ионов к лету, что подтверждает большую эффективность осаждения водорастворимой фракции аэрозоля жидкими осадками.

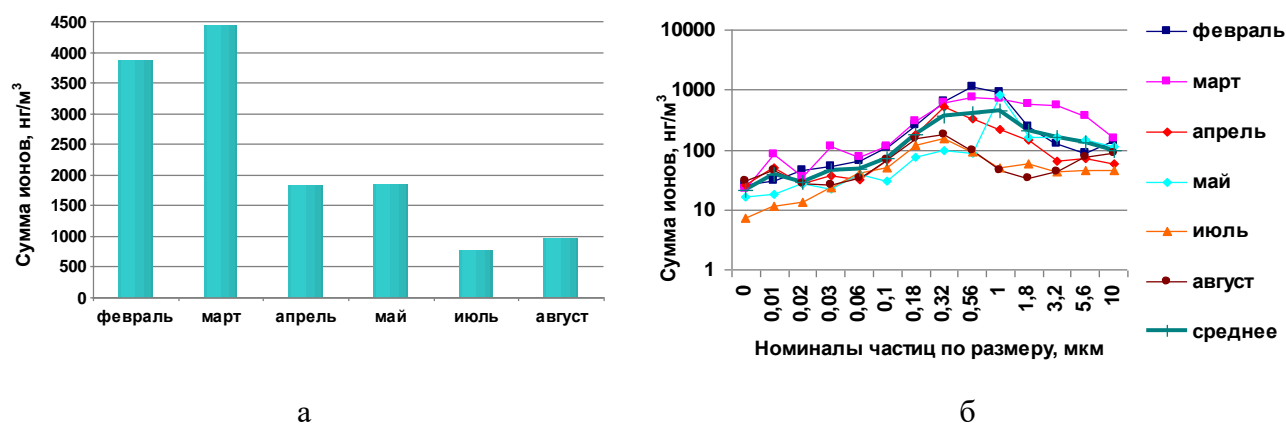


Рисунок 1 - Ход суммарной концентрации ионов (а) и распределение суммы ионов по размерам в разные месяцы (б) каскадного отбора

В зимнее-летнее время как общей концентрации ионов, так и в их распределении по размерам (рис. 1б), характерен максимум в начале весны. Мартовский отбор на импакторе также показывает 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. Значительный вклад в такой ход и высокие концентрации определяют кислородсодержащие анионы, особенно сульфат, очевидно, активно участвующие в процессах весенней нуклеации (рис. 2а). В области самых мелких частиц при этом значительный вклад вносят нитрит- и нитрат-анионы. Динамика макро-аниона сульфата в течение всего периода представлена на рисунке 2б. 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.

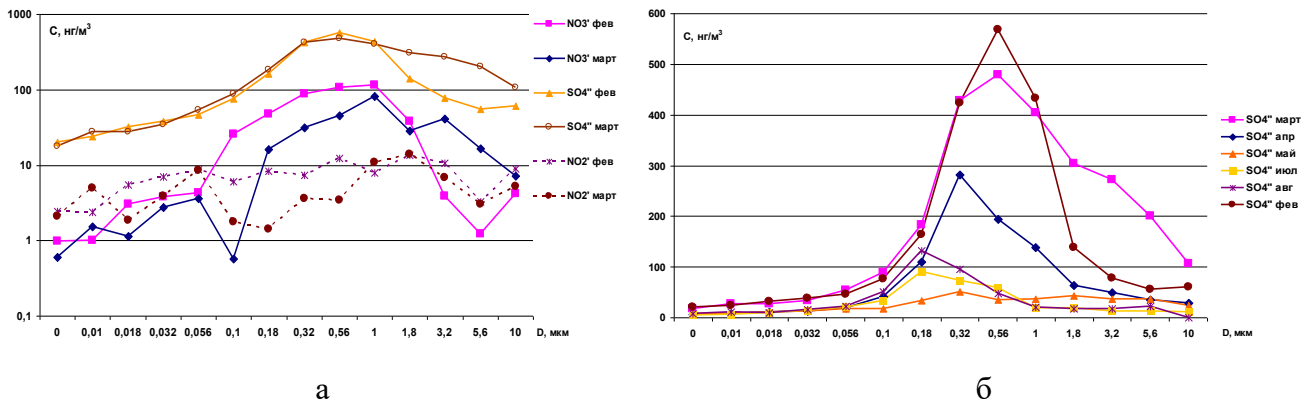


Рисунок 2 - Распределение по частицам разных размеров аэрозоля кислородсодержащих анионов в конце зимы - начале весны (а) и сульфат-аниона в течение всего периода (б)

Количественная оценка различия соотношений концентраций Ca^{2+} , K^+ , Mg^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} относительно иона натрия в аэрозоле (аэр) и морской воде (мв) по общепринятой формуле: $K_i = [(C_i / Na^+)_{аэр}] / [(C_i / Na^+)_{мв}]$, где (C_i / Na^+) – концентрация i-того элемента относительно Na^+ , K_i – коэффициент обогащения (КО), который позволяет выявить дополнительный вклад ионов от разных источников в формировании химического состава аэрозоля, показали, что их наибольшие значения определяются для ионов K^+ , Ca^{2+} и SO_4^{2-} (рис. 3а).

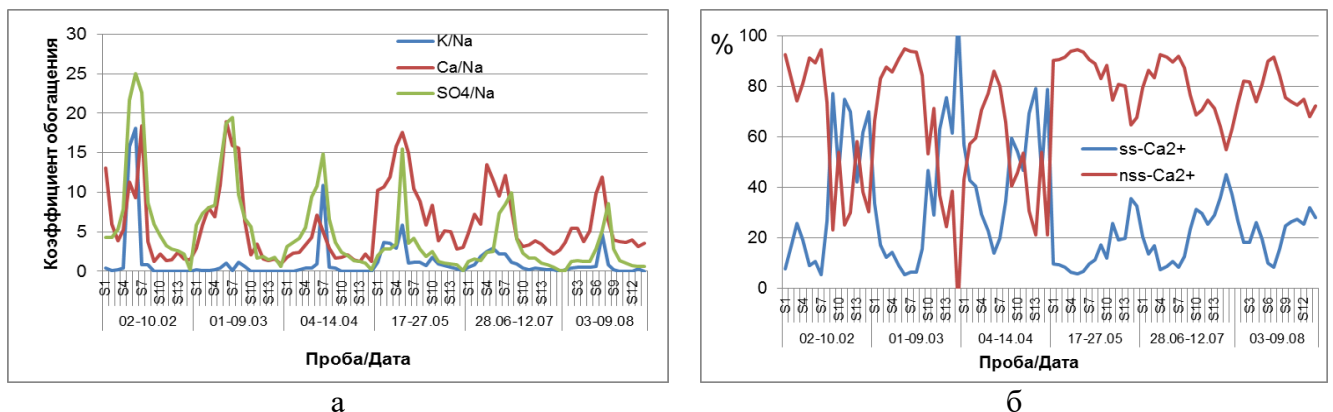


Рисунок 3 - Коэффициенты обогащения аэрозольных частиц ионами K^+ , Ca^{2+} и SO_4^{2-} по Na^+ во всех сериях (а) и оценка происхождения кальция в составе атмосферного аэрозоля (б)

Вклад морского (ss-) и неморского (nss-) кальция в формирование химического состава атмосферного аэрозоля показан на рис. 3б. В феврале-апреле возрастал вклад морской составляющей преимущественно в диапазонах мелких частиц S9 (0,1-0,18 мкм), S11-S14 (<0,056 мкм). С конца мая всё лето отмечается преимущество континентальных источников в формировании состава аэрозоля.

Суммарная концентрация микроэлементов в составе аэрозоля, собранных в феврале-августе, изменялась от 66 до 325 $нг/м^3$ воздуха (рис. 4а). Для микроэлементов характерен более сложный ход временной суммарной концентрации и распределений по размерам (рис. 4б).

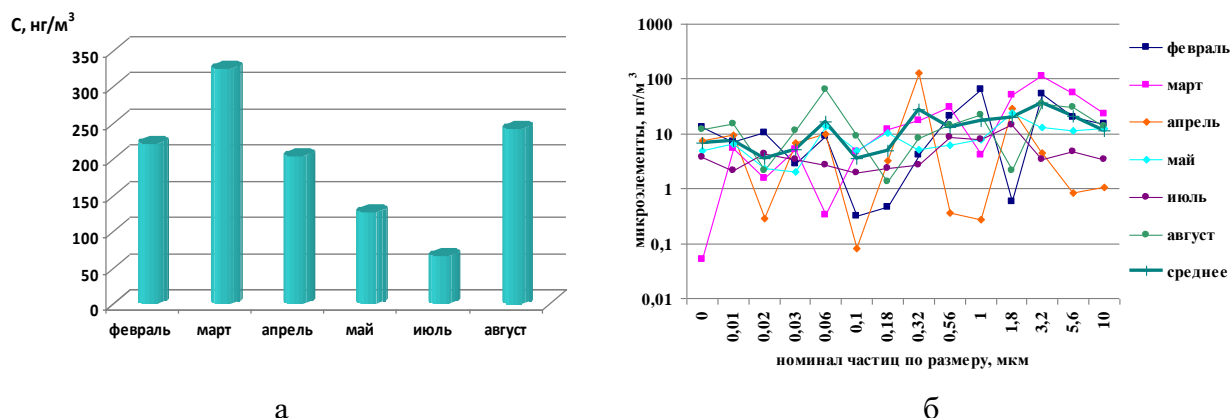


Рисунок 4 - Ход суммарной концентрации микроэлементов (а) и распределение их сумм по размерам в разные месяцы (б) каскадного отбора

Принятая оценка обогащения аэрозольных частиц микроэлементом по его коэффициенту $KO_i = [(C_i/\mathcal{E})_{\text{аэр}}] / [(C_i/\mathcal{E})_{\text{зк}}]$, где (C_i/\mathcal{E}) – отношение концентрации i -того элемента и реперного элемента (\mathcal{E}) в аэрозолях (аэр) и в веществе вероятного источника – земной коре (зк) (в качестве реперного элемента использовали Al) выявила несколько групп элементов: со средними значениями $KO > 10000$, в диапазонах 4000-8000, 1000-1700, 200-300, 10-30 и $KO < 10$. Наибольшие средние значения KO характерны для Se и Ag, во втором диапазоне В, Мо, Cd, Sb. Эти элементы имеют явное антропогенное происхождение. В третью группу вошли Cu, Sn, Bi. Медь в этой группе может иметь также и литофильное происхождение. В группу микроэлементов со средними значениями KO 200-300 в порядке возрастания вошли W, Cr, Ni, Zn, Pb, As. Максимум элементов имеют средние KO в диапазоне 10-30 – Li, Be, Mn, Fe, Co, Sr, Ba, Th, U, Tl. Полагается, что KO от 1 до 10 свидетельствует о морском или литофильном происхождении элемента, больше 10 - о наличии дополнительного источника поступления элемента в воздушную среду. В меньшей степени аэрозольные частицы обогащены Ti, V и Rb. Для всех групп микроэлементов отмечается повышение обогащения в мае-августе.

Таким образом, определен состав ионов и содержание микроэлементов в кварцевых фильтрах, использованных на импакторных ступенях в отмеченных сериях измерений 2022 г. Выявлен весенний максимум концентраций и широкий пик распределения кислородсодержащих ионов, что может быть признаком активного участия предиктора сульфат-аниона и оксидов азота в нуклеационных процессах и процессах образования новых частиц. Выявлены характерные группы микроэлементов по их обогащению относительно алюминия.

Работа выполнена в рамках государственных заданий ИОА СО РАН, ЛИИ СО РАН и ИХКГ СО РАН.

ОЦЕНКА КОРРЕКЦИИ ФУНКЦИОНАЛЬНОГО СОСТОЯНИЯ ЧЕЛОВЕКА МЕТОДОМ СПЕКТРАЛЬНОГО АНАЛИЗА ПУЛЬСОГРАММ ПРИ ВОЗДЕЙСТВИИ СВЕТОМ РАЗНОЙ ДЛИНЫ ВОЛНЫ

Бороноев В.В.¹, Пупышева Н.В.¹, Омпоков В.Д.¹, Бурюхаев С.П.²

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

²Институт общей и экспериментальной биологии СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия

e-mail: vboronojev@mail.ru, pnv21@yandex.ru, slvd@mail.ru, bursav@mail.ru

Выявлена возможность количественной оценки коррекции функционального состояния человека методом спектрального анализа пульсовых волн при воздействии света разной длины волны с использованием автоматизированного пульсодиагностического комплекса. Показано, что фотостимулы оказывают неравнозначное воздействие на внутренние органы человека и это воздействие зависит от функционального состояния обследуемого. При этом крайние стимулы в оптическом диапазоне (красный и синий цвета) вызывают тонизацию или релаксацию психофизиологического состояния. Контрастное воздействие света на организм человека относится к перспективным технологиям управления его функциональным психофизиологическим состоянием.

1. Введение. Целью данной работы является количественная оценка возможности коррекции функционального состояния человека методом спектрального анализа пульсовых волн при воздействии света разной длины волны с использованием автоматизированного пульсодиагностического комплекса [1, 2, 3].

2. Методика. Ранее было установлено, что съём пульсограмм с запястий обеих рук обследуемых, одновременно с процессом воздействия света, позволял регистрировать не только интегральные характеристики сигналов от внутренних органов, но и различия в амплитудно-временных и частотных характеристиках этих сигналов [4,5], а также давал возможность оценить коррекцию функционального состояния человека с помощью спектрального анализа пульсограмм.

При воздействии на обследуемых светом четырёх цветов — красным, жёлтым, зеленым и синим, выявлен ряд особенностей динамики психофизиологического состояния и функций внутренних органов с помощью психологических тестов и измерений пульса. Выбор визуальных стимулов проводился по специальной методике [3], суть которой заключалась в следующем. Вначале испытуемому предлагали из четырех цветов (красного, жёлтого, зелёного, синего) выявить самый приятный цвет, затем проделать такую же процедуру с оставшимися тремя.

После этого на испытуемого воздействовали наименее приятным светом, который был выбран последним. При этом для получения красного света использовался светофильтр КС-11, желтого — ОС-11, зеленого — ЗС-1, синего — СВС-20.

На практике эксперимент проводился по следующей методике [3]: вначале в течение 5 минут измерялись характеристики пульса в освещенной дневным светом комнате (фоновое измерение при дневном свете). Затем эта же процедура повторялась в течение 5 минут в полной темноте — фоновое измерение в темноте. Названные выше первые два этапа относились к подготовительной стадии эксперимента. Далее, в течение 5 минут подавался фотостимул, соответствующий предпочитаемому «теплому» или «холодному» цвету.

В качестве критерия, соответствующего границе между нормой и патологией состояния внутренних органов, использовался энергетический коэффициент (ЭК), определяемый как отношение усредненного энергетического спектра W пульсового сигнала в полосе частот от 1 до 10 Гц (W_1) к соответствующей величине в полосе частот от 10 до 50 Гц (W_2) [4, 5, 6]:

$$ЭК = (W_1) / (W_2).$$

На рисунках 1–4 приведены результаты обследования четырех человек разного возраста с функциональными нарушениями внутренних органов (желудка, почек, тонкого кишечника, печени).

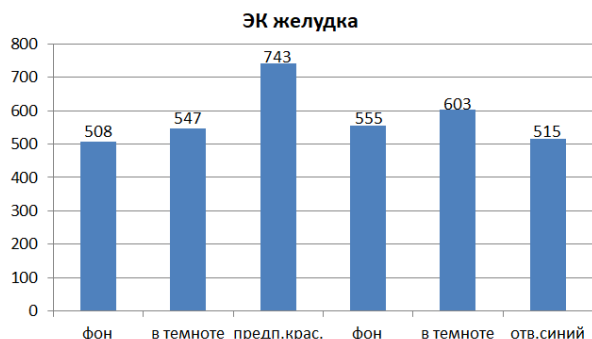


Рисунок 1 – Обследуемый 1. Возраст 55 лет.

Зависимость значений ЭК желудка от условий эксперимента

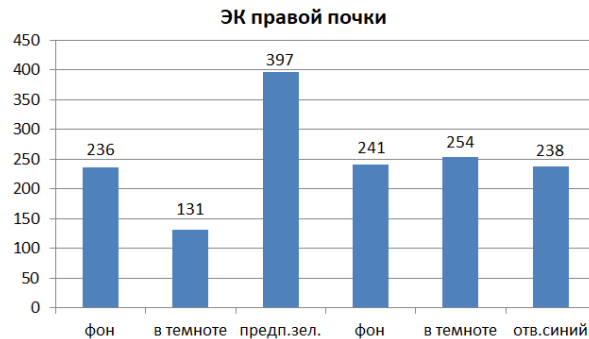


Рисунок 2 – Обследуемый 2. Возраст 22 года.

Зависимость значений ЭК правой почки от условий эксперимента

На рис. 1 приведены результаты анализа пульсовых сигналов обследуемого 1 в возрасте 55 лет с функциональными отклонениями желудка. По первым двум столбцам на рисунке 1 видно, что при фоновых записях при дневном свете и в темноте значения энергетического коэффициента ЭК ниже значения, соответствующего норме для данного возраста (600–900). Это свидетельствует о функциональном нарушении работы рассматриваемого органа. При воздействии предпочитаемого красного света ЭК возрастает до значения 743, что соответствует норме. А при воздействии отвергаемого синего света значения параметра ЭК снижается до 515.

Таким образом, для обследуемого 1 предпочтительный стимул оказывает нестойкое терапевтическое воздействие на желудок.

Аналогичный случай представлен на рисунке 2.

На рис. 3 показан противоположный случай, когда предпочтительный зелёный свет ($\lambda = 510\text{нм}$) влияет негативно, а отвергаемый синий свет ($\lambda = 460\text{ нм}$) влияет положительно.

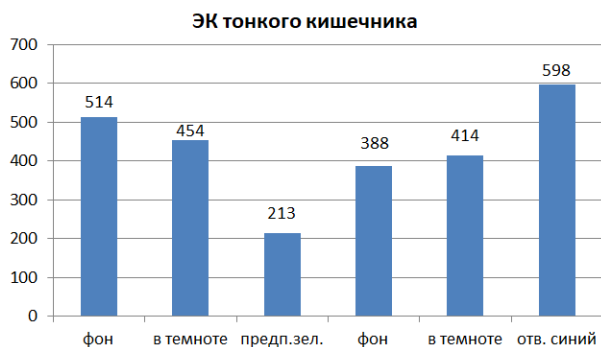


Рисунок 3 – Обследуемый 3. Возраст 23 года.

Зависимость значений ЭК тонкого кишечника от условий эксперимента

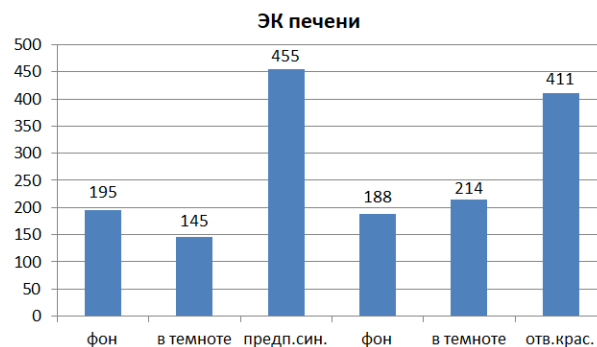


Рисунок 4 – Обследуемый 4. Возраст 23 года.

Зависимость значений ЭК печени от условий эксперимента

На рисунке 4 показано, как предпочтительный синий свет и отвергаемый красный свет действуют на внутренние органы человека (печень).

Итак, экспериментально выявлено, что отдельные составляющие видимого спектра оптических волн оказывают физиологическое воздействие на организм человека. Свет разных длин волн по-разному воздействует на разные внутренние органы человека. Стандарты светолечения могут быть выработаны на основе практического опыта и многочисленных исследований, варьируя продолжительность сеанса, время суток, интенсивность, спектр используемого света. Тем не менее, некоторые параметры света влияющие на физиологическое состояние человека, например, поляризация, остаются неизученными.

Воздействие отдельными составляющими спектра видимых электромагнитных волн по описанной методике не производит стойких, а тем более необратимых изменений в функционировании внутренних органов испытуемых. Таким образом, очевидно, что проведенный эксперимент не наносит вреда человеку, а для получения терапевтического эффекта необходимо использовать либо более длительные сеансы, либо неоднократно их повторять.

3. Выводы.

1. Показано, что реакция человека на воздействие электромагнитных волн оптического диапазона зависит от его функционального состояния.

2. Установлено, что кратковременное воздействие электромагнитных волн оптического диапазона не приводит к устойчивым значительным изменениям в функционировании внутренних органов. Выявлено, что изменения в функционировании внутренних органов под влиянием электромагнитного излучения определённых длин волн исчезают в течение примерно пяти минут после прекращения воздействия.

3. В эксперименте были использованы два фактора воздействия на обследуемых: 1) предпочтение или отвержение света определённой длины волны, то есть психологический фактор, и 2) оптическое воздействие света на физиологическое состояние человека (оптический эффект). В результате исследований сделан вывод, что оптический эффект влияния на функциональное состояние внутренних органов человека проявляется более выражено, чем психологическое предпочтение или отвержение цвета.

4. Изучение частотной структуры пульсовой волны относится к одному из перспективных методологических подходов к оценке изменений функционального состояния человека. Метод спектрального анализа относится к распространённым методам математического анализа сигналов любой природы и показывает возможность оценки динамики формы пульсовых волн.

1. Рабчинский Ж.А., Антоненко А.Б. Махабхуты и архетипы // Дифракция и распространение волн. Улан-Удэ. 1996. С. 223-228.

2. Laszewska K., Goroncy A., Weber P., Pracki T., Tafil-Klawe. Influence the Spectral Quality Light on Daytime Alertness Levels in Humans // M. Advances in cognitive psychology. 2018. V. 14. N 4. P. 192-208.

3. Boronoev V.V., Ompokov V.D., Pupyshcheva N.V., Buryukhaev S.P. Assessment of blue light impact on human internal organs by heart rate variability // Proceedings of SPIE. 2022. V. 12341. 1234125.

4. Boronoyev V.V. Pulsovaya diagnostika zabolevaniy v tibetskoy meditsine: fizicheskiye i tekhnicheskiye aspekty. Ulan-Ude: BNC SB RAS, 2005. 320p.

5. Lee C.T., Wey L.G. Spectrum analysis of Human Pulse // IEEE Transmission on Biomedical Engineering. — 1983. BME-30. № 6. P. 348–352.

6. Мурик С.Э. Оценка функционального состояния организма человека. В 2 ч. Ч. Теоретические основы: учеб. пособие. Иркутск : Изд-во ИГУ, 2013. 159 с.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ФЛУКТУАЦИЙ ИНТЕНСИВНОСТИ ЛАЗЕРНОГО ПУЧКА, ПЕРЕСЕКАЮЩЕГО ЗАКРУЧЕННОЕ ПЛАМЯ

Шерстобитов М.В., Цвык Р.Ш.

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

e-mail: shmike@iao.ru, tsvyk@iao.ru

Численное моделирование проводилось на основе полученных в предыдущих работах данных. Использовались данные из 2 серий экспериментов по физическому моделированию огненного смерча: 1- при взаимодействии винтообразно закрученного восходящего воздушного потока с пламенем этанола в неподвижной емкости на оси потока, 2- с вращающимся источником горения с закрепленным соосно цилиндрическим экраном. Рассчитывались спектры мощности флуктуаций интенсивности лазерного пучка. Для таких спектров мощности была подобрана аппроксимирующая кривая, состоящая из нескольких линейных участков. Упомянутая аппроксимирующая кривая служила основой для моделирования флуктуаций интенсивности лазерного пучка, распространяющегося через модель огненного смерча методом одномерного фазового экрана. Замыкание программы осуществлялось путем построения спектра мощности флуктуаций интенсивности лазерного пучка из смоделированной последовательности отсчетов АЦП. Получено согласие до постоянного коэффициента модельных и экспериментальных данных.

Введение. При обширных техногенных и природных пожарах, иногда возникают колоннообразные огненные вихри, высотой кратно большей, чем при обычном протекании горения. Такое явление по аналогии с атмосферным торнадо называется огненным смерчем (ОС). С 1950-х годов ведутся исследования ОС с помощью математических и физических моделей огненного смерча (МОС) [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 [4]. Наряду с упомянутым способом в литературе есть и другие, например, вращение цилиндрического экрана вокруг источника пламени (вращающегося совместно с экраном, либо неподвижного) [3]. Кроме того, представляет интерес численное моделирование флуктуаций интенсивности лазерного пучка, пересекающего упомянутые 2 типа моделей. Таким образом, целью настоящего исследования было получить МОС для случая с вращающимся экраном, а также провести численное моделирование флуктуаций интенсивности лазерного пучка пересекающего эти 2 модели, включая случай свободного горения топлива без закрутки.

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. При создании следующей (средней) установки с сеткой диаметром 13,5 см, источника горения диаметром 7см оказалось достаточно для возникновения МОС, подобного [3]. Параметры всех трех упомянутых установок приведены в таблице 1, а примеры МОС со средней сеткой и крыльчаткой на рис.1.



Рисунок 1 - МОС со средней сеткой (слева) и крыльчаткой (справа)

Таблица 1. Параметры установок моделирования ОС

Параметр	сетка малая	сетка средняя	крыльчатка
Диаметр топл. емкости, см	3	7	14
размеры, см (Диаметр/высота)	9/6	13,5/9,5	38/-
Скорость вращения, об/с	1-6	1-3	2-17
h пламени: своб. горение /МОС	~ 15-20/ 10	7/ 30	30/ 90

Лазерное просвечивание проводилось для МОС установок со средней сеткой и крыльчаткой, а также для свободного горения топлива. 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 записывались 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 2 (по осям отложены значения показателя степени для основания 10). Для численного моделирования предполагалось заменить такой спектр аппроксимационным. Простейшим способом, оказалось, разбить спектр на 5 интервалов и, используя метод одномерного фазового экрана, подобно тому, как описано в [2], провести моделирование

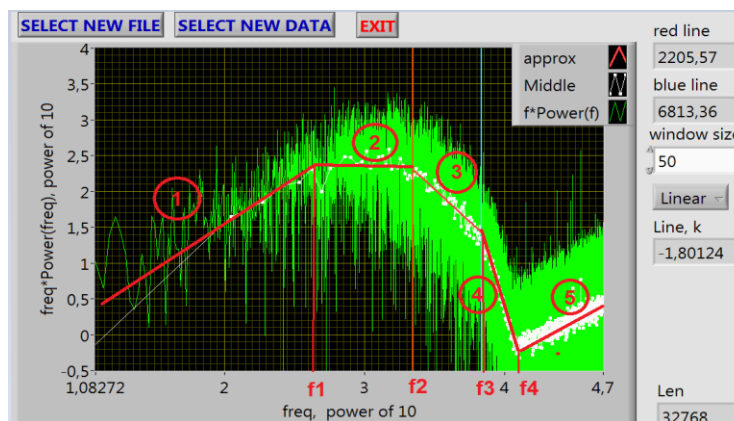


Рисунок 2 - Схема разбиения спектра на интервалы

Следуя теории турбулентности для свободной атмосферы, можно условно именовать каждый из интервалов на рисунке 2: 1 - начальный участок, 2 - энергетический интервал, 3 - инерционный интервал, 4 - интервал диссипации кинетической энергии (вязкий интервал), 5 – шум (обусловлен шумом АЦП и пр.). Далее были рассчитаны частотные диапазоны и коэффициенты наклона всех 5 интервалов для всех проведенных экспериментов по лазерному просвечиванию МОС. Блок- схема программы моделирования представлена таблице 2.

Таблица 2. Блок-схема работы программы

1	Для каждого из 5 участков аппроксимационной кривой задаются частотные границы и коэффициент наклона, задается частота АЦП, количество отсчетов
2	по формуле $\lg U = k \lg f + C$ строятся интервалы
3	интервалы «сшиваются» по формуле: $C_{n+1} = C_n + (k_n - k_{n+1}) \lg f_n$
4	производится деление аппроксимационной кривой на частоту
5	строится полный амплитудный спектр (с учетом частоты Найквиста) для обратного преобразования Фурье
6	накладывается гауссов шум на спектр
7	производится обратное преобразование Фурье
8	смоделированная последовательность отсчетов АЦП записывается в файл
9	осуществляется проверка - от смоделированной последовательности берется прямое преобразование Фурье и производится умножение на частоту
10	на спектр добавляется «скользящее среднее»
11	добавляются движки, для задания интервала частот определения коэффициента наклона усредненной кривой по формуле: $\log_{(x2/x1)}(y2/y1)$

В результате моделирования были получены последовательности флуктуаций интенсивности лазерного пучка для всех трех упомянутых серий экспериментов. Для проверки правильности моделирования в программе предусмотрено построение спектра мощности

флуктуаций интенсивности. Такое сравнение спектров было проведено для всех условий эксперимента. Во всех случаях наблюдалось согласие с экспериментальными данными до постоянного коэффициента.

Выводы. В данной работе было установлено:

1. Смоделированные флуктуации интенсивности лазерного пучка дают спектр мощности подобный экспериментальному до постоянного множителя;

2. В смоделированном спектре мощности флуктуаций интенсивности лазерного пучка происходит «сглаживание» первоначально угловато заданного аппроксимационной кривой спектра

Работа выполнена в рамках госзадания ИОА СО РАН.

Авторы выражают признательность снс ИОА А.В. Фалицу за ценные консультации, за предоставление для ознакомления программы моделирования флуктуаций скорости ветра, магистру ТГУ Д. И. Панову за написание программы моделирования флуктуаций интенсивности лазерного пучка, участие в экспериментах, снс ИОА А.М. Шерстобитову за создание части экспериментальной установки, написания программ расчета спектров и счета оборотов крыльчатки и сетки

1. *Ghodrat M., Shakeriaski F., Nelson D.J., Simeoni A.* Experimental and numerical analysis of formation and flame precession of fire whirls. A review M // Fire. 2021. V. 4. No. 3. 43.

2. *Белов В.В., Креков Г.М., Землянов А.А., Лукин В.П., Матвиенко Г.Г., Носов В.В., Суханов А.Я., Фалиц А.В.* Распространение оптических волн в неоднородных, случайных, нелинейных средах. – Томск: Издательство Институт оптики атмосферы СО РАН. 2012. - 402 с.

3. *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.

4. *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.

СРАВНЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ АНАЛИЗА ПУЛЬСОВОЙ ВОЛНЫ С ПОМОЩЬЮ ВЕЙВЛЕТ-ПРЕОБРАЗОВАНИЯ И ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ГИЛЬБЕРТА-ХУАНГА

Омпоков В.Д., Бороноев В.В.

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

e-mail: slvd@mail.ru, vboronojev@mail.ru

В данной работе рассмотрены методы анализа нестационарных процессов – вейвлет-преобразование и преобразование Гильберта-Хуанга. Проведен сравнительный анализ результатов частотно-временного анализа пульсовых сигналов с помощью данных методов. Представлены вейвлет образ пульсового сигнала и спектр мгновенных частот Гильберта. Показано, что полученные результаты хорошо согласуются между собой. Преобразование Гильберта-Хуанга позволяет производить более точную оценку динамики изменения спектральных компонент исследуемого сигнала во времени.

Одними из основных методов частотно-временного анализа сигналов различной природы являются вейвлет-преобразование и преобразование Гильберта-Хуанга. Вейвлет-преобразование это интегральное преобразование, которое представляет собой свертку выбранной вейвлет-функции с анализируемым сигналом [1, 2]. Вейвлет-преобразование производит разложение сигнала в фиксированном базисе функций, то есть сначала должна быть выбрана анализирующая вейвлет-функция, используемая в процессе преобразования. Регулируя масштаб, можно получить вейвлеты с разной частотно-временной шириной, чтобы они соответствовали различным положениям исходного сигнала для достижения локализованного анализа сигнала. Для анализа частотно-временных характеристик пульсовых сигналов из всего семейства вейвлетов выбран вейвлет Морле. Данный вид вейвлета чаще всего используется в задачах, требующих лучшего спектрального разрешения.

Преобразование Гильберта-Хуанга основано на разложении сложного многочастотного сигнала на эмпирические моды и последующем преобразовании Гильберта полученных компонент [2, 3]. Преобразование Гильберта-Хуанга не требует заранее заданного базиса функций для разложения. В основе алгоритма эмпирической модовой декомпозиции лежит построение двух гладких огибающих - по максимумам и минимумам последовательности и дальнейшее вычитание среднего этих огибающих из исходной последовательности. Далее, к полученной после вычитания кривой повторяется вышеописанная процедура. Процесс повторяется до тех пор, пока не будет выполнен критерий останова итераций - достижение предела по нормализованной квадратичной разности между двумя последовательными операциями приближения. В результате итерационного процесса декомпозиции получается семейство модовых функций, упорядоченных по частоте, где каждая последующая модовая

функция имеет более низкую частоту, чем предыдущая. К выделенным таким образом модовым функциям применимо преобразование Гильберта. При использовании данного метода для обработки и анализа реальных сигналов на некоторых временных отрезках происходит некорректное разделение на модовые функции ввиду присутствия в сигнале шумов различной природы[4,5].

Целью данной работы является сравнение результатов частотно-временных преобразований, получаемых с помощью вейвлет-преобразования с базисом Морле и преобразованием Гильберта-Хуанга.

На рис. 1а представлен импульсный сигнал, где по оси абсцисс - время в секундах, по оси ординат - амплитуда в милливольтках. На рис. 1б представлен вейвлет образ импульсного сигнала, где по оси ординат - частота в логарифмическом масштабе. Более темным цветам соответствуют более высоким значениям вейвлет коэффициентов.

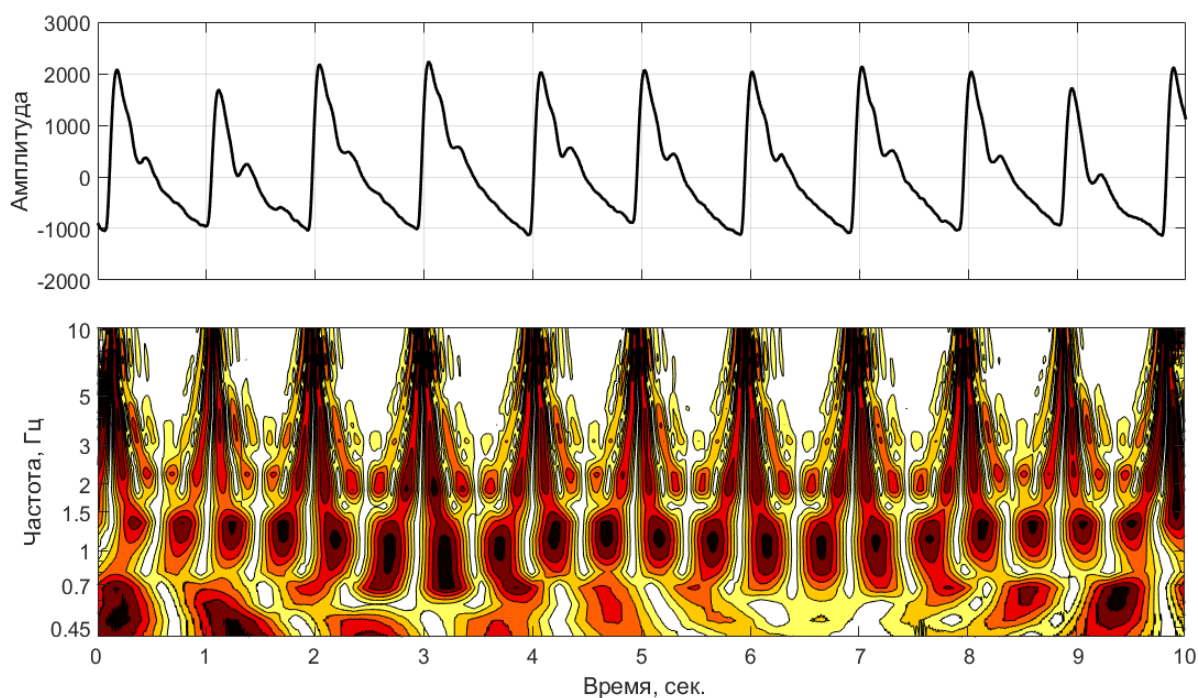


Рисунок 1 - Импульсный сигнал и его вейвлет образ

По полученному вейвлет спектру можно судить о наличии в составе анализируемого сигнала гармонических колебаний на нескольких частотах. Так, наиболее отчетливое чередование черных и белых областей наблюдаются на частотах 1 Гц. и 2 Гц. на всем протяжении сигнала. Вейвлет анализ различного рода данных зачастую ограничивается визуальным анализом вейвлет-образа. Поэтому количественный анализ результатов преобразования затруднен.

На рис. 2 представлен результат частотно-временного разложения сигнала с помощью преобразования Гильберта-Хуанга.

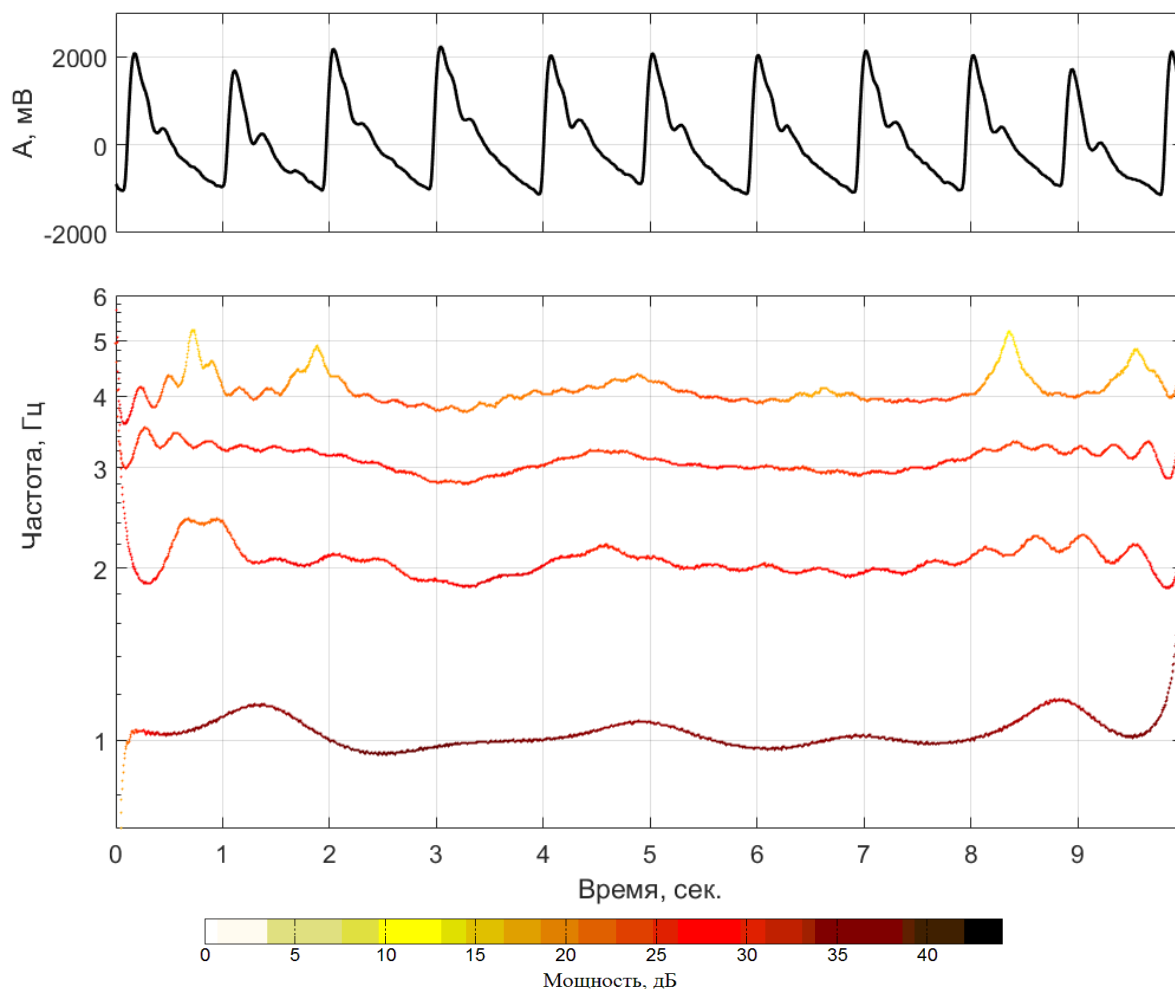


Рисунок 2 - Пульсовый сигнал и частотно-временное распределение его модовых компонент

В результате преобразования мы получили 4 кривые вдоль оси времени, характеризующие изменение спектрального состава рассматриваемого сигнала. Амплитуды мгновенных частот в каждой точке представлены цветами, где более высоким амплитудам соответствуют более темные цвета.

Для сравнительного анализа вейвлет образа и спектра мгновенных частот Гильберта более детально рассмотрен частотный диапазон, соответствующий основной частоте рассматриваемого сигнала. На рис. 3 на вейвлет образ наложена кривая, полученная с помощью преобразования Гильберта-Хуанга. Видно, что кривая проходит по черным овальным областям вейвлет образа, характеризующим динамику изменения основной частоты сигнала. На краях временного отрезка можно заметить несовпадение результатов анализа, что связано с явлением Гиббса в области концевых разрывов сигнала.

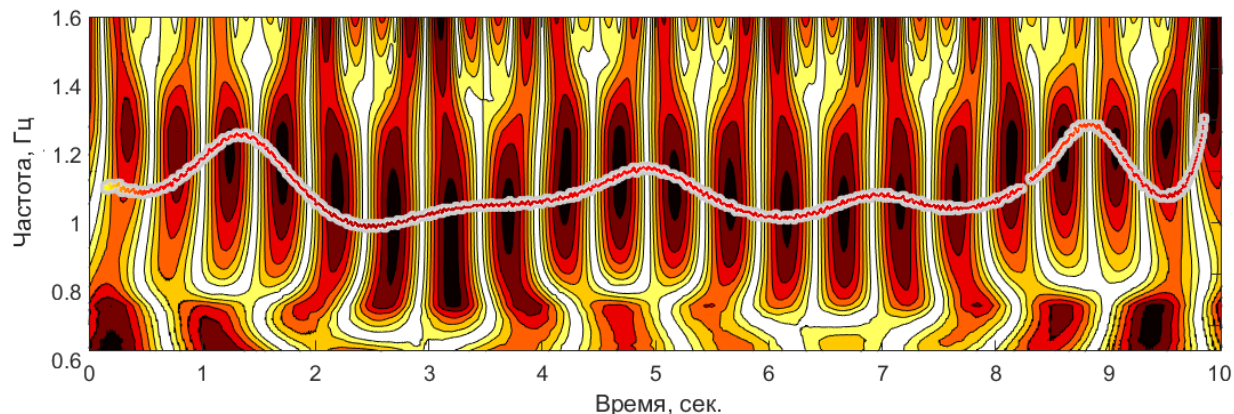


Рисунок 3 - Вейвлет образ и спектр Гильберта модовой функции

Выводы. Т.о. можно сделать вывод, что данные, полученные с помощью двух разных методов, хорошо согласуются между собой. Вейвлет преобразование является более методически обоснованным методом. Одним из преимуществ преобразования Гильберта-Хуанга является возможность количественной оценки результатов анализа.

1. Вейвлеты. От теории-к практике / Дьяконов В. П.М.: СОЛОН-Р, 2002. 448 с.
2. Филатова А.Е., Павлов А.Н., Храмов А.Е. Частотно-временной анализ нестационарных геофизических процессов на основе вейвлетов и эмпирических мод // Вестник ТГУ. 2012. Т. 17. № 5. С. 1428-1432.
3. Huang N.E., Shen S.S.P. The Hilbert-Huang transform and its applications // World Scientific Publishing Co. Pte. Ltd. 2005. 311 p.
4. Омпоков В.Д., Бороноев В.В. Частотно-временной анализ пульсовых сигналов на основе преобразования Гильберта-Хуанга. Журнал радиоэлектроники. 2019.
5. Омпоков В.Д., Бороноев В.В. Комплементарная множественная декомпозиция на эмпирические моды с адаптивным шумом СЕЕМDAN как метод решения основных проблем применения преобразования Гильберта-Хуанга // Журнал радиоэлектроники. 2016. № 9.

МЕТОД МИКРОФИЗИЧЕСКОЙ ЭКСТРАПОЛЯЦИИ В ИССЛЕДОВАНИИ ОПТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ДЫМА

Веретенников В.В., Меньщикова С.С.

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

e-mail: vvv@iao.ru, mss@iao.ru

Представлены результаты восстановления характеристик рассеяния и поглощения света дымовым аэрозолем по данным о его микроструктуре и показателе преломления вещества дымовых частиц. Данные о микрофизических характеристиках получены при обращении спектральных и угловых измерений поляризационных индикатрис рассеяния и коэффициента ослабления света дымом, который образован в результате термического разложения древесных материалов в Большой аэрозольной камере (БАК) ИОА СО РАН. В результате были определены оптические характеристики дыма, которые не измерялись экспериментально (метод микрофизической экстраполяции), такие как угловые и спектральные зависимости индикатрис рассеяния, параметр асимметрии (средний косинус угла рассеяния), спектральные зависимости коэффициентов рассеяния и поглощения, альbedo однократного рассеяния. Представлена временная изменчивость восстановленных оптических характеристик дыма.

В результате природных пожаров образуется огромное количество дымовых частиц, которые выносятся в атмосферу. Как важная составляющая атмосферного аэрозоля, рассеивая и поглощая электромагнитное излучение, дымы участвуют в радиационных процессах и влияют на формирование теплового баланса системы земля – атмосфера. Для корректной оценки роли дымового аэрозоля в процессах переноса излучения требуется знание его оптических свойств, которые зависят от множества трудноконтролируемых факторов, таких как состав горючих материалов, процессы образования частиц, трансформации их микрофизических характеристик и др.

В Большой аэрозольной камере (БАК) ИОА СО РАН проводились исследования оптических характеристик дымовых аэрозолей, которые образуются при термическом воздействии на древесные горючие материалы. Оптические измерения проводились с помощью поляризационного спектрофелометра для 5 углов рассеяния (15, 45, 110, 135 и 165°) в диапазоне длин волн 0,46–0,63 мкм и трассового измерителя прозрачности атмосферы спектральном интервале 0,45–3,9 мкм [1].

Очевидно, что указанных характеристик недостаточно для решения задач переноса излучения в дымовых средах. В частности, требуются данные об индикатрисе рассеяния во всем диапазоне углов рассеяния, альbedo однократного рассеяния. Получение недостающей информации позволяет обеспечить метод микрофизической экстраполяции [2], с помощью которого осуществляется переход от ансамбля измеряемых аэрозольных оптических

характеристик, к другим характеристикам рассеяния и ослабления, которые экспериментально не определялись. Такой переход может быть выполнен для одних и тех же аэрозольных оптических характеристик, но для другого спектрального диапазона, и (или) других углов рассеяния.

В основе микрофизической экстраполяции лежит метод обратных задач аэрозольного светорассеяния. В [3] метод микрофизической экстраполяции реализован применительно к результатам измерений поляризационных индикатрис рассеяния на длине волны 0,546 мкм, полученным в приземном слое атмосферы прибрежного района Черного моря. В результате были восстановлены угловые зависимости компонент матрицы аэрозольного рассеяния в спектральном диапазоне 0,44–0,85 мкм.

В докладе представлены результаты применения микрофизической экстраполяции к измерениям поляризационных индикатрис рассеяния дымового аэрозоля. С использованием алгоритма обращения поляризационных индикатрис рассеяния были восстановлены микроструктура и комплексный показатель преломления пиролизного дыма $m = n - ik$ [4].

Для примера на рис. 1 показано семейство восстановленных интегральных распределений $S(r)$, которые определяют геометрическое сечение дымовых частиц радиусом не менее r в единичном объеме среды для различных моментов времени. Здесь N – номера измерительных циклов, интервал между которыми равен 30 мин. Распределения $S(r)$ получены для оценок $n = 1,55$ и $k = 0,007$, которые слабо менялись в ходе «старения» дыма.

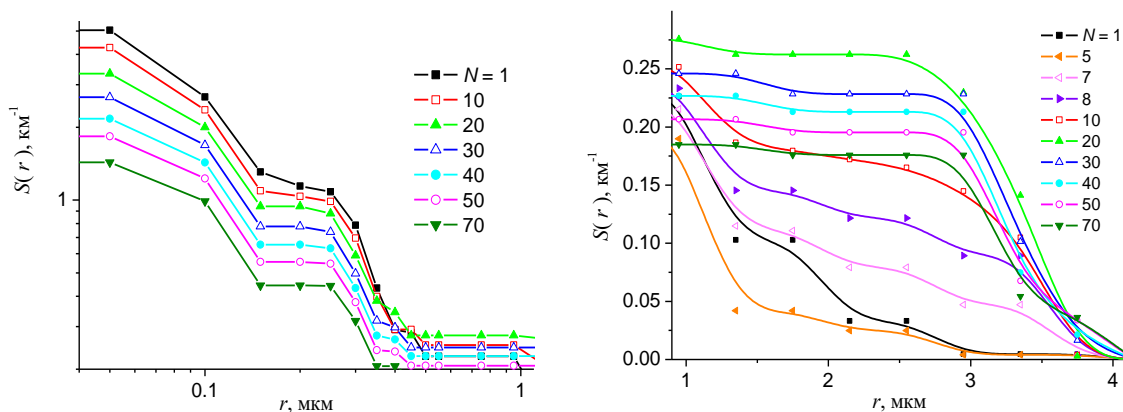


Рисунок 1 - Семейство интегральных функций распределения геометрического сечения частиц $S(r)$ по результатам обращения поляризационных индикатрис; N – номер измерительного цикла

По данным о микрофизических характеристиках дымового аэрозоля (функции распределения $S(r)$ и комплексного показателя преломления $m = n - ik$) с использованием теории Ми были восстановлены временные ряды для спектральных зависимостей аэрозольных

коэффициентов рассеяния σ_{sc} и поглощения σ_{ab} , альbedo однократного рассеяния SAA, угловых зависимостей индикатрисы рассеяния $\mu(\theta)$ и параметра асимметрии (среднего косинуса угла рассеяния $\langle \cos(\theta) \rangle$).

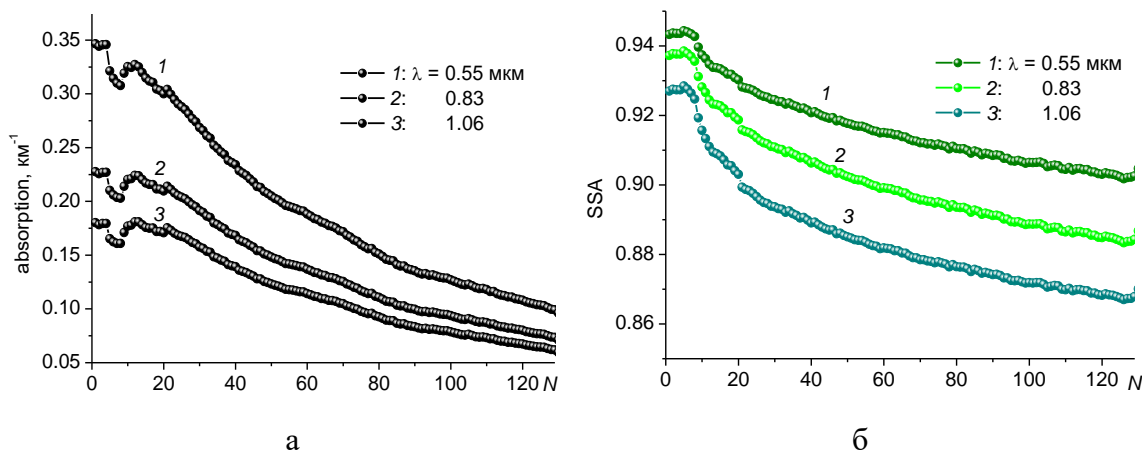


Рисунок 2 - Временная изменчивость восстановленных оптических характеристик пиролизного дыма: а – коэффициента поглощения $\sigma_{ab}(\lambda)$, б – альbedo однократного рассеяния SSA

На рис. 2 представлены временные ряды для коэффициента поглощения $\sigma_{ab}(\lambda)$ и альbedo однократного рассеяния на длинах волн 0,55; 0,83 и 1,06 мкм. Наблюдаемое уменьшение коэффициента поглощения $\sigma_{ab}(\lambda)$ во всех диапазонах спектра обусловлено ранее выявленным понижением объемной концентрации [4] поглощающего вещества за счет осаждения дымовых частиц на поверхность аэрозольной камеры.

Одновременно также происходило монотонное уменьшение альbedo однократного рассеяния SSA, представленное на рис. 2, б. Диапазон и скорость изменения SSA зависит от λ . При $\lambda = 0,55(1,06)$ мкм величина SSA уменьшилась от 0,944(0,928) до 0,902(0,867). Такое «почернение» дыма связано изменением его дисперсного состава в процессе «старения», при котором происходил монотонный рост среднего радиуса частиц от 0,19 до 0,6 мкм.

Временная трансформация угловых зависимостей коэффициента направленного светорассеяния $\mu(\theta)$ и нормированной индикатрисы рассеяния света $\tilde{\mu}(\theta) = \mu(\theta) / \sigma_{sc}$ дымовым аэрозолем на длине волны 0,55 мкм показана на рис. 3. На рис. 3, а наблюдается высокая изменчивость коэффициента направленного светорассеяния $\mu(\theta)$ во всем диапазоне углов рассеяния в процессе «старения» дыма. Для нормированной индикатрисы рассеяния $\tilde{\mu}(\theta)$ (см. рис. 3, б) характерно увеличение ее вытянутости с течением времени, наиболее значительное в области углов $\theta < 6$ град, при слабой изменчивости в области $10^\circ < \theta < 110^\circ$.

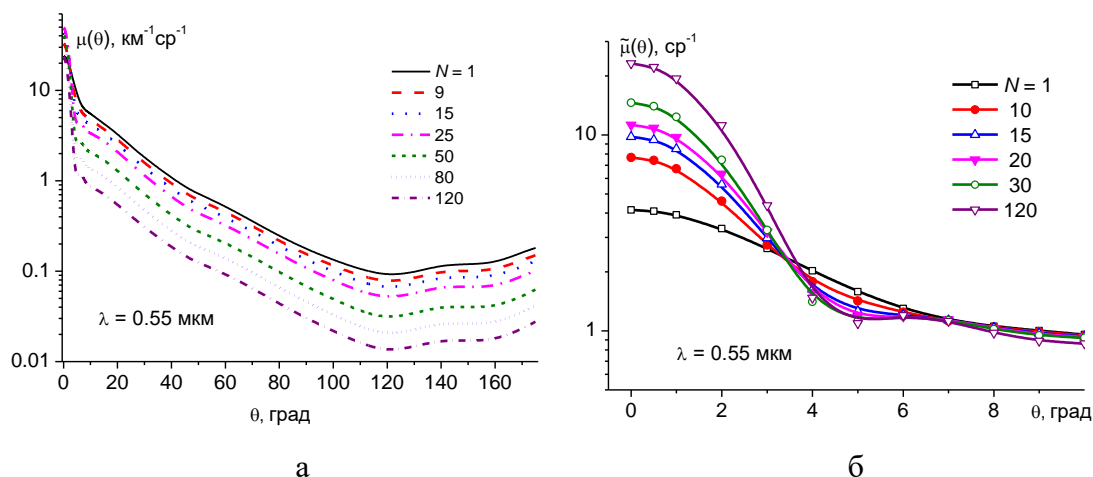


Рисунок 3 - Изменчивость угловых зависимостей а – коэффициента направленного светорассеяния $\mu(\theta)$, б – нормированной индикатрисы рассеяния $\tilde{\mu}(\theta) = \mu(\theta) / \sigma_{sc}$ в процессе «старения» дыма

Количественной характеристикой степени вытянутости индикатрисы рассеяния служит средний косинус угла рассеяния $\langle \cos(\theta) \rangle$. На рис. 4 представлены временные ряды $\langle \cos(\theta) \rangle$, восстановленные для длин волн 0,55; 0,83 и 1,06 мкм. Рост $\langle \cos(\theta) \rangle$ связан с увеличением среднего радиуса дымовых частиц в период наблюдений [4].

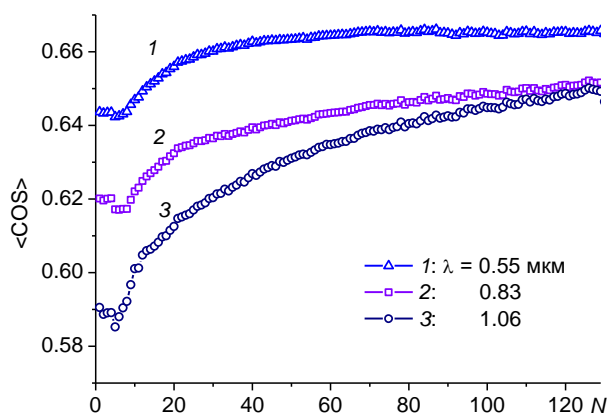


Рисунок 4 - Временная изменчивость $\langle \cos(\theta) \rangle$

Авторы признательны В.Н. Ужегову и В.П. Шмаргунову за предоставленные для анализа экспериментальные данные.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИОА СО РАН.

1. Kozlov V. S., Konovalov I. B., Uzhegov V. N., Chernov D. G., Pol'kin Vas. V., Zenkova P. N., Yausheva E. P., Shmargunov V. P. and Dubtsov S. N. Dynamics of optical-microphysical characteristics of smokes from Siberian wildfires in the big aerosol chamber at the stages of smoke generation and ageing // Proc. SPIE. 2020. V. 11560, 1156046.

2. Розенберг Г.В., Горчаков Г.И., Георгиевский Ю.С., Любовцева Ю.С. Оптические параметры атмосферного аэрозоля // Физика атмосферы и проблемы климата. М.: Наука, 1980. С. 216–257.

3. *Веретенников В.В., Кабанов М.В., Панченко М.В.* Микрофизическая интерпретация однопараметрической модели поляризационных индикатрис // Изв. АН СССР. ФАО. 1986. Т. 22. № 10. С. 1042–1049.

4. *Veretennikov V.V., Uzhegov V.N., Shmargunov V.P.* Microphysical parameters of smoke aerosols based on the results of inversion of aerosol scattering and extinction coefficients in a Big Aerosol Chamber of IAO SB RAS // Proc. SPIE. 2022. V. 12341. 123413A.

ЭФФЕКТ НЕГАТИВНОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ ПРИ РАССЕЙАНИИ СВЕТА НА ЧАСТИЦАХ НЕПРАВИЛЬНОЙ ФОРМЫ

Кустова Н.В.¹, Коношонкин А.В.^{1,2}, Боровой А.Г.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: kustova@iao.ru, sasha_tvo@iao.ru, borovoi@iao.ru, sva@iao.ru

В данной работе мы показываем, что в задаче рассеяния света на одной хаотически ориентированной частице неправильной формы возникает эффект негативной поляризации. Кроме того, мы указываем физический механизм, объясняющий этот эффект, а именно: негативная поляризация появляется в результате вклада в рассеянное излучение от сопряженных квазиплоских траекторий света внутри частицы с двумя полными внутренними столкновениями, которые интерферируют между собой.

В природе большинство частиц, приводящих к рассеянию света, имеют неправильную геометрическую форму. Например, это частицы аэрозоля в атмосфере, частицы реголита, покрывающего поверхность небесных тел и др. Когда размер частиц меньше или немного превышает длину волны падающего света, задача рассеяния света на частицах неправильной формы решается, как правило, численно. Но если размер частицы существенно превосходит длину волны, то все стандартные методы решения уравнений Максвелла в этом случае становятся неприемлемыми, так как приводят к непомерным затратам компьютерных ресурсов. В данном случае альтернативой является метод физической оптики, разрабатываемый в последние годы в ИОА СО РАН [1-3].

В астрофизике, при исследованиях рассеяния солнечного излучения на поверхностях небесных тел около 100 лет назад было замечено, что степень линейной поляризации рассеянного солнечного света, которая равна нулю в направлении рассеяния строго назад, при отклонении наблюдателя от направления строго назад изменяется следующим образом. Вначале она становится отрицательной, затем проходит через некоторый минимум, а потом возрастает, принимая положительные значения. Это явление было названо эффектом негативной поляризации. Хотя за это время было предложено несколько физических механизмов, объясняющих эффект негативной поляризации, ни один из них в настоящее время не признан удовлетворительным [4-6].

С другой стороны, задача рассеяния света в порошкообразных средах типа реголитов имеет много общего с задачей рассеяния света на одной хаотически ориентированной частице неправильной формы. Причина этой аналогии в том, что в рамках геометрической оптики свет в обоих случаях распространяется по хаотическим траекториям.

В рамках этой аналогии, ранее мы показали, что при рассеянии света на одной хаотически ориентированной частице неправильной формы в окрестности направления рассеяния назад образуется когерентный пик обратного рассеяния [7], который был известен также в астрофизике как оппозиционный эффект. В данном докладе мы показываем, что в задаче рассеяния света на одной хаотически ориентированной частице неправильной формы возникает также эффект негативной поляризации. Кроме того, мы указываем физический механизм, объясняющий этот эффект.

В докладе рассматривается задача рассеяния света на хаотически ориентированной частице с формой случайного многогранника, изображенного на рис.1, и с размером 30 длин волн падающего света. Ранее мы показали, что эффект негативной поляризации образуется траекториями фотонов с двумя внутренними столкновениями фотонов с гранями частицы. На рис.1 красной линией представлен вклад всех таких траекторий в интенсивность света, рассеянного в конусе вокруг направления рассеяния строго назад. Синей линией на рис. 1 показан вклад от наиболее значимых 16 траекторий. И следующие пять цветных линий показывают вклад от отдельных траекторий. Напомним, что каждая траектория включает в себя как прямую, так и сопряженную траекторию, где грани кристалла отражают/преломляют свет в обратном порядке. Как видим, все кривые демонстрируют появление пика обратного рассеяния, который образуется за счет интерференции между прямыми и сопряженными траекториями.

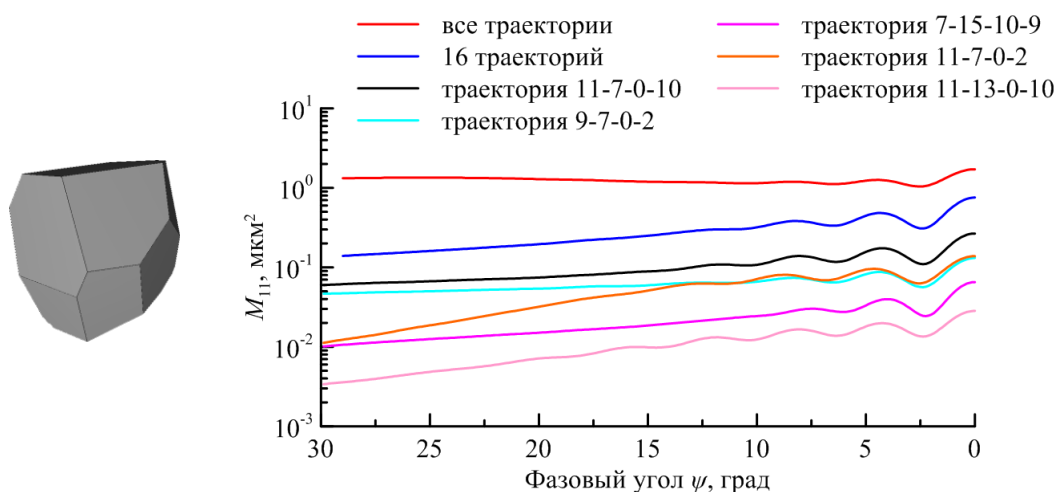


Рисунок 1 – Нормированная интенсивность рассеянного света в конусе направлений рассеяния вокруг направления строго назад

Рисунок 2 показывает степень линейной поляризации P , полученной для тех же сумм траекторий. Как видим, величина P оказывается отрицательной как для суммы всех траекторий (красная линия), так и для наиболее значимых 16 траекторий (синяя линия). Однако отдельные траектории могут давать положительную поляризацию P . Таким образом, степень линейной

поляризации для отдельных траекторий может быть как положительной, так и отрицательной вблизи направления рассеяния назад.

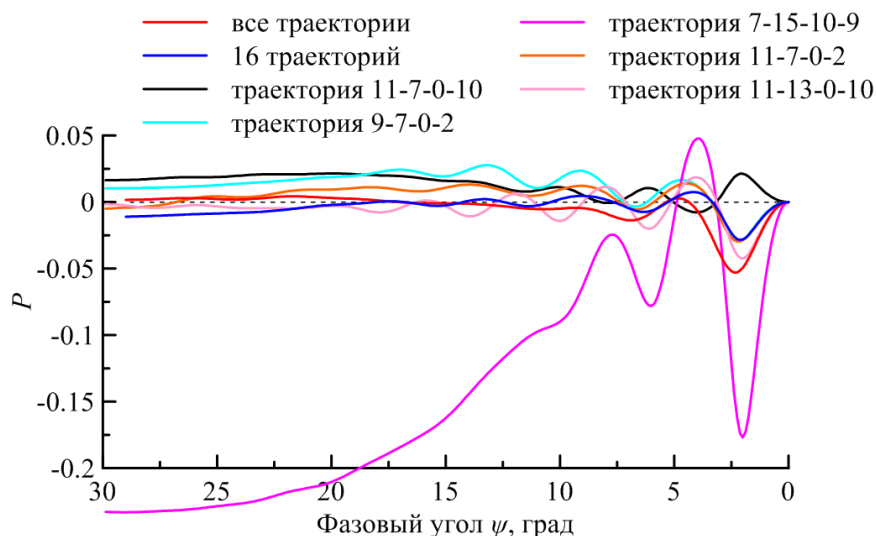


Рисунок 2 – Степень линейной поляризации рассеянного света

Нам надо установить причину нарушения отрицательной поляризации, которая появляется у некоторых траекторий. Для этой цели на рис. 3 и 4 нами показаны все 16 элементов матрицы Мюллера на сфере направлений рассеяния при фиксированной ориентации частицы. Степень линейной поляризации находится интегрированием элемента M_{21} относительно центра круга на рисунках. Здесь поляризация $P(\psi)$ находится как интеграл по окружности с радиусом ψ . Из рисунков 3 и 4 видно, что элементы M_{21} качественно отличаются для траекторий или с одним, или с двумя полными внутренними отражениями. Таким образом, визуально находим, что отрицательная поляризация получается только в случае траекторий с двумя полными внутренними отражениями.

Также можно доказать появление отрицательной поляризации для траекторий с двумя полными внутренними отражениями аналитически на примере простой плоской симметричной траектории. Для этого отобразим символически такую траекторию рисунком 5, где индексами p и s и обозначены параллельная и перпендикулярная составляющие распространяющегося поля. На рисунке 5 пунктиром обозначена плоскость симметрии траектории. Такая симметрия накладывает связь на углы наклона граней частицы α_1 и α_2 , поэтому ход лучей можно описать одним углом α_1 , который соответствует наклону первой грани частицы и соответственно углу падения. Если обозначить угол преломления ζ , то отклонение луча от начального направления $\beta = \alpha_1 - \zeta$. Угол отражения в этом случае будет равен $\gamma = \alpha_2 - \beta$. Поскольку плоскость отражения и преломления для всех четырех актов отражения/преломления луча совпадает, то

результатирующие p и s компоненты поля можно записать в виде $p=p_1 \cdot p_2 \cdot p_2 \cdot p_4$ и $s=s_1 \cdot s_2 \cdot s_2 \cdot s_4$, поскольку из-за симметрии $s_3 = s_2$ и $p_3 = p_2$.

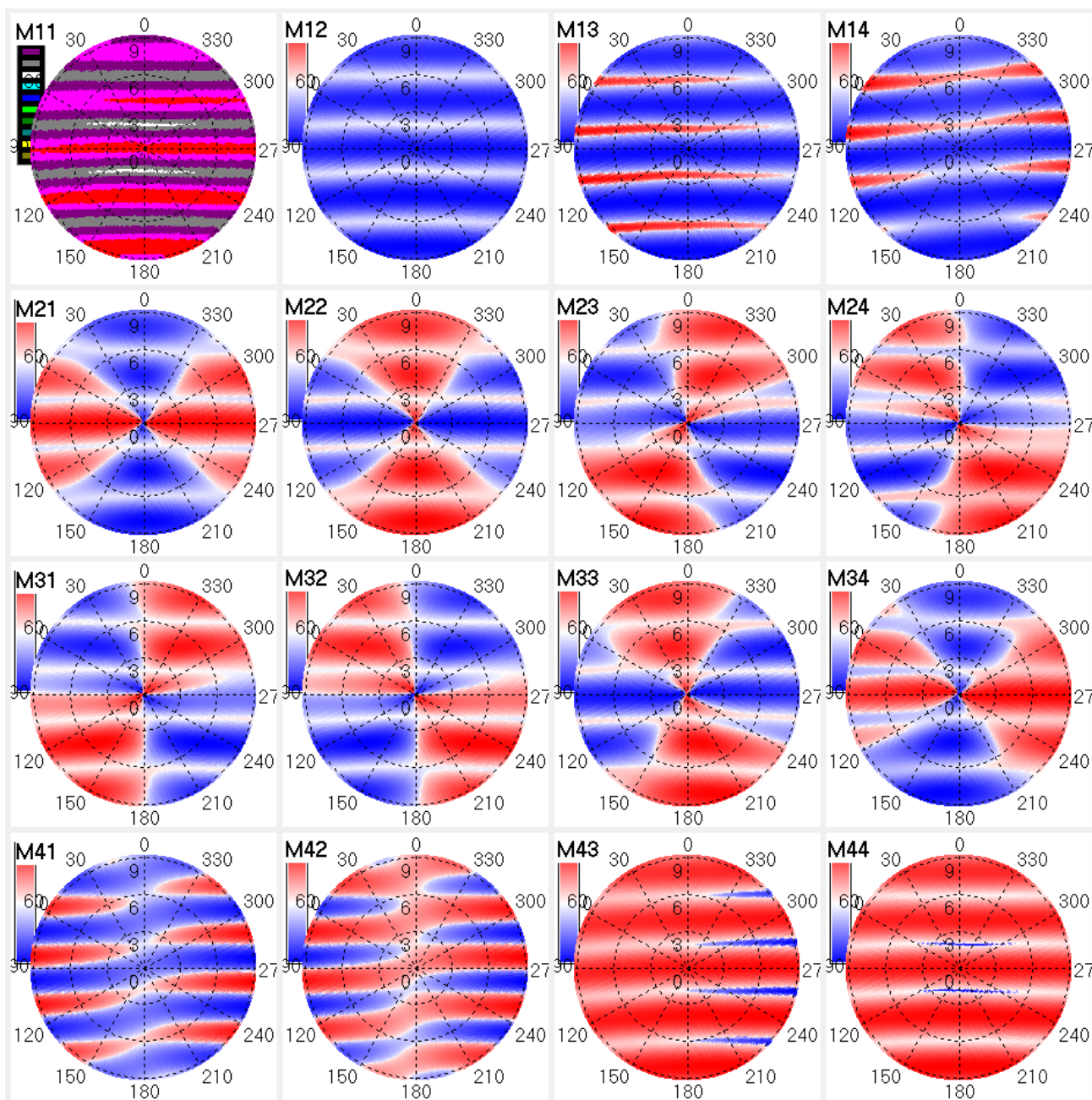


Рисунок 3 – Элементы матрицы Мюллера света, отображенные на сфере направлений рассеяния, при фиксированной ориентации частицы для траектории с одним внутренним столкновением

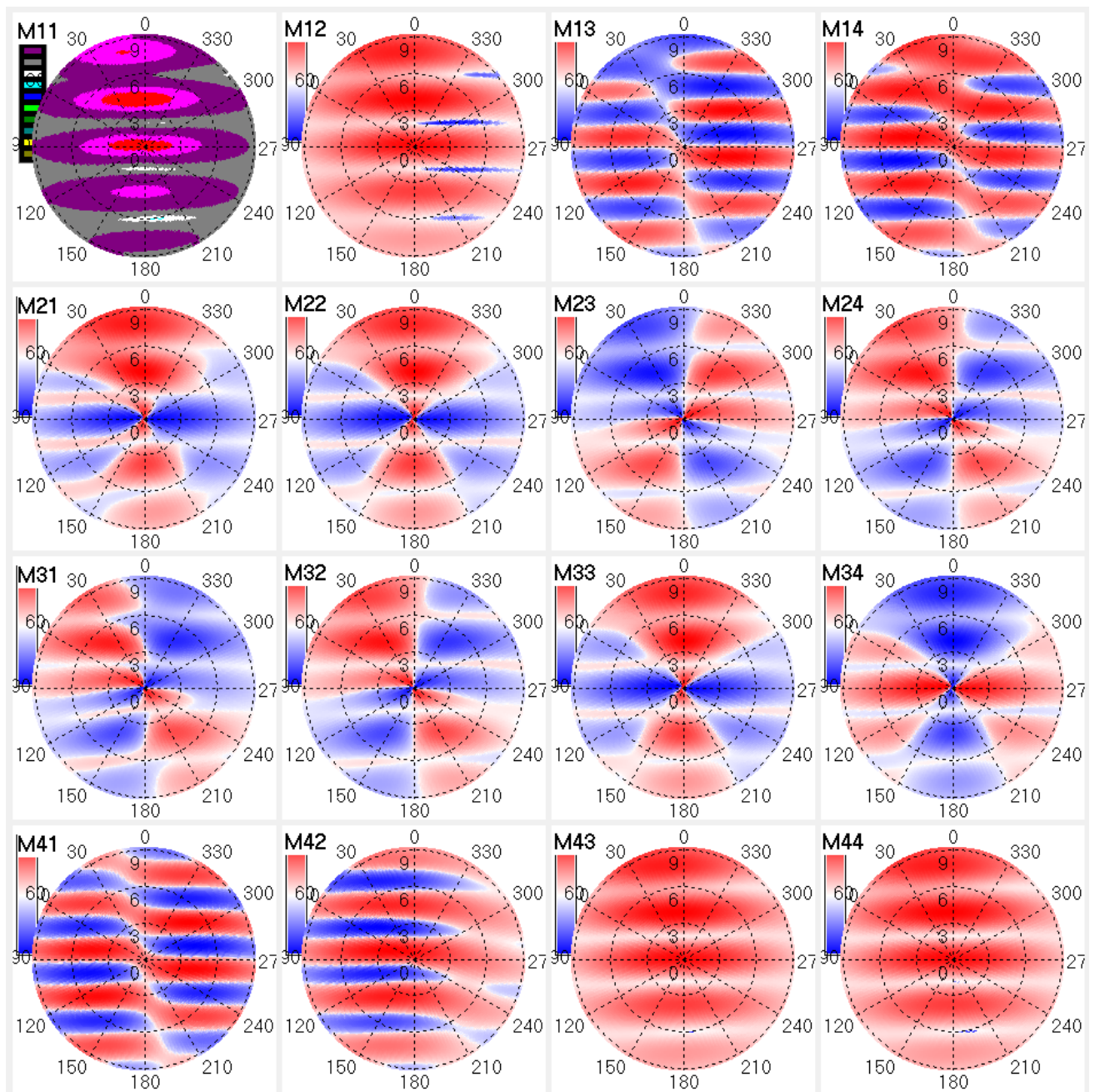


Рисунок 4 – То же, что и на рис. 3 для траектории с двумя внутренними отражениями

Зависимость элементов p , p_1 , p_2 , p_4 и s , s_1 , s_2 , s_4 от угла α_1 представлена на рисунке 6. Результаты анализа показывают, что в результате преломления свет поляризуется в плоскости рассеяния ($p_1 > s_1$, $p_4 > s_4$). Однако в результате отражения, свет поляризуется в перпендикулярно плоскости рассеяния $|s_2| > |p_2|$, до тех пор пока отсутствует полное внутреннее отражение: $\alpha_1 < 36.6$. Итоговая поляризация зависит от наличия полного внутреннего отражения: при углах $\alpha_1 < 36.6$ доминирует поляризация в плоскости перпендикулярной плоскости отражения/преломления $|s| > |p|$, а при появлении двух полных внутренних отражений $\alpha_1 > 36.6$ свет поляризуется в плоскости отражения/преломления $|s| < |p|$. Которая совпадает в данном

случае с плоскостью рассеяния, что приводит к отрицательным значениям степени поляризации:

$$P = \frac{I_{\perp} - I_{\parallel}}{I_{\perp} + I_{\parallel}} = \frac{|s| - |p|}{|s| + |p|}.$$

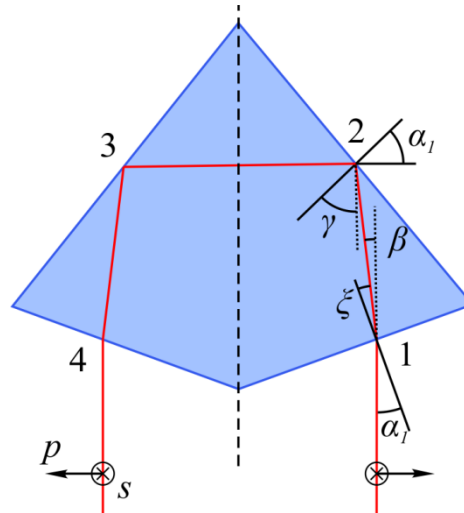


Рисунок 5 – Траектория с двумя внутренними отражениями внутри частицы

Важно отметить, что при усреднении частицы по пространственной ориентации, в направлении рассеяния строго назад степень поляризации равняется нулю в силу описанного выше интегрирования по окружности с радиусом ψ , который стремится к нулю.

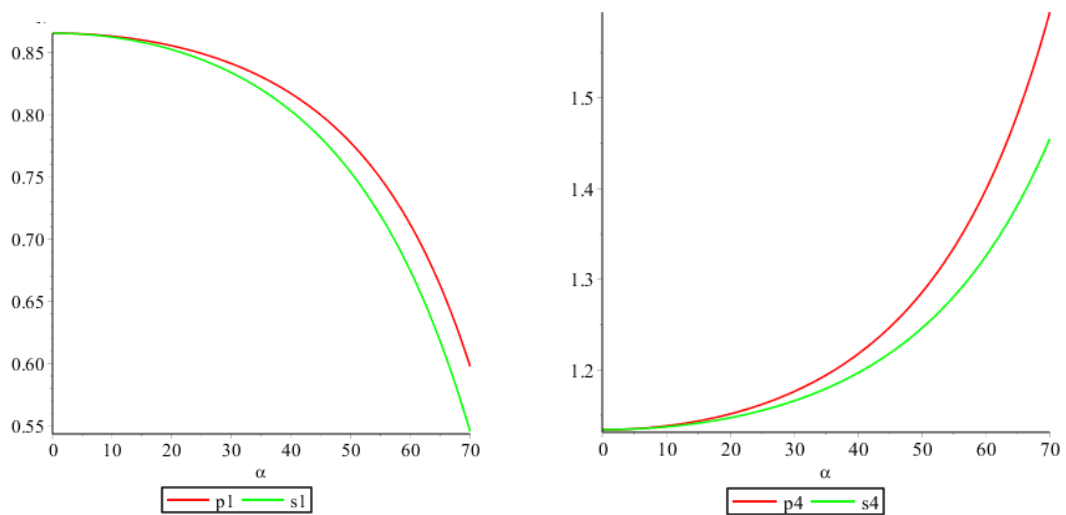


Рисунок 6 – Поляризация света в траектории с двумя полными внутренними отражениями

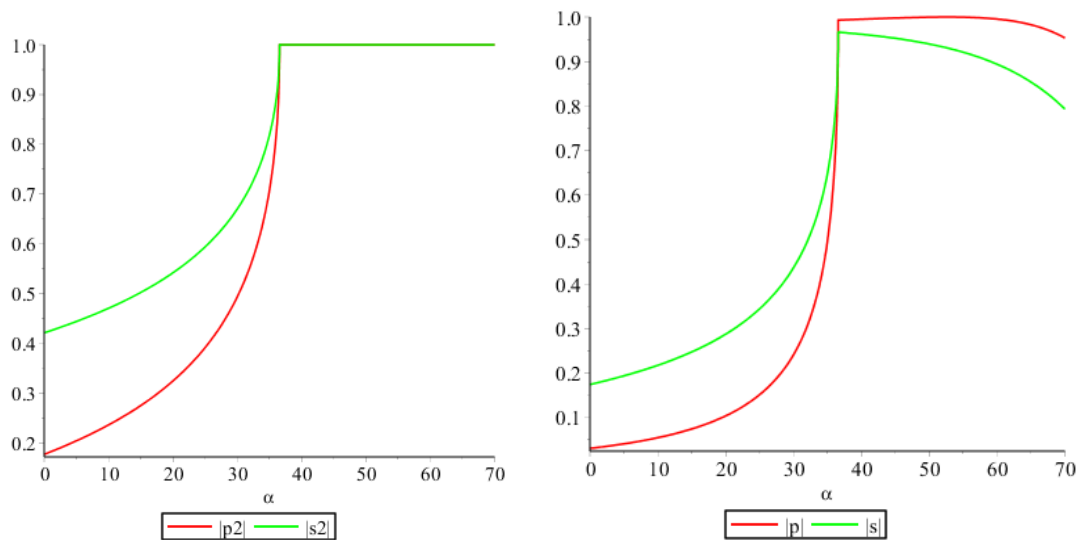


Рисунок 6 – Поляризация света в траектории с двумя полными внутренними отражениями

Таким образом, негативная поляризация появляется в результате вклада в рассеянное излучение от сопряженных квазиплоских траекторий света внутри частицы с двумя полными внутренними столкновениями, которые интерферируют между собой.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-27-00282, <https://rscf.ru/project/22-27-00282/>.

1. 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.

2. Konoshonkin A.V., Kustova N.V., Borovoi A.G., Grynko Y., Förstner J. Light scattering by ice crystals of cirrus clouds: Comparison of the physical optics methods // J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer. 2016. V. 182. P. 12–23.

3. Коношонкин А.В., Боровой А.Г., Кустова Н.В., Шишко В.А., Тимофеев Д.Н. Рассеяние света на атмосферных ледяных кристаллах в приближении физической оптики / М.: ФИЗМАТЛИТ, 2022. 384 с.

4. Shkuratov Yu., Ovcharenko A., Zubko E., Volten H., Muñoz O., Videen G. The negative polarization of light scattered from particulate surfaces and of independently scattering particles // J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer. 2004. V. 88. P. 267–284.

5. Mishchenko M.I., Dlugach J.M., Liu L., Rosenbush V.K., Kiselev N.N., Shkuratov Y.G. Direct solutions of the Maxwell equations explain opposition phenomena observed for high-albedo solar system objects // Astrophys. J. Lett. 2009. V. 705. L118–L122.

6. Grynko Y., Shkuratov Y., Forstner J. Intensity surge and negative polarization of light from compact irregular particles // Opt. Lett. 2018. V. 43. P. 3562–3565.

7. 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. P. 32984–32993.

ВОССТАНОВЛЕНИЕ ИНТЕГРАЛЬНОЙ ФУНКЦИИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СЧЕТНОЙ КОНЦЕНТРАЦИИ АЭРОЗОЛЯ ИЗ ХАРАКТЕРИСТИК СВЕТОРАССЕЯНИЯ

Веретенников В.В., Меньщикова С.С.

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

e-mail: vvv@iao.ru, mss@iao.ru

Рассмотрена задача определения интегральной функции распределения счетной концентрации аэрозольных частиц по данным о функции распределения геометрического сечения аэрозоля. Предполагается, что интегральное распределение геометрического сечения определяется из решения обратной задачи для характеристик аэрозольного светорассеяния. Показано, что связь между двумя микроструктурными характеристиками описывается интегральным уравнением Вольтерра 2-го рода. Предложен конечно-разностный алгоритм решения задачи. Представлены результаты применения метода для восстановления распределения счетной концентрации частиц дыма, который образован при термическом разложении древесины сосны в Большой аэрозольной камере ИОА СО РАН.

Для восстановления микроструктуры аэрозоля из характеристик светорассеяния в [1] предложено использовать интегральные функции распределения при описании дисперсного состава аэрозольных частиц. При таком подходе произвольная характеристика аэрозольного светорассеяния, например, объемный коэффициент ослабления $\varepsilon(\lambda)$, может быть представлена в виде интеграла Римана-Стилтьеса

$$\varepsilon(\lambda) = \int_0^R \sigma_{ex}(\lambda, r) dN(r), \quad (1)$$

где $\sigma_{ex}(\lambda, r)$ – сечение ослабления света частицей радиуса r на длине волны λ ; $N(r)$ – общее количество частиц в единичном объеме среды с радиусом меньше r .

Если вместо распределения $N(r)$ рассматривать суммарное геометрическое сечение частиц $S(r)$ с радиусом меньше r , то получим эквивалентное представление

$$\varepsilon(\lambda) = \int_0^R K(\lambda, r) dS(r), \quad (2)$$

в котором $K(\lambda, r) = \sigma_{ex}(\lambda, r)/(\pi r^2)$ – соответствующий фактор эффективности ослабления.

Важным преимуществом использования уравнений вида (1) – (2) является возможность построения приближенного устойчивого решения обратной задачи путем минимизации функционала невязки на множестве монотонных ограниченных функций без дополнительных ограничений на искомое решение и привлечения регуляризирующих процедур. Для обращения

уравнения (2) были разработаны численные алгоритмы, в которых искомое распределение $S(r)$ аппроксимировано кусочно-линейной функцией по формуле

$$S(r) = \sum_{j=1}^n S_j B_j(r), \quad (3)$$

где $S_j = S(r_j)$ ($S(0) = 0$), $B_j(r)$ – базисные функции. При такой аппроксимации множество функций $S(r)$ переходит во множество векторов S с неубывающими компонентами:

$$0 < S_1 \leq S_2 \leq \dots \leq S_n \leq C_S, \quad (4)$$

где C_S – верхняя граница суммарного сечения частиц, которую необходимо задавать априорно при практической реализации метода. В [1] предложены оценки C_S на основе информации о допустимой области изменения среднего фактора эффективности ослабления $\bar{K}(\lambda)$ на множестве допустимых микроструктурных моделей.

При рассмотрении распределения $N(r)$ в качестве искомой функции в уравнении (1), необходимо аналогично оценивать верхнюю границу полной концентрации частиц $N(R)$, что практически осуществить сложно вследствие большой неопределенности получаемых оценок.

Для восстановления функции $N(r)$ вместо обращения уравнения (1) можно воспользоваться функциональной связью между распределениями $N(r)$ и $S(r)$, которая имеет следующий вид:

$$S(r) = \pi[r^2 N(r) - 2 \int_0^r \rho N(\rho) d\rho]. \quad (5)$$

Рассматривая $N(r)$ в качестве неизвестной функции, представим (5) в виде уравнения Вольтерра 2-го рода

$$N(r) = 2 \int_0^r (\rho / r^2) N(\rho) d\rho + S(r) / (\pi r^2), \quad (6)$$

которое имеет единственное непрерывное решение [2]. Уравнение (6) легко можно обобщить для функций $\hat{N}(r) = N(r) - N(r_0)$, которые определяют концентрацию частиц, заключенных в интервале $[r_0, r]$:

$$\hat{N}(r) = 2 \int_{r_0}^r (\rho / r^2) \hat{N}(\rho) d\rho + [S(r) - S(r_0)] / (\pi r^2). \quad (7)$$

Если обозначить через r_0 границу между субмикронной и грубодисперсной фракциями частиц, то значение $\hat{N}(R)$ будет определять счетную концентрацию грубодисперсных частиц.

Для решения уравнений (6), (7) разработан конечно-разностный алгоритм, который для сетки узлов $\{r_j\}$, заданных с равномерным шагом $\Delta = R/n$, можно записать в виде

$$\begin{aligned} N_j &= [(S_j - S_0) / \pi + 2\Delta\sigma_j] / (r_j r_{j-1}), \\ \sigma_{j+1} &= \sigma_j + r_j N_j, \\ j &= 1, \dots, n, \quad \sigma_1 = 0. \end{aligned} \quad (8)$$

В качестве примера на рис. 1 представлена динамика изменчивости распределений счетной концентрации $N(r)$ дымовых частиц с радиусами от $r_0 = 0,1$ мкм до r , восстановленных по распределениям геометрического сечения $S(r)$. Распределения $S(r)$ были получены в результате решения обратной задачи для поляризационных индикатрис рассеяния дыма, измеренных в Большой аэрозольной камере ИОА СО РАН [3]. Значения k на рисунке определяют номера измерительных циклов, интервал между которыми равен 30 мин.

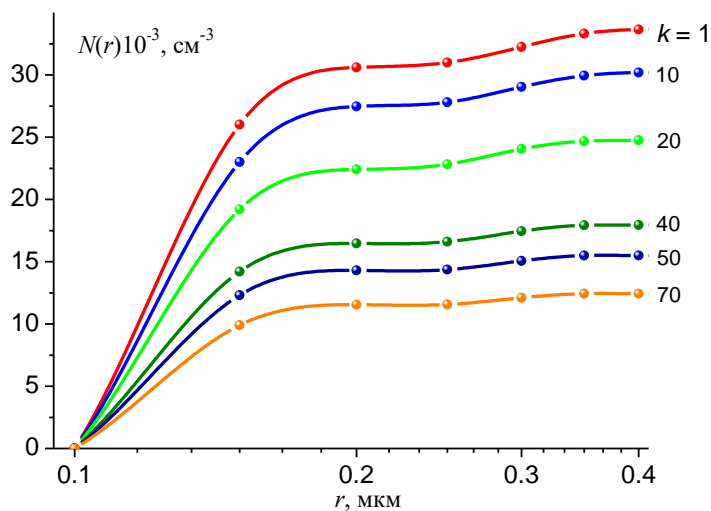


Рисунок 1 - Временная трансформация интегральной счетной концентрации $N(r)$ дымовых частиц радиусом более 0,1 мкм, восстановленных по распределениям геометрического сечения $S(r)$

На рис. 2, а представлен временной ход распределений $N(r)$ частиц дыма для некоторых фиксированных значений r . В частности, кривая 1 описывает изменчивость полной концентрации частиц с радиусами от 0,1 до 4,15 мкм. Максимальное значение $N(4.15)$ составляет около $3400/\text{см}^3$ частиц, которое отмечается в начальный момент наблюдений. Кривой 3 соответствует вклад частиц с радиусами в узком диапазоне 0,1 – 0,15 мкм. В отличие от остальных зависимостей на кривой 3 наблюдается максимум при $k = 5$, или спустя 2,5 ч от

начала наблюдений. В целом, начиная с $N = 5$, временной ход всех зависимостей изменяется по экспоненциальному закону.

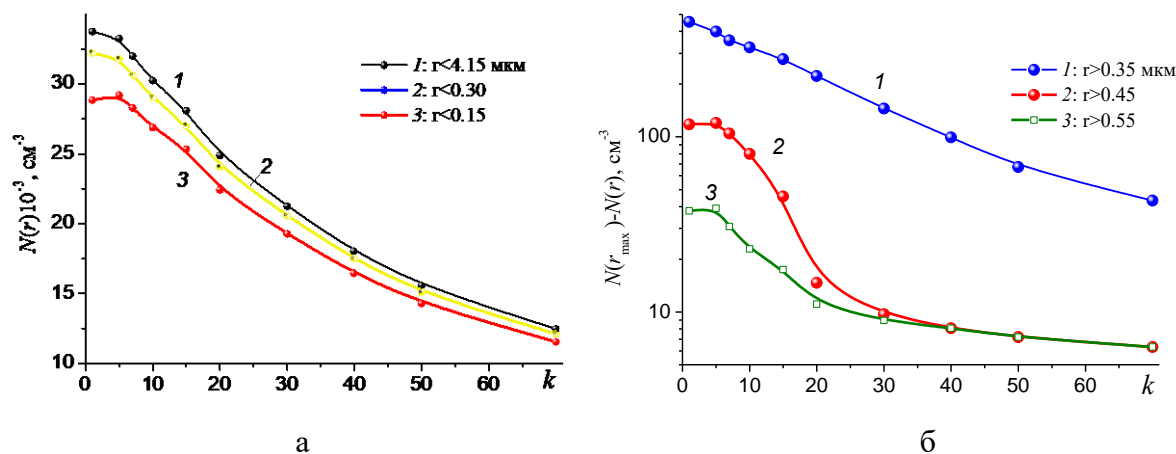


Рисунок 2 - Временной ход интегральной счетной концентрации $N(r)$ дымовых частиц: а – радиусы частиц меньше r ; б – радиусы частиц больше r

Рис. 2, б дает возможность проследить временной ход концентрации частиц, радиус которых превышает r . Из рисунка видно, что на начальном этапе в аэрозоле присутствовало около $450/\text{см}^3$ частиц радиусом больше $0,35 \text{ мкм}$ и только около $40/\text{см}^3$ частиц радиусом более $0,55 \text{ мкм}$. При $r > 0,45 \text{ мкм}$ значение $N(r)$ сохраняется неизменным до $k = 5$ (кривые 2 и 3), в то время как при включении в рассмотрение более мелких частиц концентрация монотонно убывает с момента начала наблюдений (кривая 1). В докладе обсуждается связь изменчивости распределений $N(r)$ с особенностями временного хода объемной концентрации и среднего радиуса дымовых частиц.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИОА СО РАН.

1. Веретенников В.В. Обратные задачи солнечной фотометрии для интегральных аэрозольных распределений. I. Теория и численный эксперимент в субмикронной области размеров частиц // Оптика атмосф. и океана. 2006. Т. 19. № 4. С. 294–300.

2. Краснов М.Л. Интегральные уравнения. (Введение в теорию). М.: Наука, 1975. 304 с.

3. Veretennikov V.V., Uzhegov V.N., Shmargunov V.P. Microphysical parameters of smoke aerosols based on the results of inversion of aerosol scattering and extinction coefficients in a Big Aerosol Chamber of IAO SB RAS // Proc. SPIE. 2022. V. 12341. 123413A.

ИССЛЕДОВАНИЕ СРЕДНЕЙ АТМОСФЕРЫ РЭЛЕЕВСКИМ ЛИДАРОМ В ЯКУТИИ

Николашкин С.В., Титов С.В.

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

г. Якутск, Россия

e-mail: nikolashkin@ikfia.ysn.ru, stitov@ikfia.ysn.ru

В ходе зондирования в 2012 году наблюдалось нетипичное наполнение стратосферного аэрозоля на различных высотных уровнях, мы это связываем с протонными вспышками на солнце 23 января и 7 марта 2012 года, также в 2013 году был зафиксирован аэрозольный слой от Челябинского метеорита. Рассмотрены особенности формирования и распада ВСП около Якутска и их зависимость от фаз квази-двухлетних колебаний (КДК) экваториального среднего зонального ветра, и индекса Niño3.4 SST. А также влияние ВСП на интенсивность мюонной компоненты вторичных космических лучей. Описан случай прохождения ВГВ зарегистрированный лидаром и камерой всего неба. Работа выполнена в рамках государственного задания (номер госрегистрации №122011700172-2).

Основные характеристики лидара. С 2004 г. в ИКФИА СО РАН (г. Якутск) на полигоне ШАЛ (61.66N, 129.37S) запущен на постоянную эксплуатацию стратосферный лидар. В качестве передатчика используется твердотельный лазер LQ-129B (Фирма SolarLS, Минск) (NdYAG) мощностью 300 мДж на второй гармонике с длиной волны 532 нм, с длительностью импульса 13 нс в моноимпульсном режиме, работающий на частоте 20 Гц. Приемником служит направленный в зенит телескоп системы Ньютона с диаметром 0,6 м и фокусным расстоянием 2 м. Пространственное разрешение системы от 75 до 300 м в зависимости от задачи. Регистрация ведется на компьютере через специальный блок счета фотонов, подсоединяемый через USB 2.0 порт, при помощи интерфейсной программы, написанной с использованием пакета виртуальных приборов LabView 6.1.

Аэрозольные исследования. За период наблюдений с 2004 по 2017 год проведено около 2300 сеансов лидарного зондирования средней атмосферы. В ходе обработки данных за 20 февраля 2013 г. был обнаружен аэрозольный слой на высоте 39-40 км с коэффициентом аэрозольного рассеяния $R \sim 1,5$. Слой отчетливо наблюдался на 5 профилях, полученных с временным интервалом 10 минут, начиная с 23:41 до 00:21 LT (UT+10), а на профилях в 20:34 и на 03:02 и последующих его нет. Максимальное значение коэффициента аэрозольного рассеяния составляет 1,69 на высоте 39,55 км в 23:51, а минимальное значение коэффициента аэрозольного рассеяния составляет 1,36 на высоте 39,25 км в 00:21 (рис. 1).



Рисунок 1 - Профили коэффициента аэрозольного рассеяния 20.03.13 по лидарным измерениям в Якутске. Вертикальные линии сетки соответствуют $R=1$, и каждое измерение смещено на 1 для удобства восприятия

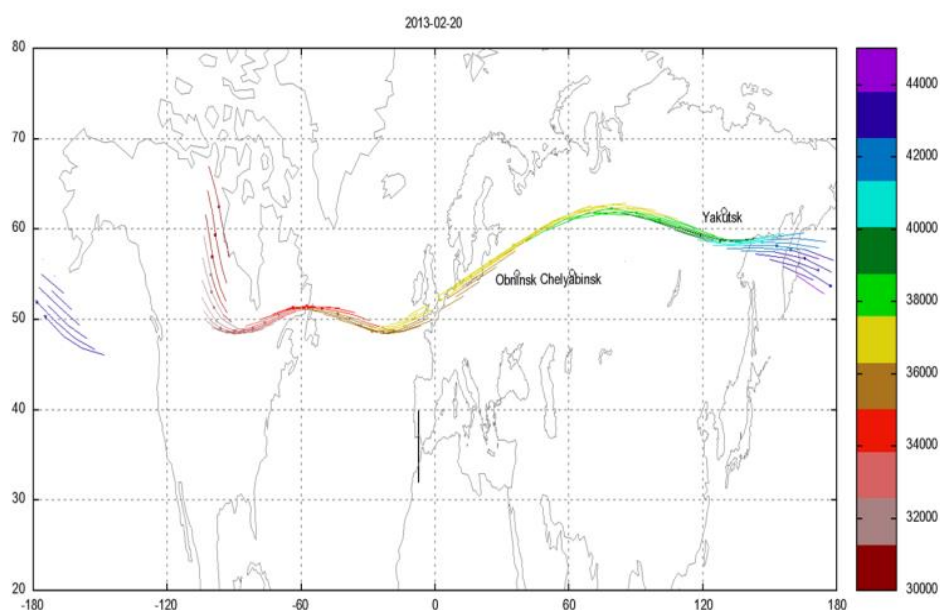


Рисунок 2 - Карты траекторий воздушных масс с 20 февраля 2013. построены суточные отрезки траекторий за эту дату от 0 до 24 часов, цветом показаны высоты траекторий

Нашими коллегами из Сибирского федерального университета (г. Красноярск) были произведены расчеты траекторий воздушных масс для интервала дат с 15 по 28 февраля, начатых с момента наблюдения образования метеорного следа 15 февраля в 3:20 UT на высотах от 30 до 42 км, с шагом 0.25 км по высоте. Переносимый атмосферной циркуляцией метеорный след достиг в первый раз Якутска 15-16 февраля, следующий раз при втором витке 20-21 февраля (рис.2) и на третьем витке 24-25 февраля. К сожалению, 15-16 февраля лидарное

зондирование не проводилось, а 24-25 февраля в данных аэрозольный слой не обнаруживался. Этот аэрозольный слой был вызван прохождением болида через атмосферу.

При анализе результатов наблюдений коэффициента аэрозольного рассеяния R с января по март 2012 г., во время солнечных протонных событий (СПС). Обнаружено аэрозольное наполнение на уровне стратосферы после солнечных протонных событий 23-24 января и на уровне мезосферы после солнечных протонных событий 7-8 марта (рис. 3, рис.4) Такая высотная разность в образовании аэрозоля, по-видимому, связана с разностью высоты ионизации атмосферы заряженными частицами [1,4].

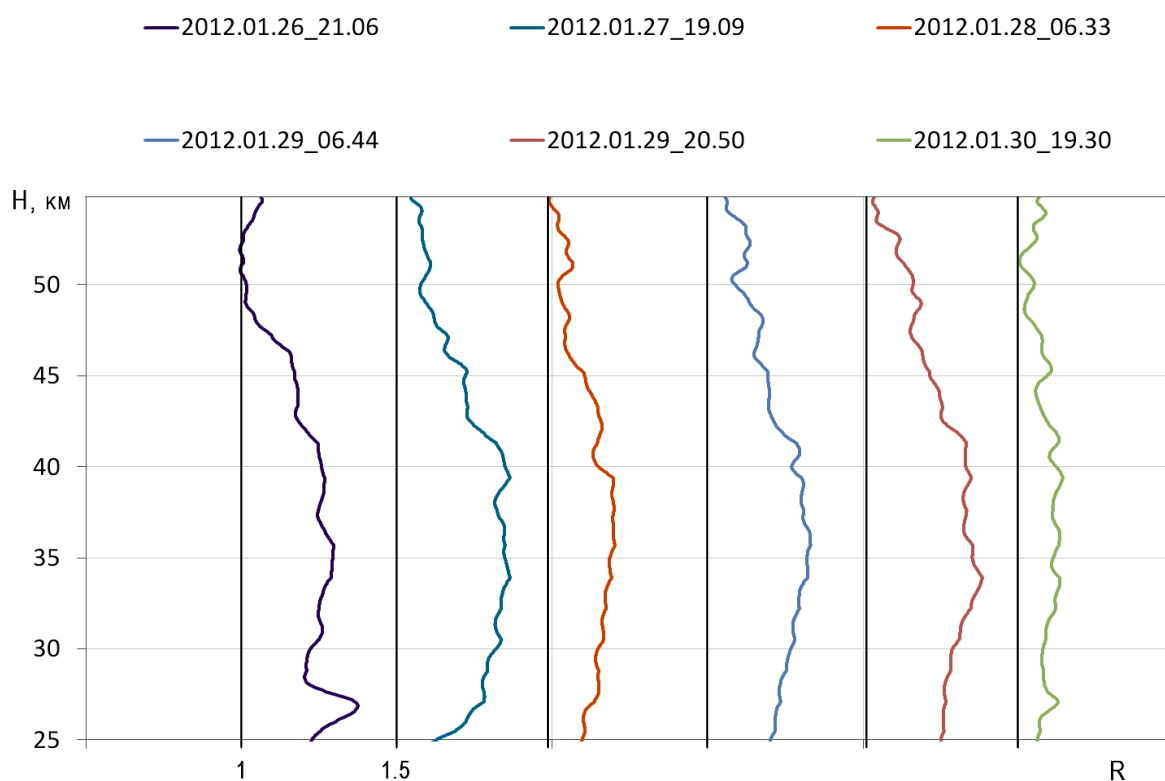


Рисунок 3 - Профили коэффициента аэрозольного рассеяния с 26 по 30 января 2012 по лидарным измерениям в Якутске

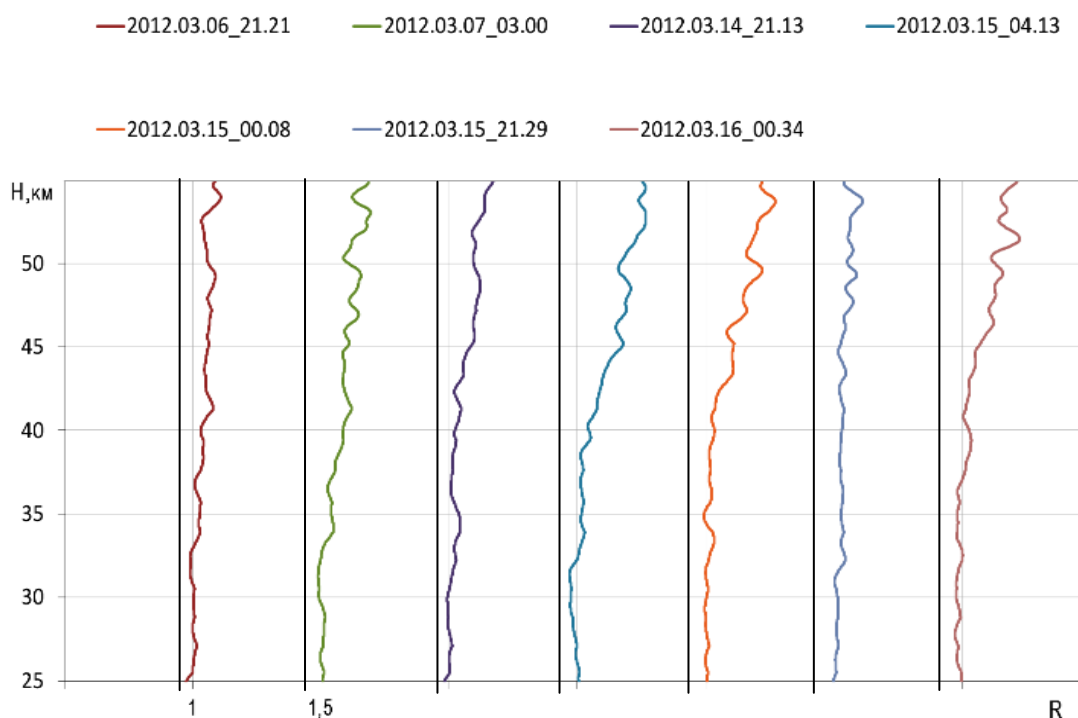


Рисунок 4 - Профили коэффициента аэрозольного рассеяния 6,7,14,15,16 марта 2012 по лидарным измерениям в Якутске

Исследования температуры средней атмосферы во время ВСП. Полярная и субполярная зимняя стратосфера Северного полушария характеризуется весьма динамичным поведением, связанным с взаимодействием распространяющихся в тропосфере планетарных волн со стоячей волной орографического происхождения, также средним зональным потоком. При определенных условиях это взаимодействие приводит к явлению т.н. внезапного стратосферного потепления. ВСП характеризуются резким повышением температуры в стратосфере и наблюдаются в зимний период в полярных и субполярных зонах. В зависимости от величины потепления и наличия обращения направления среднего зонального ветра с западного на восточное его подразделяют на типы «major» и «minor» [2,3,5].

Для примера на Рис.5, представлены результаты лидарных и спутниковых измерений температурного профиля атмосферы около Якутска за зиму 2011-2012 гг. Высотно-временной ход температуры построен по данным 65 ночных лидарных зондирований с промежутками от 1 до 7 дней, и 41 ночного измерения температуры со спутника MLS (Aura) с промежутками от 1 до 10 дней в зависимости от пролета спутника около точки наблюдения. Разница в измеренных температурах составила не более 10 градусов, что, по-видимому, вызвано тем, что спутник пролетает не точно над пунктом наблюдения, а на некотором удалении, в зависимости от траектории, и самим методом лимбовых измерений температурного профиля.

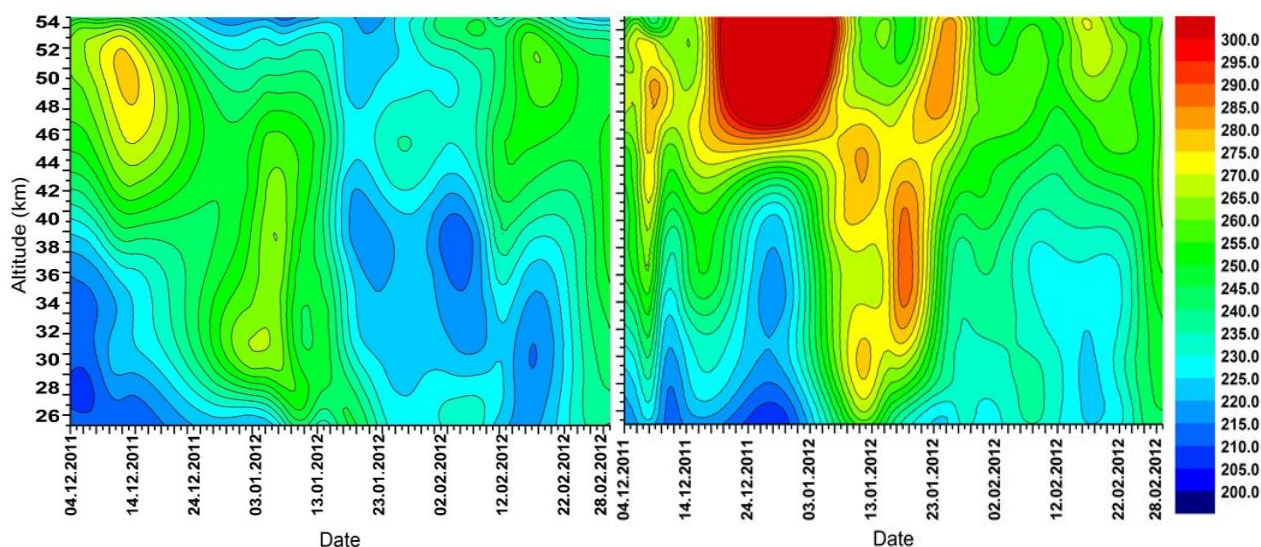


Рисунок 5 - Пример высотно-временной ход температуры зимний период 2011-2012 по данным лидара (справа) и прибора MLS спутника «Aura» (слева)

Связь ВСП около Якутска с КДК и индексом Nino 3.4 SST. Для исследования зависимости характеристик ВСП, зарегистрированных над Якутском от фаз квазидвухлетних колебаний (КДК) экваториального средне зонального ветра (ЭСЗВ) и индексом Nino 3.4 SST. Мы рассмотрели временной ход стратосферного ветра на уровне 10 гПа на станции Сингапур (Рис.6) и временной ход среднемесячной температуры поверхности океана (SST) в районе Nino 3.4 (рис. 7). На графиках нанесены события ВСП (круглыми маркерами обозначены потепления типа «тајог», квадратными – «миног» за весь период проведения лидарных наблюдений в Якутске). Из рисунка видно, что ВСП над Якутском происходят в основном в моменты локальных экстремумов скорости ветра, за исключением потепления зимы 2010-2011 года. Из 12 событий ВСП 10 приходится на локальный минимум индекса Nino 3.4 SST, причем из них 7 событий ВСП типа «тајог» и 3 события типа «миног». Данный результат говорит о существовании динамической связи скорости экваториальной стратосферной циркуляции с динамикой атмосферы средних и высоких широт и связанными с ней атмосферными неустойчивостями в зимнее время.

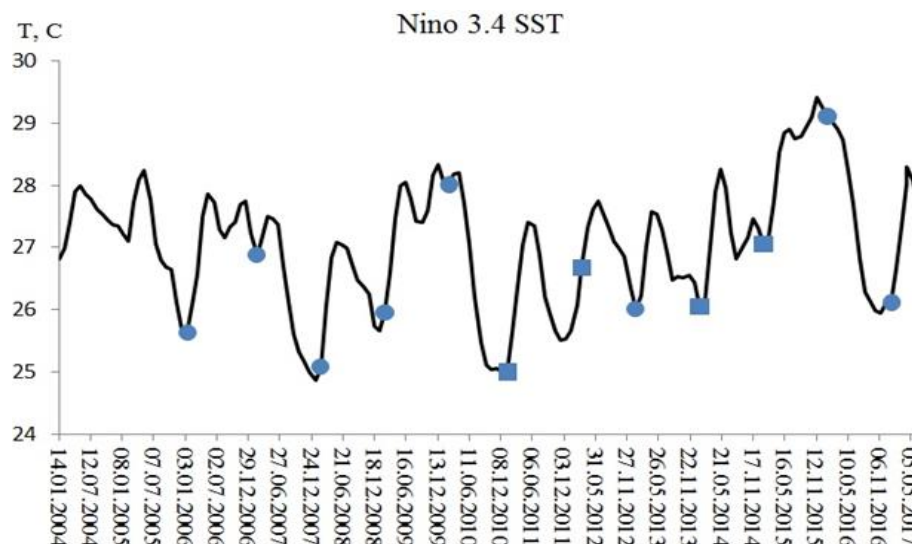


Рисунок 6 - Высотно-временной ход ЭСЗВ на уровнях 10 гПа. Маркерами обозначены моменты

ВСП над Якутском

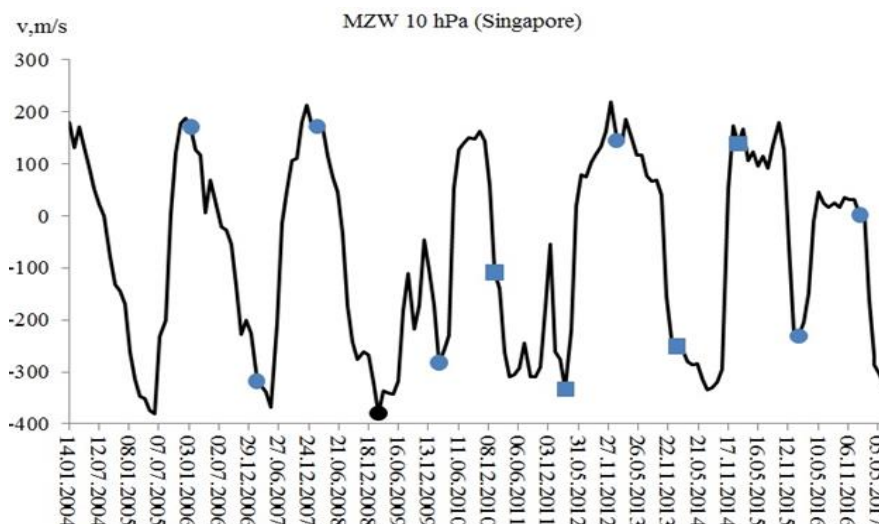


Рисунок 7 - Временной ход среднемесячной температуры поверхности океана в районе Nino

3.4. Маркерами показаны моменты ВСП над Якутском

Влияние ВСП на интенсивность мюонной компоненты вторичных космических лучей. В результате анализа двух событий зимних стратосферных потеплений над Якутском – 2010 г. (major) и 2011 г. (minor) показано, что ВСП влияют на интенсивность потока мюонов, зарегистрированных подземным мюонным телескопом станции космических лучей «Якутск» на глубине 40 м водного эквивалента. В анализе использовались среднесуточные значения данных температуры и мюонов. Данный период также был выбран во время минимума солнечной активности для исключения случаев вспышек и Форбуш-эффектов в космических лучах. В обоих случаях обнаруживается влияние резкого повышения температуры стратосферы вовремя ВСП в виде роста интенсивности мюонов. Аналогичный результат по данным нейтринного детектора MINOS получен в [7], где авторы установили связь интенсивности мюонов с

положением стратосферного полярного вихря и, связанным с ним изменением давления и направления ветра с соответствующим изменением эффективной для образования мюонов температуры.

Установлено, что наиболее соответствует вариации интенсивности мюонов температура на уровне 14 км рисунок 8 в случае ВСП над Якутском, когда наблюдается также разворот средне-зонального ветра на уровне 10 кПа. А в периоды слабых потеплений наиболее эффективной оказалась температура на уровне 20 км рисунок 9, когда не наблюдается разворот среднего зонального ветра.

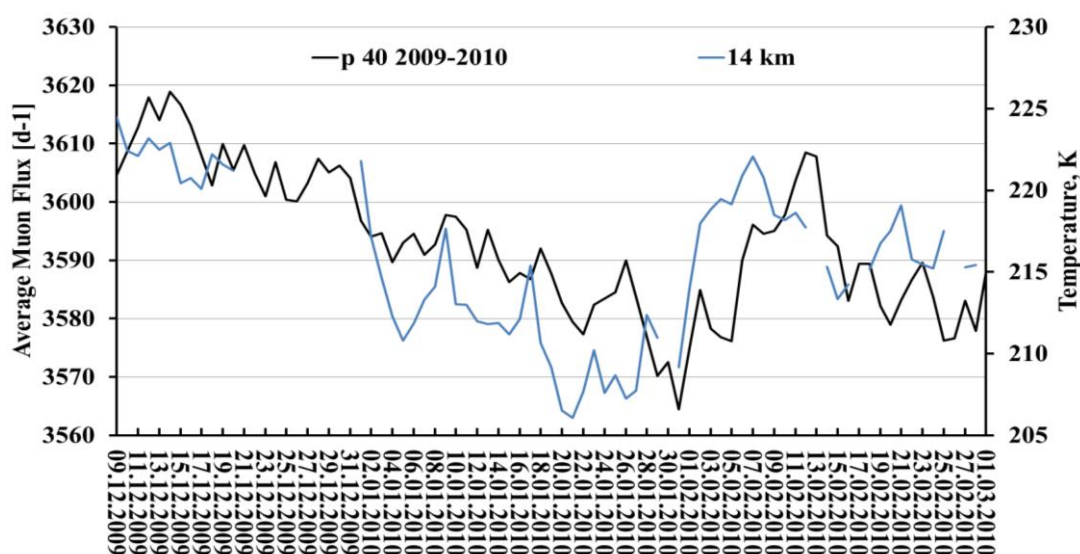


Рисунок 8 - Ход потока мюонов и стратосферной температуры на уровне 14 км над Якутском в зимний сезон 2009-2010 гг.

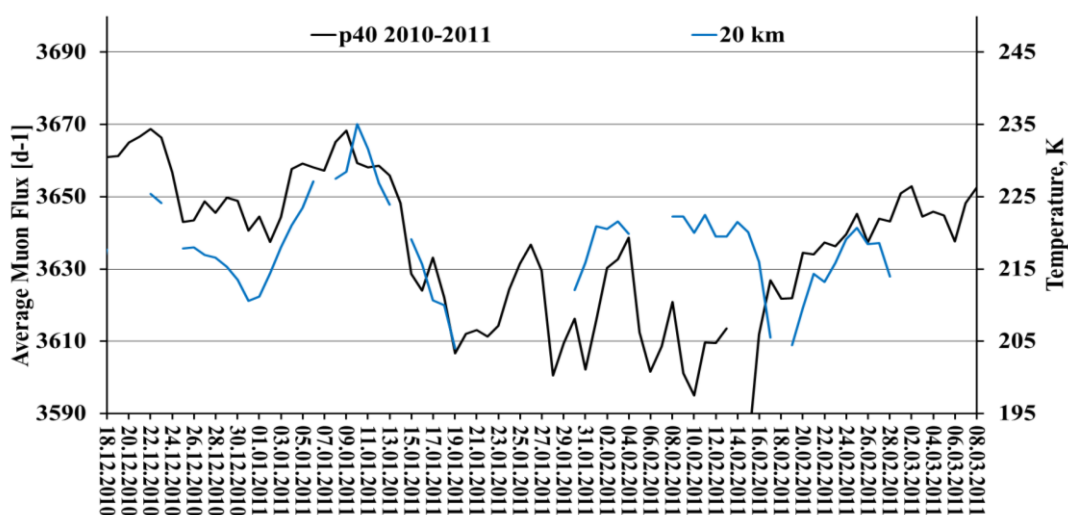


Рисунок 9 - Ход потока мюонов и стратосферной температуры на уровне 20 км над Якутском в зимний сезон 2010-2011 гг.

Исследование параметров ВГВ в средней атмосфере. Для исследования волновых процессов было использовано, непрерывное вейвлет-преобразование с помощью материнского

вейвлета Гауссиана 8-го порядка. Флуктуации профиля температуры связаны с внутренними гравитационными волнами были получены путем сглаживания температурного профиля атмосферы скользящим окном 2 км и вычитанием средне ночного профиля. В результате вейвлет-преобразования были выявлены две основные квазимонохроматические волнообразные (КВС) структуры с длинами волн 2-4 км и 5-7км.[6]. Основное изменение длины волны квазимонохроматических волнообразных структур происходит на высоте стратоспаузы.

Для исследования параметров ВГВ был выбран день одновременной работы камеры всего неба и лидара на протяжении ночи с регистрацией волновой активности на двух приборах. Выбранным критериям соответствовали данные, полученные ночью 13 января 2007 года. В ходе непрерывного комплексного вейвлет анализа вариаций температурного профиля в 18:11 LT и 20:00 LT (Рис.10.) было обнаружено прохождение ВГВ с длиной волны примерно 7,5 км с вертикальной скоростью около 7-10 км/ч, сначала на высоте около 22 км и через 2 часа на высоте 38км. В этот вечер на камере всего неба над оптической станцией Маймага (63°N, 129.5°E), с 23:58 LT до 00:10 LT было зарегистрировано прохождение ВГВ через излучающий слой ОН в мезосфере на высоте ~78 км, с длиной волны ~25 км, горизонтальной скоростью ~50 м/с, периодом ~8 мин и азимутальным направлением ~300 градусов, толщина слоя ОН по данным спутника TIMED составила ~7 км. Мы предполагаем, что на двух приборах зафиксировано прохождение одного и того же пакета ВГВ из нижних слоев атмосферы в мезосферу.

По полученным на двух оптических приборах параметрам ВГВ, можно отметить следующие особенности прохождения ВГВ через среднюю атмосферу: наблюдаемая ВГВ была генерирована в слое атмосферы ниже 20 км, причем генерация или фильтрация ВГВ происходит дискретно. Вертикальная скорость ВГВ на высотах стратосферы составила 7-10 км/ч, а на высотах мезосферы 30 км/ч.

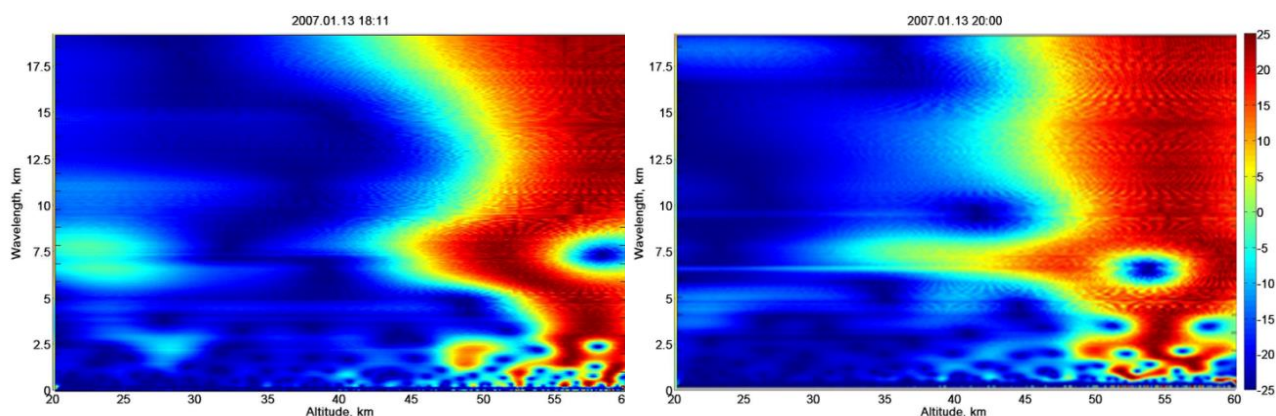


Рисунок 10 - Модуль комплексного вейвлет преобразования вариаций температурного профиля в 18:11 LT и 20:00 LT

1. *Arnold F.* Atmospheric Aerosol and Cloud Condensation Nuclei Formation: A Possible Influence of Cosmic Rays // *Space Sci Rev.* 2006. V. 125. P. 169–186.
2. *Labitzke K.* Stratospheric-mesospheric midwinter disturbances: A summary of observed characteristics // *J. Geophys. Res.* 1981. Vol. 86. P. 9665–9678.
3. *Matsuno T.* A dynamical model of the stratospheric sudden warming // *Journal of Atmospheric Sciences.* 1971. V. 28. No. 6. P. 1479–1493.
4. *Svensmark H., Pedersen J.O.P., Marsh N.D., Enghoff M.B., Uggerhj U.I.* Experimental evidence for the role of ions in particle nucleation under atmospheric conditions // *Proc. R. Soc. London, Ser. A.* 2007. V. 463. P. 385–396.
5. *VonZahn U., Fiedler J., Naujokat B., Jangematz U., Kruger K.* A note on record-high temperatures at the northern polar stratopause in winter 1997/98 // *Geophys. Res. Lett.* 1998. V. 25. No. 22. P. 4169–4172.
6. *Werner R. et al.* Application of wavelet transformation to determine wavelengths and phase velocities of gravity waves observed by lidar measurements // *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics.* 2007. V. 69. №. 17. P. 2249-2256.
7. *Osprey S., et al.* Sudden stratospheric warmings seen in MINOS deep underground muon data // *Geophysical Research Letters.* 2009. V. 36. L05809.

КОНЦЕНТРАЦИЯ $PM_{2,5}$ В ПРИЗЕМНОЙ АТМОСФЕРЕ УЧАСТКА РУСЛА РЕКИ ЕНИСЕЙ (В ГРАНИЦАХ ГОРОДА КРАСНОЯРСКА) В ЗИМНИЙ ПЕРИОД 2022-2023 ГОДОВ

Заворуев В.В.¹, Якубайлик О.Э.¹, Соколова О.В.², Заворуева Е.Н.³

¹Институт вычислительного моделирования СО РАН, г. Красноярск, Россия

²ФИЦ Красноярский научный центр СО РАН, г. Красноярск, Россия

³Сибирский федеральный университет, г. Красноярск, Россия

e-mail: valzav@icm.krasn.ru, oleg@icm.krasn.ru, oxana_zav@mail.ru, zavorueva_elena@mail.ru

На пяти постах мониторинга, расположенных в русле реки Енисей на участке длиной около 14 км, выполнено измерение $PM_{2,5}$ с помощью сертифицированных станций CityAir. Установлено, что в зимний период среднесуточные концентрации $PM_{2,5}$ на этих постах практически одинаково изменяются. Коэффициенты корреляции находятся в диапазоне 0,75-0,96. Высокие значения концентрации $PM_{2,5}$ обусловлены продолжительностью периодов неблагоприятных метеорологических условий. В это время зафиксированы случаи статистически достоверных различий среднесуточных концентраций $PM_{2,5}$ вдоль русла реки.

Ранее было показано, что загрязнение приземной атмосферы взвешенными твердыми частицами размером до 2,5 мкм ($PM_{2,5}$) над территорией города Красноярск неравномерное [1, 2]. В этих исследованиях не оценивалась концентрация $PM_{2,5}$ в воздушной среде незамерзающей реки Енисей. В черте города ширина реки варьирует от 570 до 1800 м, а её русло, вытянутое с юго-запада на северо-восток, занимает существенную долю городской площади (Рис. 1).



Рисунок 1 – Схема размещения постов мониторинга в русле реки Енисей: К-Караульная, Р - Руслов, П - Посадный, М - о. Молокова, Т - о. Татышева. Стрелкой обозначено направление течения

Цель исследования состояла в том, чтобы для зимнего периода получить характеристики загрязнения взвешенными частицами приземной атмосферы над участком русла реки Енисей, находящегося в границах г. Красноярска.

Схема расположения постов мониторинга и их названия, в том числе сокращенное в виде буквы, показаны на рисунке 1. Результаты измерения среднечасовых концентраций $PM_{2,5}$ на этих постах представлены на сайте Системы мониторинга воздуха г. Красноярска (<http://air.krasn.ru>). Расстояние между крайними постами Караульная и о. Татышева составляет около 14 км. Измерения выполнены в период с 01.11.2022 по 27.02.2023.

Анализ массива среднечасовых концентраций $PM_{2,5}$ за этот период показывает, что между рядами наблюдения на пяти постах имеется положительная корреляция (Табл.1).

Таблица 1. Коэффициенты корреляции среднесуточных концентраций $PM_{2,5}$ на постах мониторинга в зимний период

	К	Р	П	М	Т
К	1,00				
Р	0,88	1,00			
П	0,85	0,92	1,00		
М	0,85	0,88	0,96	1,00	
Т	0,75	0,77	0,92	0,94	1,00

Примечание. Сокращенное название постов представлено на рисунке 1.

Наименьшая величина коэффициента корреляции наблюдается между данными постов Караульная - о. Татышева (0,75), а наибольшая - для пары Посадный - о. Молокова (0,96). В целом, можно считать, что среднечасовые концентрации $PM_{2,5}$ на всех постах одинаково изменяются в зимний период (Табл.1).

Над руслом р. Енисей наименьшие среднемесячные концентрации $PM_{2,5}$ наблюдались в ноябре 2022 года (от $6,1 \pm 1,9$ до $8,6 \pm 2,8$ мкг/м^3). Диапазон изменения среднесуточных концентраций $PM_{2,5}$ составлял на посту Караульная $0,3-21,7$ мкг/м^3 , а на посту о. Татышева $0,4-25,8$ мкг/м^3 (Табл. 2).

В феврале 2023 года было самое высокое загрязнение приземной атмосферы над рекой Енисей - от $27,9 \pm 9,2$ до $58,1 \pm 17,5$ мкг/м^3 . В этом месяце самый минимальный диапазон изменения величин среднесуточных концентраций $PM_{2,5}$ наблюдался на посту Караульная ($10,1-109,0$ мкг/м^3), а наибольшие пределы колебаниях концентраций были на посту Руслов ($5,1-179,8$ мкг/м^3) и на посту Посадный ($3,8-163,0$ мкг/м^3) (Табл. 2).

Таблица 2. Среднемесячная (Сср) концентрация и среднесуточная минимальная (Смин) и максимальная (Смак) величина $PM_{2,5}$ ($мкг/м^3$) на постах мониторинга в зимний период

Период	Конц.	Караульная	Руслов	Посадный	о. Молокова	о.Татышева
11.2022	С мин	0,3	0,4	0,1	0,6	0,4
	С ср	6,1±1,9	6,2±1,5	6,1±2,3	7,7±2,7	8,6±2,8
	С мак	21,7	19,0	20,5	23,2	25,8
12.2022	С мин	1,3	1,8	1,1	2,8	2,8
	С ср	11,5±3,6	21,0±9,3	20,4±8,9	16,8±6,4	18,7±5,7
	С мак	39,7	92,0	77,4	65,6	62,6
01.2023	С мин	0,7	1,8	0,8	0,8	1,2
	С ср	8,3±2,3	15,2±5,7	15,1±6,7	13,0±4,4	15,2±5,2
	С мак	29,1	65,6	85,1	43,2	46,0
02.2023	С мин	5,1	3,5	3,8	4,3	5,0
	С ср	27,9±9,2	48,6±17,1	58,1±17,5	48,2±14,5	49,9±12,2
	С мак	109,0	179,8	163,0	136,8	116,6

Различие величин среднемесячных концентраций $PM_{2,5}$, вероятно, обусловлено продолжительностью периодов неблагоприятных метеорологических условий (НМУ) в течение каждого месяца. Прогноз НМУ в г. Красноярске осуществляет Среднесибирское УГМС. На сайте этой организации представлена информация о периодах НМУ в 2022-2023 г.г. По этим данным была рассчитана в процентах продолжительность НМУ в каждом месяце. Она составила в ноябре 2022 г. - 5,3%, в декабре 2022 г. - 21,9%, в январе 2023 г. - 15,8%, в феврале 2023 г. - 34,7%. Величины коэффициентов корреляции между продолжительностью НМУ в каждом месяце и среднемесячной концентрацией $PM_{2,5}$ на постах мониторинга составляют 0,89-0,94 (Табл. 3).

Таблица 3. Коэффициенты корреляции между продолжительностью НМУ и среднемесячными концентрациями $PM_{2,5}$ на постах мониторинга в зимний период

К	Р	П	М	Т
0,90	0,94	0,91	0,89	0,90

Примечание. Сокращенное название постов представлено на рисунке 1

С 19 часов 10 февраля 2023 г. до 19 часов 13 февраля 2023 г. на территории г. Красноярска было объявлено НМУ первой степени опасности. Метеорологические условия характеризовались штилем или возникающим иногда слабым северо-восточным ветром (менее 0,5 м/с), а так же приземной инверсией (перепад температуры воздуха между земной

поверхностью и на высоте 1000 м составлял более 13°C). Такие метеоусловия были очень неблагоприятные для рассеивания $PM_{2.5}$ в атмосферном воздухе над поверхностью незамерзающей реки Енисей (Рис. 2).

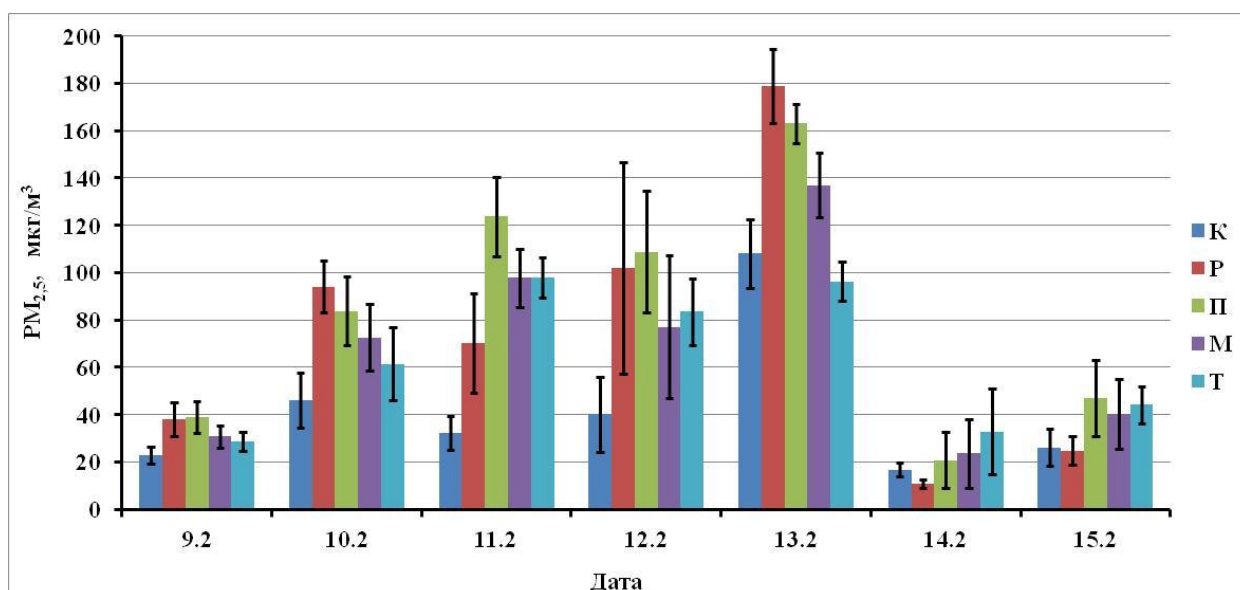


Рисунок 2 – Среднесуточная концентрация $PM_{2.5}$ на постах мониторинга в период НМУ

Видно, что 13.02.2023 загрязнение на постах Руслов и Посадный было достоверно выше, чем на остальных постах. Загрязнение на посту о. Молокова было выше, чем в районе постов Караульный и о. Татышева (Рис. 2). Таким образом, в период НМУ формируются условия, при которых среднесуточные концентрации $PM_{2.5}$ статистически достоверно различаются в районе постов мониторинга.

Представленные данные, по нашему мнению, могут быть использованы при верификации модели расчета рассеивания взвешенных частиц, которая использована в работе [3].

1. Zavoruev V.V., Zavorueva E.N. Concentration of $PM_{2.5}$ in the surface layer of the Krasnoyarsk atmosphere during the winter anticyclone // Proc. SPIE. 2019. №11208. P. 112084J.

2. Zavorueva E.N., Zavoruev V.V. Inhomogeneous pollution by particulate matter of the atmospheric surface layer of the Oktyabrsky district of the city of Krasnoyarsk in 2019 // IOP Conf. Ser.: Mater. Sci. Eng. 2020. № 862. P. 062097.

3. Romanov A.A., Oettl D., Gusev B.A., Tamarovskaya A.N., Lopez-Cepero J.M., Leonenko E.V., Vasiliev A.S., Krikunov E.E., Chato-Astrain J., Romanov A.P., Kashkin V.B., Sirotinina N.J. Environmental efficiency of the fossil fuels to electricity transition in Eastern Siberia cities // Atmospheric Pollution Research. 2023. V. 14(2). P. 101672.

ВЕРТИКАЛЬНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КОНЦЕНТРАЦИИ АЭРОЗОЛЬНЫХ ЧАСТИЦ В АТМОСФЕРЕ ПРИ ТЕМПЕРАТУРНОЙ ИНВЕРСИИ

Заворуев В.В.¹, Якубайлик О.Э.¹, Токарев А.В.¹, Соколова О.В.², Краснощеков К.В.²,
Дергунов А.В.²

¹Институт вычислительного моделирования СО РАН, г. Красноярск, Россия

²ФИЦ Красноярский научный центр СО РАН, г. Красноярск, Россия

e-mail: valzav@icm.krasn.ru, oleg@icm.krasn.ru, tav@icm.krasn.ru, oxana_zav@mail.ru,

krasko@icm.krasn.ru, alexdergunov@icm.krasn.ru

Измерения выполнены с помощью навесного оборудования, установленного на квадрокоптере [1]. Полеты осуществлялись в дневное время в условиях отсутствия облачности на высотах до 500 м. При наличии температурной инверсии установлено, что концентрация аэрозольных частиц $PM_{2.5}$ уменьшается с высотой и положительно коррелирует с относительной влажностью. Эти закономерности нарушаются при загрязнении атмосферы дымом городского пожара (площадью возгорания около 12500 м²).

Высокие концентрации твердых взвешенных частиц размером до 2,5 мкм ($PM_{2.5}$) в приземной атмосфере г. Красноярска наблюдаются при инверсии температуры и скорости ветра менее 0,5 м/с [2, 3]. Взвешенные частицы выбрасываются в воздушную среду как низкими источниками (автономное теплоснабжение, автотранспорт), так и высокими (трубы ТЭЦ). Однако, измерения концентрации $PM_{2.5}$ осуществляются, как правило, на высотах от 2,5 до 4 м от земной поверхности. Характер вертикального распределения твердых и/или аэрозольных частиц в атмосфере г. Красноярска практически не изучен. В этой работе мы представляем результаты измерения вертикальных профилей концентрации аэрозольных частиц $PM_{2.5}$, температуры и относительной влажности в условиях температурной инверсии в атмосфере.

Вертикальное зондирование осуществляли с помощью квадрокоптера Matrice 210, на котором было размещено навесное оборудование для измерения параметров воздушной среды [1] и аппаратура для видеофиксации смогового и дымового загрязнения. Точка старта БПЛА располагалась в районе Академгородка (Красноярск) - 55.987976 с.ш, 92.761559 в.д., высота над уровнем моря 256,3 м. Зондирование атмосферы осуществляли во время спуска квадрокоптера со скоростью 1 м/с с высоты 500 м.

Концентрацию аэрозольных частиц $PM_{2.5}$ измеряли с помощью датчика Plantower PMS7003. Точность датчика находится в пределах ± 10 мкг/м³ при концентрации до 100 мкг/м³ и $\pm 10\%$ при концентрации более 100 мкг/м³.

В результате многочисленных измерений установлено, что концентрация $PM_{2.5}$ уменьшается с высотой при отсутствии (Рис. 1б) или наличии приподнятой (Рис. 1а) и

приземной (Рис. 2в) температурной инверсии. При наличии инверсии концентрация аэрозольных частиц вблизи земной поверхности возросла более чем в 6 раз (Рис. 1 и Рис 2в).

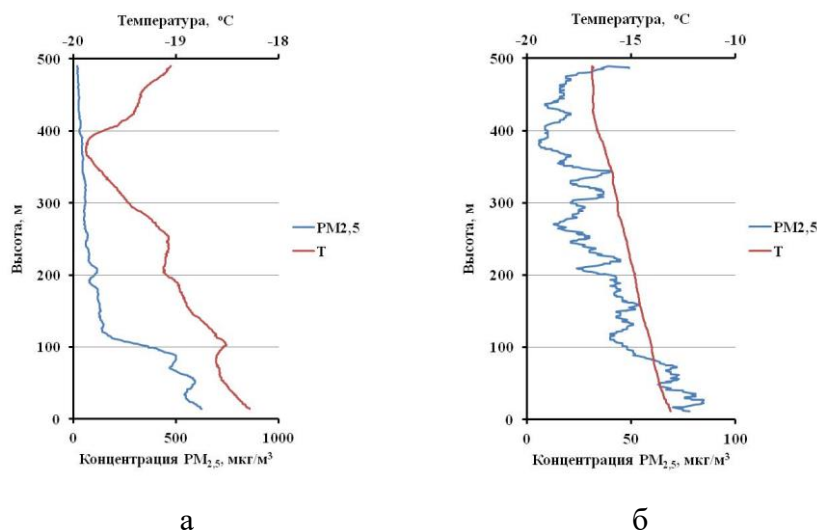
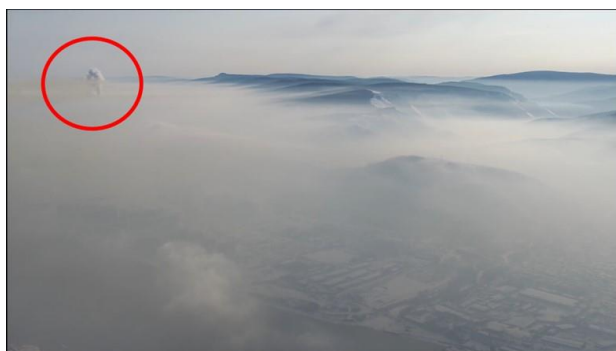


Рисунок 1 – Вертикальное распределение аэрозольных частиц PM_{2.5} и температуры воздуха при наличии (а) и отсутствии (б) атмосферной инверсии. Начало измерения: 2022-12-15 в 14:06:58 (а); 2022-12-16 в 10:49:34 (б)

Приземная температурная инверсия препятствует рассеиванию аэрозоля и дыма не только от автономных источников теплоснабжения (печи и котлы частных домовладений), но и высотных труб ТЭЦ. На рисунке 2а в красном кружке показана ситуация, когда выбросы из трубы ТЭЦ 2 высотой 180 м (369 над уровнем моря) не могут «пробить» инверсионный слой, и взвешенные частицы рассеиваются практически параллельно поверхности земли. Расстояние между точкой старта БПЛА и основанием трубы около 8,8 км. В этом момент в Академгородке мощность инверсии была около 9°C, наибольшие концентрации аэрозольных частиц PM_{2.5} наблюдались в слое 14-60 м, а на высотах от 100 до 200 м их содержание уменьшалось в 4 раза (Рис 2в). Возможно, что выбросы ТЭЦ 2 загрязняли воздушную среду Академгородка. В пользу этого предположения свидетельствует следующий факт. Через час после проведения измерений, результаты которых показаны на рисунке 2а,в, на направлении «точка старта БПЛА – труба ТЭЦ 2» возник пожар. Расстояние от стартовой точки до очага пожара (площадь возгорания около 12500 м²) составило 3,1-3,2 км. Дым распространялся в сторону Академгородка (Рис. 3). Вертикальное зондирование атмосферы, выполненное с помощью БПЛА, показало загрязнение атмосферы в слое 280-400 м до величин 1777 мкг/м³, в то время как у поверхности земли концентрация PM_{2.5} была около 685 мкг/м³ (Рис. 2г). Температурная инверсия препятствовала вертикальному распространению дыма. Это хорошо видно на фото (Рис. 2б). Следует отметить, что фотографии, представленные на рисунке 2а и 2б, сделаны с одной и той же точки (на высоте 500 м) в одном направлении. Таким образом, характер

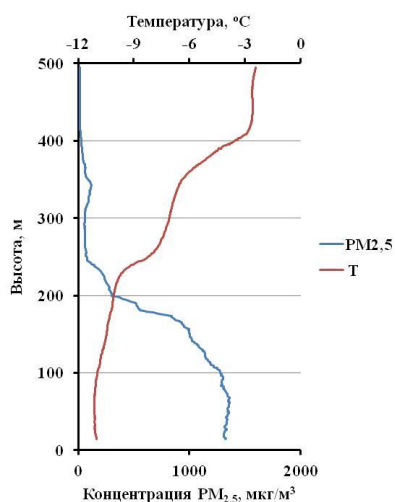
распространения дыма от пожара косвенно свидетельствует о возможном загрязнении атмосферы Академгородка выбросами ТЭЦ 2.



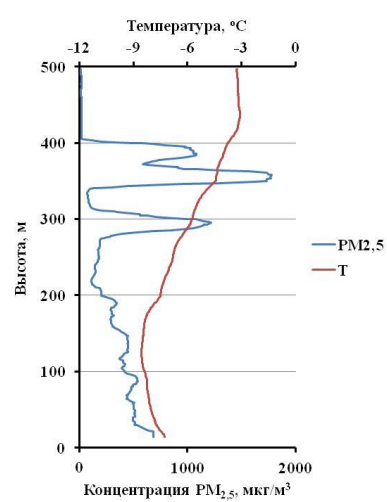
а



б



в



г

Рисунок 2 – Вид с квадрокоптера верхней границы вертикального распределения аэрозольных частиц при температурной инверсии до возникновения пожара (а) и во время пожара (б); вертикальное распределение аэрозольных частиц $PM_{2.5}$ и температуры воздуха до пожара (в) и во время пожара (г). Начало измерения: 2023-02-22 в 11:01:10 (а, в); 2023-02-22 в 13:31:30 (б, г)

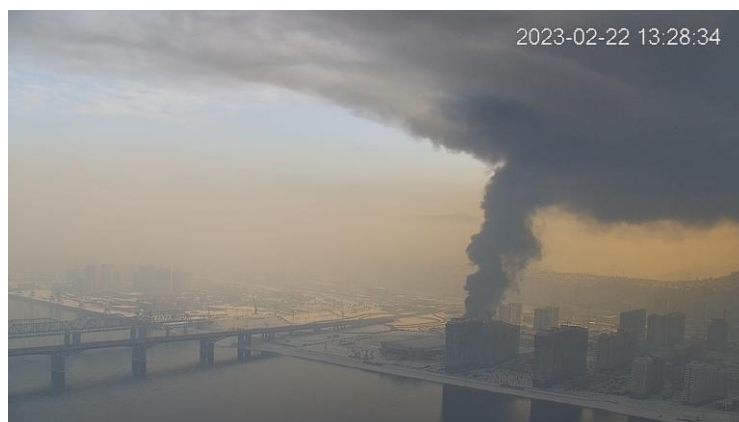


Рисунок 3 – Распределение дыма пожара при температурной инверсии в атмосфере. Фото сделано камерой, размещенной на телебашне Красноярского КРТПЦ

Следует отметить, что 2023-02-22 за 2,5 часа (между первым и вторым полетами БПЛА) воздух в слое 400-500 м стал холоднее на $0,23 \pm 0,83$ °С, а на высотах 100, 200 и 300 м атмосфера прогрелась на 2,59, 2,60, 1,36 °С, соответственно.

Вертикальное распределение концентрации аэрозольных частиц $PM_{2.5}$ и относительной влажности показано на рисунке 4. Коэффициент корреляции между этими параметрами при отсутствии инверсии (Рис. 4а) равен -0,88, в условиях инверсии (Рис. 4б) - равен 0,89, а при пожаре в условиях инверсии (Рис. 4в) он не превышает 0,15.

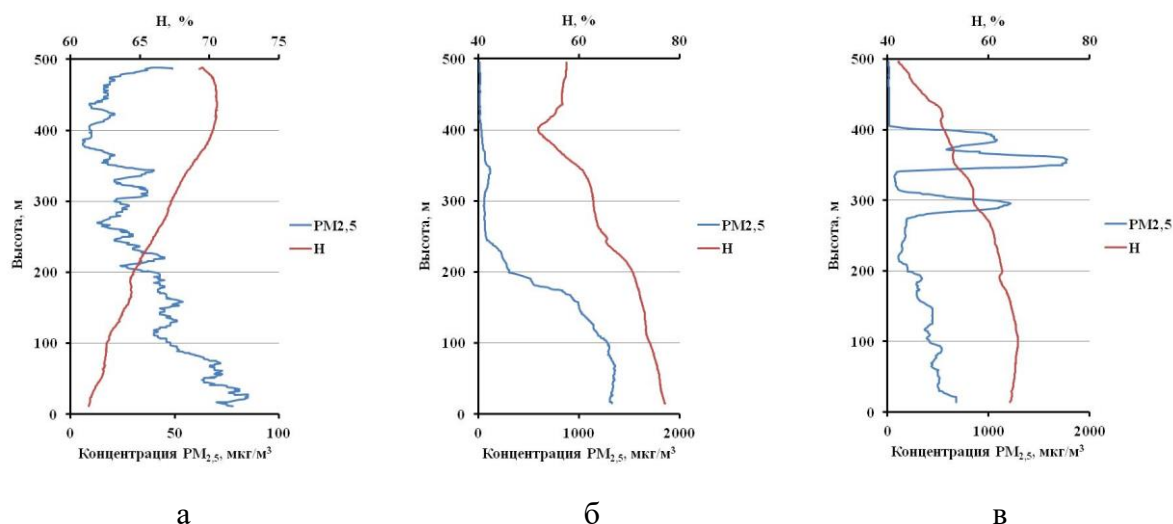


Рисунок 4 – Вертикальное распределение аэрозольных частиц $PM_{2.5}$ и относительной влажности воздуха (Н) без температурной инверсии (а) и при её наличии (б, в)

Анализ вертикальных профилей температурных инверсий и концентраций аэрозольных частиц $PM_{2.5}$, полученных в 2022-2023 годах, не позволил найти объяснение факту формированию горизонтальных фронтов (Рис. 2а), в границах которых наблюдается резкое снижение содержание аэрозоля. Вероятно для этого надо знать температуру на источнике выбросов аэрозольных и дымовых частиц. Кроме того, необходимо исследовать ветровые потоки выше слоя температурной инверсии.

1. Yakubailik O., Tokarev A., Kadochnikov A., Zavoruev V., Krasnoshchekov K., Dergunov A. Monitoring and assessment of the state of the atmosphere over the Yenisei riverbed using drone // Spatial Data Processing for Monitoring of Natural and Anthropogenic Processes. 2021. P. 384-391.

2. Tokarev A., Shaparev N. The influence of weather conditions on the concentration of pm2.5 in the surface layer of the atmosphere of Krasnoyarsk // IOP Conf. Ser.: Mater. Sci. Eng. 2020. № 862. P. 062040.

3. Zavoruev V.V., Zavorueva E.N. Concentration of PM2,5 in the surface layer of the Krasnoyarsk atmosphere during the winter anticyclone // Proc. SPIE. 2019. № 11208. P. 112084J.

ВАРИАЦИИ СРЕДНЕМЕСЯЧНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК КОНДЕНСАЦИОННОЙ АКТИВНОСТИ АЭРОЗОЛЯ В ГОДОВОМ ХОДЕ

Терпугова С.А., Антонов А.В., Яушева Е.П., Чернов Д.Г., Полькин Вас.В., Полькин В.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, helen@iao.ru, chernov@iao.ru, pv@iao.ru, victor@iao.ru,
vpsh.iao.ru, pmv@iao.ru,

Проанализирован 25-летний ряд наблюдений параметра конденсационной активности аэрозоля в приземном слое атмосферы г. Томска. Определены закономерности межгодовых вариаций его среднемесячных значений, а также сроков наступления весеннего максимума конденсационной активности.

Введение. Состояние аэрозоля в атмосфере определяется взаимодействием и конкуренцией различных физико-химических процессов и метеоролого-синоптических факторов. Одним из основных механизмов, модифицирующих оптические характеристики аэрозоля, является ассимиляция и диссимиляция влаги в поле переменной относительной влажности воздуха. При этом меняются рассеивающие и поглощающие свойства аэрозоля, определяющие его климатическое воздействие [1]. Для корректного учета вклада аэрозоля в радиационные характеристики атмосферы на различных временных интервалах и в разных климатических зонах требуется знание сезонных и региональных особенностей и закономерностей его конденсационной активности.

В данной работе внимание уделено межгодовым вариациям среднемесячных значений параметра конденсационной активности и колебаниям сроков наступления его максимума в весенний период.

Характеристика эксперимента и полученных данных. Наблюдения проводятся на Аэрозольной станции Института оптики атмосферы в Академгородке, на юго-восточной окраине г. Томска, на расстоянии около 6 км от его центра.

Измерения гигрограмм начаты в марте 1998 г и продолжаются по настоящее время, как правило, 1 раз в сутки. Экспериментальная установка включает в себя нефелометр, оснащенный устройством для искусственного увлажнения исследуемого аэрозоля в диапазоне относительной влажности от 30-40 до 90% [2]. Контроль стабильности атмосферной ситуации осуществляется по данным второго нефелометра, проводящего непрерывную запись коэффициента рассеяния во время регистрации гигрограммы.

Основным измеряемым параметром в эксперименте является коэффициент направленного рассеяния под углом 45° на длине волны 0.51 мкм как функция относительной влажности воздуха. Полученные зависимости аппроксимируются формулой Кастена-Хенела [3, 4]

$$\mu = \mu_0(1-RH)^{-\gamma}, \quad (1)$$

где μ_0 – коэффициент направленного светорассеяния, обусловленный сухой основой аэрозольных частиц, RH – относительная влажность воздуха, γ – параметр конденсационной активности, который и определяет динамику оптической характеристики как функции влажности.

Полученные данные о параметре конденсационной активности уже позволили выявить основные циклы его изменчивости [5-7]. Основными чертами годового хода параметра γ является наличие максимума в весеннее время и минимума в летнее. Подобный годовой ход является стабильным, однако величина максимума и минимума различна для разных лет, а их положение варьирует по времени в пределах месяца. Также обнаружены более длительные вариации среднегодовых и среднесезонных значений γ с периодом 6-7 лет [7].

Результаты и их обсуждение. Межгодовые вариации сезонного хода конденсационной активности хорошо видно при анализе среднемесячных значений параметра γ (рис. 1).

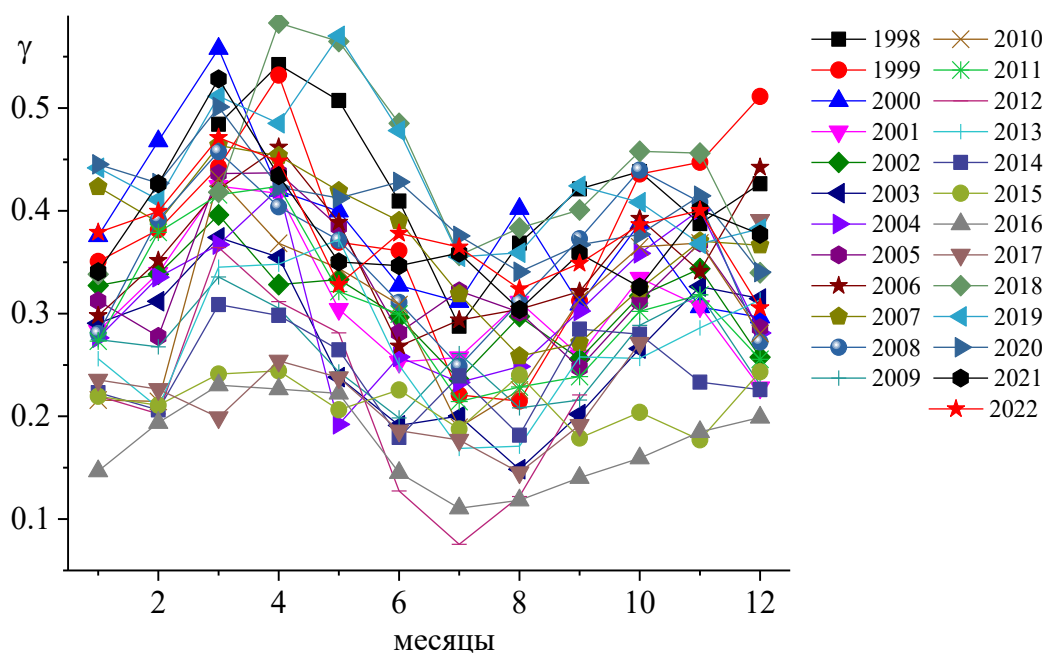


Рисунок 1 – Среднемесячные значения параметра конденсационной активности за 1998 – 2022 гг.

Видно, что при сохранении качественного вида годового хода γ , абсолютные значения данного параметра претерпевают значительные изменения. Среднемесячные значения γ в максимуме варьируют от 0.25 (2015 – 2017 гг.) до 0.55 (2000, 2002, 2019 гг.). При этом абсолютные значения в отдельные дни могут достигать 0.8. Снижение γ в летние месяцы часто

обусловлено влиянием дымов удаленных лесных пожаров. Особенно сильно это проявилось в июле-августе 1999 г., мае-сентябре 2003 г., мае 2004 г., июне – августе 2012 г., июле – августе 2016 г. и августе 2017 г. Среднее значение γ в июле за весь период измерений составляет ~ 0.24 , но в отдельные годы, когда наблюдается особенно много дымовых шлейфов, не превышает 0.1 (2012 и 2016 гг.).

На рис. 2а показаны квартили распределений значений γ в разные месяцы, а на рис. 2б – разность между максимальными и минимальными значениями в каждый месяц. Видно, что наибольшая вариабельность значений γ характерна для весенних месяцев и начала лета (март – июнь). В это время разность между максимальными и минимальными значениями γ на 20–25% больше, чем в оставшийся период года.

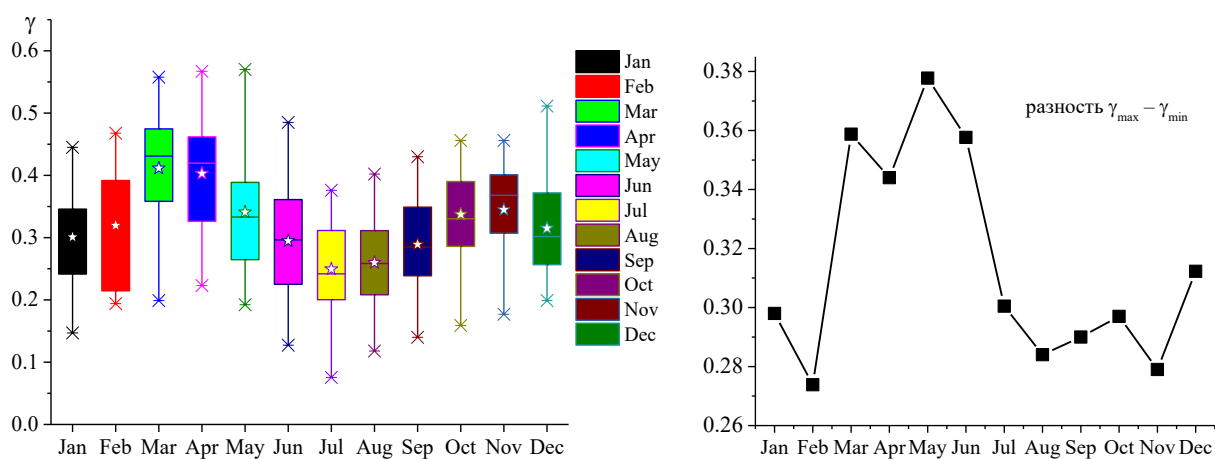


Рисунок 2 – Квартили распределений среднемесячных значений параметра конденсационной активности в 1998 – 2022 гг. (а) и разность между максимальными и минимальными среднемесячными значениями (б)

Максимум γ , как было выявлено в [5], наблюдается весной, в марте-апреле, и лишь в 2019 г. сместился на конец апреля – начало мая, при этом максимальное среднемесячное значение γ реализовалось в мае. На рис. 3а показаны сроки наступления максимума γ в сравнении со среднемесячными температурами марта и апреля, а на рис. 3б – гистограмма сроков максимальной конденсационной активности в разные годы. Общий диапазон реализации максимальных γ составляет 10 марта – 20 апреля, наиболее вероятным периодом является 25 марта – 5 апреля.

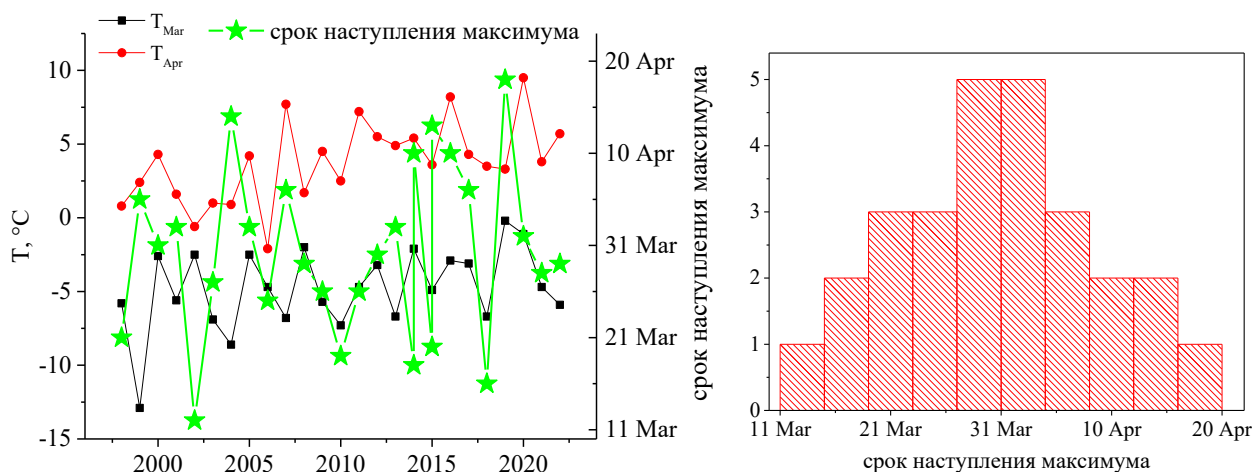


Рисунок 3 – Сроки наступления максимума конденсационной активности в разные годы (а) и их гистограмма (б)

Таким образом, в работе проанализирован 25-летний ряд параметра конденсационной активности и выявлены закономерности вариаций его среднемесячных значений. Также определены общий и наиболее вероятный период наступления весеннего максимума конденсационной активности, который составляет 25 марта – 5 апреля.

Работа выполнена в рамках госзадания ИОА СО РАН.

1. *Ивлев Л.С.* Аэрозольное воздействие на климатические процессы // *Оптика атмосферы и океана*. 2011. т. 24. № 5. С. 392-410.

2. *Панченко М.В., Свириденков М.А., Терпугова С.А., Козлов В.С.* Активная спектрофелометрия в исследовании микрофизических характеристик субмикронного аэрозоля // *Оптика атмосферы и океана*. 2004. Т. 17. № 5–6. С.428–436.

3. *Kasten F.* Visibility forecast in the phase of precondensation // *Tellus*. 1969. V. 21. P. 631–635.

4. *Hanel G.* The properties of atmospheric aerosol particles as function of relative humidity at the thermodynamic equilibrium with surrounding moist air // *Advances in Geophys.* 1976. V. 19. P. 73–188.

5. *Панченко М.В., Терпугова С.А., Козлов В.С., Польшкин В.В., Яушева Е.П.* Годовой ход конденсационной активности субмикронного аэрозоля в приземном слое атмосферы Западной Сибири // *Оптика атмосферы и океана*. 2005. Т. 18. № 8. С. 678–683.

6. *Панченко М.В., Терпугова С.А., Докукина Т.А., Польшкин В.В., Яушева Е.П.* Многолетняя изменчивость конденсационной активности аэрозоля в г. Томске // *Оптика атмосферы и океана*. 2012. Т. 25. № 4. С. 314-318.

7. *Terpugova S.A., Antonov A.V., Yausheva E.P., Chernov D.G., Pol'kin Vas.V., Pol'kin V.V., Shmargunov V.P., Panchenko M.V.* Main cycles of variability of the aerosol condensation activity in Tomsk in 1998 – 2021 // *Proceedings of SPIE*. 2022. V. 12341. 1234134.

ЭКСПЕРИМЕНТ ПО СИНХРОННОМУ ИЗМЕРЕНИЮ СКОРОСТИ ВЕТРА И КОЭФФИЦИЕНТА АЭРОЗОЛЬНОГО РАССЕЙЯНИЯ

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

В докладе приводятся результаты статистической обработки экспериментальных временных рядов коэффициента аэрозольного рассеяния (нефелометр), компонент скорости ветра и температуры (ультразвуковой анемометр-термометр). Данные были получены 14 мая 2023 г. Синхронно производилась регистрация относительной и абсолютной влажности, приходящей и уходящей радиации. На основе пульсационного метода наблюдений из полученных данных были рассчитаны дисперсии флуктуаций оптических и метеорологических параметров; автоспектры флуктуаций скорости ветра, температуры, влажности и коэффициента рассеяния; турбулентные потоки импульса, тепла и аэрозольных частиц; спектры турбулентных потоков.

В данной работе рассматривается эксперимент, который проводился в мае 2023 года. Эксперимент проводился на крыше блока А Института оптики атмосферы. В работе приводятся данные для 14 мая 2023 года. В этот день температура воздуха была 28 градусов тепла.



Рисунок 1 - Внешний вид комплексного измерителя характеристик атмосферы

Для исследования влияния атмосферной турбулентности на случайные флуктуации аэрозольных концентраций в воздухе был использован комплексный прибор, в состав которого входили следующие измерители: нефелометр для измерения коэффициента аэрозольного

рассеяния под углом 45° ; ультразвуковая метеостанция для измерения 3 координат скорости ветра и температуры, оптический измеритель пульсаций абсолютной влажности, датчики относительной влажности и давления, двухканальный прибор для измерения приходящей и уходящей солнечной радиации излучения в видимом диапазоне длин волн и диодный датчик температуры воздуха. Это позволяло рассчитывать турбулентные потоки количества движения, тепла и аэрозоля, а также оценивать масштабы скорости, температуры, длины и коэффициента рассеяния в каждом цикле измерений.

Запись всех параметров велась непрерывно с частотой 3 Гц, а интервал осреднения статистических характеристик составлял около 11 минут. Были получены синхронные временные ряды пульсаций абсолютной влажности, температуры, компонент скорости ветра, коэффициента аэрозольного рассеяния.

Флуктуации коэффициента аэрозольного рассеяния обусловлены изменением концентрации аэрозольных частиц в исследуемом объеме вследствие атмосферной турбулентности. В работе проводился анализ флуктуаций коэффициента направленного аэрозольного рассеяния с точки зрения теории подобия. Теория подобия для температурно-стратифицированного приземного слоя, основанная на применении соображений размерностей, позволяет вводить и определять масштабы для оценивания различных характеристик турбулентных течений. После этого можно переходить от физических величин к безразмерным, которые проще анализировать при изучении физических процессов.

Важными характеристиками турбулентности в атмосферном пограничном слое с точки зрения взаимодействия атмосферы с подстилающей поверхностью являются турбулентные потоки количества движения $\tau = -\rho \langle w'u' \rangle$, влаги $E = \rho \langle w'e' \rangle$, явного $H = c_p \rho \langle w'T' \rangle$ и скрытого $H_E = L_q E$ тепла, где u' , w' , T' и e' - пульсации горизонтальной продольной (вдоль направления среднего приземного ветра), и вертикальной компонент скорости ветра, температуры и удельной влажности соответственно; ρ и c_p - плотность и удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении, L_q - удельная теплота парообразования.

Для всех реализаций определялись автоспектры между продольной составляющей скорости ветра и аэрозолем, между вертикальной составляющей скорости ветра и аэрозолем, температурой и аэрозолем, абсолютной влажностью в линии и вне линии и аэрозолем.

На основе натуральных пульсационных наблюдений исследовалось поведение турбулентных горизонтального и вертикального потоков атмосферного фоновый аэрозоля, которые рассчитывались в относительных единицах на основе измеренных пульсаций скорости движения воздуха и пульсаций аэрозольного коэффициента направленного светорассеяния.

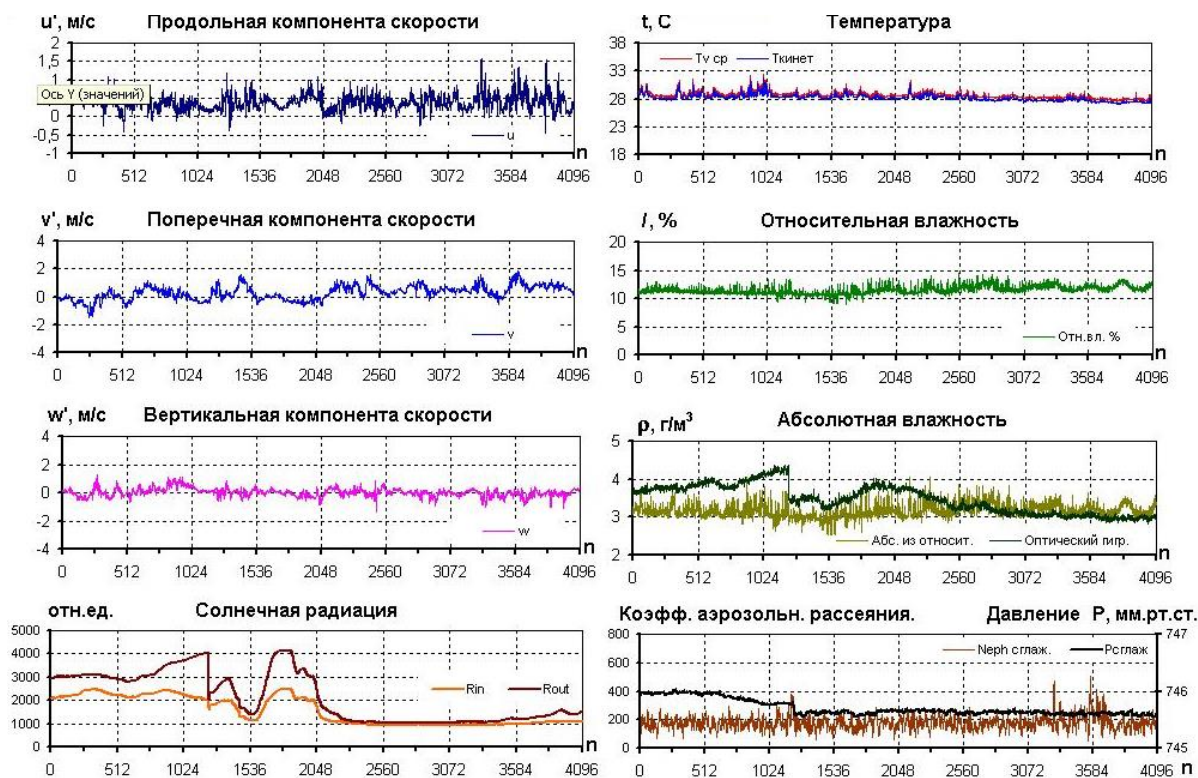


Рисунок 2 - Измеряемые пульсации метеопараметров

На рисунке 2 показан пример записи пульсаций метеопараметров для продольной, поперечной, вертикальной скоростей, для относительной влажности, температуры, атмосферного давления, проходящей и уходящей солнечной радиации, и коэффициента аэрозольного рассеяния. Здесь по оси отложено 4096 точки, что соответствует 22 минутам. Температура измерялась акустическим способом – метеостанцией, т.е. измерялась виртуальная температура, а также температура измерялась независимым диодным датчиком, и мы видим, что кривые хорошо совпадают. На рисунке приведены кривые для измеренной относительной влажности, для измеренной абсолютной влажности (с помощью оптического гигрометра) и для абсолютной влажности, которая рассчитывается из относительной влажности, виртуальной температуры и давления.

Обработка исходных данных производилась статистическим спектральным методом на основе классического непараметрического подхода (Фурье-анализ). Автоспектры, или просто спектры, показывают как распределена дисперсия флуктуаций какой-либо случайной характеристики по частотам временных колебаний. Отметим, что зачастую на практике сложность исследования спектра мощности и других параметров состоит в быстрой смене условий, при которых проявляется низкое качество аппаратуры. При этом отклонение от закона $-5/3$ может возникнуть из-за преобладания шума над сигналом, когда отношение «сигнал/шум» сравнимо или меньше единицы. Сильная изменчивость отношения «сигнал/шум» для

коэффициента рассеяния проявляется в трудности регистрации флуктуаций коэффициента рассеяния и объясняется это сильной зависимостью амплитуды его флуктуаций от состояния поверхностного слоя. На рисунке 3 соответственно представлены спектры пульсаций продольной составляющей скорости (штриховая линия) и температуры (сплошная линия). Поведение спектра подчиняется закону Колмогорова в области частот от 0,02 до 1 Гц.

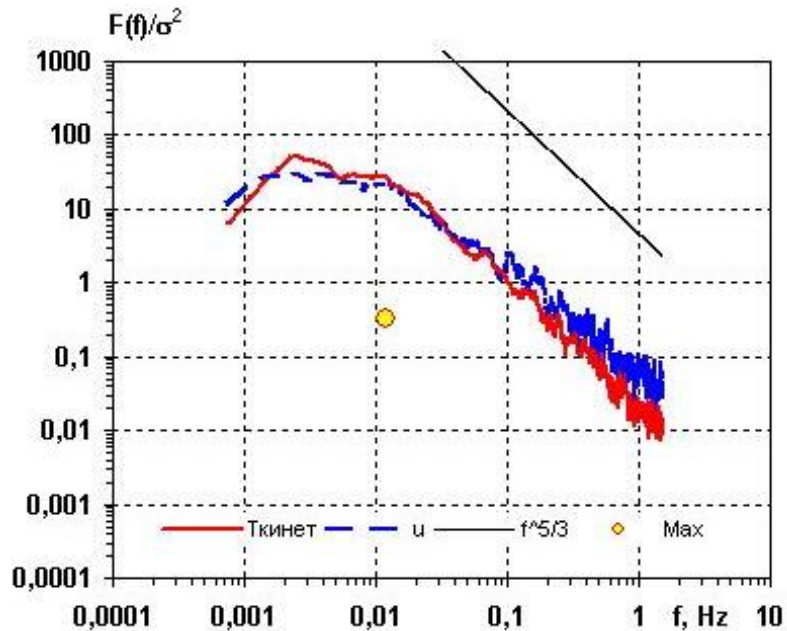


Рисунок 3 - Спектры мощности колебаний продольной составляющей скорости ветра (штриховая линия u) и температуры (сплошная линия). Реализация от 14.05.2023

На основе метеорологических данных были рассчитаны спектры мощности колебаний параметров, коэффициенты корреляции между метеорологическими и аэрозольными параметрами и проведен анализ полученных данных. Замечено, что спектры скорости, температуры и аэрозольного коэффициента рассеяния, рассчитанные по 11-ти минутным интервалам, в низкочастотной области инерционного интервала имели больший наклон в диапазоне частот от 0,03 Гц вплоть до частоты 0,2..0,3 Гц, чем наклон колмогоровского спектра (закон « $-5/3$ »). Одновременно, аналогичный спектр для вертикальной компоненты скорости имел наклон, близкий к колмогоровскому во всей области частот от 0,03 Гц до 1 Гц.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИОА СО РАН.

ИЗМЕРЕНИЯ АТМОСФЕРНОГО ОЗОНА С БОРТА СПУТНИКОВ СЕРИИ «МЕТЕОР М №2»

Поляков А.В., Виролайнен Я.А., Неробелов Г.М., Козлов Д.А, Крюковских Е.П.

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

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

На борту спутников серии «Метеор М №2» установлен инфракрасный Фурье-спектрометр ИКФС-2, измеряющий тепловое излучение атмосферы и поверхности. В спектральной области его измерений расположена полоса поглощения озона 9.6 мкм. В СПбГУ на протяжении ряда лет ведутся работы по разработке методики определения общего содержания озона в вертикальном столбе атмосферы из указанных спектров. В работе описана методика и показаны результаты ее валидации на основе сопоставления с различными независимыми данными. Среднеквадратичная погрешность методики оценена около 3%, она растет к полюсам до 6% в Северном и до 8% в Южном полушарии в зимне-весенний период. Показано преимущество ИК-теплогового метода по сравнению с широко используемым для определения атмосферного озона методом отраженного и рассеянного солнечного излучения.

1. Введение. Озон является одним из наиболее важных атмосферных газов. Стратосферный озон защищает жизнь на Земле от вредного солнечного ультрафиолетового (УФ) излучения, тогда как тропосферный озон воздействует на экосистему как загрязнитель и парниковый газ.

В XX веке выбросы озоноразрушающих веществ (ОРВ) приводили к регулярному появлению озоновых дыр над Антарктидой и общему снижению содержания озона, в итоге к увеличению УФ-излучения и влиянию на температуру и динамику атмосферы. Как следствие принятия Монреальского протокола и его поправок концентрации ОРВ снижаются, наблюдается рост общего содержания озона (ОСО) на 0,3% в десятилетие в 1996–2020 гг. [1], хотя эта величина не является статистически достоверной. Рост озона наблюдается в верхней стратосфере на средних широтах, и в то же время наблюдения показывают уменьшение содержания озона в нижних слоях стратосферы, в большей степени в тропиках.

Метеорологические условия являются вторым фактором, влияющим на потери озона в стратосфере, особенно весной в Арктике [2]. Так, беспрецедентное уменьшение содержания озона весной 2020 г. было вызвано исключительно холодной и долгой арктической стратосферной зимой 2019/2020 гг. [3]. Несмотря на снижение содержания ОРВ, модели предсказывают большее количество арктических зим с существенным уменьшением озона весной, если температура в нижней полярной стратосфере продолжит снижаться.

Неопределенность трендов и процессов, происходящих в озоновом слое на разных высотах и широтах, ясно указывает на то, что мониторинг озона по-прежнему является актуальной задачей.

В настоящее время для измерения содержания озона используются различные методы. Наземные оптические методы, являясь наиболее точными, не могут обеспечить мониторинг в глобальном масштабе, доступном лишь с помощью спутниковых наблюдений. Используются три основных спутниковых метода для измерения ОСО и профилей озона. В первом солнечное излучение измеряется спутником в процессе заходов и восходов и используется для получения вертикального профиля озона на высотах выше 5-10 км, его реализует, например, известный прибор ACE-FTS. Второй метод основан на измерении рассеянного солнечного излучения. Такие наблюдения реализуют несколько систем - приборы OMI, TROPOMI, GOME-2) и др. Наконец, третий метод спутникового наблюдения озона использует спектральные измерения уходящего теплового ИК излучения Земли. Его представляют приборы AIRS, TES, IASI, а также ИКФС-2 на борту российского метеоспутника «Метеор-М N2» [4]. Второй из методов характеризуется высокой точностью ~1–2% и высоким пространственным разрешением, например, 13 км × 24 км для OMI и 3,5 км × 7 км для TROPOMI. Однако он применим только при наличии солнечного излучения, т. е. не может быть использован во время полярных ночей. Последний же ИК метод может быть использован и в ночное время. Системы наблюдения, основанные на этом методе, имеют относительно высокое пространственное разрешение (десятки километров) с погрешностями восстановления ОСО от 2 до 5%.

Качество спутниковых данных контролируется сопоставлением с данными наземных измерений содержания озона и независимых спутниковых наблюдений. В настоящей работе анализируются измерения ОСО прибором ИКФС-2 [5] на борту спутника «Метеор-М N2» в 2015–2020 гг.

2. Прибор ИКФС-2. ИКФС-2 представляет собой инфракрасный Фурье-спектрометр на борту космических аппаратов серии «Метеор-М №2», основным его назначением является температурно-влажностное зондирование атмосферы. Прибор и примеры его использования описаны в обзоре [4]. Штатная эксплуатация ИКФС-2 на орбите была начата в 2015 г. с шириной полосы обзора 1000 км, а с декабря 2020 года ширина полосы обзора была увеличена до 1500 км. Для представленного исследования важны следующие параметры прибора: спектральная область измерений 5-15 мкм ($660-2000\text{см}^{-1}$), спектральное разрешение (неаподизированное) 0.4см^{-1} , ошибка радиометрической калибровки не хуже 0.5К, погрешность измерений порядка $0.15-0.5\text{ мВт}/(\text{ср}\cdot\text{м}^2\cdot\text{см}^{-1})$, горизонтальное разрешение около 35км. Таким образом, спектральная область измерений включает полосу поглощения CO_2 , окно

прозрачности и полосу поглощения озона, что с учетом низкой погрешности измерений позволяет получать информацию о содержании в атмосфере озона.

3. Алгоритм решения обратной задачи. Алгоритм решения обратной задачи определения ОСО основан на методах главных компонент (ГК) и искусственных нейронных сетей (ИНС) и описан в работах [6, 7]. Здесь кратко упомянем его основные особенности. В качестве предикторов – входных параметров ИНС – отдельно используются такие ГК всего измеренного спектра, как полосы поглощения озона, зенитный угол наблюдения, широта места и день года. ИНС представляет собой трехслойный перцептрон. Набор данных для обучения ИНС основан на измерениях ОСО прибором ОМІ на борту спутника Aura с горизонтальным разрешением $13 \times 24 \text{ км}^2$ и погрешностью 1–2 %. Данные ОМІ охватывают весь период измерений ИКФС-2 с шириной полосы обзора 1000 км. Мы используем измерения ОМІ из-за их высокой точности и глобального охвата. Кроме того, использование данных ОМІ решает проблему калибровки по отношению к существующим системам мониторинга озона, поскольку они прошли валидацию и калибровку по различным независимым данным (см. , например, [8]).

4. Сопоставления с независимыми данными измерений. В таблице 1 показаны результаты сопоставления данных ИКФС-2 и единичных наземных измерений приборами Добсона и Брюера за 6 лет измерений ИКФС-2 с шириной полосы обзора 1000 км. В таблице СР – средняя разность, из данных ИКФС-2 вычитаются наземные данные; СОР – стандартное отклонение разности. Величины представлены в % относительно наземных данных.

Как можно видеть из таблицы, СР меняются от -3.5 до 3.2%, разброс СОР - от 1.9 до 3.5%. При этом средние величины -0.8 и 2.9%. Учитывая, что, а) наземные данные также не свободны от погрешностей, и б) согласование измерений по времени и месту не идеально (мы использовали ограничения 70 км по расстоянию и 1 час), можно заключить, что погрешность данных ИКФС-2 не превосходит 2.5-3%.

Небольшое число станций, предоставляющих данные отдельных измерений, не позволяет проанализировать широтный ход разностей. В то же время значительно большее количество озонметрических станций поставяет среднесуточные величины ОСО. Конечно, разности между моментальными измерениями ИКФС-2 и среднедневными наземными измерениями заметно больше, чем при сравнении двух наборов данных моментальных измерений.

Таблица 1.

№	Станция	Широта, градусы	Долгота, градусы	Высота, м	Число пар	СР, %	СОР, %
1	Eureka	80.050	-86.420	9	82767	-0.2	2.6
2	Resolute	74.700	-94.970	68	11979	-0.6	2.1
3	Churchill	58.750	-94.070	26	8360	-1.6	3.0
4	Obninsk	55.100	36.610	100	1044	-0.2	2.7
5	Edmonton	53.550	-114.110	752	8496	1.0	3.1
6	Goose Bay	53.310	-60.360	26	11752	0.0	2.2
7	Lindenberg	52.209	14.121	127	9472	-1.3	2.9
8	De Bilt	52.100	5.180	24	12558	-2.6	2.1
9	Kyiv-Goloseyev	50.364	30.497	206	3763	-0.1	1.9
10	Saturna Island	48.770	-123.130	202	7686	0.4	2.6
11	Aosta	45.740	7.360	570	1022	0.3	2.0
12	Egbert	44.230	-79.780	264	7493	-1.6	2.1
13	Lannemezan	44.129	0.370	590	131	2.4	2.0
14	Toronto	43.780	-79.470	202	50937	-1.0	2.2
15	Kislovodsk	43.730	42.660	2070	3783	1.6	2.4
16	Thessaloniki	40.634	22.956	60	6959	-1.0	2.2
17	University of Tehran	35.730	51.380	1419	674	1.1	2.0
18	Mauna Loa (HI)	19.540	-155.580	3397	24581	3.2	3.5
19	Paramaribo	5.806	-55.210	16	10880	-0.5	2.1
20	Natal	-5.835	-35.207	49	32	0.5	1.2
21	Cachoeira-Paulista	-22.69	-46.200	574	26	-3.5	1.6
	итого				344412	-0.8	2.9

На рис. 1. показан сезонно-широтный ход разностей между данными ИКФС-2 и среднедневными наземными данными.

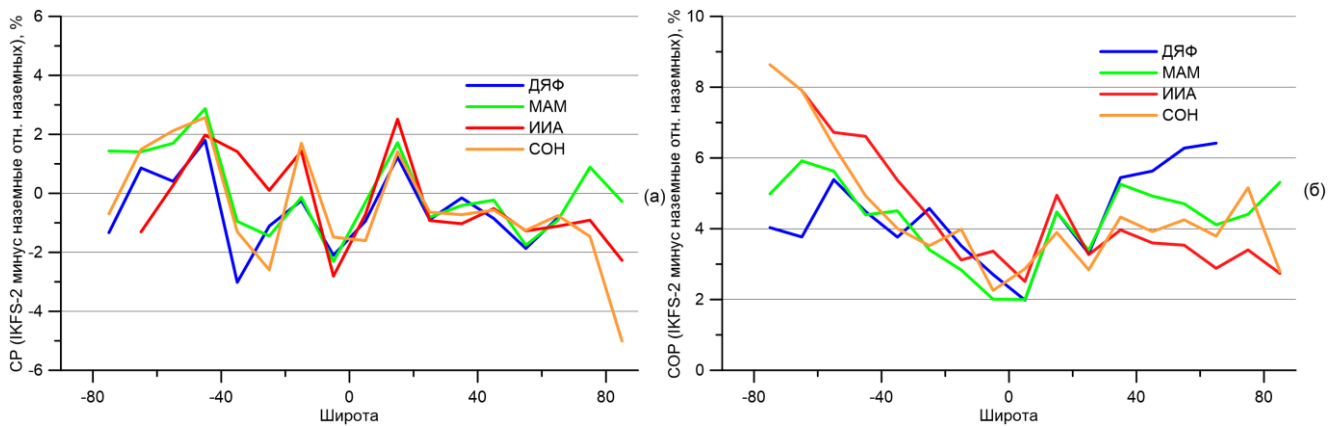


Рисунок 1 - Средние разности (СР) (а) и стандартные отклонения разностей (СОР) (б) между результатами измерений ИКФС-2 и среднедневными данными наземных измерений, по сезонам (ДЯФ – декабрь, январь февраль и т.д.)

Из рисунка видно, что СР колеблются в основном в пределах 2% по абсолютной величине, несколько уменьшаясь в северных умеренных широтах. СОР минимальны в тропиках и растут к полюсам, достигая максимума в весенне-зимний период каждого полушария, до 8 % в южном и до 6 % в северном полушариях.

Также были выполнены сопоставления с независимыми данными спутниковых измерений прибора TROPOMI [9], данные ОСО которого доступны начиная с весны 2018г. Сравнения ОСО по измерениям ИКФС-2 и TROPOMI за период до ноября 2020 г., т.е. с шириной полосы обзора ИКФС-2 1000 км, показали СР -1.2% при СОР 3.1%. Интересно проанализировать применимость алгоритма, использующего ИНС, обученную по шестилетнему периоду измерений с шириной полосы 1000 км, к последующим измерениям ИКФС-2 в 2021-2022 гг. с шириной полосы 1500 км. Такое сопоставление результатов ИКФС-2 и TROPOMI за 2021г. дало значение СР -1.1% при СОР 3.6%. Эти результаты немного хуже СОР за 2018-2020 гг. и могут объясняться расширением диапазона зенитных углов наблюдений, вызванным расширением полосы обзора.

Заключение. Таким образом, на основе сопоставления с данными наземных измерений можно заключить, что погрешности измерений ОСО на основе спектров ИКФС-2 в среднем составляют около 3%, но растут к полюсам до 8% в южном и 6% в северном полушариях, в зимне-весенний период.

Работа выполнена при поддержке министерства науки и высшего образования Российской Федерации, № соглашения 075-15-2021-583, в Лаборатории Исследований Озонового слоя и Верхней Атмосферы СПбГУ.

1. World Meteorological Organization (WMO). Executive Summary. Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2022, GAW Report No. 278, 2022, 56 pp. WMO: Geneva.

2. Bernhard G.H., Fioletov V.E., Groos J.U., et al. Record-Breaking Increases in Arctic Solar Ultraviolet Radiation Caused by Exceptionally Large Ozone Depletion in 2020. // GRL. 2020. V. 47. e2020GL090844.

3. Lawrence Z.D., Perlwitz J., Butler A.H., et al. The Remarkably Strong Arctic Stratospheric Polar Vortex of Winter 2020: Links to Record-Breaking Arctic Oscillation and Ozone Loss // JGR-Atmospheres. 2020. V. 125. e2020JD033271.

4. Timofeyev Y.M., Uspensky A.B., Zavelevich F.S., et al. Hyperspectral infrared atmospheric sounder IKFS-2 on "Meteor-M" No. 2 – Four years in orbit. // JQSRT. 2019. V. 238. 106579.

5. Головин Ю.М., Завелевич Ф.С., Никулин А.Г., и др. Бортовые инфракрасные фурье-спектрометры для температурно-влажностного зондирования атмосферы Земли // Иссл-ние Земли из космоса. 2013. №6. С. 25-37.

6. Тимофеев Ю.М., Виролайнен Я.А. Определение общего содержания озона по данным измерений спутникового ИК Фурье-спектрометра // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2017. Т. 53. № 4. С. 493-501.

7. Поляков А.В., Тимофеев Ю.М., Виролайнен Я.А., Козлов Д.А. Мониторинг общего содержания озона в атмосфере с использованием российской аппаратуры ИКФС-2 // ЖПС. 2019. Т. 86. № 4. С. 597-601.

8. Balis D., Kroon M., Koukouli M.E., et al. Validation of Ozone Monitoring Instrument Total Ozone Column Measurements Using Brewer and Dobson Spectrophotometer Ground-based Observations // JGR. 2007. V. 112. D24S46.

9. Veefkind J.P., Aben I., McMullan K., 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 Sensing of Environment. 2012. V. 120. P. 70–83.

ОЦЕНКИ ХАРАКТЕРИСТИК АТМОСФЕРНОЙ ТУРБУЛЕНТНОСТИ ПРИ ОБРАБОТКЕ НАКОПЛЕННЫХ РЯДОВ МЕТЕОПАРАМЕТРОВ АКУСТИЧЕСКИХ МЕТЕОСТАНЦИЙ

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

Предложены алгоритмы обработки и ПО, позволяющие производить расчеты различных статистических параметров ветра и турбулентности из временных рядов флуктуаций метеопараметров, регистрируемых акустическими метеостанциями при произвольном задании интервала осреднения. Оценки структурной характеристики осуществляются путем степенной аппроксимации структурных функций на заданном интервале. На каждом интервале осреднения реализована процедура расчета энергетических спектров и оценка показателя степенной модели и внешнего масштаба. Реализованный подход обеспечивает определенную гибкость при анализе и применении накопленных данных с целью исследования детальной структуры турбулентности для условий, отличающихся от стандартной модели Колмогоровской турбулентности.

В настоящее время для измерения метеорологических и турбулентных параметров атмосферы активно используются акустические метеостанции [1]. Измеряемые данные сохраняются на электронных носителях в виде файлов отчета, в которых наряду с первичными временными рядами пульсаций компонент скорости ветра, температуры, давления и влажности также содержится большое число статистических оценок характеристик воздуха, ветра и турбулентности, рассчитываемых в реальном времени измерений для предварительно заданного срока измерений. В частности вычисляются одноточечные 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. Структурные постоянные температурных флуктуаций в ПО метеостанций рассчитываются по формуле [1]

$$C_T^2 = \left\langle \left[T'(t + \Delta t) - T'(t) \right]^2 \right\rangle \left(\langle V_{\text{mod}} \rangle \Delta t \right)^{-2/3}, \quad (1)$$

где V_{mod} - модуль среднего вектора скорости ветра; Δt - временной интервал между измерениями мгновенных метеовеличин. Для ветровых структурных постоянных формулы аналогичны. Таким образом, алгоритмы расчетов турбулентных параметров, реализованные в

существующем программном обеспечении метеостанций, основаны на классической теории подобия и стандартной модели однородной и изотропной турбулентности Колмогорова-Обухова со степенной структурной функцией и показателем $2/3$. Кроме того, при оценке структурной постоянной расчет структурной функции (первый множитель в (1)) проводится только в одной (первой) точке пространственного аргумента. При этом с учетом довольно малого интервала Δt ($\sim 1/80$ сек) и при слабом ветре ($\sim 0,2-0,5$ м/сек) разнос $\rho = \langle V_{\text{mod}} \rangle \Delta t$ может лежать в области очень малых пространственных масштабов ($\sim 2-6$ мм) принадлежащих интервалу диссипации, где показатель степенной модели 2, а не $2/3$.

Отметим, что эти оценки производятся для конкретного, заранее установленного при запуске метеостанции временного интервала осреднения – срока наблюдения. В дальнейшем, при анализе и применении полученных данных с целью исследования детальной структуры турбулентности, зачастую возникает необходимость изменения этого интервала или сопоставления оценок при различных сроках наблюдения.

Как показывают многочисленные наблюдения в атмосфере, ситуация, когда реализуются условия однородной и изотропной турбулентности является достаточно редкой. На практике степенная зависимость структурных функций и энергетических спектров турбулентных микропульсаций отличается от Колмогоровской. При расчетах некоторых турбулентных параметров, (например структурной характеристики) для реальной атмосферной турбулентности классическая степенная модель применима далеко не всегда. Оцениваемые в таких условиях неколмогоровские структурные постоянные флуктуаций температуры C_t^2 , продольной C_u^2 и поперечной C_v^2 компонент ветра и имеют величину и размерность, отличающуюся от стандартной. Момент потока импульса $\langle u'w' \rangle$ для конкретных сроков наблюдения также не всегда отрицателен (направлен к земле), что противоречит положениям классической теории подобия приземного слоя атмосферы, согласно которым при торможении воздушного потока о подстилающую поверхность импульс передается от атмосферы к земле. Противоположная направленность потока импульса $\langle u'w' \rangle$ приводит к невозможности оценок таких характеристик как скорость трения $u^* = \sqrt{-\langle u'w' \rangle}$ (отрицательная величина под корнем), и от него зависящих - масштаба температуры T^* , масштаба Монино-Обухова L^* . Также представляет интерес оценки эквивалентной структурной характеристики [3].

В настоящее время накоплены многочисленные массивы акустических измерений метеопараметров для различных ветровых и турбулентных условий. Целью данной работы является разработка программного обеспечения (ПО), позволяющего производить расчеты

различных статистических параметров ветра и турбулентности из долговременных временных рядов выборок мгновенных значений метеопараметров, регистрируемых акустическими метеоконструкциями при произвольном задании интервала осреднения. Разрабатываемое ПО предназначено для поддержки выполнения научных исследований атмосферы на основе первичных выходных данных акустических измерений. Программа позволяет обрабатывать файлы отчетов, сформированных в процессе работы акустической метеостанции, содержащие массивы мгновенных значений температуры и трех ортогональных компонент скорости ветра.

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.

Методика обработки состоит в следующем. Производим оценку структурной функции для последовательности экспериментальных данных. Для безразмерной температуры $\tilde{T}_j = T_j / \langle T \rangle - 1$ найдем оценку структурной функции для последовательности экспериментальных данных

$$D(lR) = \frac{1}{N-l-1} \sum_{j=0}^{N-l-1} (\tilde{T}_j - \tilde{T}_{j+l})^2, \quad R = |\langle \mathbf{V} \rangle| / f, \quad (2)$$

где f – частота регистрации, \mathbf{V} – скорость ветра. Далее, нужно выбрать участок, пространственных разносов по которому будем проводить оценку параметров инерционного интервала спектра. Для большинства атмосферных задач можно явно указать такую пару значений пространственных разносов $\rho_{1,2}$, что меньший из них заведомо превосходит внутренний масштаб турбулентности, а больший – не достигает внешнего. Параметры структурной функции в инерционном интервале (показатель степени и структурную характеристику) определяем, аппроксимируя структурную функцию степенным трендом в интервале $[\rho_1, \rho_2]$. Аналогичную процедуру проводим для энергетического спектра флуктуаций. В результате находим оценки показателя степени и внешнего масштаба. Вывод о применимости степенной модели делаем, сравнив параметры, определенные по структурной функции и спектру.

Примеры обработки рядов метеоданных по изложенной выше методике представлены на рис. 1. Метеостанция АМК-03 [2] располагалась на высоте ~ 3 м над поверхностью. Измерения проводились в августе 2020 г. Частота регистрации метеоданных составляла $f = 80$ Гц. Интервал осреднения выбран длительностью 10 мин.

На рис. 1а представлены оценки показателя степенной модели по структурной функции и спектру. Видно, что на протяжении почти всего периода наблюдения, обе оценки лежат заметно

ниже значения $2/3$, соответствующего модели развитой турбулентности. Более того, присутствуют достаточно длительные (несколько часов) участки, где оценка α по спектру устойчиво оказывается ниже 0 . В этом случае наблюдается заметное расхождение в оценках по спектру и по структурной функции, что говорит о необходимости модификации степенной модели с ограничением спектра на высоких частотах. В остальном, оценки хорошо согласуются между собой, причем оценка по структурной функции флуктуирует заметно меньше. На Рис. 1б, 1в показана временная изменчивость C_n^2 и L_0 .

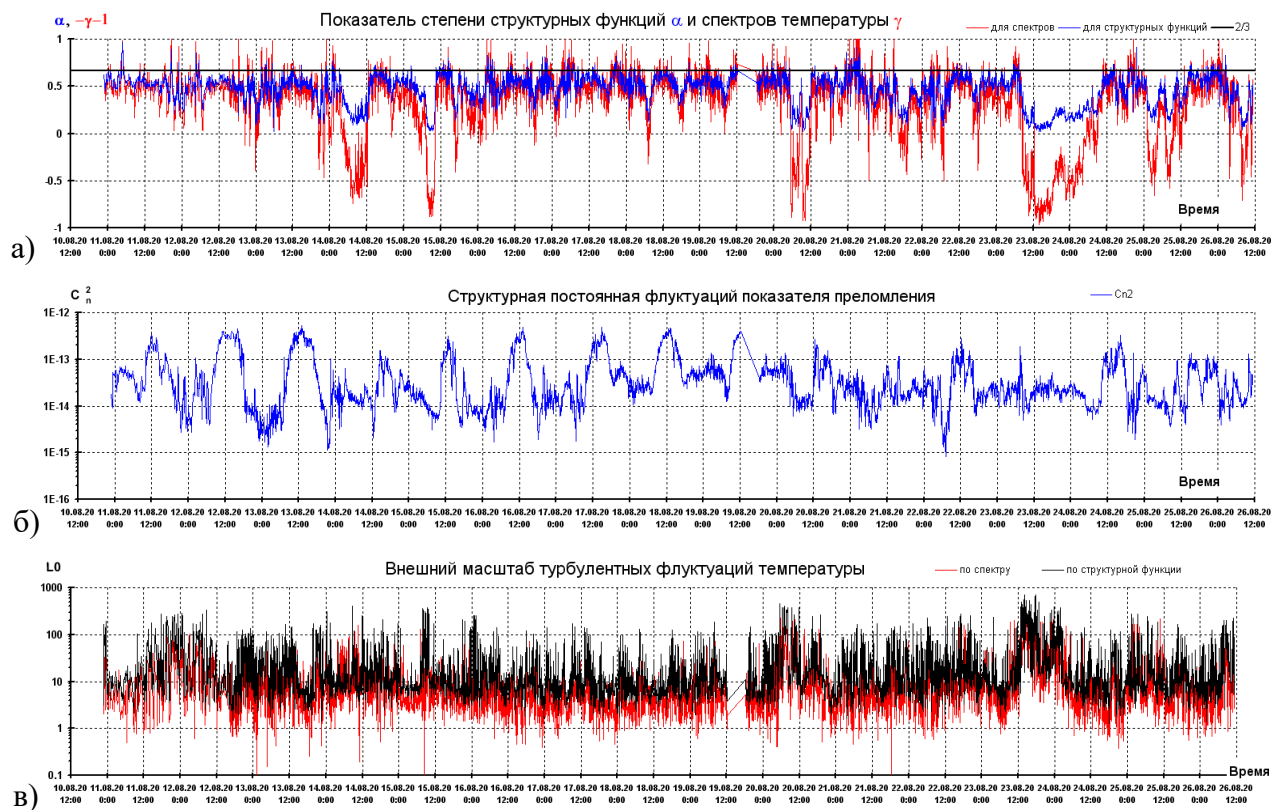


Рисунок 1 – Временная изменчивость показателя степени структурной функции а), структурной характеристики показателя преломления б), внешнего масштаба турбулентности в)

Работа выполнена по госзаданию ИОА СО РАН при поддержке Министерства науки и высшего образования РФ.

1. Тихомиров А.А. Ультразвуковые анемометры и термометры для измерения пульсаций скорости и температуры воздушных потоков. Обзор // Оптика атмосферы и океана. 2010. Т. 23. № 7. С. 585-600.

2. Азбукин А.А., Богусевич 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. 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.

ПРИМЕНЕНИЕ ДАННЫХ АКТИВНОГО И ПАССИВНОГО СПУТНИКОВОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ДЛЯ АНАЛИЗА ЗАТОПЛЕННОЙ КОНВЕКЦИИ НАД ЗАПАДНОЙ СИБИРЬЮ

Жуков Д.Ф.¹, Пустовалов К.Н.^{1,2}, Нагорский П.М.²

¹Томский государственный университет, г. Томск, Россия

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

e-mail: den1szhuk0v@ya.ru, const.pv@ya.ru, npm_sta@mail.ru

Выявлены случаи прохождения фронтальных облачных систем с затопленной конвекцией в Западной Сибири, для которой проведены отбор и обработка различных спутниковых данных с последующим их анализом. Были выявлены пороговые значения некоторых характеристик затопленной конвекции над Западной Сибирью по данным активного спутникового зондирования, а также выполнена оценка статистических зависимостей между продуктами активного и пассивного спутникового зондирования методом аппроксимации данных.

Одним из последствий изменения климата является изменение повторяемости кучево-дождевой облачности и связанных с ней опасных явлений. Существенное увеличение доли конвективной облачности во второй половине XX в. – начале XXI в. наблюдается в регионах Северной Евразии [1]. Сохранение данной тенденции ведёт к соответствующему увеличению повторяемости таких опасных явлений, как грозы, град, шквалы, интенсивные ливни и др. Следует отметить, что одним из наименее изученных мезомасштабных конвективных явлений до сих пор остаётся затопленная конвекция (ЗК) – облачные образования, состоящие из скоплений конвективных облаков и возникающие в зонах атмосферных фронтов (АФ), которые затоплены («замаскированы») во фронтальной слоистообразной облачности [2, 3]. В связи с данной особенностью ячейки ЗК сложно обнаружить при наблюдении с земной поверхности, поэтому наиболее эффективными средствами для их обнаружения являются системы спутникового мониторинга Земли. При этом на юге Западной Сибири зафиксирована высокая повторяемость мезомасштабной конвективной облачности [4, 5]. Таким образом, исследование затопленной конвекции и связанных с ней явлений на данной территории является практически значимым и актуальным.

Целью работы является исследование затопленной конвекции по данным различных космических аппаратов (КА) CloudSat, CALIPSO и Aqua с последующим её обнаружением во фронтальной облачности и переходом от методов активного спутникового зондирования ЗК к методам пассивного.

Для исследования были использованы следующие данные:

1. Продукты второго уровня обработки («2B-GEOPROF-LIDAR», «2B-GEOPROF» и «2B-CWC-RO») по данным радара CPR (КА CloudSat) и лидара CALIOP (КА CALIPSO) [6];

2. Продукты второго уровня обработки («CloudOpticalThickness», «CloudWaterPath» и «CloudEffectiveRadius») по данным спектрорадиометра MODIS (КА Aqua)[7].

На первом этапе производился отбор случаев прохождения облачных систем атмосферных фронтов с наличием мезонеоднородностей, связанных с затопленной конвекцией на основе данных EOSDISWorldview[8]. Были выделены временные интервалы и зоны их прохождения над территорией исследования. Всего за период 2010–2019 гг. было отобрано и обработано порядка 60 случаев прохождения атмосферных фронтов (35 холодных фронтов, 5 тёплых и 20 фронтов окклюзии). Из этого массива была выделена выборка из 16 случаев (за период 2012–2016 гг.), совместные измерения CloudSat/CALIPSO и Aqua для которых имели наибольшую временную синхронность.

Затем для отобранных случаев были получены данные второго уровня обработки продуктов приборов CPR/CALIOP и MODIS с серверов NASADataProcessingCenter [6] и LAADSDAAC [7]. Далее в среде программирования MATLAB (TheMathWorks, Inc.) был разработан авторский программный код, с помощью которого производились импорт полученных продуктов, их обработка и в конечном итоге визуализация с вычислением некоторой статистики. Данные обрабатывались и визуализировались по авторскому методу выделения слоёв облачности с учётом выявленных критериев по данным радиолокационной отражаемости (Z) и водности (Q). В качестве критериев выделения конвективных ячеек брались следующие пороговые значения исследуемых величин: Z – 9 дБ и более, Q – 200 мг/м³ и более. Эти пороги были подобраны эмпирически исходя из распределения данных величин во фронтальных облачных системах [9].

В результате были подготовлены тематические изображения: вертикальное расположение облачных слоёв (в том числе расположение зон затопленной конвекции) с изменением характеристик оптической плотности облачности (CloudOpticalThickness – COT), водозапаса облачности (CloudWaterPath – CWP) и эффективного радиуса облачных частиц (CloudEffectiveRadius – CER), а также графики линейной аппроксимации исследуемых параметров. Продукты MODIS отбирались с помощью авторского алгоритма сопоставления координат пролётов космических аппаратов так, чтобы они относились именно к зонам измерения CloudSat/CALIPSO и описывали отобранные случаи.

Рассмотрим детально вертикальную структуру одного из типичных случаев облачной системы холодного фронта (рисунок 1).

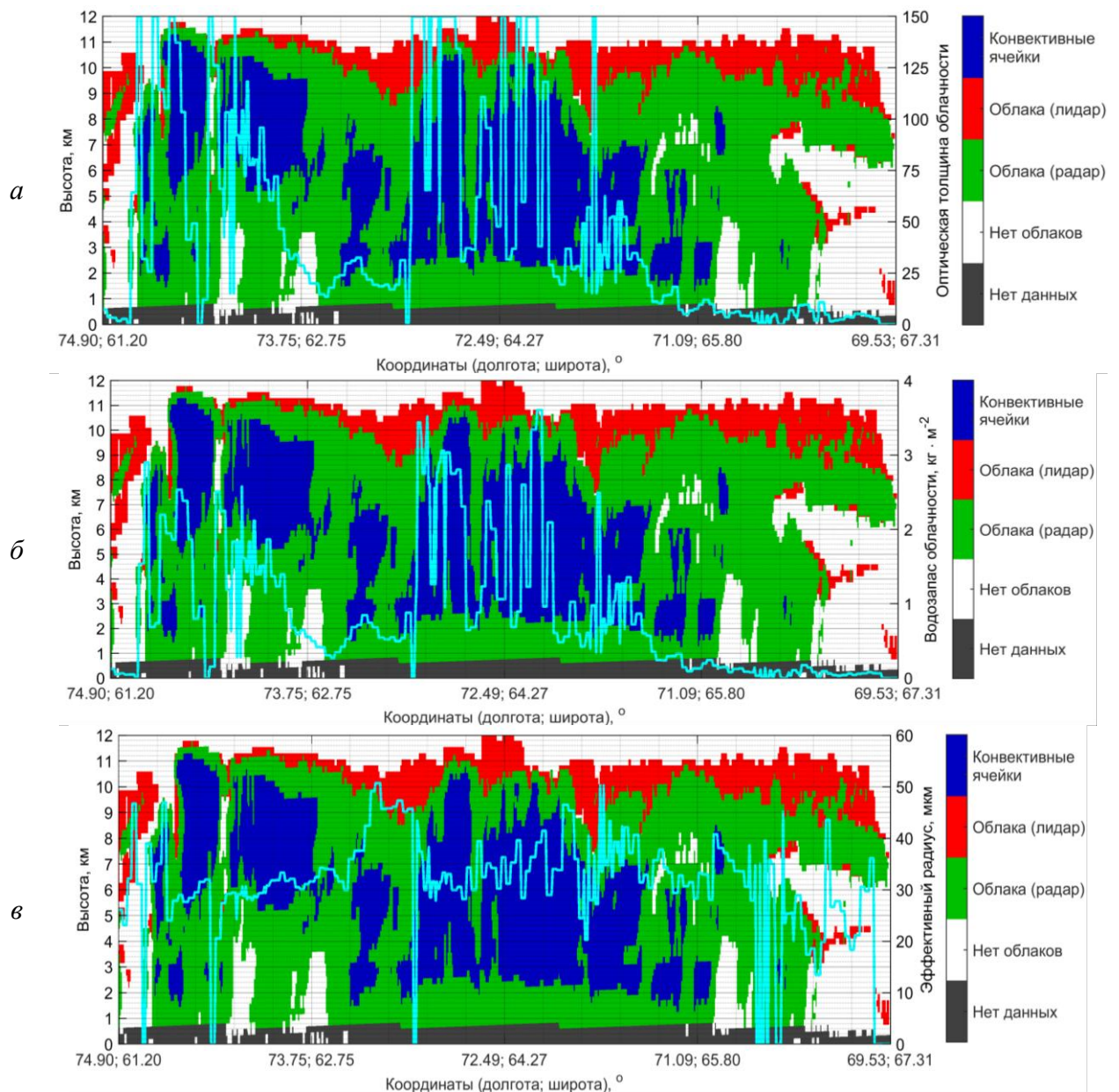


Рисунок 1 – Маски слоёв облачной системы холодного фронта за 12.07.2016 г. по данным CPR/CALIPSO (KA CloudSat/CALIPSO) с графиками (кривые голубого цвета, ось у – справа) изменения $COT(a)$, CWP (δ) и CER (ϵ) по данным MODIS (KA Aqua)

Согласно рисунку 1, горизонтальная протяжённость данной облачной системы (вдоль трека пролёта KA CloudSat/CALIPSO) составила ~ 1010 км, высота ВГО (верхней границы облачности) ~ 12 км. Протяжённость же и высота ВГО зоны конвективных образований внутри рассматриваемой системы оставили ~ 260 км и ~ 11 км соответственно. Изменения оптической плотности (a) и водозапаса облачности (δ), в свою очередь, хорошо согласуются с особенностями внутренней структуры облачной системы – данные параметры возрастают именно в зонах, определённых как конвективная облачность. Исходя из этого можно сказать, что продукты прибора MODIS также могут быть использованы для выделения ячеек ЗК.

Изменения эффективного радиуса (e) в свою очередь коррелируют со структурой облачности несколько хуже, что обусловлено спецификой данного параметра (эффективный радиус в случае облачных кристаллом заведомо больше, чем в случае капель, в следствие расширения воды при замерзании).

В целом, высота верхней границы этих очагов, их протяжённость, а также значения оптической толщи и водозапаса облачности соответствуют аналогичным параметрам, характерным для одиночных кучево-дождевых облаков (или их скоплений)[10].

На рисунке 2 приведены графики дискретной аппроксимации зависимости COT, CWP/CER от величин Z и Q (CloudSat/CALIPSO), которые выступают в качестве предикторов.

совместно с данными оптической плотности, водозапаса и эффективного радиуса облачных частиц (MODIS) по 16 случаям затопленной конвекции за период 2010–2016 гг.

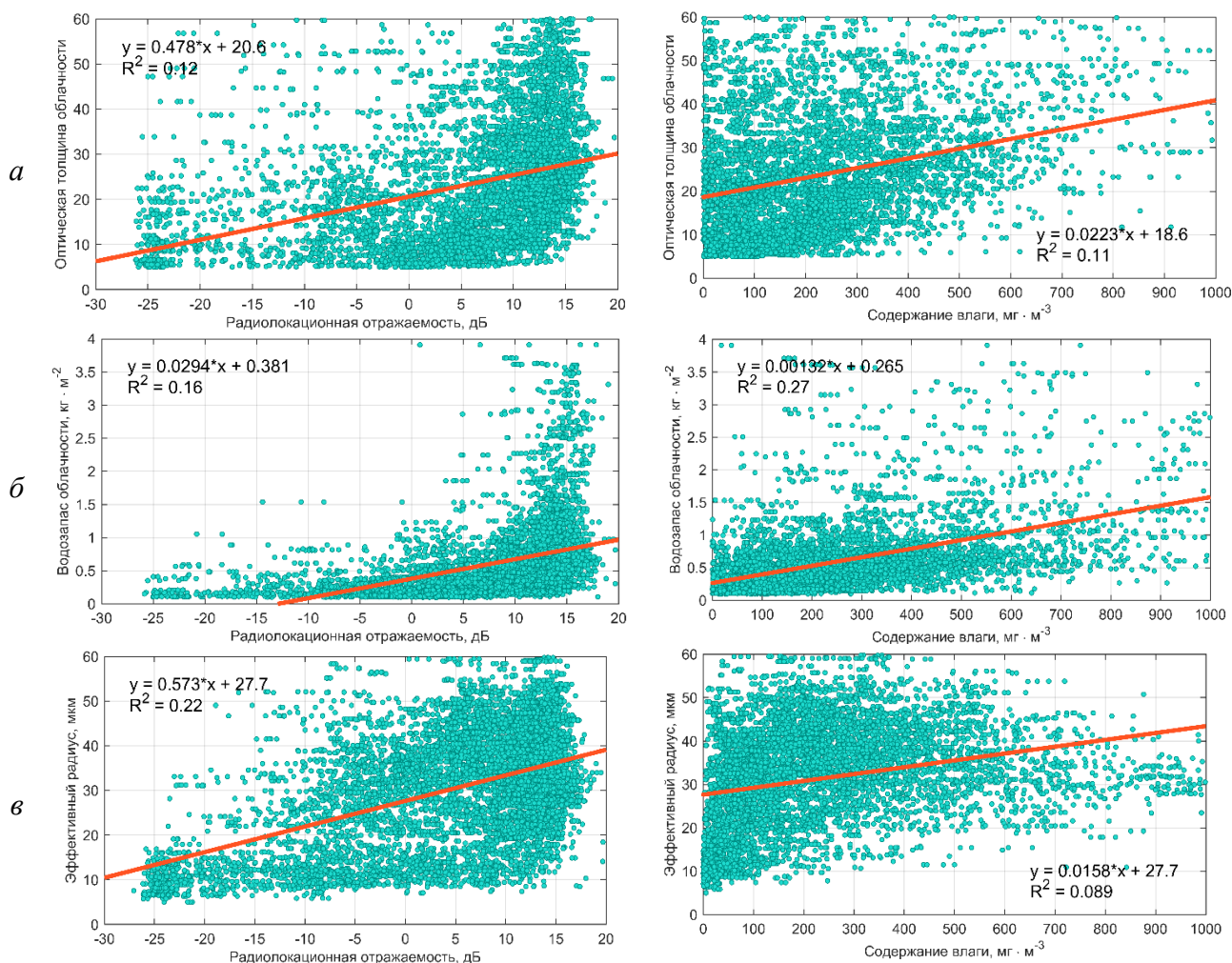


Рисунок 2 – Зависимости COT(а), CWP(б) и CER(в) (MODIS) от Z и Q (CloudSat/CALIPSO) с их линейной аппроксимацией по 16 случаям затопленной конвекции за период 2010–2016 гг.

Для каждой зависимости параметров, представленных на рисунке 2, были рассчитаны коэффициенты уравнения регрессии, а также коэффициенты детерминации (R^2) и корреляции (R), которые приведены в таблице 1.

Таблица 1 – Результаты аппроксимации совместных данных активного и пассивного спутникового зондирования

	COT			CWP			CER		
	<i>a</i>	<i>b</i>	R^2	<i>a</i>	<i>b</i>	R^2	<i>a</i>	<i>b</i>	R^2
<i>Z</i>	0,478	20,6	0,12	0,029	0,38	0,16	0,573	27,7	0,22
<i>Q</i>	0,022	18,6	0,11	0,001	0,27	0,27	0,016	27,7	0,09

Согласно данным из таблицы 1 наилучшую среди всех продуктов MODIS связность с данными CloudSat/CALIPSO показали данные водозапаса. Коэффициенты детерминации в этом случае составили 0,16 и 0,27 соответственно; коэффициенты корреляции при этом получаются равными – 0,40 и 0,52. Из этого следует, что между данными водозапаса облачности и данными радиолокационной отражаемости и водности прослеживается умеренная связь.

С остальными продуктами ситуация иная. Оптическая плотность имела связь с *Z* и *Q* от низкой до умеренной, со следующими значениями коэффициентов: R^2 составил порядка 0,12 и 0,11; *R* – 0,35 и 0,33. Эффективный радиус в свою очередь хоть и имел наибольшие значения коэффициентов связи среди исследуемых продуктов с отражаемостью (R^2 порядка 0,22 и *R* порядка 0,47), но в то же время и наименьшие с водностью (R^2 порядка 0,09 и *R* порядка 0,30).

Таким образом, было определено, что по пороговым значениям характеристик затопленной конвекции, по данным активного спутникового зондирования KACloudSat/CALIPSO (приборы CPR/CALIOP), можно выявлять зоны ЗК во фронтальных облачных системах над Западной Сибирью.

Кроме того, проведённый регрессионный анализ зависимостей продуктов приборов MODIS и CPR/CALIOP показал наличие связей между их данными, достаточной для восстановления информации активного зондирования (CPR/CALIOP) по пассивному (MODIS). Пассивные радиометры в отличие от активных более распространены и обеспечивают гораздо большее пространственное покрытие в глобальных масштабах. Поэтому переход от активных методов спутникового зондирования к пассивным является важным шагом в изучении и выявлении затопленной конвекции на территории исследования.

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

1. Чернокульский А.В., Елисеев А.В., Козлов Ф.А. Опасные атмосферные явления конвективного характера в России: наблюдаемые изменения по различным данным // Метеорология и гидрология. 2022. № 5. С. 27-41.

2. Шметер С.М. Характеристики затопленной конвекции во фронтальных облаках и условия её образования // Метеорология и гидрология. 1990. №4. С 36–44.

3. Hobbs P.V. Organization and Structure of Clouds and Precipitation on the Mesoscale and Microscale in Cyclonic Storms // Reviews of Geophysics and Space Physics. November 1978. V. 16. № 4. P. 741–755.

4. Кошикова Т.С., Жукова В.А., Кузевская И.В. Оценка параметров мезомасштабных конвективных комплексов на основе спутниковых и аэрологических данных // Геосферные исследования. 2019. № 2. С. 86–97.

5. Нагорский П.М., Жуков Д.Ф., Картавых М.С., Оглезнева М.В., Пустовалов К.Н., Смирнов С.В. Структура мезомасштабных конвективных систем над Западной Сибирью по данным спутниковых наблюдений // Метеорология и гидрология. 2022. № 12. С. 45–55.

6. Cloud Sat Data Processing Center [Электронный ресурс]. URL: <ftp1.cloudsat.cira.colostate.edu> (Дата обращения: 30.10.2021).

7. LAADSDAAC [Электронный ресурс]. URL: <https://ladsweb.modaps.eosdis.nasa.gov/archive> (Дата обращения: 15.12.2022).

8. EOSDISWorldview [Электронный ресурс]. URL: <https://worldview.earthdata.nasa.gov> (дата обращения: 15.04.2020).

9. Жуков Д.Ф., Пустовалов К.Н., Нагорский П.М. Применение данных космических аппаратов CloudSat и CALIPSO для оценки характеристик затопленной конвекции во фронтальных облачных системах над югом Западной Сибири: Тезисы докл. // 20-ая Международная конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса», Москва, ноябрь, 2022. М.: Институт космических исследований Российской академии наук, 2022. С. 418.

10. Хромов С.П., Петросянц М.А. Метеорология и климатология: Учебник. Москва: Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, 2012. 584 с.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ МАТРИЦ ОБРАТНОГО РАССЕЯНИЯ СВЕТА КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ОБЛАКОВ, ПОЛУЧЕННЫХ С ПАРАЛЛЕЛЬНЫМ И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНЫМ НАКОПЛЕНИЕМ ЛИДАРНЫХ СИГНАЛОВ

Ни Е.В.¹, Брюханов И.Д.^{1,2}, Кучинская О.И.¹, Пензин М.С.¹, Животенюк И.В.¹,
Дорошкевич А.А.¹, Кириллов Н.С.¹, Самохвалов И.В.¹

¹Национальный исследовательский Томский государственный университет, г. Томск, Россия

²Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск, Россия

e-mail: wolf.ni@yandex.ru, plyton@mail.tsu.ru, okuchin@cern.ch, lidar@mal.tsu.ru

С 2009 г. в систематических измерениях на высотном поляризационном лидаре Томского государственного университета накоплен обширный объём экспериментальных данных по матрицам обратного рассеяния света (МОРС). Их совместный анализ с вертикальными профилями метеорологических параметров позволяет изучать особенности формирования микроструктуры облаков верхнего яруса (ОВЯ). Массив получен с двумя методиками измерения лидарных сигналов для расчёта 16 элементов МОРС: последовательной (до 2016 г.) и параллельной, когда одновременно ведётся накопление сразу 16 лидарных сигналов для определения всех элементов МОРС. Обсуждается возможность использования всего массива накопленных данных о МОРС для обучения нейронной сети с целью прогнозирования связей между оптическими свойствами ОВЯ и метеорологической обстановкой.

Климат является важнейшей характеристикой качества проживания населения в той или иной местности и, безусловно, требует углублённого изучения. Облака верхнего яруса (ОВЯ) являются общепризнанным фактором, влияющим на формирование климата. Нельзя не упомянуть антропогенный вклад [1] в их появление: многолетние наблюдения ОВЯ в северных широтах [2] показали увеличение частоты их образования с ростом авиационного трафика.

Решение задач прогнозирования климата и погоды требует создания теоретических моделей, основанных на множественных систематических измерениях параметров атмосферы. В Томском государственном университете (НИ ТГУ) на высотном матричном поляризационном лидаре (ВМПЛ) ведутся систематические эксперименты по определению вертикальных профилей полных матриц обратного рассеяния света (МОРС) слоёв атмосферы с разрешением по вертикали 37,5–150 м на высотах от 3 до 15 км. Для зондирования используется вторая гармоника Nd:YAG лазера (длина волны 532 нм). Результаты измерений сопоставляются с соответствующими вертикальными профилями метеорологических величин, получаемыми аэрологическим зондированием [3]. За время эксплуатации лидара накоплен существенный массив лидарно-метеорологических данных, чей анализ может быть использован для формирования инструментов прогнозирования состояния атмосферы. В частности, в настоящее время ведётся разработка нейронной сети для прогнозирования микроструктуры (степени ориентированности ледяных частиц) ОВЯ [4].

До 2016 г. измерения на ВМПЛ выполнялись в режиме последовательной смены комбинаций состояний поляризации зондирующего и принимаемого обратно рассеянного излучения [5]. При таком подходе для каждой фиксированной комбинации лидарные сигналы накапливались в течение примерно одной минуты, после чего происходила смена положений поляризационных блоков передающей и приёмной систем лидара и процесс повторялся (рисунок 1). Так, последовательно накапливались 16 лидарных сигналов, необходимых для определения всех элементов МОРС. Этот подход основывался на предположении, что в генеральном ансамбле сохраняются микрофизические характеристики частиц, ответственные за поляризацию излучения, и допускались лишь вариации их концентрации. С 2016 г. используется режим параллельных измерений, при котором накопление лидарных сигналов для определения всех 16 элементов МОРС производится одновременно, что соответствует усреднению по одному и тому же объёму облака (или ансамблю рассеивающих частиц).

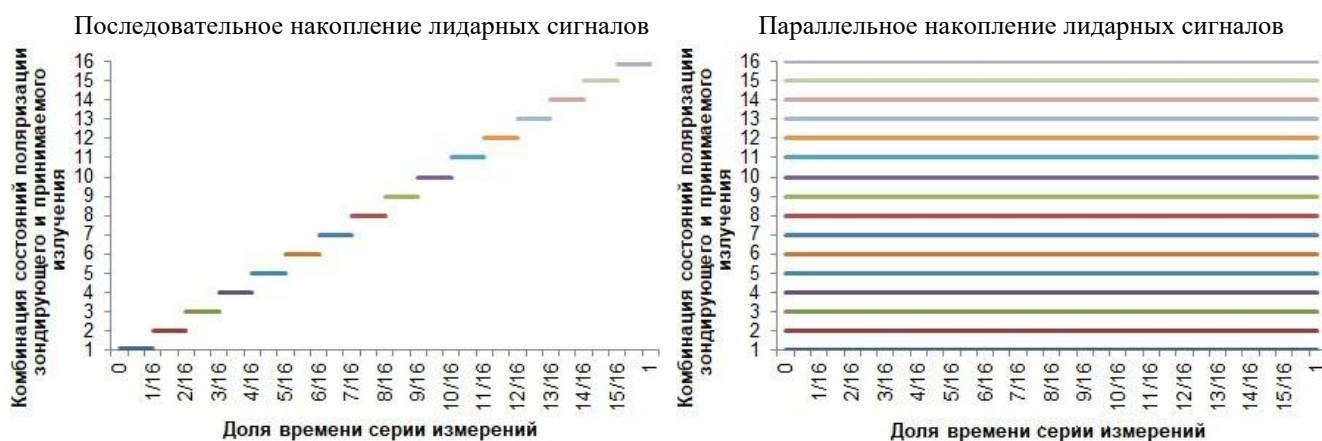


Рисунок 1 – Диаграммы распределения времени накопления в течение серии измерений с последовательным и параллельным накоплением лидарных сигналов

Такой подход более предпочтителен, поскольку позволяет выделять по заданным критериям интервалы времени для обработки. В частности, это позволило обнаружить в протяжённом облачном поле перистого облака локальные части с преимущественной горизонтальной ориентацией ледяных частиц и оценить горизонтальные размеры таких областей [6]. На рисунке 2 в качестве примера представлена временная динамика вертикального профиля мощности лидарного сигнала, полученная в течение одной серии измерений (длительность – 16 минут 40 секунд). На рисунке жёлтыми вертикальными линиями время серии разделено на пять интервалов с равной длительностью. В течение первых двух из них зарегистрированное ОВЯ проявляло свойства, характерные для присутствия горизонтально ориентированных частиц льда (зеркальное облако), в течение третьего и четвёртого этих

свойств у облака зафиксировано не было, а в течение пятого интервала облако вовсе не попадало в поле зрения приёмной системы лидара.

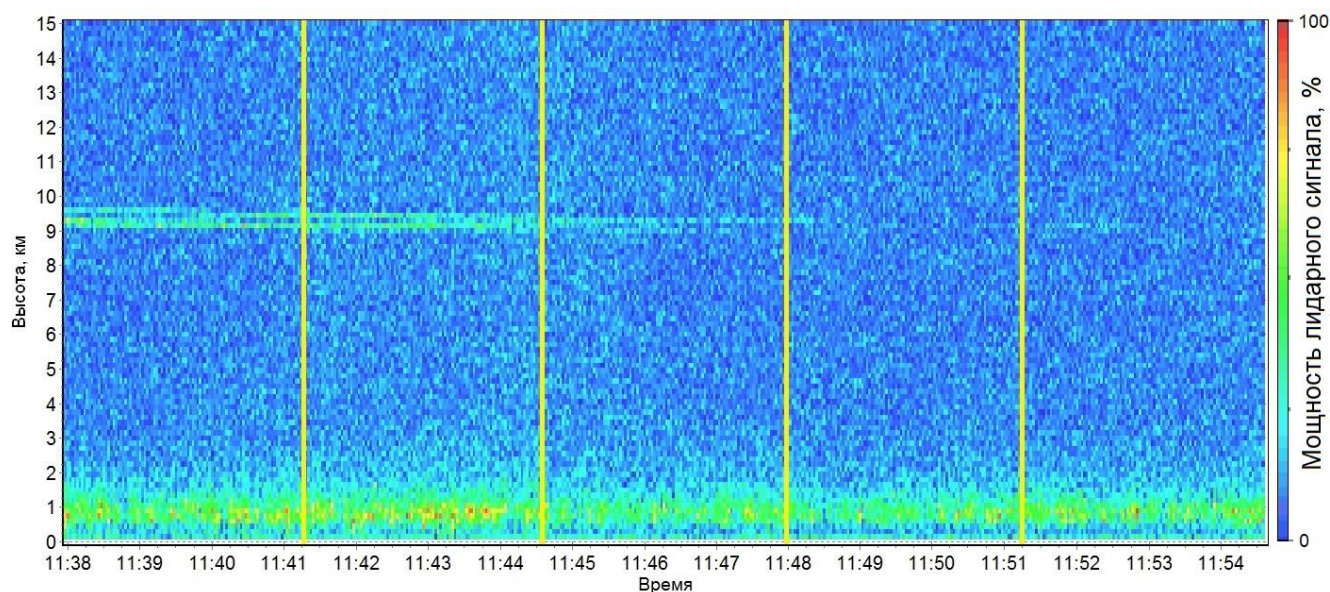


Рисунок 2 – Временная динамика вертикального профиля мощности лидарного сигнала: регистрация зеркальных и незеркальных локальных частей ОВЯ [6]

Массив измерений, выполненных с параллельным накоплением лидарных сигналов, объединяет результаты более чем 2500 серий. Это существенный объём, однако тренировка нейронной сети требует как можно большего объёма входных данных. С точки зрения расширения экспериментального массива, используемого для разработки и обучения нейронной сети, представляет интерес его объединение с данными более ранних измерений 2009–2016 гг., выполненных в режиме последовательного накопления сигналов (более 1600 серий). С целью такого расширения необходимо оценить его корректность, для чего разработана методика имитации данных зондирования с последовательным накоплением лидарных сигналов на основе данных параллельных измерений. Согласно методике, в массивах временной динамики вертикального профиля мощности лидарного сигнала для каждой комбинации блоков трансформации состояния поляризации зондирующего и принимаемого излучения выбираются интервалы времени, соответствующие последовательной схеме, а остальные данные исключаются из рассмотрения (см. рисунок 1).

Выполнение такой обработки лидарных данных чревато потерей полезного сигнала, поэтому выбиралась такая серия измерений, в течение которой облако наблюдалось в течение всей серии измерений и сохраняло в течение неё примерно одинаковый диапазон высот. На рисунке 3 представлена временная динамика мощности лидарного сигнала выбранной серии. Очевидно, за одно и то же время для одной комбинации положений поляризационных блоков передающей и приёмной систем лидара при последовательной схеме измерений выполняется

большее количество импульсов, чем при параллельной. Это связано с тем, что при последней за то же время выполняются измерения не только с этой комбинацией, но и с остальными. По этой причине, чтобы уравнивать количество импульсов для каждой комбинации данных псевдопоследовательных измерений и истинно последовательных, выполнялось временное интерполирование лидарных сигналов. Говоря простым языком, была выполнена имитация данных зондирования с последовательным накоплением лидарных сигналов на основе данных серии измерений с параллельным накоплением.

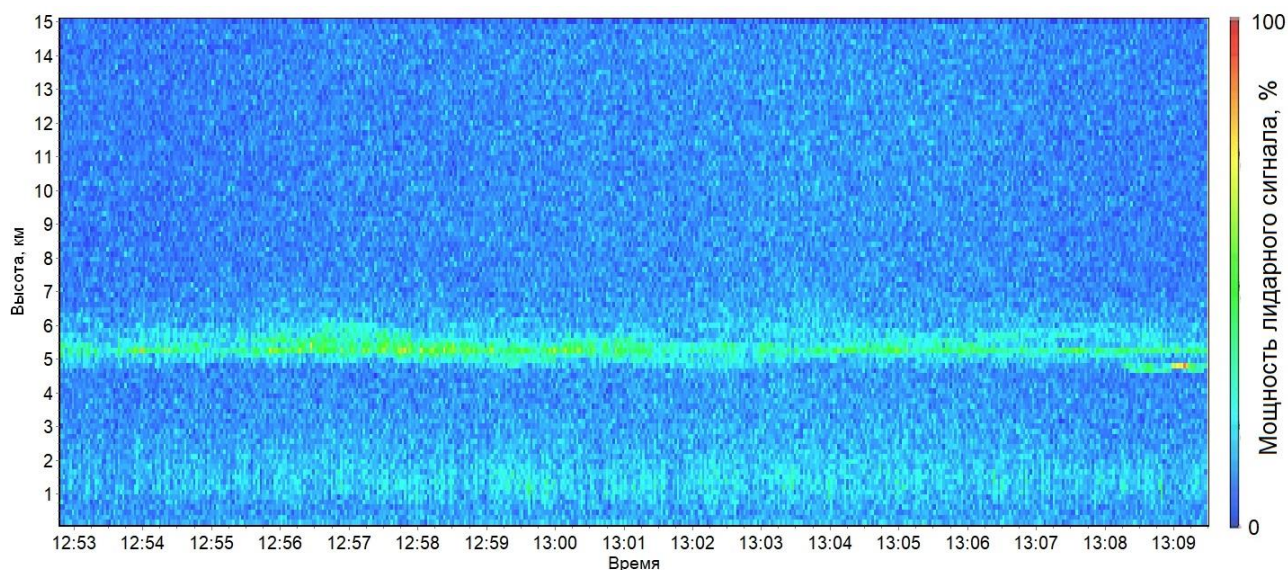


Рисунок 3 – Временная динамика вертикального профиля мощности лидарного сигнала: ОВЯ наблюдалось примерно в одном диапазоне высот в течение всей серии измерений

Для оценки согласования элементов МОРС, полученных таким образом, с данными исходной серии с параллельным накоплением рассчитывалась средняя разность соответствующих элементов МОРС:

$$Bias = \frac{1}{16} \sum_{k=1}^{16} (m_{i,j,k \text{ parallel}} - m_{i,j,k \text{ simulated}}), i = 1, 2, 3, 4; j = 1, 2, 3, 4.$$

Вертикальный профиль указанной величины представлен на рисунке 4.

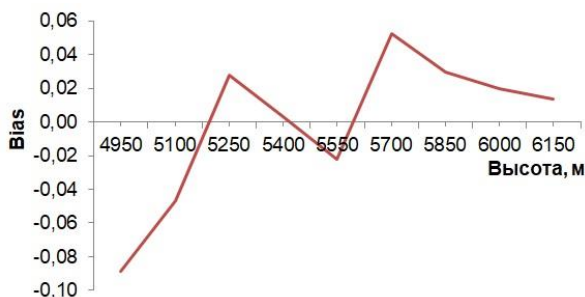


Рисунок 4 – Средняя разность всех элементов МОРС в диапазоне высот зарегистрированного лидаром ОВЯ

Как видно из рисунка, величина средней разности всех элементов МОРС зарегистрированного ОВЯ находится в диапазоне $-0,09...0,05$, что представляется несущественным, по крайней мере, для диагональных элементов МОРС. Это позволяет сделать вывод о близости данных измерений с параллельным накоплением к данным зондирования с последовательным, сформированными на основе той же серии измерений. Таким образом, заключаем, что данные последовательных измерений могут быть использованы в одном массиве для обучения нейросети, разрабатываемой для прогнозирования связей между оптическими свойствами ОВЯ и метеорологической обстановкой. Безусловно, последовательные измерения не позволяют выявлять локальные части ОВЯ с характерными отличиями оптических и микрофизических свойств. Тем не менее, при прочих равных условиях, данные более ранних измерений (с допущением о неизменности свойств облака за время измерений) могут быть использованы совместно с данными параллельных.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда, Грант № 21-72-10089.

1. *Kärcher B.* Formation and radiative forcing of contrail cirrus // *Nature Communications*. 2018. No. 9. P. 1824.
2. *Minnis P., Ayers J.K., Palikonda R., Phan D.* Contrails, Cirrus Trends, and Climate // *Journal of Climate*. 2004. V. 17, No. 8. P. 1671–1685.
3. University of Wyoming [Электронный ресурс]. URL: <http://weather.uwyo.edu>.
4. *Hu E.B., Кучинская О.И., Пензин М.С., Бордулев Ю.С., Брюханов И.Д., Дорошкевич А.А., Самохвалов И.В.* Механизм прогнозирования оптических и геометрических характеристик облаков верхнего яруса на основе лидарных и метеорологических данных // *Лазерно-информационные технологии: труды XXIX Международной научной конференции (13–18 сентября 2021 г.) / ФГБОУ ВО «Белгородский государственный технологический университет им. В.Г. Шухова»*. – Новороссийск: НФ ФГБОУ ВО «БГТУ», 2021. С. 193–195.
5. *Самохвалов И.В., Кауль Б.В., Насонов С.В., Животенюк И.В., Брюханов И.Д.* Матрица обратного рассеяния света зеркально отражающих слоёв облаков верхнего яруса, образованных кристаллическими частицами, преимущественно ориентированными в горизонтальной плоскости // *Оптика атмосферы и океана*. 2012. Т. 25. № 5. С. 403–411.
6. Брюханов И.Д. Оптические свойства облаков верхнего яруса естественного и антропогенного происхождения, содержащих ориентированные кристаллы льда, по данным поляризационного лазерного зондирования: дис. канд. физ.-мат. наук. – Томск, 2022. – 138 с.

РАБОТА ТУРБУЛЕНТНОГО ЛИДАРА В ГОРОДСКИХ УСЛОВИЯХ

Разенков И.А.

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

e-mail: lidaroff@iao.ru

В г. Томске проведен эксперимент лидарного зондирования интенсивности оптической турбулентности. Работа осуществлялась с помощью микро импульсного УФ турбулентного лидара УОР-5, работающем на эффекте увеличения обратного рассеяния, который позволял оценивать структурную характеристику коэффициента преломления. Лидар располагался в здании Института на восточной окраине Томска, трасса зондирования была либо горизонтальная, либо имела небольшой наклон, и пересекала город в северо-западном направлении. Было проведено несколько серий измерений. Непрерывное время работы лидара в каждой серии составляло несколько суток. Параллельно с турбулентным лидаром работал аэрозольный лидар, который располагался рядом, его трасса зондирования была направлена на север под углом 30° относительно горизонта. Метео сопровождение включало измерение скорости ветра и температуру на двух уровнях. Эксперимент позволил локализовать интенсивные турбулентные зоны над городом и объяснить их местонахождение.

Принцип работы турбулентного лидара УОР-5 основан на эффекте увеличения обратного рассеяния (УОР), когда световая волна распространяется дважды по одному пути в неоднородной случайной среде [1]. Лидар состоит из передатчика и двух приемных каналов, один из которых точно совмещен с передающим каналом. В лидаре применяется микроимпульсный лазер и афокальный телескоп, на одной стороне которого находится приемопередающий канал, а на противоположной – второй приемный канал. Эхосигнал основного приемного канала нормируется на эхосигнал второго канала, а их отношение зависит от распределения структурной характеристики коэффициента преломления C_n^2 вдоль трассы зондирования. Работа лидара и алгоритм обработки данных изложены в работах [2, 3].

Цель работы заключалась в исследовании турбулентной обстановки на городом. При проведении эксперимента использовались одновременно два лидара - турбулентный лидар (355 нм), который работал по горизонтальной трассе, либо под небольшим углом к горизонту, и аэрозольный лидар (532 нм), трасса которого имела угол наклона 30° . Оба лидара располагались в помещении Института оптики атмосферы им. В.Е. Зуева ($56^\circ 28' 36.34''$ N, $85^\circ 02' 53.02''$ E). Данные аэрозольного лидара можно найти на сайте института [4].

На рисунке 1 представлена карта г. Томска, расположенного на правом берегу р. Томь. Направления зондирования лидаров показаны белыми линиями: трасса турбулентного лидара направлена на северо-запад, а трасса аэрозольного – на север. Профиль рельефа местности, показанный внизу рисунка 1, соответствует трассе турбулентного лидара. Метеорологические

измерения производились на восточной окраине г. Томска на Базовом экспериментальном комплексе (БЭК, 56°28'53.84" N, 85°05'55.76" E) на высотах 10 и 30 м. Месторасположение БЭК на рисунке 1 помечен звездочкой. Заметим, что лидары располагались на возвышенности, трасса турбулентного лидара сначала проходила над котловиной (р-н Восточный), расположенной на дистанции от 1 до 3 км от лидара. На дистанции 4 км трасса пересекала оживленную улицу (Иркутский тракт), за которой до дистанции 6,5 км была высотная застройка. Затем шло понижение и одноэтажный частный сектор (р-н Черемошники).

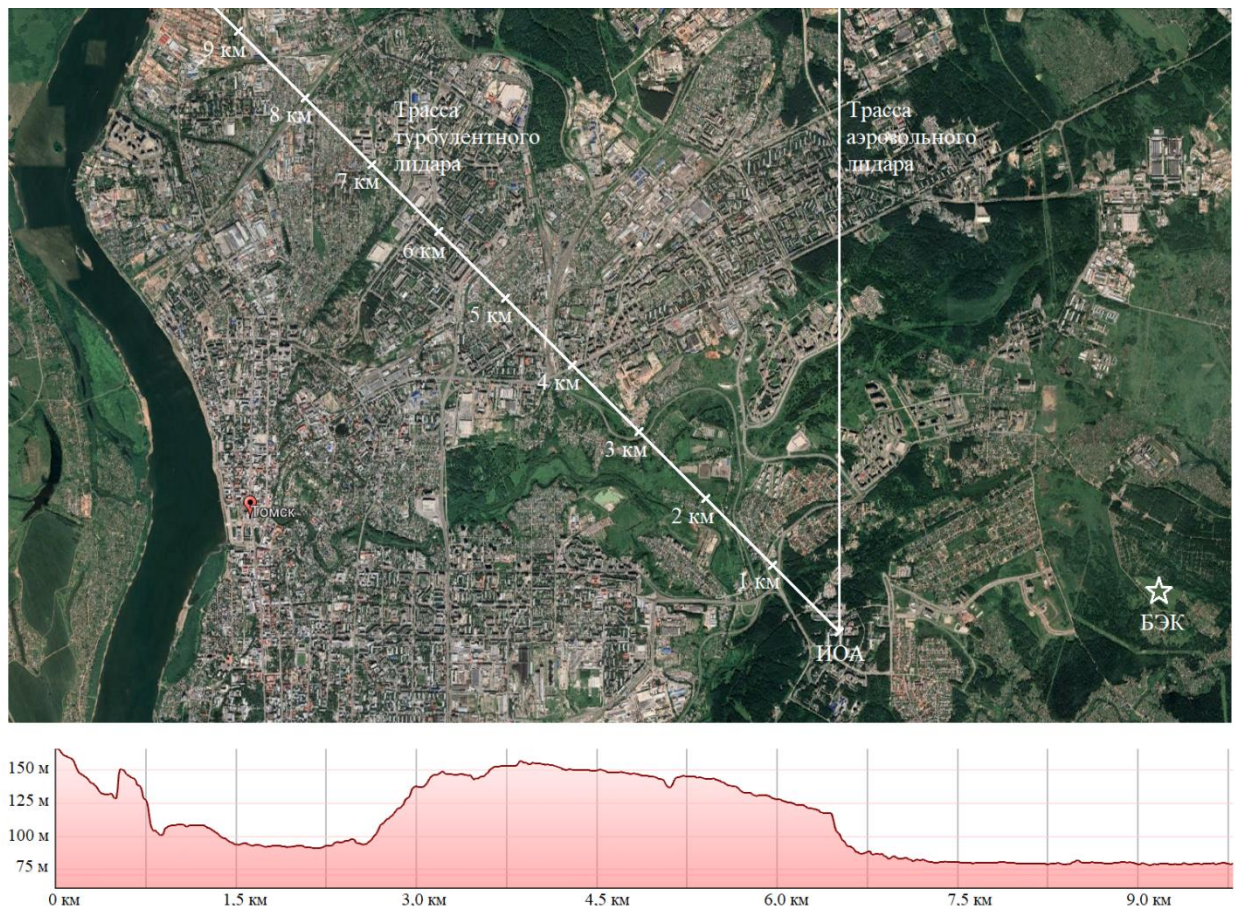


Рисунок 1 – Карта г. Томска (вверху) и профиль рельефа местности (внизу) вдоль трассы зондирования турбулентного лидара

Пример работы лидаров и метеосистемы в течение 8-ми суток с 11 по 18 февраля 2023 г. представлен на рисунке 2. Лидарные данные показаны в виде пространственно-временных распределений эхосигнала аэрозольного лидара (а) и структурной характеристики C_n^2 (б) турбулентного лидара. Ниже приведены: скорость (в) и направление (г) ветра; температура (е) и число Ричардсона (е).

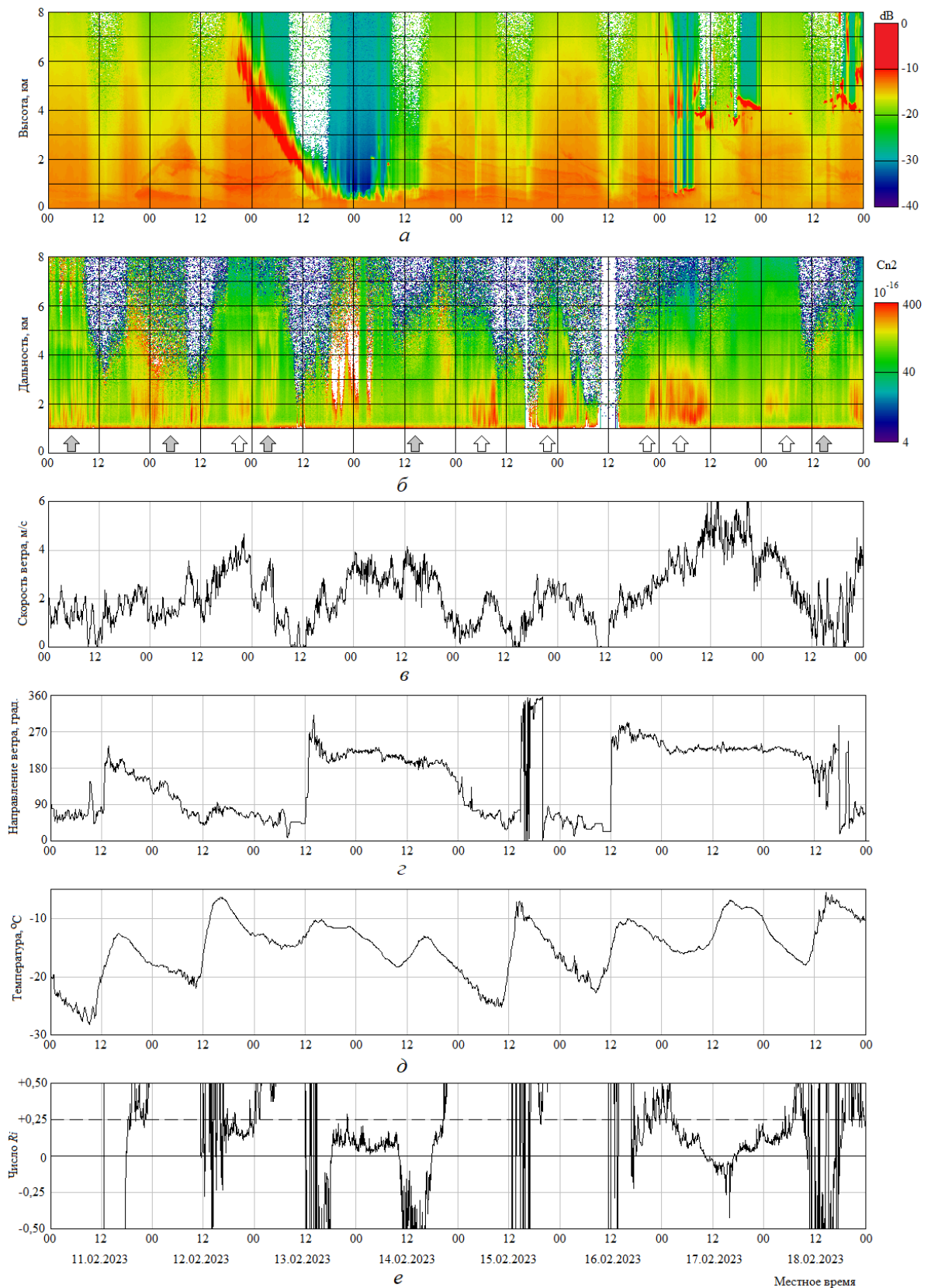


Рисунок 2 – Пространственно-временное распределение эхосигнала аэрозольного лидара (a); параметра C_n^2 (б), рассчитанного из эхосигналов турбулентного лидара; скорость (в) и направление ветра (z); температура (д) и число Ричардсона (e). 11-18 февраля 2023 г.

Метео обстановка во время измерений характеризовалась приходом циклона, когда в течение суток 13 февраля 2023 г. наблюдалась облачность (данные аэрозольного лидара на рисунке 2), затем 14 февраля пошел снег.

Проанализируем данные турбулентного лидара на рисунке 2, (б). Во-первых, отметим ежедневное повышение интенсивности турбулентности в ночное время, за исключением 14 числа при смене погоды. Повышение интенсивности происходит за счет возникновения волн Кельвина-Гельмгольца (ВКГ), когда воздушный поток теряет устойчивость. Необходимым условием возникновения ВКГ является слабая термическая устойчивость пограничного слоя, когда число Ричардсона $0 < Ri < 1/4$ [5]. Если сопоставить график числа Ri (е), когда $Ri < 1/4$ временем повышения параметра C_n^2 (б), то увидим фактическое совпадение. Заметим, что ВКГ возникают в интервале расстояний 1-4 км от лидара, как раз над котловиной (см. рисунок 1).

Во-вторых, следует отметить повышение интенсивности турбулентности на удалении 4-6 км от лидара, не связанное с ВКГ. Повышение турбулентности здесь связано с дорогой и высотной застройкой. Характерно, что начиная с дистанции 6 км интенсивность турбулентности всегда понижается, что объясняется понижением рельефа и одноэтажной застройкой в частном секторе города. Пример волн ВКГ в 00:30 и повышение C_n^2 над городской застройкой на дальности 4-6 км представлены на рисунке 3.

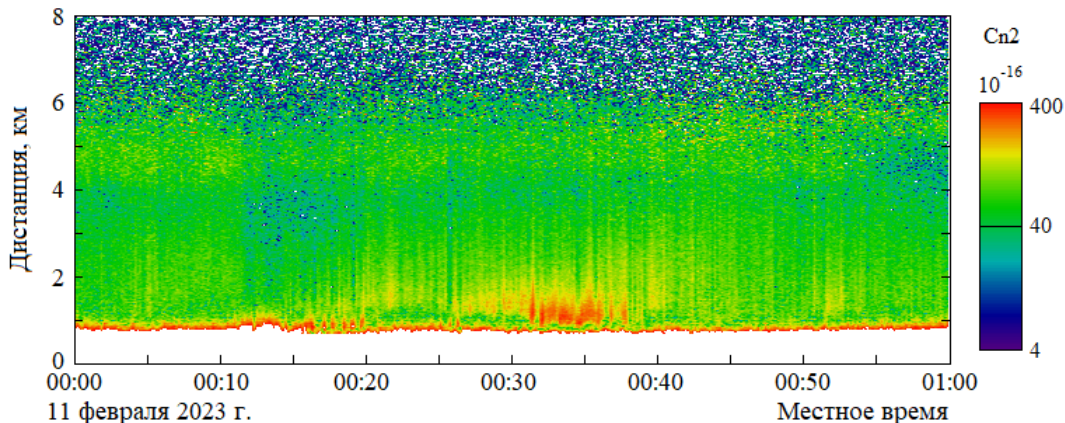


Рисунок 3 – Интенсивность оптической турбулентности над городом

1. *Кравцов Ю.А., Саичев А.И.* Эффекты двукратного прохождения волн в случайно неоднородных средах // Успехи физических наук. 1982. Т. 137. Вып. 3. С. 501-527.
2. *Разенков А.* Анализ технических решений при проектировании турбулентного лидара // Оптика атмосферы и океана. 2022. Т. 35. № 9. С. 766–776.
3. *Разенков И.А.* Эвристический подход к определению структурной характеристики показателя преломления по данным турбулентного лидара // Оптика атмосферы и океана. 2022. Т. 35. № 3. С. 195–204.
4. Лаборатория распространения волн Аэрозольный лидар [Электронный ресурс]. URL: <https://iao.ru/gu/online/lwplidar> (дата обращения 15.03.2023).
5. *Miles J.W.* On the stability of heterogeneous shear flow // J. Fluid Mech. 1961. V. 10. No. 4. P. 496–509.

ОПТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА АТМОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ В РАЙОНЕ ГОРЫ ВЕЧЕРНЕЙ, АНТАРКТИДА

Илькевич Е.А., Малинка А.В., Король М.М., Алексеев И.А., Базылевич В.А., Калевич А.И.,
Пещеренков В.А., Дик В.П.

Институт физики НАН Беларуси, г. Минск, Беларусь

e-mail: e.ilkevich@dragon.bas-net.by, a.malinka@ifanbel.bas-net.by,

m.korol@dragon.bas-net.by, i.alekseev@ifanbel.bas-net.by, v.basylevich@ifanbel.bas-net.by,

a.kalevich@ifanbel.bas-net.by, v.pescherenkov@ifanbel.bas-net.by, dick@dragon.bas-net.by

В докладе приведены результаты обработки данных измерения характеристик антарктического аэрозоля белорусской антарктической экспедицией (БАЭ) на станции AERONET *Vechernaya_Hill*. Обработаны данные за весь период наблюдений с 2008 г. по 2022 г. В результате сформирована модель аэрозоля «Вечерняя», которая представляет собой типичный аэрозоль для побережья Антарктиды в районе горы Вечерней. Модель существенно отличается от предлагаемых в литературе моделей прибрежного аэрозоля Антарктики и может быть использована в различных приложениях.

Измерения. В качестве измерительного прибора на станциях AERONET [1] используется спектральный сканирующий солнечный фотометр CE-318 2.

Прибор регистрирует два типа сигналов: прямое солнечное излучение на длинах волн 340, 380, 440, 500, 675, 870 и 1020 нм и излучение, рассеянное атмосферой в принципиальной плоскости и альмукантарате, на длинах волн 440, 670, 870 и 1020 нм.

Методика измерений и обработки данных разработана в Центре космических полетов им. Годдарда (НАСА) 3 и остаётся единой для всех станций AERONET и неизменной за весь период наблюдений. Результатом обработки данных радиометра является восстановление усредненных по атмосферному слою параметров аэрозоля: аэрозольной оптической толщины, показателя Ангстрема, альbedo однократного рассеяния, распределения частиц аэрозоля по размерам, показателя преломления (его действительная и мнимая части) и индикатрисы рассеяния 4. Данные наблюдений, как «сырые», так и обработанные, доступны онлайн в единой базе данных AERONET 1. В период экспедиций с 2008 по 2022 год на радиометрической станции *Vechernaya_Hill* было проведено 1264 суточных цикла радиометрических измерений.

Результаты и их обсуждение. Основным параметром аэрозольного слоя является его оптическая толщина (AOD — aerosol optical depth). На рисунке 1 представлен временной ряд оптической толщины аэрозоля на длине волны 550 нм (AOD550), измеренной на станции *Vechernaya_Hill* (значение на 550 нм рассчитывалось с помощью линейной интерполяции в логарифмической шкале). Показаны как общая AOD, так и относящаяся к тонкой (fine) и

грубой (coarse) фракциям. Из рисунка видно, что в основном аэрозоль состоит из мелких частиц (тонкая фракция), причём подавляющее большинство значений лежит в интервале отклонений $\pm\sigma$. Медианное значение $AOD_{550} = 0,027$.

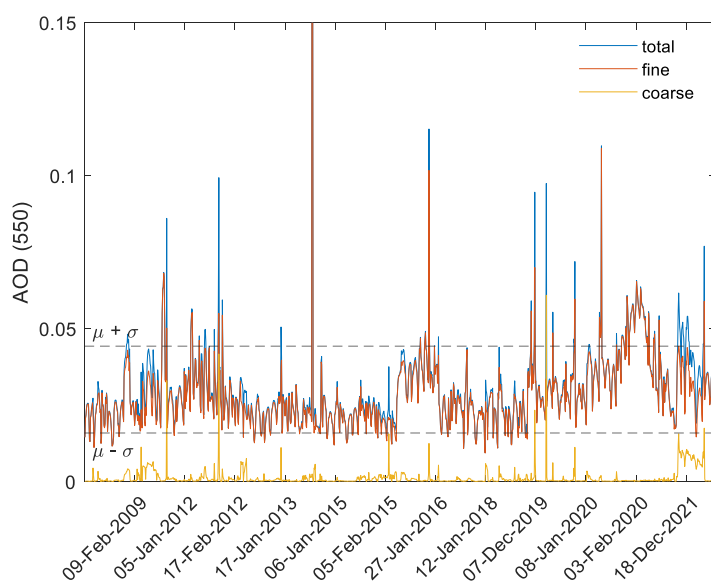


Рисунок 1 – Временной ряд AOD

Рисунок 2 представляет временные ряды ко-альбеда однократного рассеяния $1 - \omega_0$ на четырёх длинах волн. Красной линией показано медианное значение (для 550 нм медианное значение $\omega_0=0,9961$), пунктиром — соответствующее значение модели *Water-soluble 5* — одной из стандартных моделей аэрозоля, используемых Всемирной Метеорологической Организацией

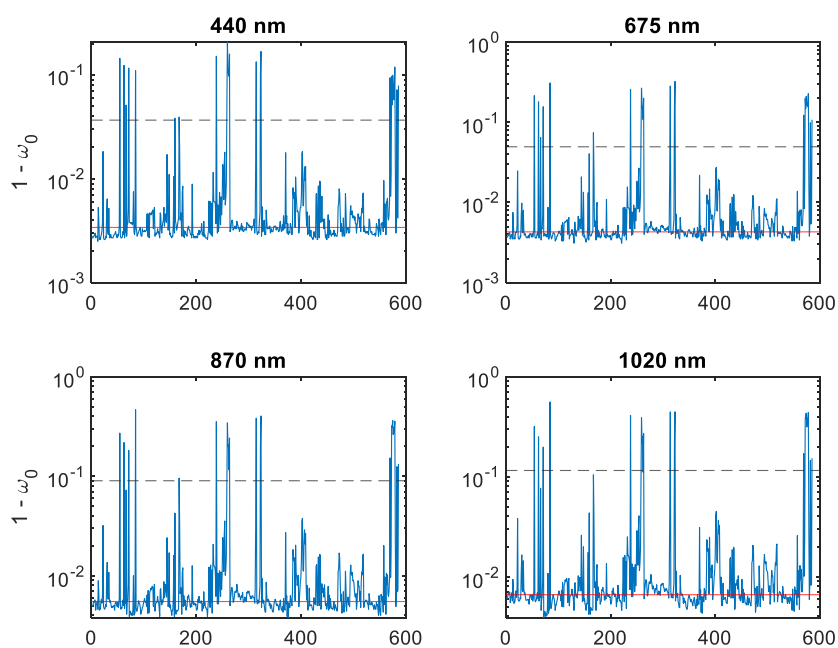


Рисунок 2 – Временные ряды $1 - \omega_0$

Как видно из рисунка, значения ко-альбеда аэрозоля, типичного для района горы Вечерней, значительно ниже соответствующих значений модели *Water-soluble*, что говорит о меньшем поглощении. Подобное различие может быть обусловлено меньшим влиянием промышленных выбросов на аэрозоль Антарктики, чем на тонкую аэрозольную фракцию северного полушария, для описания которой разрабатывалась модель *Water-soluble*. Таким образом, модель *Water-soluble* оказывается малоприменимой для описания антарктического аэрозоля.

Спектральные характеристики аэрозоля (AOD и ω_0), типичные для района горы Вечерняя (далее – модель «Вечерняя»), приведены в таблице 1.

Таблица 1. Спектральные характеристики аэрозоля модели «Вечерняя»

λ , нм	440	550	675	870	1020
AOD	0,0428	0,0271	0,0185	0,0100	0,0069
ω_0	0,9966	0,9961	0,9957	0,9945	0,9934

Для расчёта переноса излучения в атмосферном слое требуется знание индикатрисы рассеяния. В силу различной угловой зависимости для разных фракций, значения модельной индикатрисы не могут быть получены как медианные значения индикатрис для заданного угла, т.к. при этом нарушается нормировка индикатрисы. Для преодоления этой трудности модельная индикатриса рассчитывалась как средняя по выборке значений, соответствующих 2-му квартилю значений ω_0 . Результирующие индикатрисы для различных длин волн показаны на рисунке 3.

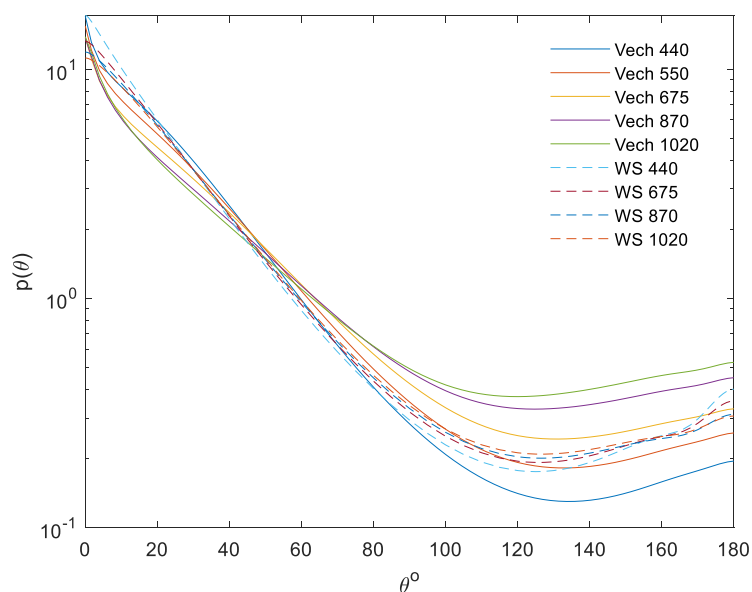


Рисунок 3 – Индикатрисы рассеяния на различных длинах волн для модели «Вечерняя» и *Water-soluble*

Для сравнения на рисунке также показаны индикатрисы рассеяния модели *Water-soluble*. Стоит отметить, что индикатрисы модели «Вечерняя» не только отличаются от индикатрис модели *Water-soluble*, но и заметно различаются между собой для разных длин волн.

Заключение. Разработана аэрозольная модель «Вечерняя», представляющая типичный аэрозоль данного региона в летний период. Наиболее вероятная и медианная оптическая толщина на 550 нм составляют, соответственно, 0,025 и 0,027. Эти значения согласуются со значениями, рекомендованными ранее в литературе для прибрежной зоны Антарктики. Однако другие параметры модели «Вечерняя» существенно отличаются от рекомендуемых, в том числе от стандартной модели тонкой фракции водно-растворимого аэрозоля *Water-soluble*. В частности, альbedo однократного рассеяния для модели «Вечерняя» равно 0,996, в то время как его значения для рекомендованных ранее моделей (в том числе *Water-soluble*) находятся в интервале 0,956–0,958, что говорит о существенно меньшем поглощении в реальном аэрозоле прибрежной зоны Антарктики. Такое расхождение позволяет предположить, что рекомендации, основанные на модели *Water-soluble*, разработанной для Северного полушария, неприменимы для значительно более чистого региона Антарктики.

Модель «Вечерняя» описывает наиболее вероятное состояние аэрозоля в районе горы Вечерней и поэтому может использоваться для моделирования переноса излучения и атмосферной коррекции спутниковых данных по этому региону в отсутствие априорной информации о состоянии атмосферы.

1. AERONET: The Aerosol Robotic Network [Electronic resource]. URL: <http://aeronet.gsfc.nasa.gov/> (date of access 31/01/23).

2. Chaikovsky A., Bril A., Dubovik O., 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. Holben B.N., Eck T.F., Slutsker I., et al. AERONET—A federated instrument network and data archive for aerosol characterization // *Remote Sens. Environ.* 1998. V. 66. P. 1–16.

4. Dubovik O., Holben B.N., Lapyonok T., Sinyuk A., Mishchenko M.I., Yang P., Slutsker I. Non-spherical aerosol retrieval method employing light scattering by spheroids // *Geophys. Res. Lett.* 2002. V. 29. N 10. 1415.

5. Vermote E.F., Tanré D., Deuzé J.L., Herman M., Morcrette J.-J. Second simulation of the satellite signal in the solar spectrum (6S): An overview // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 1997. V. 35. N 3. P. 675–686.

6. World Meteorological Organization. Report of WMO (CAS), Radiation Commission of IAMAP Meeting of Experts on Aerosols and their Climatic Effects (Williamsburg, Virginia, USA, 28–30 March, 1983) // edited by A. Deepak and H. E. Gerber, Rep. WCP-55, Geneva. 1983.

7. Tomasi C., Kokhanovsky A.A., Lupi A. et al. Aerosol remote sensing in polar regions // *Earth-Science Reviews*. 2015. V. 140. P. 108–157.

ОБЗОР ХАРАКТЕРИСТИК ЦИФРОВЫХ ГОЛОГРАФИЧЕСКИХ КАМЕР ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ АЭРОЗОЛЯ

Давыдова А.Ю.

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

e-mail: starinshikova@mail.ru

В работе представлен обзор характеристик цифровых голографических камер для регистрации и определения параметров частиц, в том числе аэрозоля. Минимальный разрешаемый (среди рассмотренных цифровых голографических камер) размер частицы составляет 3 мкм.

Аэрозоль является одним из климатообразующих факторов и играет важную роль в процессе переноса веществ. Определение характеристик аэрозольных частиц *in situ* остается актуальной задачей. В последние несколько десятилетий для измерения и характеристики атмосферных аэрозолей по данным наземных, авиационных и спутниковых измерений использовались различные методы [1, 2, 3]. Измерение физических и оптических свойств атмосферных аэрозолей может дать знания для понимания роли аэрозолей в климатической системе. Так, распределение размеров аэрозолей может служить индикатором источников аэрозолей, таких как городские и промышленные объекты, сжигание биомассы, сжигание ископаемого топлива и переносимые по воздуху частицы почвы [4, 5, 6]. Кроме того, информация о размере и форме частиц аэрозоля может повысить точность получения данных дистанционным зондированием из наземных и спутниковых наблюдений [7, 8].

Метод цифровой голографии может выступать в качестве дополнительного инструмента для определения характеристик аэрозольных частиц. Суть метода цифровой голографии заключается в освещении исследуемых частиц когерентным светом и регистрации ПЗС- (или КМОП-) матрицей картины интерференции, возникающей в результате интерференции света, прошедшего мимо частиц, со светом, рассеянным на частицах. 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, а последующая цифровая обработка изображений позволяет получить информацию о каждой частице [9]. Разрешение получаемых изображений частиц ограничено несколькими факторами, связанными с дифракцией и характеристиками матрицы: размером пикселя и размером массива пикселей матрицы, расстоянием между частицами и матрицей, и длиной волны регистрирующего излучения [10]. При этом размер аэрозольных частиц варьируется от 15 нм (частицы сажи) примерно до >100 мкм (облачный лёд

и минеральная пыль) [11]. Поэтому возможности цифровой голографии ограничиваются минимальным разрешаемым размером регистрируемых частиц. В Таблице 1 представлены характеристики цифровых голографических устройств, часто встречающихся в литературе.

Таблица 1. Характеристики цифровых голографических камер для регистрации и определения характеристик частиц

Источник	Размер исследуемых частиц, мкм	Размер пикселя матрицы, мкм	Размер массива пикселей матрицы, пиксели	Длина волны, нм	Расстояние между частицей и матрицей, см
[8]	>10	3,45	4096 × 3000	514	~8
[10]	15-500	5,4	3326 × 2504	532	~8
[12]	23-100	4,65	1024 × 768	527	От 3 до 8
[13]	>4	9	1020 × 1532	532	~2
[14]	>3	1,67	3856 × 2764	1064	От 5

Обзор литературы показал, что минимальный разрешаемый размер частицы составляет примерно 3 мкм согласно [14]. В целом, метод цифровой голографии является подходящим методом для определения характеристик движущихся аэрозольных частиц. Во-первых, оптическая схема может быть просто реализована и состоять из одного расширенного коллимированного луча и регистрирующей матрицы [10]. Во-вторых, метод цифровой голографии обеспечивает существенное преимущество в режиме *in situ*, близком к реальному времени. Еще одно преимущество заключается в том, что изображение частицы может быть повторно сфокусировано постфактум с одной зарегистрированной голограммы.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИОА СО РАН.

1. Сакерин С.М., Кабанов Д.М., Калашикова 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.

2. Журавлева Т.Б., Артюшина А.В., Виноградова А.А., Воронина Ю.В. Черный углерод в приземной атмосфере вдали от источников эмиссий: сравнение результатов измерений и реанализа MERRA-2 // Оптика атмосферы и океана. 2020. Т. 33. № 4. С. 250-260.

3. Giles D.M., Sinyuk M.S., Sorokin J.S., Schafer A., Smirnov I., Slutsker T.F., Eck B.N., Holben J.R., Lewis J.R., Campbell E.J., Welton E.J., Korkin S.V., Lyapustin A.I. Advancements in the Aerosol Robotic Network (AERONET) Version 3 database—automated near real-time quality control algorithm with improved cloud screening for Sun photometer aerosol optical depth measurements // Atmos. Meas. Tech. 2019. V. 12. P. 169–209.

4. *Eck T.F., Holben B.N., Reid J.S., Dubovik O., Smirnov A., O' Neill N.T., Slutsker I., Kinne S.* Wavelength Dependence of the Optical Depth of Bio Mass Burning, Urban, and Desert Dust Aerosols // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104. P. 31333–31349.
5. *Schuster G.L., Dubovik O., Holben B.N.* Ångström exponent and bimodal aerosol size distributions // *J. Geophys. Res. Atmos.* 2006. V. 111. P. 1–14.
6. *Regmi J., Poudyal K.N., Pokhrel A., Gyawali M., Tripathee L., Panday A., Barinelli A., Aryal R.* Investigation of Aerosol Climatology and Long-Range Transport of Aerosols over Pokhara, Nepal // *Atmosphere*. 2020. V. 11. № 8. 874.
7. *Kylling A., Kahnert M., Lindqvist H., Nousiainen T.* Volcanic ash infrared signature: Porous non-spherical ash particle shapes compared to homogeneous spherical ash particles // *Atmos. Meas. Tech.* 2014. V. 7. № 4. P. 919–929.
8. *Kemppinen O., Laning J.C., Mersmann R.D., Videen G., Berg M.J.* Imaging atmospheric aerosol particles from a UAV with digital holography // *Sci. Rep. Nature Publishing Group UK*. 2020. V. 10. № 1. P. 1–12.
9. *Dyomin V., Olshukov A.S., Davydova A.* Data acquisition from digital holograms of particles // *SPIE*. 2018. V. 10677. 106773B.
10. *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.
11. *Berg M.J.* Tutorial: Aerosol characterization with digital in-line holography // *J. Aerosol Sci. Elsevier Ltd*. 2022. V. 165. № May. P. 106023.
12. *Beals M.J., Fugal J.P., Shaw R.A., Lu J., Spuler S.M., Stith J.L.* Holographic measurements of inhomogeneous cloud mixing at the centimeter scale // *Science*. 2015. V. 350. № 6256. P. 87–90.
13. *Kreuzer H.J. et al.* Digital in-line holography with photons and electrons // *J. Phys. Condens. Matter*. 2001. V. 13. № 47. P. 10729–10741.
14. *Dyomin V.V. et al.* Visualization of volumetric defects and dynamic processes in crystals by digital IR-holography // *Appl. Opt.* 2021. V. 60. № 4. P. A296–A305.

ЗАВИСИМОСТЬ ИНТЕНСИВНОСТИ СВЕЧЕНИЯ АЗОТА В ОБЛАСТИ ФИЛАМЕНТАЦИИ ОТ НАЧАЛЬНЫХ ПАРАМЕТРОВ ФЕМТОСЕКУНДНОГО ЛАЗЕРНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ

Бабушкин П.А., Ошлаков В.К., Иглакова А.Н.

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

e-mail: bpa@iao.ru, ovk@iao.ru, ian@iao.ru

Для дистанционного зондирования аэрозольной атмосферы методом спектроскопии лазерно-индуцированного пробоя фемтосекундным излучением важно знать связь интенсивности свечения плазмы области филаментации на линиях аналитической пары с начальными параметрами излучения. Они позволяют найти оптимальные условия дистанционного зондирования. В докладе представлены результаты исследования влияния начальной энергии и длительности фемтосекундного лазерного излучения на интенсивность свечения атмосферного азота. Показано, что при определенных значениях длительности импульса интенсивность свечения молекулярного азота на длинах волн 315,9, 337,1 и 357,7 нм слабо зависит от начальной энергии, а отличие от максимального значения интенсивности для каждого значения энергии накачки составляет не более 3 %.

Введение. Распространение мощного фемтосекундного лазерного излучения в среде сопровождается явлениями самофокусировки, филаментации. Визуально область филаментации выглядит как протяженная светящаяся нить [1], свечение которой в воздухе вызвано излучением на переходах первой отрицательной системы ($B^2\Sigma_u^+ \rightarrow X^2\Sigma_g^+$) и второй положительной системы ($C^3\Pi_u \rightarrow B^3\Pi_g$) азота, а также на переходах частиц тех веществ, которые по отношению к составляющим атмосферы считаются примесными.

Поскольку свечение плазмы области филаментации говорит о химическом составе исследуемого объема то фемтосекундное лазерное излучение может быть использовано для дистанционного зондирования атмосферы методом спектроскопии лазерно-индуцированного пробоя. Восстановление значений концентрации возможно с использованием метода аналитической пары, в котором в качестве основы использован атмосферный азот.

Параметры области филаментации нелинейно связаны с начальными энергией и длительностью лазерного излучения, поэтому возникает вопрос о влиянии тех же параметров на интенсивность свечения азота.

В докладе представлены результаты исследования влияния начальных параметров фемтосекундного лазерного излучения, таких как энергия и длительность импульса на интенсивность свечения атмосферного азота, излучающего на длинах волн 315,9, 337,1 и 357,7 нм.

Схема эксперимента и результаты. Процесс плазмообразования и свечения области филаментации можно условно разбить на три этапа: 1) возбуждение и ионизация частиц среды

(образование плазмы), 2) рекомбинация плазмы, сопровождающаяся характерным свечением, 3) переход частиц из возбужденного состояния в основное с излучением. При этом в зависимости от свойств частиц и длительности импульса на третьем этапе может реализоваться следующая ситуация: 1) импульс покинул область плазмообразования и частицы в течение радиационного времени жизни возбужденного уровня переходят в основное состояние, 2) импульс не покинул указанную область, энергии ускоренных электронов хватает только для возбуждения разгруженных уровней. В первом случае должна наблюдаться сильная зависимость от интенсивности излучения, во втором эта зависимость будет слабее.

Оценим время, в течении которого поле будет действовать на электрон и может развиваться лавина в среде, согласно [2]

$$\tau_n = (\sigma N_a v_e)^{-1}, \quad (1)$$

где σ – сечение упругого рассеяния электрона; N_a – концентрация частиц (атом, молекула); v_e – скорость электрона.

Полагая, что сечение упругого рассеяния $\sim 10^{-15} \text{ см}^2$, число частиц в воздухе $2,68 \cdot 10^{19} \text{ см}^{-3}$ (постоянная Ломмонта), скорость движения электрона в зависимости от температуры плазмы области филаментации меняется от $4,5 \cdot 10^7$ до $1,4 \cdot 10^8 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$ получим время, в течение которого поле будет ускорять электрон. Оно составляет от 300 до 800 фс.

Для проверки зависимости светимости молекулярного азота на длинах волн 315,9, 337,1 и 357,7 нм от энергии и длительности лазерного излучения проведена серия экспериментов по схеме, представленной на рисунке 1.

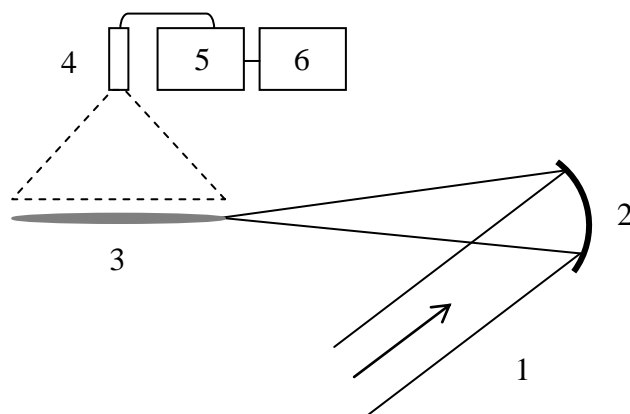


Рисунок 1 – Схема эксперимента: 1 – излучение фемтосекундной Ti:Sa лазерной системы; 2 – диэлектрическое фокусирующее зеркало $f = 1 \text{ м}$; 3 – область филаментации; 4 – световод; 5 – спектрометр: Ocean Optics Maya 2000 Pro; 6 – компьютер

Излучение (1) направляется на фокусирующее зеркало (2) с фокусным расстоянием 1 м, которое имитирует условия самофокусировки. Образование плазмы области филаментации (3)

происходит в воздухе атмосферного давления. Для наблюдения свечения азота использован световод (4), который передает излучение на спектрометр (5). Расстояние между световодом и областью филаментации фиксировано и подобрано так, чтобы область филаментации не выходила за границы поля зрения световода в зависимости от начальных параметров лазерного излучения. Спектрометр подключен к компьютеру (6).

Длина волны лазера 815 ± 2 нм, энергия излучения менялась в диапазоне от 13 до 26 мДж с шагом 2 мДж, длительность – от 100 до 800 фс с шагом 200 фс, исключая измерения при длительности 200 фс, исходя из предположения о несущественности отличий данных при длительности 100 фс.

Регистрация проводилась в режиме скоростного считывания с временем экспозиции от 1 до 4 с в зависимости от интенсивности свечения азота. Для каждого значения энергии и длительности накоплено 100 измерений.

Спектр свечения азота на искомым линиях приведен на рисунке 2. Интенсивность линий нормирована на значение интенсивности линии на длине волны 337,1 нм, которая в каждой из серий измерений имела наибольшее значение.

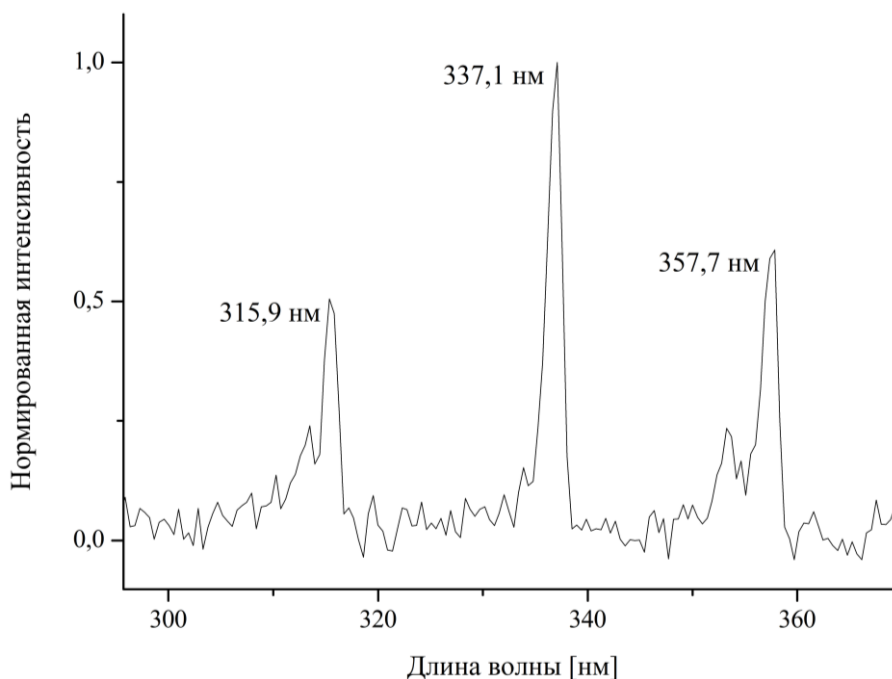


Рисунок 2 - Спектр свечения молекулярного азота в области филаментации

Поскольку зависимость интенсивности свечения линий молекулярного азота на длинах волн 315,9, 337,1 и 357,7 нм оказалась одинаковой, то на рисунке 3 данные в зависимости от энергии и длительности приведены только для линии 337,1 нм.

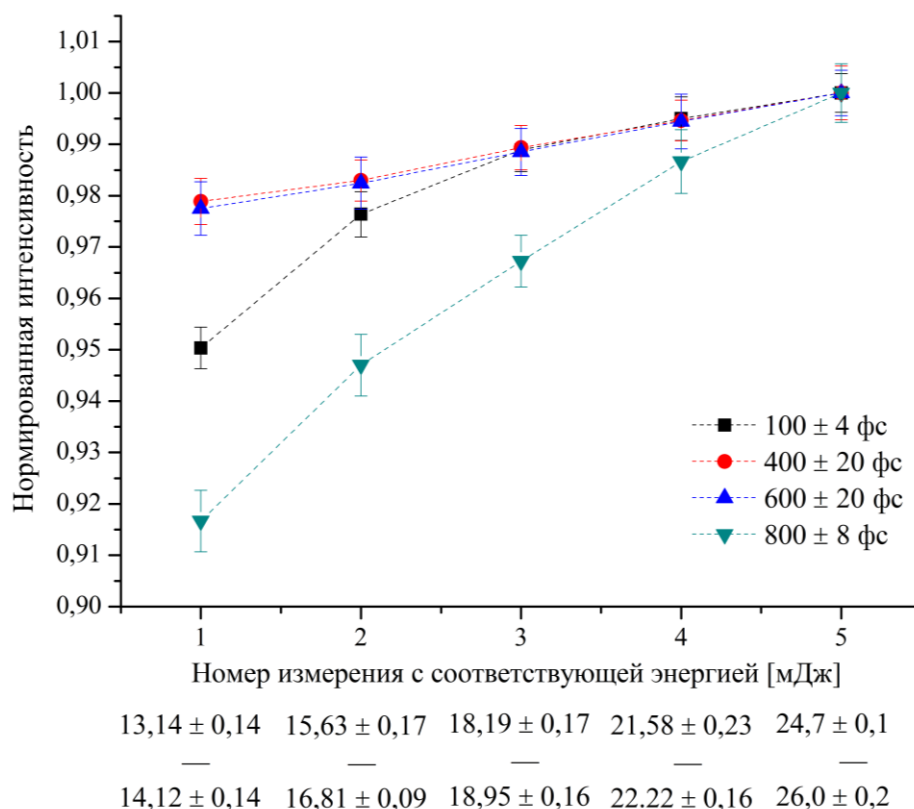


Рисунок 3 – Зависимость интенсивности свечения молекулярного азота на длине волны 337,1 нм от начальной энергии и длительности фемтосекундного лазерного излучения. Данные в каждой серии на графике нормированы на значение интенсивности линии 337,1 нм при максимальной энергии накачки.

Из рисунка видно, что для длительностей 100 ± 4 и 800 ± 8 фс заметна сильная зависимость от энергии излучения. В противоположность этому при длительностях 400 ± 20 и 600 ± 20 фс зависимость от энергии слабее. Исходя из этих данных, можно сказать, что в присутствии поля соответствующей длительности и энергии электронов согласно (1) может происходить возбуждение необходимых энергетических уровней, тем самым увеличивая населенность возбужденного уровня и интенсивность свечения линии.

1. Labutin T. A., Lednev V. N., Ilyin A. A., Popov A. M. Femtosecond laser-induced breakdown spectroscopy // J. Anal. At. Spectrom. 2016. V. 31. N. 1. P. 90–118.

2. Райзер Ю. П. Лазерная искра и распространение разрядов. М.: Наука, 1974. 308 с.

МАТРИЦА РАССЕЯНИЯ СВЕТА ДЛЯ АГРЕГАТОВ АТМОСФЕРНЫХ ЛЕДЯНЫХ ЧАСТИЦ ТИПА «BULLET-ROSETTE» В РАМКАХ ПРИБЛИЖЕНИЯ ГЕОМЕТРИЧЕСКОЙ ОПТИКИ

Тимофеев Д.Н.¹, Коношонкин А.В.^{1,2}, Кустова Н.В.¹, Шишко В.А.¹, Okamoto Н.³

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

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

³Kyushu University, Kasuga, Japan

e-mail: tdn@iao.ru, sasha_tvo@iao.ru, kustova@iao.ru, sva@iao.ru, okamoto@riam.kyushu-u.ac.jp

В работе представляются элементы матрицы рассеяния света для атмосферных ледяных агрегатных частиц, состоящих из частиц типа «bullet» с количеством от 1 до 6. Расчёт матриц рассеяния проводился в рамках приближении геометрической оптики и однократного рассеяния, для случая хаотической пространственной ориентации частиц, с показателем преломления 1,3116 (для длины волны 0,532 мкм). Представлена зависимость элементов матрицы рассеяния света от количества частиц в агрегатах данного типа. Полученные результаты могут быть использованы для интерпретации данных лазерного зондирования кристаллических облаков с земли и космоса.

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 [1, 2]. Размеры ледяных частиц, из которых состоят кристаллические облака, варьируются от 10 до 1000 мкм, а геометрическая форма в своей основе имеет вид гексагональной призмы [3]. 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.

Существуют прямые и дистанционные методы изучения кристаллических облаков. Прямые методы включают в себя экспериментальные измерения с использованием воздушных судов [4]. Дистанционные исследования представляют собой мониторинг атмосферы лидарными сетями и фотометрами [5-9]. Прямые методы служат для первичного измерения физических характеристик частиц в атмосфере, таких как форма, размер, концентрация и т.д. Для непосредственного исследования процесса рассеяния используются дистанционные методы. Для интерпретации данных, полученных с помощью дистанционного зондирования необходим широкий набор данных для сопоставления характеристик рассеяния и физических характеристик частиц в облаке. Для расчёта таких данных используются численные методы решения задачи рассеяния света [10-12]. Они делятся на точные и приближенные. Точные методы дают меньшую погрешность, чем приближенные, однако на решение объёмных задач они тратят значительное время. Для решения задачи рассеяния света на ледяных частицах

кристаллических облаков успешно применяется метод физической оптики, разрабатываемый в ИОА СО РАН [13]. Данным методом были проведены исследования одиночных частиц, характерных для перистых облаков [14-16].

По данным полевых исследований [17] агрегаты атмосферных ледяных частиц составляют значительную долю частиц в кристаллических облаках, однако подробная информация об их рассеивающих свойствах в существующих базах данных отсутствует. Это связано с тем, что решение задачи рассеяния света на агрегате частиц значительно сложнее, чем на одиночной частице. Метода физической оптики ограниченно применим к таким типам частиц, в силу того, что вычислительная сложность метода сильно возрастает с количеством граней и размером частиц. Поэтому, в первом приближении, агрегаты частиц необходимо рассчитать в рамках приближения геометрической оптики [18]. Ранее были представлены матрицы рассеяния для агрегатов гексагональных столбиков и пластинок [19]. Ещё одним типом агрегатов, встречающихся в кристаллических облаках, являются агрегаты типа «bullet-rossette» (рисунок 1). Целью данной работы является расчёт матрицы рассеяния света для данного типа частиц в рамках геометрической оптики для случая хаотической пространственной ориентации, а также исследование зависимости количества частиц в агрегате на элементы матрицы рассеяния.

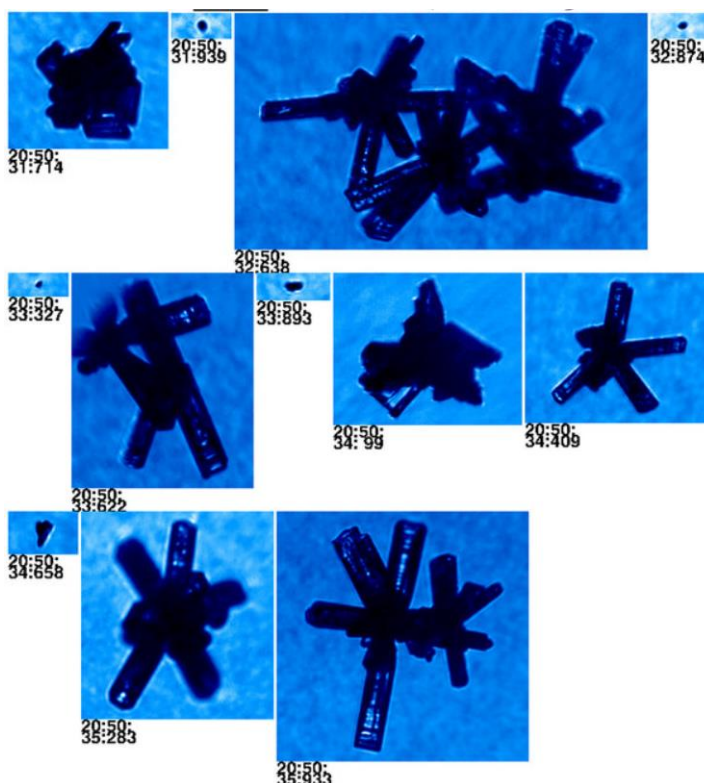


Рисунок 1 – Снимки агрегатов типа «bullet-rossette» [20]

В рамках геометрической оптики были рассчитаны матрицы рассеяния света для агрегатов типа «bullet-rossette» с количеством частиц от 1 до 6. Расчёт матриц рассеяния проводился в рамках однократного рассеяния, для случая хаотической пространственной

ориентации частиц (около 230 тыс. ориентаций), с показателем преломления 1,3116. Размеры каждой частицы, входящей в агрегат: высота гексагональной части – 100 мкм; внешний диаметр – 42.035 мкм; угол пика – 19.698 градусов. Зависимости некоторых элементов матрицы обратного рассеяния света от угла рассеяния света для разного количества частиц в агрегате представлены на рисунке 2. Элементы M_{12} , M_{22} и M_{44} нормированы на M_{11} .

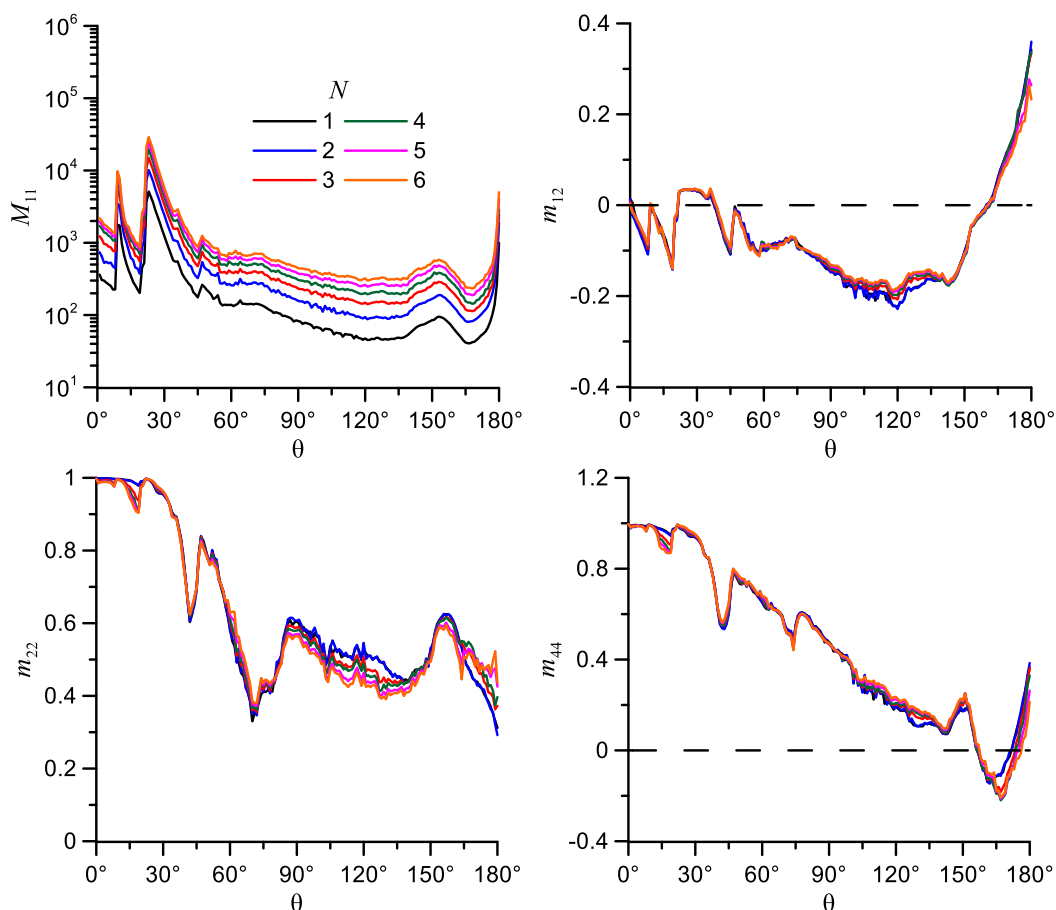


Рисунок 2 – Зависимости элементов матрицы обратного рассеяния света от угла рассеяния света (θ) для разного количества частиц в агрегате (N) типа «bullet-rosette»

Как видно из рисунка значение элемента M_{11} , характеризующего интенсивность падающего излучения, увеличивается с количеством частиц в агрегате. Элементы m_{12} , m_{22} и m_{44} незначительно осциллируют.

Эта работа была частично поддержана Программой совместных исследований Научно-исследовательского института прикладной механики Университета Кюсю (Kyushu University, Japan).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 21-77-10089).

1. Mitchell D.L., Garnier A., Pelon J., Erfani E. CALIPSO (IIR-CALIOP) retrievals of cirrus cloud ice-particle concentrations // Atmos. Chem. Phys. 2018. V. 18. N. 23. P. 17325-17354.

2. Seinfeld J.H., Bretherton C., Carslaw K.S., et al. Improving our fundamental understanding of the role of aerosol-cloud interactions in the climate system // Proc. Natl. Acad. Sci. 2016. V. 113. P. 5781–5790.

3. *Mitchell D.L., Arnott W.P.* A model predicting the evolution of ice particle size spectra and radiative properties of cirrus clouds. Part II. Radiation // *J. Atmos. Sci.* 1994. V. 51. P. 817–832.
4. *Heymsfield A.J., Bansemer A., Field P.R., Durden S.L., Stith J.L., Dye J.E., Hall W., Grainger C.A.* Observations and parameterization of particle size distributions in deep tropical cirrus and stratiform precipitating clouds: Results from in-situ observations in TRMM field campaigns // *J. Atmos. Sci.* 2002. V. 59. P. 3457–3491.
5. Aerosol Robotic Network (AERONET) Homepage [Электронный ресурс]. URL: <https://aeronet.gsfc.nasa.gov> (дата обращения 12 февраля 2023).
6. EarthCARE Overview [Электронный ресурс]. URL: <https://earth.esa.int/eogateway/missions/earthcare/description> (дата обращения 12 февраля 2023).
7. *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 RAMSES: German Meteorological Service autonomous Raman lidar for water vapor, temperature, aerosol, and cloud measurements // *Appl. Opt.* 2012. V. 51. P. 8111-8131.
8. *Балин Ю.С., Коханенко Г.П., Клемашева М.Г., и др.* «ЛОЗА-С» – базовый лидар российского сегмента лидарных станций сети СНГ (CIS LiNet) // *Оптика атмосферы и океана.* 2017. Т. 30. № 12. С. 1065-1068.
9. *Матвиенко Г.Г., Банах В.А., Бобровников С.М., и др.* Развитие технологий лазерного зондирования атмосферы. // *Оптика атмосферы и океана.* 2009. Т. 22. № 10. С. 915-930.
10. *Yurkin M.A., Koskela 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.
11. *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.
12. *Liu J., Yang P., Muinonen K.* Dust-aerosol optical modeling with Gaussian spheres: combined invariant-imbedding T-matrix and geometric-optics approach // *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer.* 2015. V. 161. P. 136–144.
13. *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.
14. *Borovoi A., Konoshonkin A., Kustova N., Okamoto H.* Backscattering Mueller matrix for quasihorizontally oriented ice plates of cirrus clouds: application to CALIPSO signals // *Opt. Express.* 2012. V. 20(27). P. 28222-28233.
15. *Borovoi A., Konoshonkin A., Kustova N.* Backscatter ratios for arbitrary oriented hexagonal ice crystals of cirrus clouds // *Opt. Lett.* 2014. V. 39(19). P. 5788-5791.
16. *Konoshonkin A., Wang Z., Borovoi A., Kustova N., Liu D., Xie C.* Backscatter by azimuthally oriented ice crystals of cirrus clouds // *Opt. Express.* 2016. V. 24(18). P. A1257–A1268.
17. *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.
18. *Коношонкин А.В., Кустова Н.В., Боровой А.Г.* Алгоритм трассировки пучков для задачи рассеяния света на атмосферных ледяных кристаллах. Часть 2. Сравнение с алгоритмом трассировки лучей // *Оптика атмосф. и океана* 2015. V. 28(4). P. 331–337.
19. *Timofeev D.N., Konoshonkin A.V., Kustova N.V., et al.* Light scattering matrix for atmospheric ice aggregates of cirrus clouds within geometrical optics approximation // *Proc. SPIE.* 2021. V.11916. 119163Q.
20. *Fridlind A., Atlas R., van Diedenhoven B., et al.* Derivation of physical and optical properties of midlatitude cirrus ice crystals for a size-resolved cloud microphysics model // *Atmos. Chem. Phys.* 2016. V. 16. P. 7251–7283.

ВЛИЯНИЕ МОЛНИИ НА ТРАНСФОРМАЦИЮ АЭРОЗОЛЬНЫХ И ГАЗОВЫХ КОМПОНЕНТ В АТМОСФЕРЕ

Иудин Д.И.^{1,2}, Сысоев А.А.^{1,2}

¹Институт прикладной физики РАН, г. Нижний Новгород, Россия

²Приволжский исследовательский медицинский университет, г. Нижний Новгород, Россия

Дерево молниевых разрядов — сеть плазменных каналов — представляет собой специфическую транспортную систему, которая поддерживается квазиэлектростатическим потенциальным рельефом грозового облака и одновременно изменяет его. Структурная эволюция молнии сопровождается значительными морфологическими изменениями: появляются новые плазменные каналы, исчезают старые. Токи молниевых каналов оказывают заметное влияние на химию атмосферы, осуществляя трансформацию (химические реакции, осаждение, коагуляция и т.д.) малых газовых составляющих и аэрозолей. Недавние наблюдения показали, что молния изменяет химический состав атмосферы в гораздо большей степени, чем это предполагалось ранее. Какие физические особенности определяют эффективность молнии как тропосферного химического генератора?

Введение. Дерево молнии производит прямое и масштабное производство гидроксильных (ОН) и гидропероксильных (НО₂) радикалов. Молния способствует превращению азота в биологически доступные соединения. Например, высвобождаемый молнией азот связывается с атмосферным водородом с образованием аммиака. Кроме того, участвуя в естественном производстве свободных радикалов, они повышают способность атмосферы очищаться от различных загрязняющих веществ.

Классификация Хортона для лидерных ветвей. Для описания морфологической структуры молниевых разрядов в [1- 3] было предложено использовать классификацию Хортона для плазменных каналов молнии по аналогии с речными руслами. Речные дренажные сети, как архетип иерархических разветвленных структур, представляют значительный физический интерес не только сами по себе, но и в проекции на все разветвленные структуры в целом. Рисунок 1 иллюстрирует идею построения классификации рек и протоков, объединенных в единую дренажную сеть. Каждому руслу приписывается некоторый порядок, так что для рек, не имеющих притоков, порядок русла s принимается равным единице: $s = 1$. Когда два потока первого порядка объединяются, они образуют поток второго порядка. Когда два потока второго порядка объединяются, они образуют поток третьего порядка. Потоки более низкого порядка, присоединяющиеся к потоку более высокого порядка, не изменяют порядок более высокого потока. Таким образом, если поток первого порядка присоединяется к потоку второго порядка, последний остается потоком второго порядка. И только когда поток второго порядка объединяется с другим потоком второго порядка, возникает поток третьего порядка. Числа s ,

характеризующие структуру дренажной сети, были впервые разработаны в гидрологии Робертом Э. Хортоном (1945 г.) и Артуром Ньюэллом Штролером (1952 г., 1957 г.) еще в эпоху, предшествовавшую расцвету фрактальной геометрии. Число s называют порядком потока Штролера или числом Хортона – Штролера и используются для определения размера потока на основе иерархии притоков. В рамках фрактальной геометрии число Штролера служит численной мерой сложности ветвления фрактальных деревьев. Как и в случае фрактальных деревьев, сегмент с индексом s должен питаться как минимум 2^{s-1} различными притоками индекса 1. Главный ствол реки обычно можно найти, следуя за веткой с наибольшим числом Хортона – Штролера. Используя правило порядков Хортона – Штролера, можно получить классификацию всех потоков дренажного бассейна с наибольшим порядком s у главного русла системы.

Введем отношение \mathfrak{R}_l средней длины потоков одного фиксированного порядка $s > 1$ к средней длине потоков порядка $s - 1$. Оказывается, это отношение – его называют показателем длины – приблизительно постоянно и не зависит от порядка русла. Поэтому для характерной длины \mathcal{L}_s потока порядка $s > 1$ имеем:

$$\mathcal{L}_s = \mathfrak{R}_l \mathcal{L}_{s-1} = \mathfrak{R}_l^{s-1} \mathcal{L}_1, \quad (1)$$

где \mathcal{L}_1 – средняя длина самых коротких потоков. Рассмотрим отношение \mathfrak{R}_b числа притоков данного фиксированного порядка $s < s_{\max}$ к числу притоков порядка $s + 1$. Это отношение называется показателем ветвления и также почти не зависит от порядка русла:

$$N_s = \mathfrak{R}_b N_{s+1} = \mathfrak{R}_b^{s_{\max}-s} N_{s_{\max}} = \mathfrak{R}_b^{s_{\max}-s}. \quad (2)$$

Выполнение последнего равенства в (3) обусловлено тем, что в дренажной сети бассейна имеется только одна река наивысшего порядка s_{\max} , т.е. $N_{s_{\max}} = 1$. Соотношения (2) и (3) известны как законы Хортона. Само подобие структуры определяется универсальным законом изменения числа ее элементов с ростом их масштаба. Определяя фрактальную размерность дренажной иерархической системы как

$$d_f = \frac{\ln(N_s/N_{s+1})}{\ln(\mathcal{L}_{s+1}/\mathcal{L}_s)}, \quad (3)$$

и используя определения показателей длины и ветвления, окончательно получаем

$$d_f = \frac{\ln(\mathfrak{R}_b)}{\ln(\mathfrak{R}_l)}. \quad (4)$$

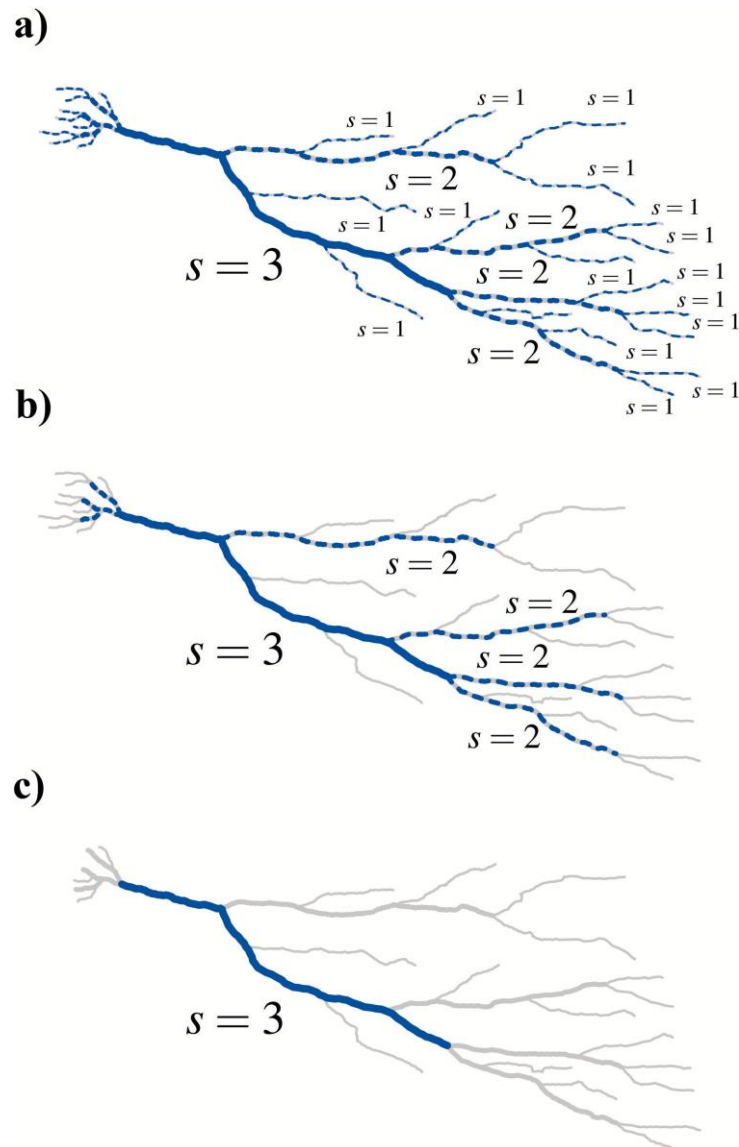


Рисунок 1 – Порядок потоков Хортона-Штролера: (а) показывает основную сеть, (б) создается путём удаления всех исходных потоков $s=1$ из сети в(а), эти же потоки обозначаются как «сегменты потоков первого порядка», $s=2$. Новые исходные потоки в редуцированной сети (б) помечаются как сегменты второго порядка и после удаления дают (с) сегмент третьего порядка $s=3$

Обсуждение. Таким образом, показатели Хортона дренажной сети непосредственно связаны с ее фрактальной размерностью. Справедливость законов Хортона подразумевает тот факт, что дренажная сеть является фрактальным деревом. Для речных систем величина фрактальной размерности составляет порядка $d_f = 1.81$ и значение старшего порядка варьируется от $s_{\max} = 4$ до $s_{\max} = 10$. Например, для Миссисипи $d_f = 1.83$ и $s_{\max} = 10$. Для молнии параметры \mathcal{R}_l и \mathcal{R}_b практически не анализировались. Можно лишь предположить, что величина фрактальной размерности молниевое разряда не уступает фрактальной размерности

для речных систем в силу трёхмерности объемлющего пространства в случае электрических каналов. Совершенствование высокоскоростных видеокамер открывает заманчивые перспективы в исследовании фрактальных особенностей молниевых разрядов.

Законы Хортона (1) и (2) и вытекающее из них определение фрактальной размерности (3) характеризуют пространственную структуру “мгновенной фотографии” молниевой сети. Развитие молниевых разрядов во времени протекает в квазиэлектростатическом потенциальном поле грозового облака, поддерживается этим полем и меняет его напряжённость. При этом несмотря на то, что реальная конфигурация дерева разряда претерпевает значительные морфологические изменения, пространственная структура молнии демонстрирует своеобразный гомеостаз — она сохраняет своё самоподобие и справедливость соотношений (1) и (2). Последнее утверждение подразумевает возможность динамического обобщения законов Хортона, другими словами, структурный гомеостаз молнии является следствием пространственно-временной инвариантности (динамического скейлинга) сети плазменных каналов: развитие, отмирание и реактивация фрагментов молниевой сети захватывает интервалы времени тем большие, чем масштабнее сами фрагменты. Динамические характеристики молниевой сети определяются распределёнными параметрами её плазменных каналов: ёмкостью, индуктивностью и активным сопротивлением. Например, характерное время исчезновения или установления тока в фрагментах лидерной сети определяется отношением индуктивности к активному сопротивлению, а характерное время зарядки/перезарядки чехла лидерной системы определяется произведением активного сопротивления подсистемы и её ёмкости. Представленный электрический аналог подхода Хортона - Штролера к молнии как к транспортной системе даёт возможность оценить электрические параметры фрагмента дерева разряда. Несмотря на краевые эффекты, ёмкость линейных участков проводника в силу их значительной длины существенно превосходит ёмкость свободных концов.

1. Иудин Д.И., Трахтенгерц В.Ю. Фрактальная динамика электрического заряда в грозовом облаке // Известия АН. Физика атмосферы и океана. 2000. Т. 36. No 5. С. 650–662.

2. Iudin D.I., Rakov V.A., Mareev E.A., Iudin F.D., Syssoev A.A., Davydenko S.S. Advanced numerical model of lightning development: Application to studying the role of LPCR in determining lightning type // J. Geophys. Res. Atmos. 2017. V. 122.

3. Iudin D.I. Lightning as an asymmetric branching network // Atmospheric Research. 2021. V. 256. P. 1–12.

МОДЕЛЬНЫЕ ПАРАМЕТРЫ АТМОСФЕРЫ, ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ ОЗОНА В ВОЗДУХЕ

Шишигин С.А.

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

e-mail: ssa@iao.ru

В докладе используется модель атмосферы, представленной в виде одного и двух однородных слоёв до высоты 40 км. Вклад в уходящее излучение атмосферы в исследуемых спектральных участках полосы поглощения озона $1002\text{-}1003\text{ см}^{-1}$, $1020\text{-}1021\text{ см}^{-1}$ равен вкладам в уходящее излучение поверхности Земли и всеми неоднородными слоями, их составляющими. Показаны типичные зависимости коэффициентов пропускания и температуры однородных слоёв модели атмосферы, при варьировании температурного профиля исследуемой среды.

Разрешение спутниковых приборов для надирного зондирования (AIRS, IASI, IMG, TANSO-FTS, ИКФС-2) лежат в пределах $\sim 0.2\text{-}0.6\text{ см}^{-1}$. Существующие методики определения общего содержания озона имеют точность 3-10% в зависимости от широты, сезона, состояния атмосферы [1].

Рассматриваемая методика оценки содержания озона в атмосфере состоит в выборе двух спектральных участков полосы поглощения озона с противоположной зависимостью коэффициентов поглощения излучения (Рис. 1)[2].

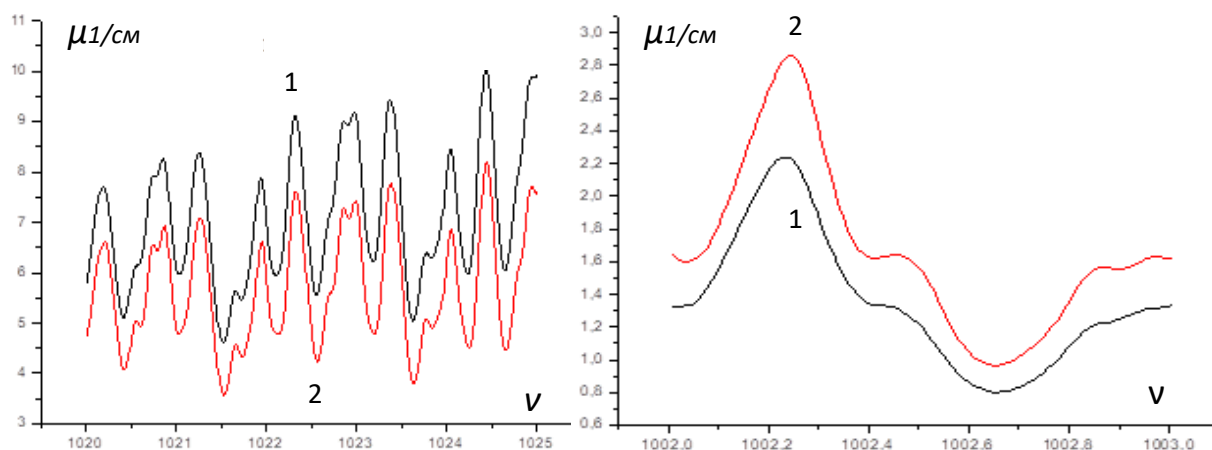


Рисунок 1 - Спектральная зависимость коэффициента поглощения μ озона при давлении 1 атмосфере и температурах 250 К (1), 300 К (2) в участках $(1002\text{-}1003\text{ см}^{-1})$ и $(1020\text{-}1021\text{ см}^{-1})$

Уходящее излучение атмосферы S_{ν} в дальнем инфракрасном участке $\Delta\nu$ для неоднородной атмосферы представлено 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 $\Delta \nu$.

Модель атмосферы представлена в виде однородного эффективного слоя 1-40 километров для каждого спектрального участка с соответствующими эффективными коэффициентами пропускания T_1, T_2 , и температурами Q_1, Q_2 . Данный слой дополнительно разбивался на 12 однородных слоёв 1-(1-15 км.), 2-(16-17 км.), 3-(18-19 км.), 4-(20-21 км.), 5-(22-23 км.), 6-(24-25 км.), 7-(26-27 км.), 8-(28-29 км.), 9-(30-31 км.), 10-(32-33 км.), 11-(34-35 км.), 12-(36-40 км.) без изменения мощности уходящего излучения атмосферы спектрального участка ($1002-1003 \text{ см}^{-1}$) и ($1020-1021 \text{ см}^{-1}$).

Мощность уходящего излучения S_{m1}, S_{m2} от эффективной температуры атмосферы и температуры поверхности Земли в спектральных участках ($1002-1003 \text{ см}^{-1}$) и ($1020-1021 \text{ см}^{-1}$) представлена в виде:

$$S_{m1} = \Delta \nu_1 \cdot (P_{31}(Q_3 + \Delta Q_3) \cdot T_1 \cdot \exp(-\tau_1 \cdot K \cdot \Delta Q_1) + (1 - T_1 \cdot \exp(-\tau_1 \cdot K \cdot \Delta Q_1)) \cdot B_1(Q_1 + K \cdot \Delta Q_1))$$

$$S_{m2} = \Delta \nu_2 \cdot (P_{32}(Q_3 + \Delta Q_3) \cdot T_2 \cdot \exp(-\tau_2 \cdot K \cdot \Delta Q_2) + (1 - T_2 \cdot \exp(-\tau_2 \cdot K \cdot \Delta Q_2)) \cdot B_2(Q_2 + K \cdot \Delta Q_2))$$

где P_3 - светимость поверхности земли, B_1, B_2 - среднее значение светимости абсолютно черного тела в спектральных участках $\Delta \nu_1, \Delta \nu_2$. K_1 дополнительный коэффициент, позволяющий варьировать эффективные температуры слоя для рассматриваемых спектральных участков. $K_1=1$ при определении $\Delta Q_1, \Delta Q_2, \tau_1, \tau_2$ из расчётов уходящего излучения в каждом выбранном спектральном участке со стандартным вертикальным профилем температуры атмосферы и с профилем уменьшенном на 2 градуса в каждом 100 метровом слое [2].

При расчётах коэффициентов поглощения, спектров ослабления ИК излучения атмосферными газами использовалась информационная система "SPECTRA" ИОА СО РАН [3]. Спектральное разрешение составляло 0.001 см^{-1} .

Эффективный коэффициент пропускания модели атмосферы совпадает с молекулярным коэффициентом (истинным) неоднородного слоя атмосферы до высоты 40 километров.

Модельный коэффициент пропускания нижних слоёв атмосферы превосходит молекулярный коэффициент пропускания каждого слоя (рисунок 2).

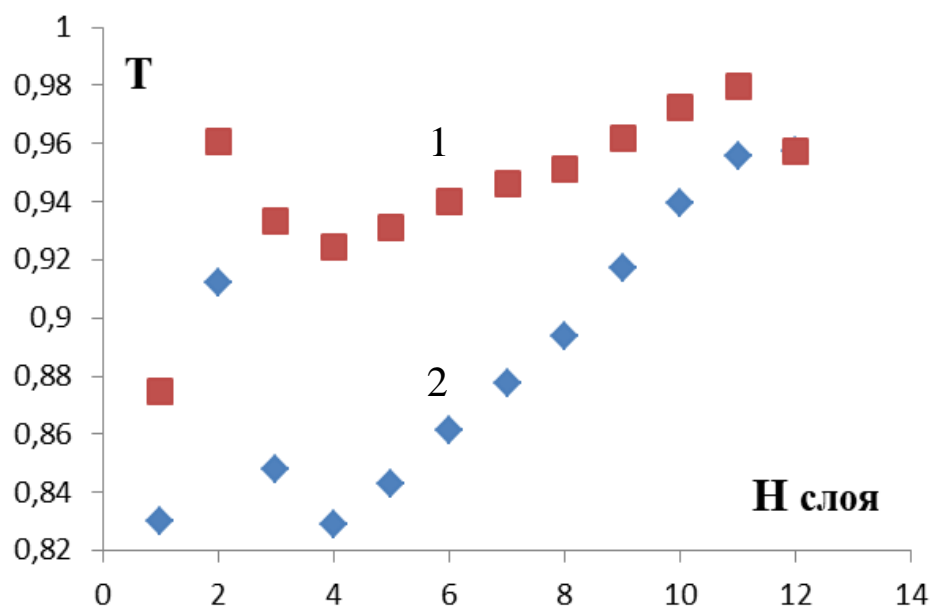


Рисунок 2 - Зависимость эффективного (1) и истинного (2) коэффициента пропускания однородных слоёв атмосферы от расстояния до поверхности Земли

Температура модели атмосферы практически совпадает со средней температурой всех слоёв атмосферы. Увеличение содержания озона в атмосфере приводит к уменьшению коэффициента пропускания и расчётной эффективной температуры модели атмосферы (Рис. 3).

Рассмотренные зависимости коэффициентов пропускания и температуры однородных слоёв модели атмосферы получаются аналогичными при варьировании температурного профиля исследуемой среды.

Использование рассмотренной модели атмосферы даёт возможность по уходящему излучению в двух спектральных участках полосы поглощения озона с противоположной зависимостью коэффициентов поглощения от температуры среды определить эффективную температуру поверхности Земли, скорректировать вертикальный профиль температуры атмосферы и рассчитать содержание исследуемого газа в каждом слое с помощью методики, которая представлена в статье [4].

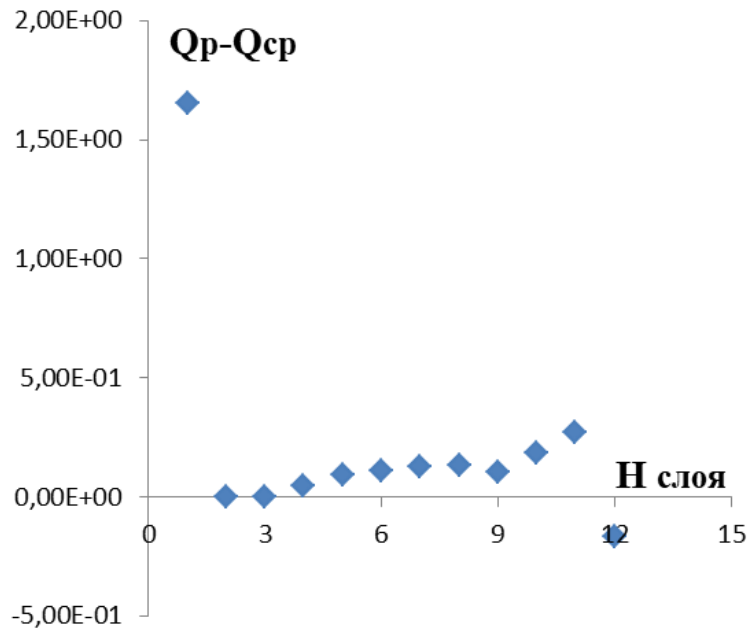


Рисунок 3 - Зависимость разности средней и эффективной температур однородного слоя атмосферы от расстояния до поверхности Земли

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. Shishigin S.A. Model calculations of ozone content in the atmosphere // Proceedings of SPIE. 2022. V. 12341. CID: [12341-29].
3. Михайленко С.Н., Бабиков Ю.Л., Головки В.Ф. Информационно-вычислительная система "Спектроскопия атмосферных газов". Структура и основные функции // Оптика атмосферы и океана. 2005. Т. 18. № 09. С. 765-776.
4. Шиигин С.А. Модельные расчеты содержания озона в атмосфере по уходящему излучению Земли // Исследование Земли из космоса. 2023. №2. С.12–17.

ОПТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЛЕДЯНЫХ ГЕКСАГОНАЛЬНЫХ ТРУБОК

Шишко В.А.¹, Коношонкин А.В.¹, Тимофеев Д.Н.¹, Кустова Н.В.¹, Zhu X.H.², Wang Z.²

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

²Key Laboratory of Atmospheric Composition and Optical Radiation, Anhui Institute of Optics and Fine Mechanics, Chinese Academy of Sciences, Hefei, P. R. China

e-mail: sva@iao.ru, sasha_tvo@iao.ru, tdn@iao.ru, kustova@iao.ru

В работе представлены оптические характеристики ледяных кристаллических гексагональных трубок, размерами от 10 до 100 мкм. Решение получено как в рамках приближений физической, так и геометрической оптики для типичных длин волн лидара 0,355; 0,532 и 1,064 мкм. А также проведено сравнение их оптических характеристик с имеющимися в базе данных частицами неправильной формы.

Глобальные климатические изменения, наблюдаемые в последнее время, диктуют необходимость более пристального и детального изучения климатообразующих факторов. Одним из основных источников неопределенности в современных численных моделях прогнозирования изменений климата, являются перистые облака, преимущественно состоящие из ледяных частиц.

На сегодняшний день перистые облака широко исследуются с помощью различных наземных, бортовых и космических приборов. Среди таких приборов наиболее перспективными являются инструменты активного дистанционного зондирования: лидары и радары, поскольку они в отличие от инструментов пассивного зондирования позволяют получать вертикальные профили характеристик перистых облаков. Если в более ранних работах для изучения перистых облаков использовались наземные приборы, то в настоящее время облака также исследуются космическим лидаром на борту спутника CALIPSO и радаром на борту спутника CloudSat. Также в ближайшее время лидар и радар будут совместно работать на спутнике EarthCARE, планируемом к запуску в 2023 году.

Такое положение дел приводит к высокому спросу на решение задачи рассеяния электромагнитного излучения на атмосферных ледяных кристаллах, как в оптическом, так и микроволновом диапазоне. Данное решение является необходимым как для интерпретации данных лазерного зондирования атмосферы, получаемых всемирными лидарными сетями, (такими как EARLINET, AD-Net, LALINET/ALINET, MPLNet, NDACC, CIS-LINet, CREST и т.д.), так и данных, получаемых метеорологическими радарными (например, сеть радаров DCAS Центра совместного адаптивного зондирования атмосферы (США)). А получаемые при такой интерпретации оперативные данные о микрофизическом составе облака (т.е. распределение

частиц по размерам, ориентация частиц и т.д.) в свою очередь являются необходимыми входными параметрами в задаче моделирования переноса излучения и тем самым оказывают существенное влияние на качество современных моделей глобального изменения климата и долгосрочного прогноза погоды.

В то время как задача рассеяния света на частицах жидко-капельных облаков решается без привлечения больших вычислительных ресурсов алгоритмами, основанными на теории рассеяния света Лоренца-Ми, в силу того, что частицы этих облаков можно с хорошей точностью описать сфероидами, частицы сложной формы, такие как кристаллы перистых облаков, рассеивают свет специфически. Они могут отличаться не только по размеру, но и по форме, а поскольку их форма чаще всего является несимметричной, то появляется такой фактор, влияющий на рассеяние, как «пространственная ориентация частицы». В связи с этим, для того, чтобы полностью решить задачу рассеяния на частицах перистых облаков, необходимо получить решение задачи на ледяных частицах всех возможных форм, при всех возможных пространственных ориентациях, в характерном для таких облаков диапазоне размеров частиц. Все это приводит к колоссальным требованиям к вычислительным ресурсам. Поэтому для решения задачи рассеяния света на несферических частицах принято использовать приближенные методы, такие как приближение геометрической и физической оптики.

Ранее было показано, что частицы идеальной формы (например, гексагональные столбики и пластинки) не всегда могут описать результаты экспериментальных наблюдений [1]. А сопоставление результатов экспериментальных наблюдений с рассчитанными в рамках физической оптики значениями оптических характеристик для частиц неправильной формы, привели к выводу, что переход от идеальной формы гексагональных частиц к частицам неправильной формы позволяет добиться согласия экспериментальных наблюдений и полученных расчетов [2].

Существуют несколько подходов к построению модели частицы неправильной формы, во-первых – это переход к агрегатам, построенным из идеальных частиц (рисунок 1), в силу вычислительной трудоемкости расчетов для таких частиц исследования проводятся в приближении геометрической оптики [3]; во-вторых – это искажение формы одного кристалла (рисунок 2), этот подход был нами исследован ранее [4], однако в природе такие формы кристаллов не встречаются, поэтому такой подход предназначен только для качественного исследования тенденций, наблюдаемых при искажении формы кристалла. Но есть другой подход, основанный на реализации модели невыпуклых кристаллов (пустотелые кристаллы), имитирующие внутренние включения (например, частички сажи, воздушные пузырьки и т.п.),

наблюдаемые в частицах перистых облаков [5]. Модель таких частиц представлена на рисунке 3.

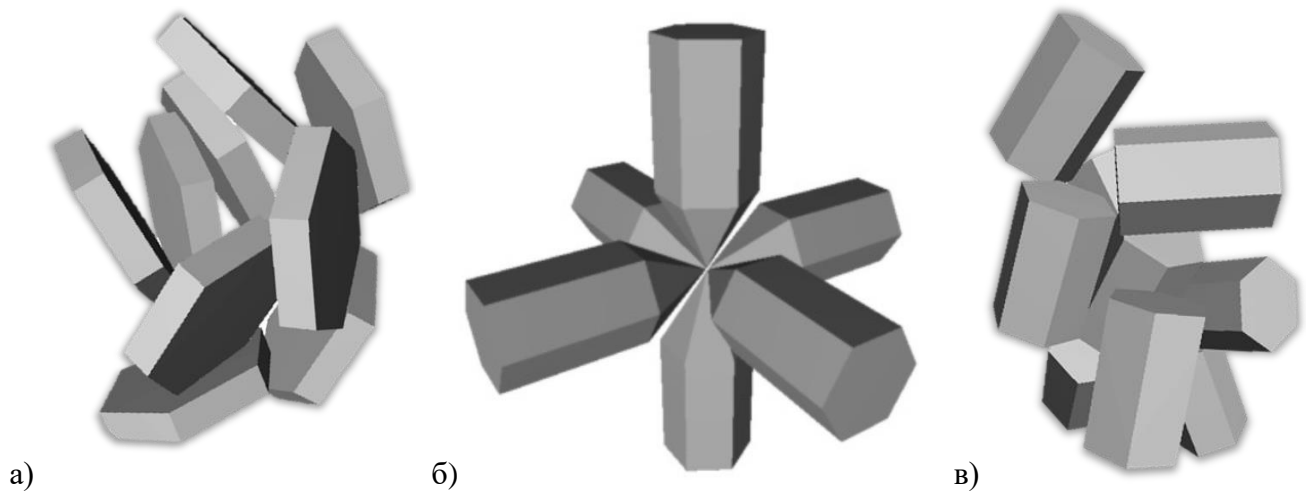


Рисунок 1 — Модели ледяных кристаллических частиц неправильной формы: а) – агрегат из гексагональных пластинок, б) – агрегат из гексагональных пуль (bullet-rosette), в) – агрегат из гексагональных столбиков

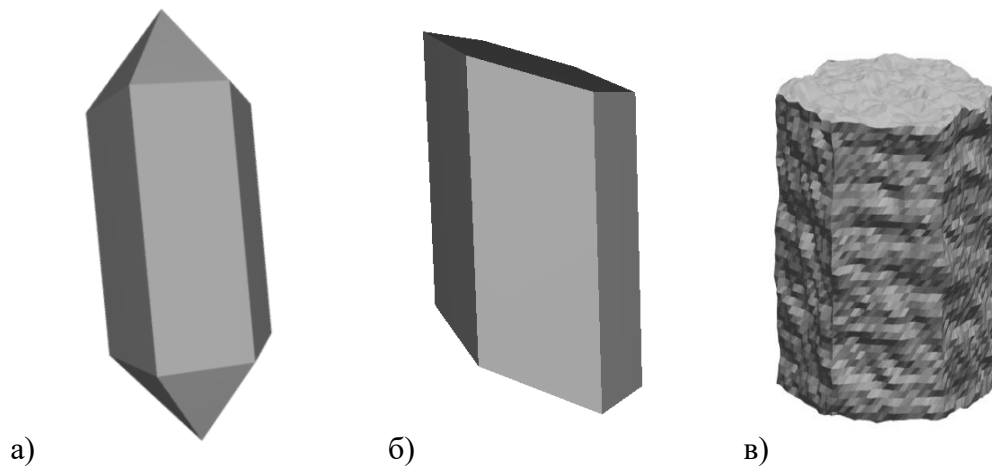


Рисунок 2 — Модели ледяных кристаллических частиц неправильной формы: а) – двойная гексагональная пуля, б) – скошенный гексагональный столбик, в) – гексагональный столбик с шероховатостью поверхности

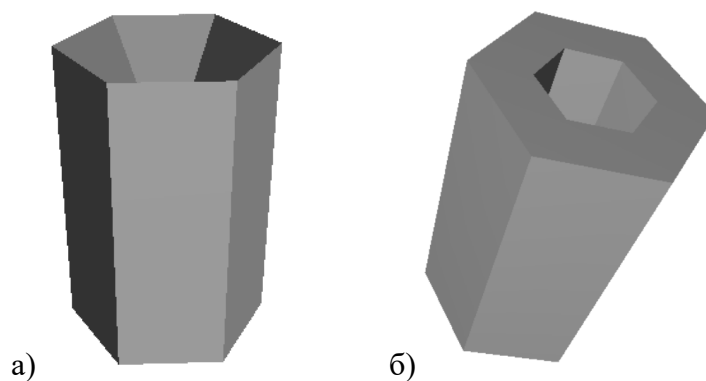


Рисунок 3 — Модели ледяных кристаллических частиц пустотелой формы: а) – полный гексагональный столбик, б) – гексагональная трубка

В докладе представлены оптические характеристики ледяных кристаллических гексагональных трубок, размерами от 10 до 100 мкм. Решение получено как в рамках приближений физической, так и геометрической оптик для типичных длин волн лидара 0,355; 0,532 и 1,064 мкм. А также проведено сравнение их оптических характеристик с имеющимися в базе данных частицами неправильной формы. Показано, что дополнение оптической модели, построенной на основе идеальных частиц, частицами неидеальной формы позволяет получить лучшее согласие экспериментальных и теоретических данных

1. Wang Z., Шишко В.А., Коношонкин А.В., Кустова Н.В., Боровой А.Г., Матвиенко Г.Г., Xie C., Liu D., Wang Y. Исследование перистых облаков поляризационным лидаром в юго-восточном Китае (г. Хефей) // Оптика атмосферы и океана. 2016. Т. 29, № 12. С. 1050-1052.

2. Шишко В.А., Брюханов И.Д., Ни Е.В., Кустова Н.В., Тимофеев Д.Н., Коношонкин А.В. Алгоритм интерпретации матриц обратного рассеяния света перистых облаков для восстановления их микрофизических параметров. // Оптика атмосферы и океана. 2019. Т. 32. № 03. С. 186–192.

3. Timofeev D.N., Konoshonkin A.V. Kustova N.V., Borovoi A.G., Kozodoev A.V. Calculation of backscattering matrix for ice particles of cirrus clouds for 1.55 and 2 micron lidars within the physical optics approximation // Proceedings of SPIE. 2020. V. 11531. CID: 11531OS.

4. Shishko V.A., Timofeev D.N., Kustova N.V., Konoshonkin A.V., Borovoi A.G. Light scattering on atmospheric ice crystals of irregular shape // Proc. SPIE. 2021. V. 11916. 119164G.

5. 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.

ОПТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ КВАЗИГОРИЗОНТАЛЬНО ОРИЕНТИРОВАННЫХ ЧАСТИЦ ПЕРИСТЫХ ОБЛАКОВ ПОДЧИНЯЮЩИХСЯ НОРМАЛЬНОМУ И ЭКСПОНЕНЦИАЛЬНОМУ ЗАКОНУ ОРИЕНТАЦИИ В ПРОСТРАНСТВЕ

Коношонкин А.В.^{1,2}, Кустова Н.В.¹, Булахов Н.Г.^{1,2}, Коханенко Г.П.¹, Балин Ю.С.¹,
Новоселов М.М.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, kustova@iao.ru, kokh@iao.ru, balin@iao.ru, novoselov@iao.ru

В работе представляются результаты численного моделирования оптических характеристик перистых облаков, содержащих квазигоризонтально ориентированные кристаллы, при их зондировании сканирующим лидаром. Рассмотрены две модели пространственной ориентации пластинчатых кристаллов в перистом облаке. В первой модели ориентация кристаллов задавалась нормальным законом, а во втором случае – экспоненциальным. Численные результаты использовались для интерпретации данных экспериментальных наблюдений. Показано, что использование экспоненциального закона позволяет добиться лучшего согласия теоретических и экспериментальных данных, особенно при малых углах сканирования.

Пространственная ориентация ледяных кристаллических частиц перистых облаков в настоящее время является объектом пристального изучения. Данные о ее характеристиках необходимы для улучшения моделей численного моделирования климата, поскольку ориентация кристаллов в облаке может оказывать значительное влияние на процесс переноса излучения в атмосфере Земли. Тем не менее, систематические данные о пространственной ориентации частиц в перистых облаках в настоящее время отсутствуют, поскольку контактные методы исследования (забор образцов с борта самолета) нарушают естественную пространственную ориентацию, а вертикально ориентированные лидары не способны определять угол наклона частиц в облаке (флаттер).

Для решения этой задачи в Институте оптики атмосферы разработан сканирующий поляризационный лидар, позволяющий получать характеристики рассеянного кристаллами перистого облака излучения в зависимости от угла наклона лидара. Получаемый профиль должен быть чувствителен к пространственной ориентации частиц, в предположении однородности зондируемого облака. Так, в случае хаотической пространственной ориентации получаемый лидаром сигнал не должен зависеть от угла сканирования, при этом наличие существенных изменений сигнала от угла сканирования, наблюдаемое в эксперименте, позволяет однозначно судить о присутствии слоев ориентированных кристаллов в облаке.

Для корректной интерпретации получаемых лидарных данных необходимо иметь решение прямой задачи рассеяния света на ориентированных кристаллах в зависимости от угла наклона лидара. Поскольку размер кристаллов перистых облаков достигает нескольких сотен микрон получить такое решение с помощью точных численных методов не возможно. В данной работе для решения задачи рассеяния света использовался метод физической оптики, разрабатываемый в последние годы в ИОА СО РАН [1-3].

Важно отметить, что в реальном облаке наблюдается смесь кристаллов различной формы. Поэтому решение строилось как для хаотически ориентированных ледяных гексагональных столбиков и частиц неправильной формы (см. рис. 1), так и для ориентированных пластинчатых кристаллов (см. рис. 2).

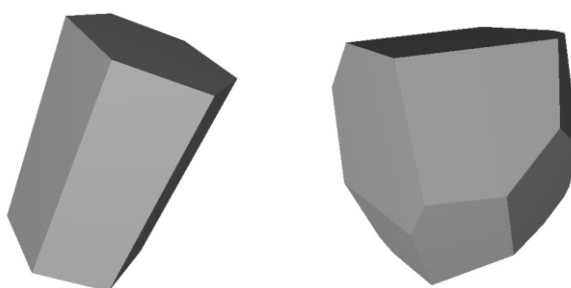


Рисунок 1 – Внешний вид хаотически ориентированных ледяных гексагональных столбиков и частиц неправильной формы

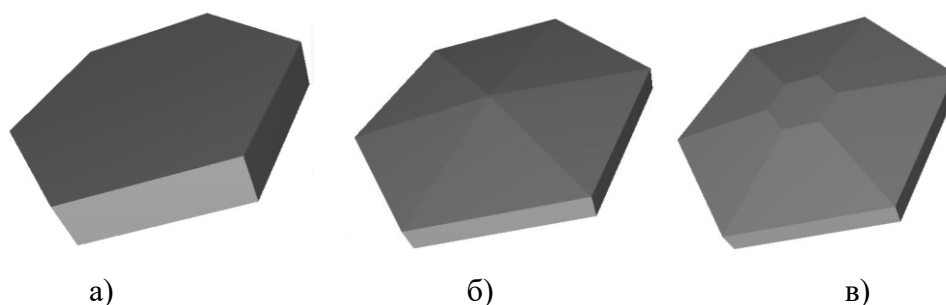


Рисунок 2 – Внешний вид ориентированных пластинчатых кристаллов. Идеальная (а), полностью усеченная (б) и частично усеченная (в) пластинки.

Серия первых экспериментальных наблюдений на сканирующем поляризационном лидаре показала, что ориентация ледяных кристаллов в облаке скорее всего подчиняется экспоненциальному закону, нежели нормальному распределению, как считалось ранее[4].

В данном докладе представляются результаты численного моделирования сигнала сканирующего лидара как для нормального закона ориентации частиц в облаке, так и для экспоненциального. Результаты расчетов представлены на рис. 4-6.

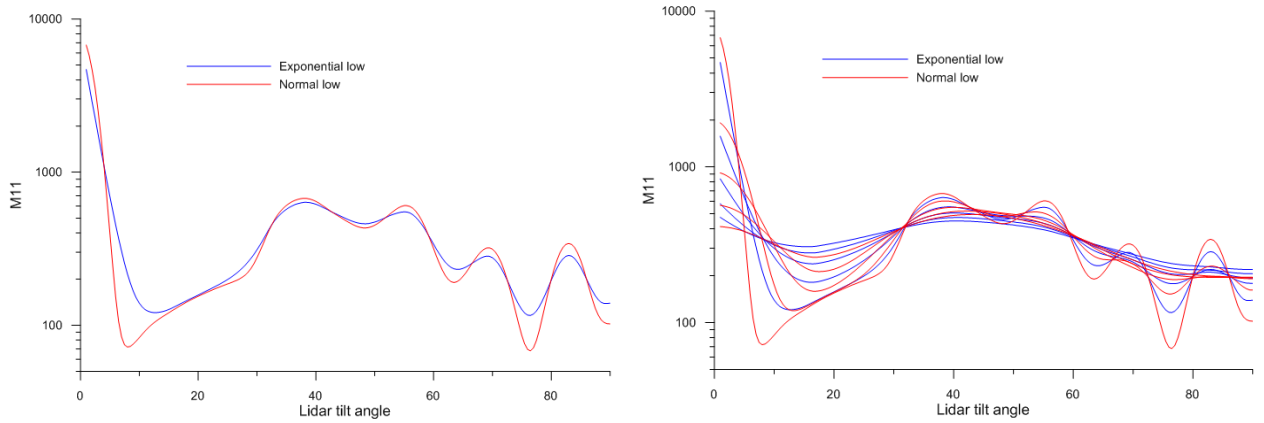


Рисунок 3 – Первый элемент матрицы рассеяния света для идеальной ледяной гексагональной пластинки для угла флаттера 2° (слева) и для серии углов флаттера от 2 до 10° (справа)

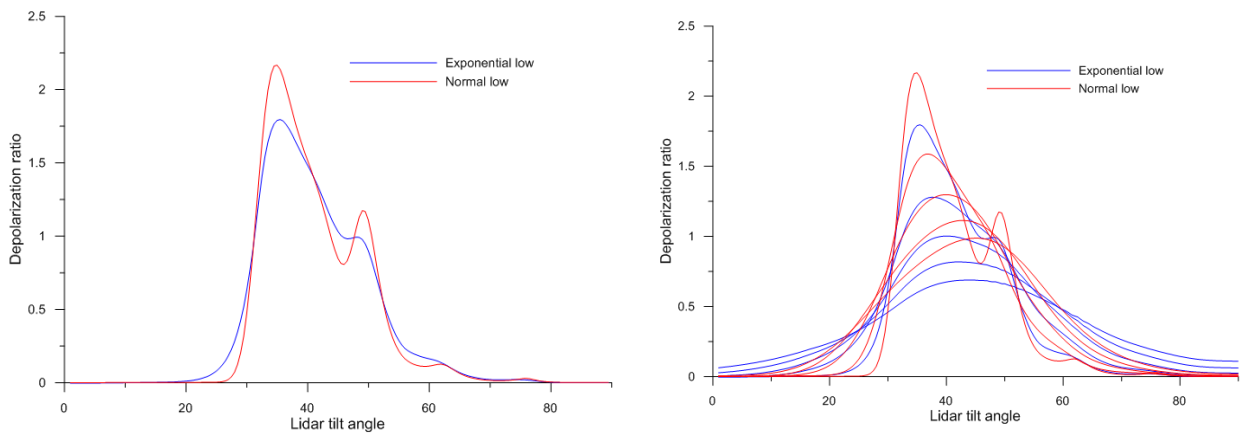


Рисунок 4 – Деполяризационное отношение для идеальной ледяной гексагональной пластинки для угла флаттера 2° (слева) и для серии углов флаттера от 2 до 10° (справа)

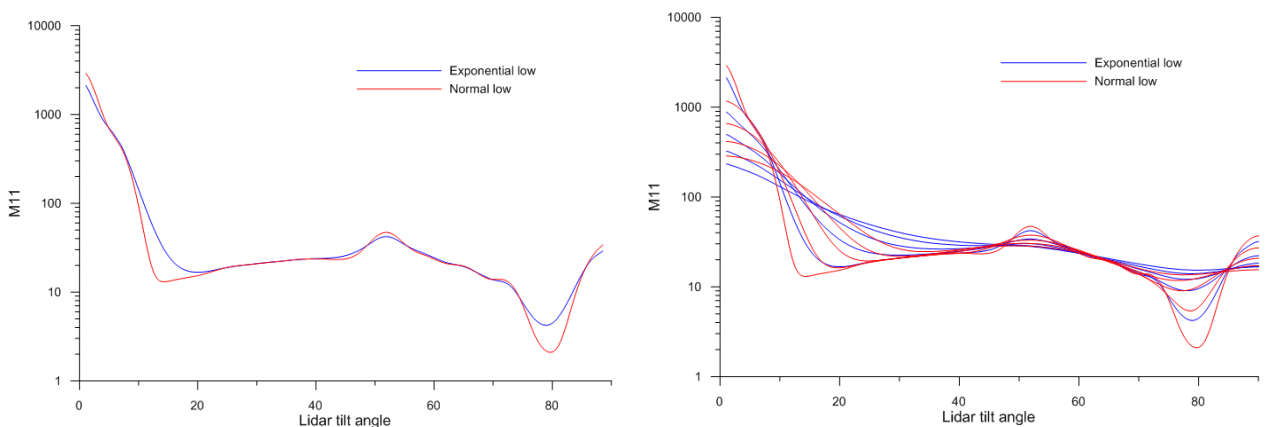


Рисунок 5 – Первый элемент матрицы рассеяния света для усеченной ледяной гексагональной пластинки для угла флаттера 2° (слева) и для серии углов флаттера от 2 до 10° (справа)

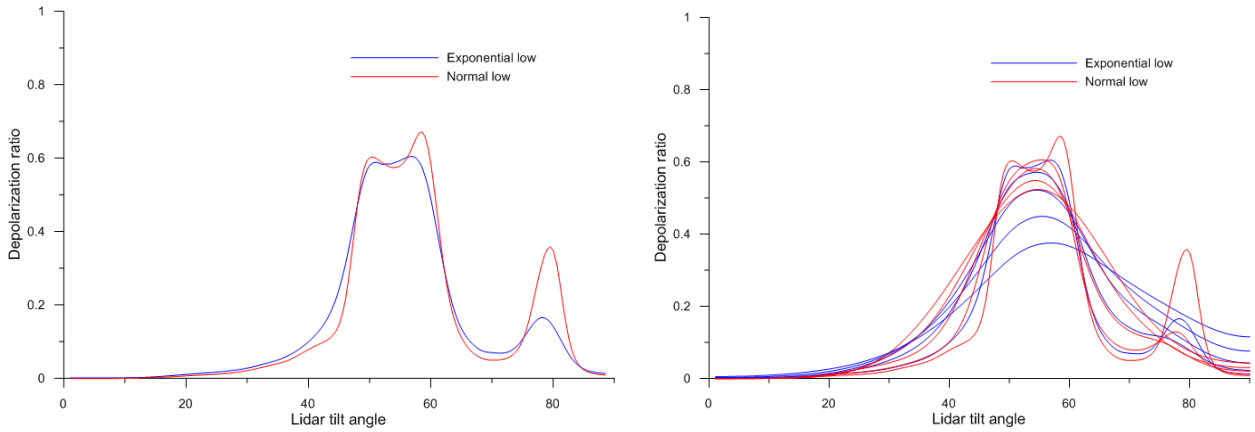


Рисунок 6 – Деполяризационное отношение для усеченной ледяной гексагональной пластинки для угла флаттера 2° (слева) и для серии углов флаттера от 2 до 10° (справа)

Сравнение результатов экспериментальных наблюдений [5,6] с результатами численного моделирования представлено на рис. 7. На рисунке бирюзовая линия соответствует модели облака, состоящего из 20% идеальных пластинок с флаттером 1° и 80% хаотически ориентированных столбиков. Фиолетовая линия соответствует модели облака, состоящего из 20% идеальных пластинок с флаттером 3° , 65% хаотически ориентированных столбиков и 15% частиц случайной формы. Оранжевая линия соответствует модели облака, состоящего из 80% частично усеченных пластинок с флаттером 9° , 10% хаотически ориентированных столбиков и 10% частиц случайной формы. Черная линия соответствует модели облака, состоящего из 97% усеченных пластинок с флаттером 9° , 3% хаотически ориентированных столбиков.

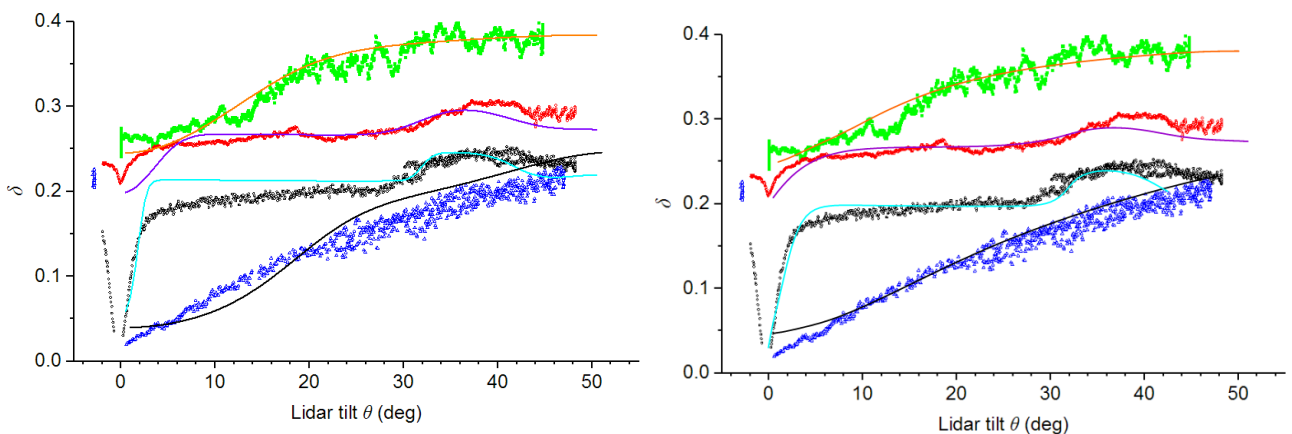


Рисунок 7 – Сравнение результатов экспериментальных наблюдений с результатами численного моделирования. Слева – нормальный закон ориентации частиц слева, справа – экспоненциальный

Как видно из графиков, представленных на рис. 7, при выборе экспоненциального закона ориентации частиц в облаке результаты численного моделирования показывают лучшее согласие с результатами экспериментальных наблюдений.

Численное моделирование хаотически ориентированных ледяных частиц выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 21-77-10089. Численное моделирование горизонтально ориентированных ледяных частиц выполнено за счет гранта Президента РФ № МД-3149.2022.1.5

1. *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.

2. *Konoshonkin A.V., Kustova N.V., Borovoi A.G., Grynko Y., Förstner J.* Light scattering by ice crystals of cirrus clouds: Comparison of the physical optics methods // *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer.* 2016. V. 182. P. 12–23.

3. *Коношонкин А.В., Боровой А.Г., Кустова Н.В., Шушко В.А., Тимофеев Д.Н.* Рассеяние света на атмосферных ледяных кристаллах в приближении физической оптики / М.: ФИЗМАТЛИТ, 2022. 384 с.

4. *Kustova N., Konoshonkin A., Kokhanenko G., Wang Z., Shishko V., Timofeev D., Borovoi A.* Lidar backscatter simulation for angular scanning of cirrus clouds with quasi-horizontally oriented ice crystals // *Opt. Lett.* 2022. V. 47. No 15. P. 3648–3651.

5. *Коханенко Г. П., Балин Ю. С., Боровой А. Г., Новоселов М. М.* Исследования ориентации кристаллических частиц в ледяных облаках сканирующим лидаром // *Оптика атмосферы и океана.* 2022. Т. 35. № 04. С. 319–325.

6. *Kokhanenko G.P., Balin Y.S., Borovoi A.G., Klemasheva M.G., Nasonov S.V., Novoselov M.M., Penner I.E., Samoilova S.V.* Application of polarization lidars to study the orientation of crystalline particles in ice clouds // *Proc. SPIE.* 2021. V. 12086. 120860Q.

ВРЕМЕННЫЕ ВАРИАЦИИ КОНЦЕНТРАЦИЙ CO₂ И CH₄ В ПРИЗЕМНОМ СЛОЕ ВОЗДУХА ПО ДАННЫМ ИЗМЕРЕНИЙ НА СРЕДНЕМ УРАЛЕ

Лужецкая А.П.¹, Омелькова Е.В.¹, Наговицына Е.С.^{1,2}, Маркелов Ю.И.¹

¹Институт промышленной экологии УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

²Уральский федеральный университет им. Первого Президента России Б.Н. Ельцина,
г. Екатеринбург, Россия

e-mail: ann@ecko.uran.ru, omelkova.e@gmail.com, EkaterinaN@ecko.uran.ru,
markelov@ecko.uran.ru

Представлены результаты сравнения годового и суточного хода концентрации CO₂ и CH₄ в городском и фоновом пунктах наблюдений на Среднем Урале за август 2021 г. – сентябрь 2022 г. В г. Екатеринбурге метан в годовом ходе имеет два максимума в январе и августе и два минимума в мае– июне и в октябре – ноябре, в КАО наблюдается один максимум в январе и один минимум – в летние месяцы. Максимальные значения концентрации CO₂ в г. Екатеринбурге фиксируются в декабре – январе, в КАО – в июле. Наибольшая амплитуда суточного хода концентрации метана прослеживается в г. Екатеринбурге, диоксида углерода в фоновом пункте мониторинга.

Глобальное изменение климата на протяжении последних десятилетий является приоритетной темой многих научных исследований. Исследования последних лет привели к общепризнанному выводу о том, что наиболее вероятной причиной потепления является увеличение содержания в атмосфере парниковых газов. Согласно современным представлениям, парниковые газы (ПГ) свободно пропускают коротковолновое излучение Солнца, но удерживают значительную часть длинноволнового теплового излучения Земли, препятствуя его выходу в космическое пространство [1, 2].

Диоксид углерода (CO₂) и метан (CH₄) относят к наиболее значимым антропогенным ПГ. Вклад диоксида углерода в усиление положительного радиационного воздействия на климат Земли составляет 66%, метана - 16%. За последние десять лет среднегодовой темп роста концентрации CO₂ в атмосфере составил ~ 2,5 ppm, а CH₄ ~ 7,0 ppb. С момента начала систематических наблюдений в 1983 годовой прирост содержания CH₄ в 2020 г. и 2021 г. является самым большим (15 и 18 ppb соответственно) [1, 2].

Несмотря на растущее число станций наблюдений, до сих пор не хватает информации об источниках (стоках) малых газовых составляющих атмосферы в различных географических регионах планеты. Получение и использование новых независимых данных измерений концентраций газов углеродного цикла позволит изучить тенденции и вероятные причины их изменчивости.

В данной работе приводятся исследования суточной и внутригодовой изменчивости содержания углекислого газа и метана в приземном слое городского и фоновый пункта мониторинга на Среднем Урале за август 2021 г. – сентябрь 2022 г.

Наблюдения за ПГ на Среднем Урале начались в г. Екатеринбурге с 2015 года на территории Института промышленной экологии Уральского отделения РАН (56,85 с.ш.; 60,65 в.д.) [3]. С сентября 2021 года были организованы измерения на фоновой станции, расположенной в лесном массиве в 65 км северо-западнее от г. Екатеринбурга на площадке Коуровской астрономической обсерватории (КАО) Уральского федерального университета (УрФУ) (57,04 с.ш.; 59,55 в.д.). Измерения газового состава атмосферы выполнялись при помощи двух стационарных лазерных газоанализаторов Picarro G2401 (PicarroInc., USA), высота пробоотбора 3 и 10 метров. Калибровка приборов производилась с периодичностью 1 раз в месяц с использованием эталонных газовых смесей российского производства.

На рис. 1 приведен внутригодовой ход исследуемых газов, построенный по результатам наблюдений в двух пунктах мониторинга на Среднем Урале для высоты пробоотбора 3 метра. Анализировалась относительная динамика внутригодового хода концентрации CH_4 (а) и CO_2 (б): среднемесячные значения нормировались на среднегодовые и затем усреднялись по массиву данных. Как видно из рис. 1 (а) в г. Екатеринбурге метан в годовом ходе имеет два максимума в январе и августе и два минимума в мае – июне и в октябре – ноябре, что согласуется с измерениями в Западной Сибири [4]. В годовом ходе CH_4 в КАО наблюдается один максимум в январе и один минимум – в летние месяцы.

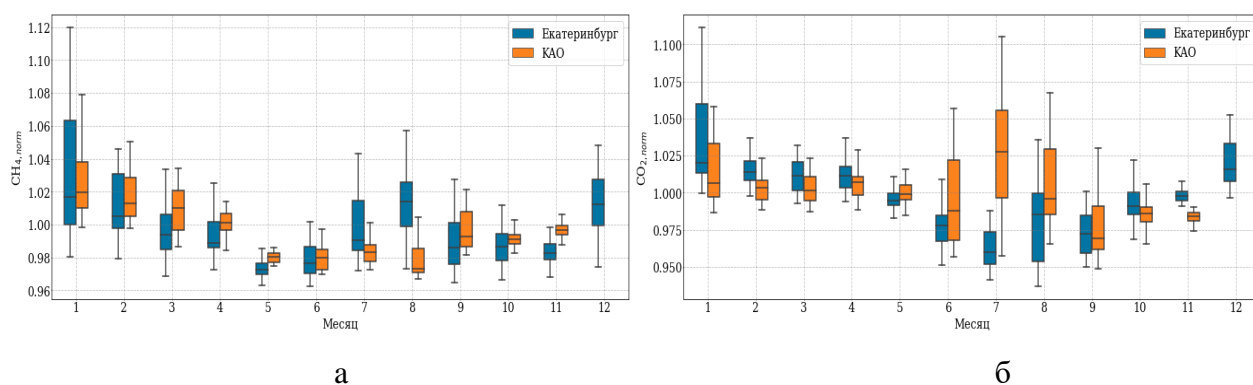


Рисунок 1 – Внутригодовой ход концентрации CH_4 (а) и CO_2 (б) для Екатеринбурга и КАО

По внутригодовому ходу CO_2 в двух районах наблюдений (рис. 1 (б)) также наблюдаются различия: в г. Екатеринбурге максимальные значения концентрации двуокиси углерода наблюдаются в декабре – январе, в КАО – в июле.

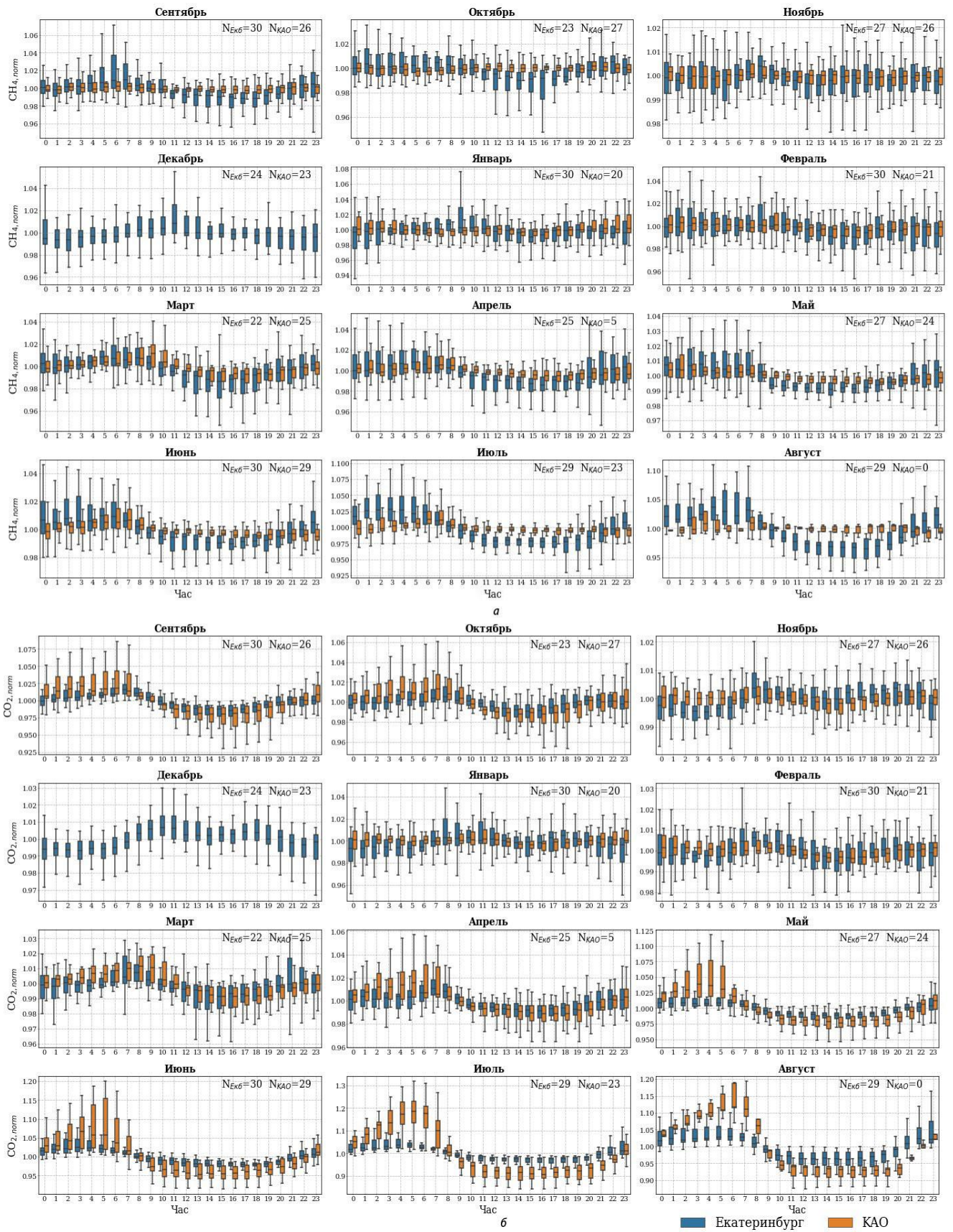


Рисунок 2 – Среднесуточный ход концентрации CH_4 (а) и CO_2 (б) для Екатеринбурга и КАО

Различия во внутригодовых вариациях ПГ в городском и фоновом пунктах мониторинга возможно связаны с тем, что в исследуемый период формирование приземного содержания анализируемых газов на территории Среднего Урала в большей степени зависело от локальных и региональных источников и в меньшей повторяло глобальные процессы, для которых характерна выраженная сезонность [4]. Однако, для оценки сезонных закономерностей период наблюдений пока слишком короткий.

Анализ суточного хода концентраций ПГ проводился по той же схеме, что и анализ внутригодового хода, при которой использовались относительные величины: среднечасовые значения нормировались на величину текущего среднедневного.

Из рис. 2 видно, что максимальные концентрации ПГ достигаются в ночные и утренние часы в летний период. Это объясняется температурными инверсиями, которые приводят к ослаблению активной циркуляции атмосферы, что способствует интенсивному накоплению примесей в нижних слоях тропосферы. Периоды минимумов приходятся на дневные и вечерние часы, когда происходит эффективное рассеяние исследуемых газов в более высокие слои атмосферы за счет вертикального перемешивания.

Наибольшая амплитуда суточного хода концентрации метана прослеживается в г. Екатеринбурге (рис. 2 (а)), диоксида углерода в КАО (рис. 2 (б)). Следовательно, влияние локальных процессов для CH_4 сильнее выражено в условиях городской среды, для CO_2 в фоновых условиях.

Для измерений концентраций парниковых газов на Среднем Урале была использована аппаратура Центра коллективного использования арктических экологических исследований Института промышленной экологии Уральского отделения РАН.

1. IPCC, 2021: Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Masson-Delmotte V., Zhai P., Pirani A., et al. (eds.) Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom; New York, USA. In press.

2. WMO Greenhouse Gas Bulletin (GHG Bulletin): The State of Greenhouse Gases in the Atmosphere Based on Global Observations through. 2021. N 18. 2022

3. Gulyaev E., Antonov K., Markelov Y. et al. Short-term effect of COVID-19 lockdowns on atmospheric CO_2 , CH_4 and $\text{PM}_{2.5}$ concentrations in urban environment // International Journal of Environmental Science and Technology. 2022. P. 1-12.

4. Аршинов М. Ю., Белан Б. Д., Давыдов Д. К., Иноуе Г., Максюттов Ш. Ш., Machida T., Фофонов А. В. Пространственная и временная изменчивость концентрации CO_2 и CH_4 в приземном слое воздуха на территории Западной Сибири // Оптика атмосферы и океана. 2009. Т. 22. № 02. С. 183-192.

МОБИЛЬНЫЙ ЛИДАР ДЛЯ ЗОНДИРОВАНИЯ ТРОПОСФЕРНОГО ОЗОНА: ПЕРВЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ

Невзоров А.А., Невзоров А.В., Кравцова Н.С., Харченко О.В., Романовский Я.О.

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

e-mail: naa@iao.ru, nevzorov@iao.ru, kravtsova@iao.ru, romanovskii.io17@physics.msu.ru

В рамках проекта РФФ 21-79-10051 создан и введен в эксплуатацию мобильный лидар для мониторинга тропосферного озона на длинах волн зондирования 299/341 нм. Приведено техническое описание мобильной лидарной системы. Выполнены измерения тропосферного озона в высотном диапазоне от 0.1 км до 12 км. Представлены первые восстановленные профили озона, полученные в 2022–2023 гг.

В Институте оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН (ИОА СО РАН) на Сибирской лидарной станции (СЛС) продолжаются многолетние лидарные исследования озона в верхней тропосфере – нижней стратосфере и стратосфере на парах длин волн зондирования 299/341 нм (~5–20 км) и 308/353 нм (~15–45 км) [1]. Обработка результатов измерений проводится с помощью методики восстановления лидарных профилей вертикального распределения озона (ВРО) с учетом температурной [2, 3] и аэрозольной коррекций. Используя накопленный опыт эксплуатации лидарных систем СЛС, в 2022 г. создан мобильный озоновый лидар на длинах волн зондирования 299/341 нм и охватом высот от 0.1 км до 12 км. Мобильный лидар получил защиту Роспатента как полезная модель [4]. Основные технические характеристики созданного лидара представлены в таблице 1. На рис. 1 представлена блок-схема разработанного лидара.

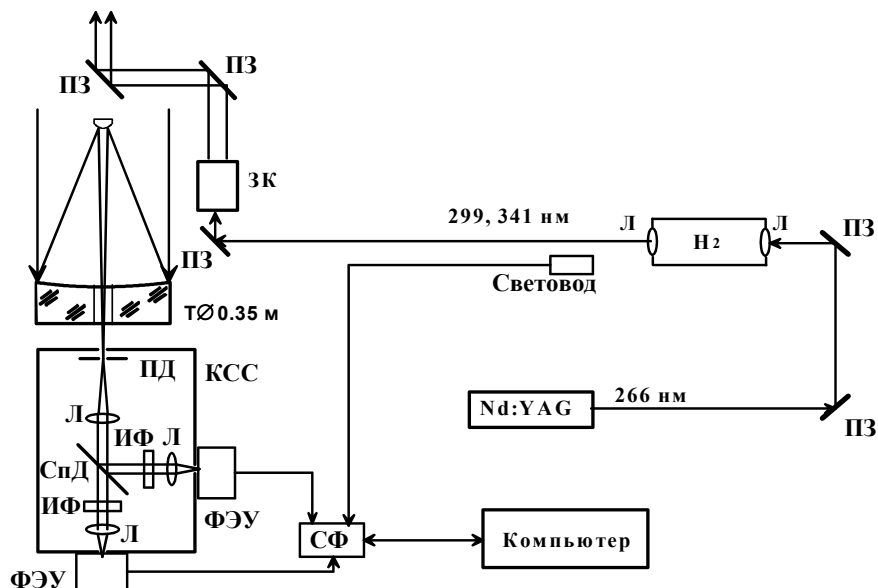


Рисунок 1 – Блок - схема мобильного озонового лидара: Nd:YAG – твердотельный лазер ; H₂ – ячейка вынужденного комбинационного рассеяния с водородом, оборудованная линзами; ПЗ –

поворотные зеркала; ЗК – зеркальный коллиматор; 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 – спектроделительное зеркало; ИФ – интерференционные фильтры; ФЭУ – модули фотоэлектронных умножителей H12386-210 HAMAMATSU; СФ – счетчик фотонов PHCOUNT_4E; Световод – световод для запуска счетчика фотонов; Компьютер – Персональный компьютер для сбора и хранения получаемой информации.

Таблица 1. Основные характеристики мобильного лидара

Передатчик	SOLAR QX 500
Длина волны излучения лазера, λ нм	266
Энергия импульса, мДж	~25
Система охлаждения	Воздушная
Длина волны зондирования, λ нм	299/341
Частота следования	2020
Энергия импульса выходного излучения, мДж	~8
Давление в ячейке вынужденного комбинационного рассеяния с водородом, 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
Каналы приема, шт.	4
Скорость счета, МГц на канал	200
Входной импеданс, Ом	50
Синхронизация	Transistor Transistor Logic (TTL) сигнал с частотой до 10 кГц, либо оптический сигнал
Память на канал, Кб	16
Встроенная память для хранения результатов измерений: SD-карта, Гб	128
Пространственное разрешение, м	1,5–150
Интерфейс связи с персональным компьютером	Ethernet, Wi-Fi
Высотный диапазон, км	~0,1–12
ФЭУ Hamamatsu	H12386-210, 2 шт

Как видно из рисунка 1, излучение Nd:YAG лазера на длине волны 266 нм (4-ая гармоника) проходя и отражаясь от поворотных 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 ВКР-ячейку с водородом - трубу из нержавеющей стали с внутренним диаметром 0,03 м и длиной 1,04 м, оборудованную линзами в качестве входных и выходных окон, выполненных из материала КУ-1. Энергия импульса накачки на длине волны 266 нм составляет 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 $\sim 0,2$ мрад. После зеркального коллиматора с помощью поворотных зеркал излучение направляется в атмосферу. Поворотное зеркало установлено соосно в центре приемного телескопа. Собранный коаксиальная схема вывода лазерного излучения в атмосферу позволяет получить нулевую базу лидара и обеспечить прием лидарных сигналов с учетом теневой зоны 100 м.

Оптический сигнал обратного рассеяния из атмосферы собирается приемным телескопом, разработанным по схеме Кассегрена с главным приемным зеркалом 0,35 м и фокусным расстоянием 0,7 м. Принятое из атмосферы телескопом обратно рассеянное излучение лазера собирается в фокусе главного приемного зеркала и передается через располагается полевая полевую диафрагму. 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 узкополосные интерференционные фильтры для 299 нм и для 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 уровнями транзисторно-транзисторной логики (ТТЛ). Электрические сигналы с модулей ФЭУ через коаксиальные кабели поступают на автономный счетчик фотонов PHCOUNT_4E [5] в регистрирующем тракте лидара, где счетчиком 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. Все элементы лидара жестко закреплены и не требуют юстировки после транспортировки лидара, однако, такая возможность предусмотрена.

Натурный эксперименты по лидарному зондированию проводились в безоблачные дни в ночное время суток, в режиме счета фотонов данные накопления получили с пространственным разрешением от 1.5 м до 150 м и временем записи одного файла ~5 минут.

При проведении первых экспериментов по лазерного зондированию атмосферы было выявлено, что лазер Nd:YAG (SOLAR QX 500, Беларусь) очень чувствителен к низким температурам. При температуре ниже 15 °С выявлена нестабильность генерации лазером когерентного излучения вплоть до отказа работы. Эту проблему решили установкой системы кондиционирования и с ее помощью осуществили подогрев горячим воздухом головки лазера.

Первые натурные эксперименты подтвердили заявленные характеристики лидара, а именно охват высот 0,1–12 км, что подкрепляется примером эхо-сигналов в логарифмической форме представления, которые приведены вместе на рисунке 2.

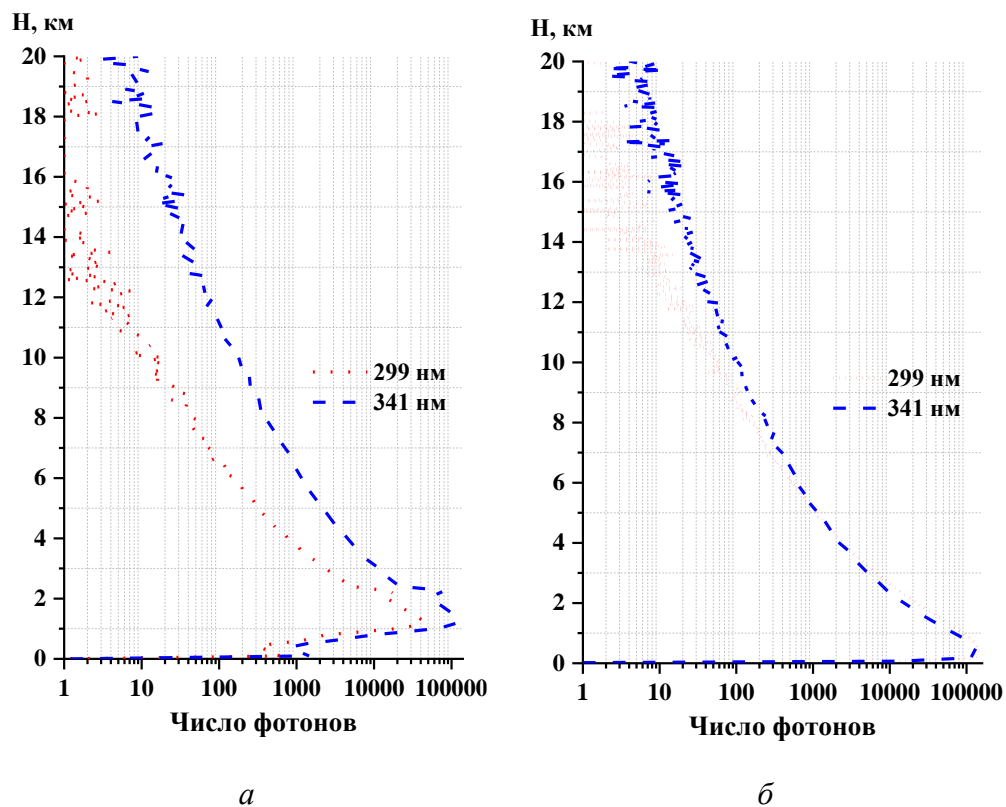


Рисунок 2 – Зарегистрированные лидарные сигналы за 27.04.2022: *а* – до; *б* – после настройки каналов регистрации

Из рисунка 2, *а* видно, что облака зарегистрированы на высоте 2 км, а лидарный сигнал становится информативным с 1 км. Поэтому чтобы устранить насыщение лидарных сигналов в нижней части трассы зондирования выполнили настройку каналов регистрации, а именно

ослабили каждый канал с помощью мелкоячеичной сеткой с шагом ~ 0.2 мм. Результат представлен на рисунке 2, б. На рисунке 3 приведены первые восстановленные профили озона с погрешностью в виде коридора отклонений и для сравнения модель Крюгера [6].

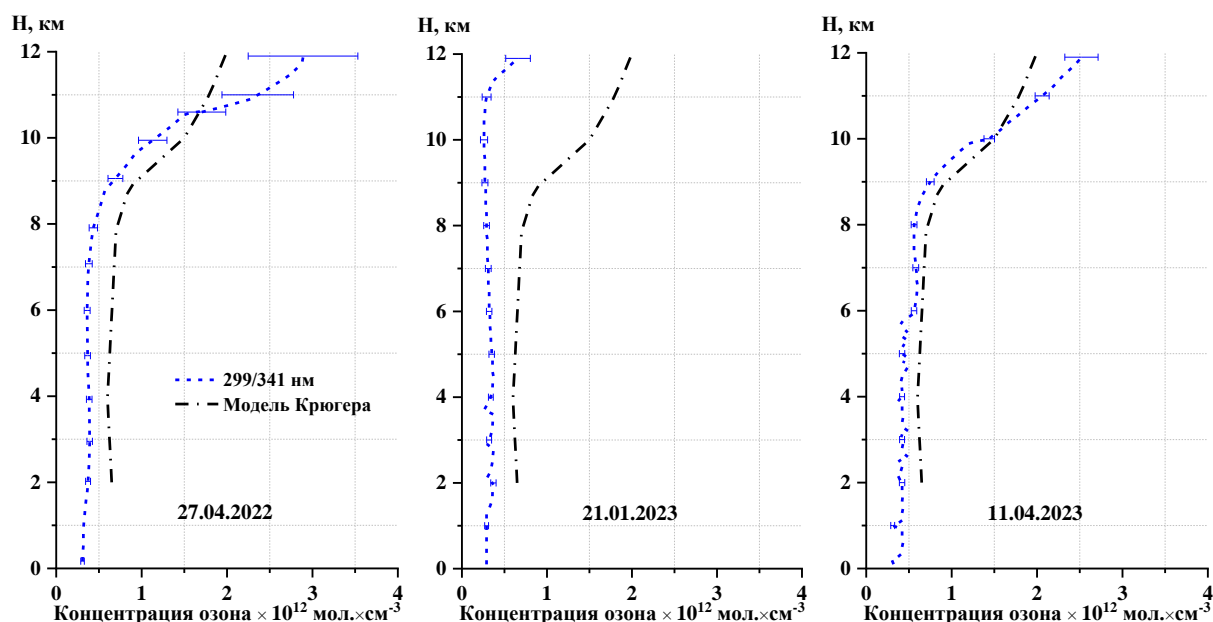


Рисунок 3 – Восстановленный профили озона

Для решения задач экспедиционных кампаний создан и введен в эксплуатацию мобильный озоновый лидар, работающий на длинах волн зондирования 299 нм и 341 нм, с охватом высот 0,1–12 км и пространственным разрешением лидарных сигналов от 1,5 м до 150 м. Результаты первых натурных экспериментов подтверждают эффективность работы лидара. Приведенные примеры восстановленного тропосферного профиля озона доказывают информативность данных зондирования атмосферы мобильным лидаром.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда № 21-79-10051.

1. Dolgii S.I., Nevzorov A.A., Nevzorov A.V., Romanovskii O.A., Kharchenko O.V. Comparison of ozone vertical profiles in the upper troposphere–stratosphere measured over Tomsk, Russia (56.5° N, 85.0° E) with DIAL, MLS, and IASI // International Journal of Remote Sensing. 2020. V.41. № 22. P. 8590–8609. doi: <https://doi.org/10.1080/01431161.2020.1782506>

2. Dolgii S.I., Nevzorov A.A., Nevzorov A.V., Gridnev Yu.V., Kharchenko O.V. Temperature Correction of the Vertical Ozone Distribution Retrieval at the Siberian Lidar Station Using the MetOp and Aura Data // Atmosphere 2020. V. 11. № 11. P. 1139. doi: <https://doi.org/10.3390/atmos11111139>

3. Dolgii S.I., Nevzorov A.A., Nevzorov A.V., Gridnev Yu.V., Kharchenko O.V. Influence of Absorption Cross-Sections on Retrieving the Ozone Vertical Distribution at the Siberian Lidar Station // Atmosphere 2022. V. 13. № 2. P. 293. doi: <https://doi.org/10.3390/atmos13020293>

4. Невзоров А.А., Невзоров А.В., Романовский О.А. Мобильный лидар для зондирования тропосферного озона // Патент на полезную модель 215328 U1, 08.12.2022. Заявка № 2022127769 от 11.11.2022. Правообладатель:

ИОА СО РАН (RU).

5. *Nevzorov A.A., Nevzorov A.V., Nadeev A.I., Zaitsev N.G. and Romanovskii Ya.O.* Algorithm for Control of an Ozone Lidar Photon Counter // *Atmospheric and Oceanic Optics*. 2022. V. 35. No. 05. P. 569–575. doi: <https://doi.org/10.1134/S1024856022050165>

6. *Krueger A.J., Minzner R.A.* A Mid-latitude ozone model for the 1976 U.S. Standard Atmosphere // *Journal of Geophysical Research*. 1976. V. 81. N. 24. P. 4477–4481. doi: <https://doi.org/10.1029/JC081i024p04477>