

# **КОНФЕРЕНЦИЯ С**

**ИССЛЕДОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА  
ОПТИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ**

## ЛИДАРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МИКРОФИЗИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ПЕРИСТЫХ ОБЛАКОВ

А.Г. Боровой<sup>1,2</sup>, Ю.С. Балин<sup>1</sup>, D. Liu<sup>3</sup>, Z. Tao<sup>3</sup>, Г.П. Коханенко<sup>1</sup>, И.Э. Пеннер<sup>1</sup>,

А.В. Коношонкин<sup>1,2</sup>, Н.В. Кустова<sup>1</sup>, S. Hu<sup>3</sup>, C. Xie<sup>3</sup>, H. Wei<sup>3</sup>, Y. Wang<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН; <sup>2</sup>Томский государственный университет

<sup>3</sup>Heifei Institute of Physical Science, Heifei 230031, China

[borovoi@iao.ru](mailto:borovoi@iao.ru); [balin@iao.ru](mailto:balin@iao.ru); [kokh@iao.ru](mailto:kokh@iao.ru); [penner@iao.ru](mailto:penner@iao.ru); [sasha\\_tvo@sibmail.com](mailto:sasha_tvo@sibmail.com); [kustova@iao.ru](mailto:kustova@iao.ru)

Ключевые слова: лидар, перистые облака, деполяризационное отношение

Предложено использовать одновременные измерения вертикального профиля коэффициента обратного рассеяния, деполяризационного отношения и спектрального отношения для восстановления пространственных неоднородностей микрофизических параметров перистых облаков. В частности, в областях с преимущественно горизонтально ориентированными кристаллами эффективный угол наклона кристаллов предложено восстанавливать из величины спектрального отношения.

Перистым облакам присущи ярко выраженные пространственные неоднородности, которые в настоящее время изучены недостаточно. Эти неоднородности необходимо принимать во внимание при параметризации радиационных и микрофизических характеристик облаков. Наиболее эффективным инструментом для исследования этих пространственных неоднородностей являются лидары [1-3]. Однако традиционные методы обработки лидарных сигналов, отраженных от перистых облаков, не позволяют восстанавливать оптические и микрофизические характеристики этих неоднородностей [4, 5]. Действительно, неоднородности перистых облаков возникают за счет вариаций как концентрации частиц, так и их микрофизики (размера, формы и ориентации ледяных кристаллов). Коэффициент обратного рассеяния, регистрируемый лидаром для данной высоты над землей, является произведением концентрации ледяных кристаллов на матрицу обратного рассеяния. Здесь только матрица обратного рассеяния определяет микрофизику облака. В стандартных методах обработки лидарных сигналов неоднородности концентрации и микрофизики смешиваются за счет усреднения коэффициента обратного рассеяния как по времени, так и по толщине облака. Восстанавливаемые затем из усредненных величин микрофизические характеристики перистых облаков вызывают законное сомнение.

В данной работе мы предлагаем отказаться от усреднения коэффициента обратного рассеяния по времени и толщине облака. Тогда вертикальный профиль таких величин, как деполяризационное отношение или спектральное отношение ( $colorratio$ ), будет очищен от влияния неоднородностей концентрации частиц и будет более адекватно определять высотный ход микрофизики облака, чем профиль коэффициента обратного рассеяния. Затем, опираясь на

полученное недавно численное решение задачи обратного рассеяния света на ледяных кристаллах перистых облаков методом физической оптики [6, 7], мы восстанавливаем из профилей для деполаризационного и спектрального отношений высотный профиль микрофизических характеристик в облаке.

При вертикальном лидарном зондировании облаков матрица обратного рассеяния имеет следующий простой вид:

$$\mathbf{M} = \sigma \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 1-d & 0 & 0 \\ 0 & 0 & -1+d & 0 \\ 0 & 0 & 0 & -1+2d \end{pmatrix} \quad (1)$$

что справедливо как для хаотически ориентированных кристаллов, так и для кристаллов с преимущественно горизонтальной ориентацией, если при этом нет выраженной азимутальной ориентации. Здесь величина  $\sigma$  - это сечение обратного рассеяния, а все поляризационные характеристики рассеянного света определяются единственным параметром  $d$ , который будем называть поляризационным параметром. Вместо поляризационного параметра обычно используются или линейное  $\delta_L$ , или круговое  $\delta_C$  деполаризационные отношения, определяемые выражениями  $\delta_L = d/(2-d)$  и  $\delta_C = d/(1-d)$ .

На рис.1а и 1б представлены измеренные одновременно лидаром ЛОЗА-С три вертикальных профиля. Это коэффициент обратного рассеяния для длины волны 0.532 мкм, поляризационный параметр  $d$  для этой же длины волны и спектральное отношение (colorratio), определенное для двух длин волн как  $\chi = \sigma(1.064 \text{ мкм}) / \sigma(0.532 \text{ мкм})$ . На рисунках мы видим отчетливую корреляцию между высотным ходом поляризационного параметра и спектрального отношения. Эти области с высокой корреляцией как раз и выделяют пространственные неоднородности микрофизики облака. Высотный ход коэффициента обратного рассеяния оказывается относительно независимым от указанных профилей, так как он искажается вариациями концентрации частиц.

Следующей, и более трудной, задачей является восстановление таких характеристик как размер, форма и ориентация кристаллов в найденных микрофизических пространственных областях. Рассмотрим вначале значения поляризационного параметра. Области в перистом облаке, для которых  $d < 0.1$ , при относительно большом значении коэффициента обратного рассеяния традиционно отождествляются с квази-горизонтально ориентированными кристаллами. На рис. 1а это слой на высоте 7500 - 7800 м и на рис. 1б на высоте около 6500 м. Мы считаем, что квази-горизонтально ориентированные кристаллы распределены по

ориентациям относительно горизонта с какой-либо плотностью вероятности. Для численной оценки мы берем гауссово распределение, где единственным параметром является дисперсия или эффективный угол наклона, который обозначен как  $t$ . На рис. 2 представлены рассчитанные нами для ледяных гексагональных пластинок сечение обратного рассеяния  $\sigma$  и поляризационный параметр  $d$  как функции эффективного наклона  $t$ . Заметим, что для квази-горизонтально ориентированных пластинок обратное рассеяние определяется двумя компонентами, названными зеркальной (specular) и уголковой (corner) [7], которые представлены отдельно. Как видим из рис. 2а, поляризационный параметр оказался очень малым, он не превышает значения  $d \approx 0.01$  до углов наклона  $t \approx 25^\circ$ . Таким образом, малое значение поляризационного параметра оказывается хорошим индикатором горизонтальной ориентации кристаллов, при этом деполяризационное отношение остается по-прежнему малой величиной при увеличении эффективного угла наклона до  $25^\circ$ . При этом малая величина деполяризационного отношения делают его мало информативным для обратных задач, т.е. для восстановления микрофизики.

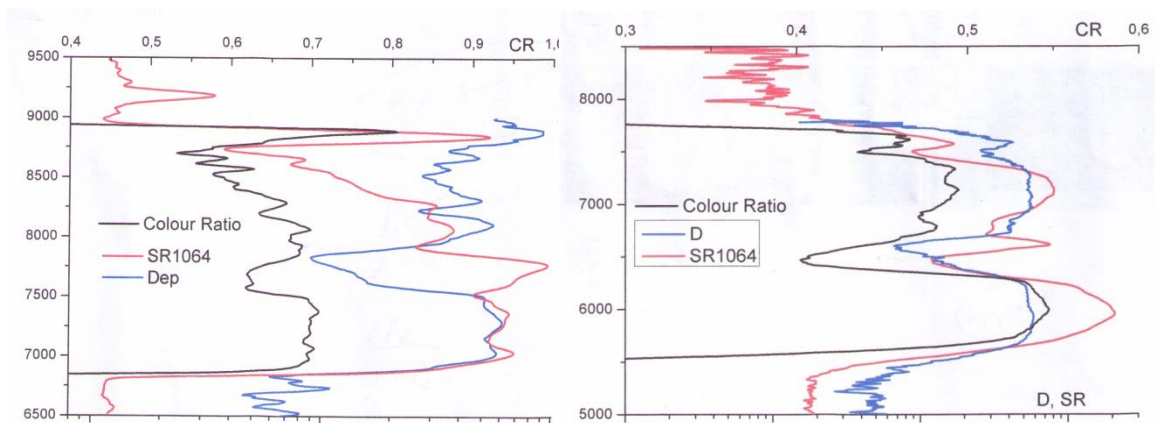


Рис. 1. Высотные профили коэффициента обратного рассеяния (красный), поляризационного параметра (синий) и спектрального отношения (черный), измеренные одновременно; (а) 30 марта 2010 г. и (б) 14 апреля 2010 г.

Сечение обратного рассеяния оказалось более чувствительным к изменению эффективного угла наклона, как следует из рис. 2б. Можно показать, что спектральное отношение для квази-горизонтально ориентированных кристаллов  $\chi(t)$  представляется монотонно возрастающей функцией, начинающейся значением  $\chi(0^\circ) = 0.25$  и стремящейся к единице при больших углах наклона  $t \gg \lambda / D$ , где  $\lambda = 1.064$  мкм. Таким образом, по величине спектрального отношения в областях, где кристаллы ориентированы квази-горизонтально, можно определять эффективный угол наклона кристаллов.



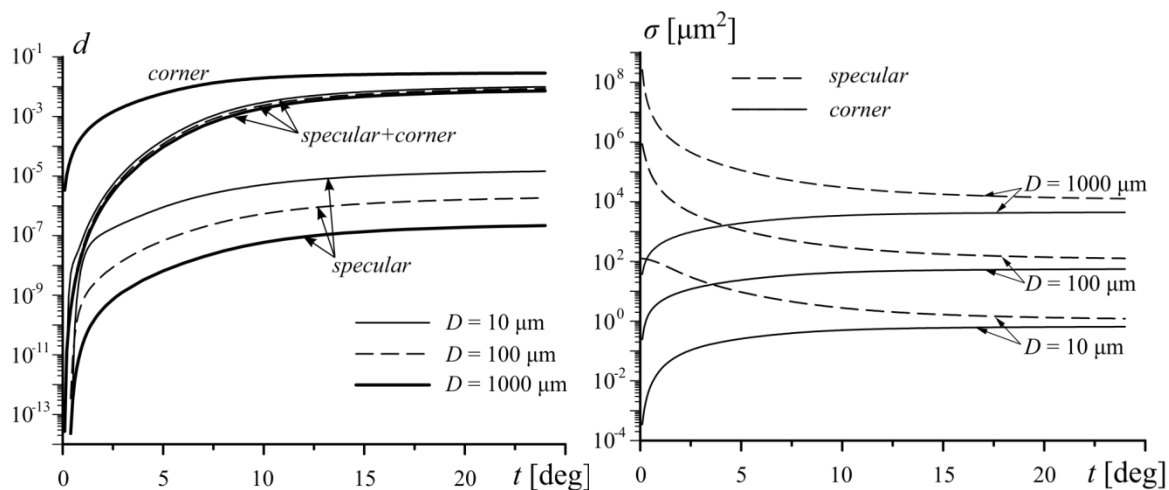


Рис.2. Поляризационный параметр  $d$  и сечение обратного рассеяния  $\sigma$  для ледяных гексагональных пластинок с диаметром  $D$  как функции эффективного угла наклона пластинок  $t$  относительно горизонта

Выше мы рассмотрели только слои в перистых облаках, в которых кристаллы принимают преимущественно горизонтальную ориентацию. Восстановление микрофизических параметров в областях, где кристаллы ориентированы хаотически, является предметом дальнейших исследований.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 12-05-00675а, № 13-08-98013-а и № 13-05-00096-а) и гранта Президента РФ по поддержке ведущих научных школ НШ-4714.2014.5

- [1] *Балин Ю.С., Кауль Б.В., Коханенко Г.П.* Наблюдения зеркально отражающих частиц и слоев в кристаллических облаках // *Оптика атмосф. и океана.* 2011. Т. 24. № 4. С. 293-299.
- [2] *Balin Yu.S., Kaul B.V., Kokhanenko G.P., Penner I.E.* Observations of specular reflective particles and layers in crystal clouds // *Optics Expr.* 2011. V. 17. № 7. С. 6209-6214.
- [3] *Самохвалов И.В., Кауль Б.В., Насонов С.В., Животенюк И.В., Брюханов И.Д.* Матрица обратного рассеяния света зеркально отражающих слоев облаков верхнего яруса, образованных кристаллическими частицами, преимущественно ориентированными в горизонтальной плоскости // *Оптика атмосф. и океана.* 2012. Т. 25. № 5. С. 403-411.
- [4] *Giannakaki E., Balis D. S., Amiridis V., Kazadzis S.* Optical and geometrical characteristics of cirrus clouds over a Southern European lidar station// *Atmos. Chem. Phys.* 2007. V. 7. P. 5519–5530.
- [5] *Tao Z., Liu D., Zhong Z., Shi B., Nie M., Ma X., Zhou J.* Measurements of cirrus clouds with a three-wavelength lidar // *Chin. Optics Lett.* 2012. V. 10. № 5. P. 050101.
- [6] *Borovoi A., Konoshonkin A., Kustova N.* Backscattering by hexagonal ice crystals of cirrus clouds // *Opt.Lett.* 2013. V. 38. № 15. P. 2881-2884.
- [7] *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.

# УВЕЛИЧЕНИЕ ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТИ СТАЦИОНАРНОГО СКР-ГАЗОАНАЛИЗАТОРА

И.И. Матросов, Д.В. Петров, А.А. Тихомиров

ФГБУН Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН

dpetrov@imces.ru; tikhomirov@imces.ru

**Ключевые слова:** спектроскопия, спонтанное комбинационное рассеяние света, газоанализ.

**Аннотация.** Представлен макет стационарного СКР-газоанализатора с увеличенной чувствительностью. Достигнутые улучшения обеспечиваются включением в состав газоанализатора устройства для сжатия анализируемой газовой среды, а также специализированного эффективного спектрального прибора. Экспериментальная апробация модифицированного СКР-газоанализатора была проведена при исследовании состава атмосферного воздуха, которая подтвердила, что предельная чувствительность макета составляет ~ 1 ppm.

Определение компонентного состава сложных газовых сред в реальном масштабе времени является актуальной задачей в различных областях науки и техники. Однако, прежде всего, потребность в современных газоаналитических системах имеют природоохранные учреждения и службы МЧС РФ, решающие задачи, как экологического мониторинга загрязнения атмосферы, так и выявления чрезвычайных ситуаций, связанных с выбросом в атмосферу различных загрязняющих газов [1].

В лаборатории экологического приборостроения ИМКЭС СО РАН на протяжении последнего десятилетия ведется разработка стационарного газоанализатора, основанного на спектроскопии спонтанного комбинационного рассеяния света (СКР). Такие газоанализаторы обладают рядом преимуществ перед существующими аналогами: одновременный контроль с помощью одного лазера с фиксированной длиной волны всех молекулярных составляющих, содержание которых превышает порог чувствительности аппаратуры, возможность диагностики газовых сред с неизвестным компонентным составом, отсутствие расходных материалов, а также относительная оперативность получения результата анализа. Необходимо отметить, что несмотря на известные трудности, связанные со слабостью сигналов СКР, уже достигнуты определенные результаты при разработке версии СКР-газоанализатора для природного газа [2, 3]. В данной работе представлен модифицированный лабораторный СКР-газоанализатор, имеющий потенциал стать универсальным средством контроля атмосферных загрязняющих газов. Блок-схема данного прибора приведена на рис.1.

Источником возбуждения СКР в представляемом устройстве является малогабаритный DPSS-лазер (1) генерирующий непрерывное излучение мощностью до 1 Вт на длине волны  $\lambda = 532$  нм. Для сбора рассеянного света из лазерной перетяжки формируемой линзой (2)

используется светосильный фотообъектив (7) Canon EF 50 mm  $f / 1.2$ , обеспечивающий угол сбора до 0,6 ср.

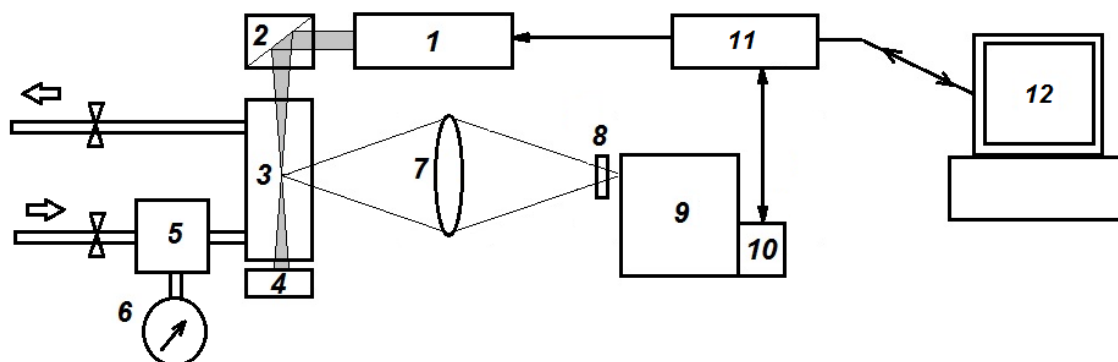


Рис. 1. Блок схема лабораторного СКР-газоанализатора: 1 – лазер, 2 – оптическая система состоящая из поворотной призмы и положительной линзы, 3 – газовая кювета, 4 – ловушка лазерного излучения, 5 – ручная пневматическая помпа, 6 – манометр, 7 – фотообъектив, 8 – Notch фильтр, 9 – специализированный спектральный прибор, 10 – ПЗС-матрица, 11 – блок управления, 12 – компьютер.

Ранее в работе [1] нами были рассмотрены 2 способа увеличения интенсивности сигналов СКР. Один из них связан с применением специальных оптических систем, обеспечивающих многократное прохождение лазерного луча через рассеивающий объем, а другой – с увеличением общего числа молекул в газовой кювете, обеспечиваемый сжатием анализируемой газовой среды. Было показано, что оба способа обладают высокой эффективностью и способны значительно увеличить интенсивности сигналов СКР. Однако наиболее эффективным и простым в реализации является подход, связанный со сжатием газовой среды, поскольку рост интенсивности сигналов СКР практически пропорционален давлению данной газовой среды.

В этой связи, для обеспечения сжатия газа внутри кюветы СКР-газоанализатора, с учетом определенной доработки, в состав газоанализатора была включена ручная пневматическая помпа PV-411. Ее основными особенностями являются безмасляная конструкция, а также возможность увеличения давления газовой среды до 60 атм.

Помимо этого, опыт работы с представленным в [1] СКР-спектрометром показал, что использование в качестве спектрального прибора монохроматора МДР-12 не является целесообразным. Данный монохроматор, помимо того, что имеет большие габариты и вес, оснащен не являющимся необходимым при регистрации спектра ПЗС-матрицей механизмом поворота дифракционной решетки. Кроме того, он не является оптимальным для используемой ПЗС-матрицы, поскольку высота изображения входной щели в несколько раз превышает

высоту ее активной области. Вследствие этого, происходит потеря и без того низкого сигнала СКР.

В этой связи для данного СКР-газоанализатора был разработан малогабаритный специализированный спектральный прибор (ССП). При разработке оптической схемы такого ССП в качестве прототипа была взята классическая схема Черни-Турнера, в которой для повышения компактности ССП в качестве камерного объектива вместо зеркала был использован фотообъектив [4]. Характерной особенностью данной оптической схемы является тот факт, что в ней используется уменьшение изображения входной щели на выходе ССП. Это достигается тем, что фокусное расстояние используемого камерного объектива ( $f_2$ ) в несколько раз меньше фокусного расстояния коллиматорного объектива ( $f_1$ ). Фокусные расстояния  $f_2$  и  $f_1$  с помощью соотношения

$$l' = l \cdot f_2 / f_1, \quad (1)$$

где  $l$  – высота входной щели и  $l'$  – высота изображения щели, могут быть подобраны так, что высота изображения входной щели ССП будет равна высоте активной области ПЗС-матрицы.

Данный подход позволяет также увеличить соотношение сигнал/шум в регистрируемых спектрах, поскольку освещенность изображения щели зависит от фокусного расстояния камерного объектива ( $f_2$ )

$$E \sim 1 / f_2^2. \quad (2)$$

Обратная линейная дисперсия изготовленного ССП составляет  $\sim 80 \text{ \AA}/\text{мм}$ , что позволяет при возбуждающем излучении с  $\lambda = 532 \text{ нм}$  и с учетом виньетирования на краях матрицы регистрировать одновременно весь требуемый спектральный диапазон ( $0 - 4200 \text{ см}^{-1}$ ).

Экспериментальная апробация макета лабораторного СКР-газоанализатора была проведена при исследовании состава атмосферного воздуха. Регистрация его спектра СКР осуществлялась при мощности лазера 1 Вт, длительности экспозиции 1000 секунд и давлении в кювете 40 атм. Полученный спектр СКР в различных масштабах представлен на рис. 2. В нем отчетливо видны колебательные полосы основных компонентов атмосферного воздуха: углекислого газа, кислорода, азота и паров воды с частотными сдвигами, соответственно,  $1285 \text{ см}^{-1}$  и  $1388 \text{ см}^{-1}$ ,  $1555 \text{ см}^{-1}$ ,  $2331 \text{ см}^{-1}$ ,  $3652 \text{ см}^{-1}$ . Помимо этого на увеличенном варианте спектра можно видеть Q-ветвь основной колебательной полосы метана ( $2917 \text{ см}^{-1}$ ), а также Q-ветвь колебательной полосы обертона молекулы кислорода ( $3080 \text{ см}^{-1}$ ), интенсивность которой в  $\sim 3000$  раз меньше, чем интенсивность ее Q-ветви основной полосы. Поскольку содержание метана в атмосферном воздухе находится в пределах  $1 \div 2 \text{ ppm}$ , можно заключить, что

предельная чувствительность разработанной модификации лабораторного СКР-газоанализатора составляет  $\sim 1$  ppm.

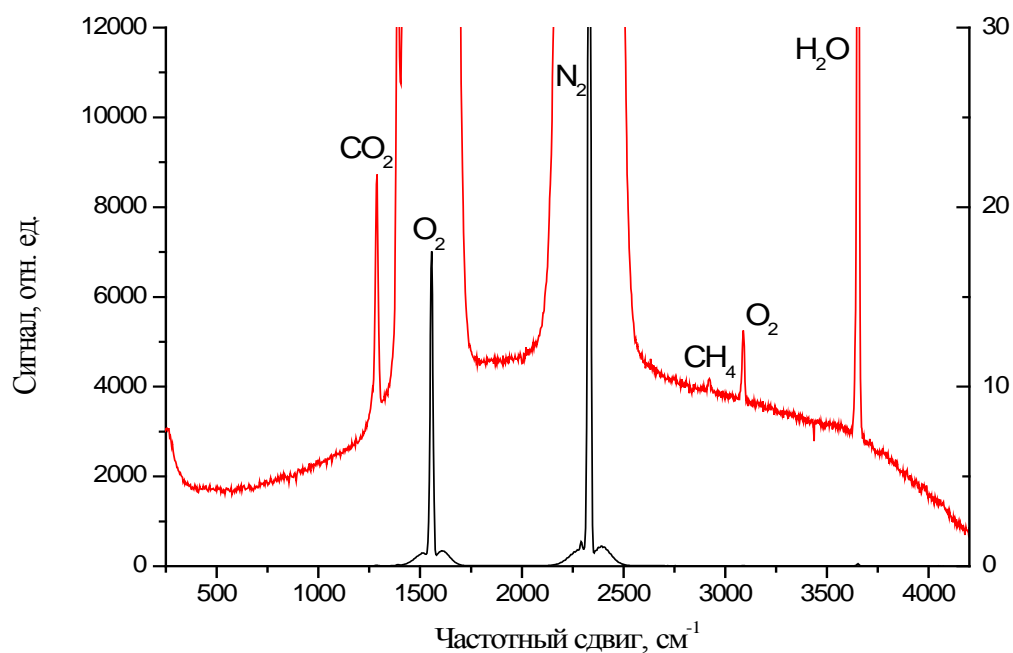


Рис. 2. Спектр СКР атмосферного воздуха

Работа выполняется в рамках базового проекта СО РАН VIII.80.1.2.

1. Булдаков М.А., Матросов И.И., Петров Д.В., Тихомиров А.А. СКР-газоанализатор для анализа природных и техногенных газовых сред // Оптика атмосферы и океана. 2012. Т.25. № 2. С. 152-157.
2. Булдаков М.А., Королев Б.В., Матросов И.И., Петров Д.В., Тихомиров А.А. СКР-газоанализатор состава природного газа // Журнал прикладной спектроскопии. 2013. Т. 80. № 1. С. 128-132.
3. Булдаков М.А., Королев Б.В., Корольков В.А., Матросов И.И., Петров Д.В., Тихомиров А.А. Анализ природного газа методом спектроскопии спонтанного комбинационного рассеяния света // Оптический журнал. 2013. Т.80. №7. С. 27-32.
4. Петров Д.В., Булдаков М.А., Матросов И.И. Малогабаритный спектральный прибор для СКР-газоанализатора // Известия вузов. Физика. 2013. Т. 56. № 8/3. С. 230-232.

## КАЛИБРОВКА И ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ИСПЫТАНИЯ ОПТИКО-ЭЛЕКТРОННОГО ДВУХКАНАЛЬНОГО ИЗМЕРИТЕЛЯ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ

А.А. Азбукин, В.В. Кальчихин, А.А. Кобзев, В.А. Корольков, А.А. Тихомиров  
ФГБУН Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН  
[lep@imces.ru](mailto:lep@imces.ru), [vvk@imces.ru](mailto:vvk@imces.ru), [kaa@imces.ru](mailto:kaa@imces.ru), [kor@imces.ru](mailto:kor@imces.ru), [tikhomirov@imces.ru](mailto:tikhomirov@imces.ru)

Ключевые слова: оптический осадкомер, калибровка, испытания.

Аннотация. Разработана простая и эффективная методика калибровки нового оптико-электронного двухканального измерителя атмосферных осадков (ОДИО). Основным результатом применения данной процедуры является минимизация погрешности измерений размеров частиц, связанной с несовершенством оптической системы прибора. Лабораторные испытания, выполненные для получения калибровочных параметров, подтвердили теоретические оценки технических характеристик ОДИО, сделанные ранее. Проведены натурные испытания ОДИО, заключающиеся в измерении параметров дождей, которые продемонстрировали высокую степень надежности разработанной конструкции (отсутствие сбоев настроек оптической и электронной схемы при перевозке прибора на расстояния), применяемых алгоритмов получения, обработки измерительной информации и расчета параметров осадков.

При создании средства измерения важным этапом является установление зависимости между показаниями прибора и реальным значением измеряемой физической величины. Основная часть калибровки оптического измерителя параметров атмосферных осадков заключается в проведении процедуры получения значений поправок, которые необходимо внести в алгоритм расчета измеренных значений размеров частиц осадков, чтобы их суммарный объем соответствовал объему жидкости, прошедшему через измерительную площадку прибора. Это связано с тем, что точность определения количества осадков зависит от точности измерения размеров и формы отдельных частиц и их общего количества.

В данном докладе представлены методика калибровки экспериментального образца осадкомера и результаты первых натурных испытаний.

Работа оптико-электронного двухканального измерителя осадков (ОДИО) [1] основана на получении и анализе теневых изображений частиц атмосферных осадков. Данная реализация предполагает регистрацию изображений теней от частиц, последовательно пересекающих два горизонтальных оптических канала, каждый из которых сформирован источником светового потока прямоугольного сечения и приемником, выполненным на основе линейного массива светочувствительных элементов (линейный сенсор). Каждая из учитываемых частиц проходит через виртуальную измерительную площадку [2], формирующуюся в области пересечения проекций оптических каналов на горизонтальную плоскость.

Определение калибровочных характеристик осуществлялось на основании измерения эталонных шаров – стальных калиброванных шаров для приборных подшипников. При измерении размеров эталонных шаров, регистрируемых в различных областях оптических каналов, имеет место расхождение результатов измерений диаметров шаров с их заявленным размером.

Определение зависимости измеренного размера от местоположения шара в пределах измерительной площадки осуществлялось посредством сравнения измеренных и реальных диаметров шаров. Эксперименты показали, что измеренные величины не зависят от близости или удаленности шаров от приемника или излучателя в пределах измерительной площадки. Однако наблюдалась явная зависимость результатов измерений от положения частиц относительно края поперечного сечения оптического канала. Поскольку оптические каналы прибора идентичны, а программная и аппаратная обработка результатов измерений проводится однотипно, достаточно рассмотреть калибровку одного из каналов.

Анализ результатов обработки измерений показал, что существенный вклад в погрешность измерений вносится несовершенством оптической системы прибора. Оптимальным решением этой проблемы является коррекция измеренных значений в зависимости от положения объекта на измерительной площадке. Каждый из двух оптических каналов был условно разбит по ширине на 8 участков: 7 участков, содержащих по 100 оптических элементов сенсора (1-100; 101-200; ... 601-700), и один участок, содержащий 68 элементов (701-768). Шары отпускались в свободное падение через измерительную площадку так, чтобы их центры проходили вблизи середины интервалов ( $\pm 10$  оптических элементов). В каждом интервале проводились измерения 100-120 эталонных шаров диаметром  $5,01 \pm 0,01$  мм. Поправки, полученные из разницы измерений диаметров шаров и их истинного размера, использовались для минимизации погрешности измерения, связанной с несовершенством оптической системы прибора.

Для проверки эффективности предложенного метода корректировки результатов были проведены дополнительные измерения эталонных шаров следующих диаметров: 0,99; 1,99; 2,99; 3,99; 5,01; 5,99 и 7,12 мм, имеющих погрешность изготовления 10 мкм. Данные диаметры выбирались, исходя из диапазона размеров капель дождя  $0,5 \div 8$  мм. Результат измерений представлен на рис. 1. Видно, что для размера 5,01 мм кривая, соединяющая точки калиброванных значений, представляет собой горизонтальную линию, что говорит об эффективности проведенной калибровки. При этом по характеру кривых, полученных для шаров других размеров можно судить о влиянии применения поправочных значений на точность измерения шаров в диапазоне 1–7 мм. Из графика ясно, что данная процедура не

обеспечивает высокой точности при определении размеров малых частиц осадков (до 2 мм) и крупных частиц (7 мм и более). Однако известно, что вклад мелких частиц в общее количество осадков сравнительно мал. Мало также и количество самых крупных частиц. Таким образом, для увеличения точности измерений, калибровка должна проводиться с учетом размеров частиц, дающих основной вклад в суммарное значение объема выпадающих осадков.

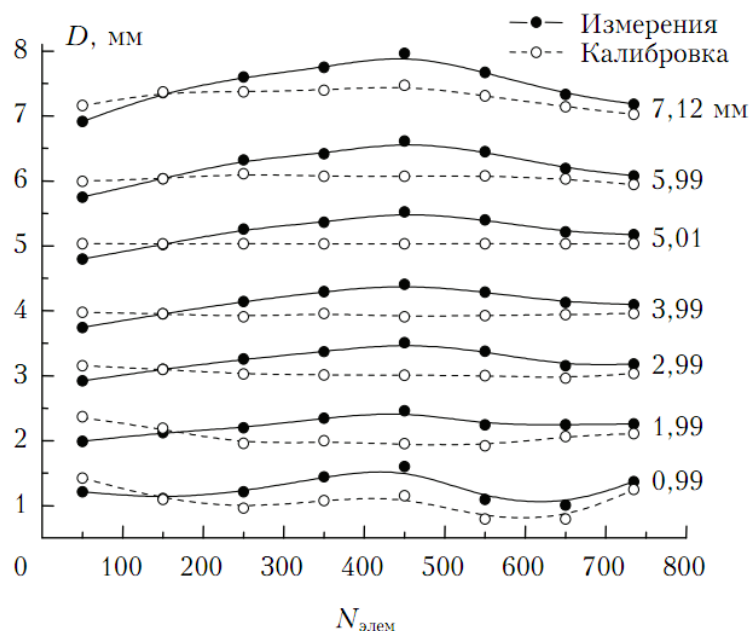


Рис. 1. Результаты измерения диаметров шаров до и после калибровки прибора

Средние значения измеренных диаметров, полученные с учетом калибровочных параметров, составили соответственно:  $1,10 \pm 0,15$ ;  $2,00 \pm 0,11$ ;  $3,00 \pm 0,08$ ;  $3,92 \pm 0,02$ ;  $5,01 \pm 0,01$ ;  $6,01 \pm 0,04$ ;  $7,24 \pm 0,11$  мм. Относительная погрешность измерения частиц для отдельных интервалов составляет 5% для средних и крупных ( $> 2$  мм) частиц и возрастает при уменьшении их размеров (1 мм и менее). Поскольку мелкие частицы осадков не вносят существенного вклада в интегральные характеристики жидких осадков, оценка погрешности измерения размеров частиц в 5% представляется вполне обоснованной для всего диапазона размеров частиц жидких осадков. Рассчитанное значение средней абсолютной погрешности составило 0,06 мм, что совпадает с разрешающей способностью линейного сенсора. Таким образом, разработанная процедура калибровки ОДИО показала свою эффективность.

Апробация предложенной процедуры калибровки проведена в лабораторных условиях. Были проведены измерения суммарных эталонных объемов серий капель, проходящих через измерительную площадку. Измеренное значение общего объема серии рассчитывалось суммированием объемов всех входящих в нее капель. На основании анализа результатов обработки данных экспериментов, установлено, что средняя погрешность измерения объема жидкости в лабораторных условиях не превышает 5%.



Натурные испытания ОДИО проводились летом и осенью 2013 г. Результаты измерений сравнивались с показаниями стандартного осадкомера Давитая (М-99) с ценой деления шкалы 1 мм и челночным осадкомером Davis Rain Collector (рис. 2).

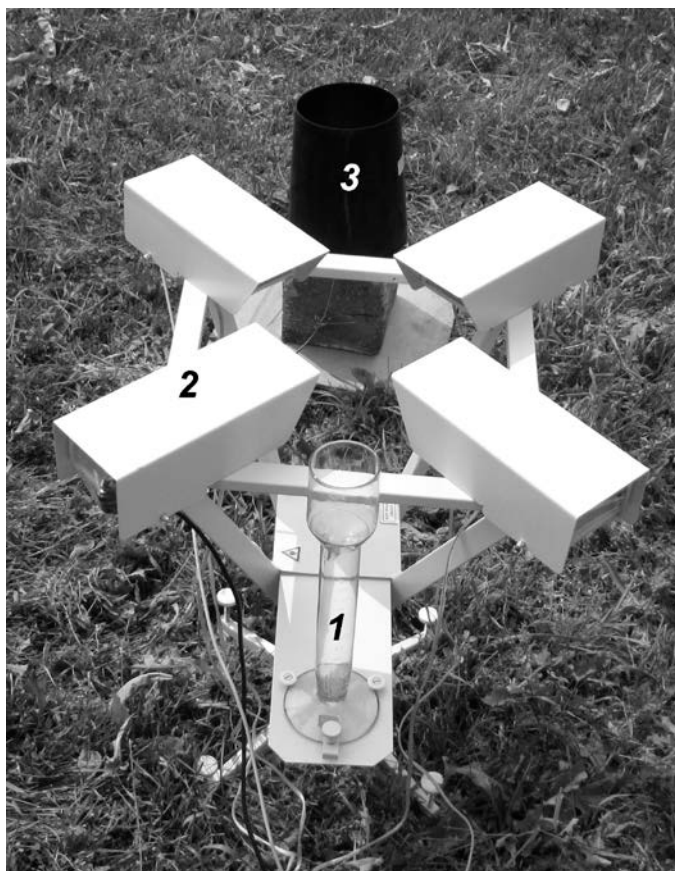


Рис. 2. Схема расположения приборов при измерении дождя: 1 – полевой осадкомер М-99; 2 – ОДИО; 3 – Davis Rain Collector

По результатам испытаний получено подтверждение теоретических оценок, сделанных ранее, а также выработаны рекомендации по дальнейшей доработке и усовершенствованию прибора. Существенным преимуществом созданного прибора является возможность автоматического измерения интенсивности осадков в течение дождевого периода.

1. Кальчихин В.В., Кобзев А.А., Корольков В.А., Тихомиров А.А. Оптико-электронный двухканальный измеритель осадков // Оптика атмосферы и океана. 2011. Т. 24. № 11. С. 990-996.
2. Кальчихин В.В., Кобзев А.А., Корольков В.А., Тихомиров А.А. К выбору размера измерительной площадки двухканального оптического осадкомера // Оптика атмосферы и океана. 2013. Т. 26, № 2. С. 155-159.

# СОВМЕСТНЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ ДИНАМИКИ АТМОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ С ПОМОЩЬЮ ЛАЗЕРНОГО И АКУСТИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ВО ВРЕМЯ КОМПЛЕКСНОГО АЭРОЗОЛЬНОГО ЭКСПЕРИМЕНТА В 2013 г.

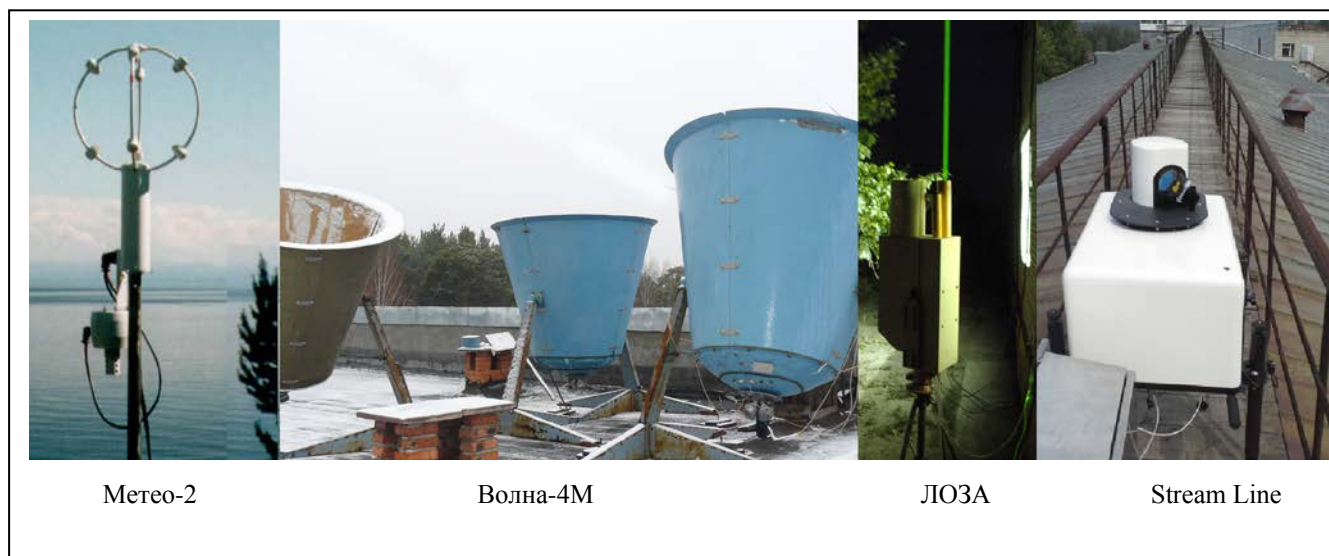
П.Н.Антохин, М.Ю.Аршинов, Ю.С.Балин, В.А.Банах, С.Б.Белан, А.П.Камардин,  
Г.П.Коханенко, С.Л.Одинцов, И.Э.Пеннер, Д.Е.Савкин, И.Н.Смалихо, А.В.Фалиц

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

kokh@iao.ru, smalikho@iao.ru, odintsov@iao.ru

Ключевые слова: аэрозольное рассеяние, лидар, содар

В период проведения комплексного аэрозольного эксперимента осенью 2013 г. проводились исследования вертикальной структуры приземных слоев тропосферы с помощью аэрозольного и доплеровского лидаров и содара. Дополнительно для контроля метеорологических параметров атмосферы использовались данные радиозондов. Одновременные наблюдения пространственной структуры полей аэрозоля и ветра позволили проследить развитие динамических структур в атмосфере, таких как конвективные потоки и внутренние гравитационные волны



В докладе рассматривается ситуация возникновения внутренней гравитационной волны (ВГВ) в пограничном слое атмосферы утром 25 сентября 2013 г. Для наблюдений использовались следующие приборные комплексы: многоволновой аэрозольно-рамановский лидар ЛОЗА-С; 1.5 микронный импульсный когерентный доплеровский лидар Stream Line; радиозонды RS92-SGP Vaisala; ультразвуковой метеорологический комплекс «Метео-2»; трёхканальный доплеровский содар «Волна-4М». Пространственное распределение аэрозоля в период с 07:00 до 12:00 местного времени показано на рис. 1.

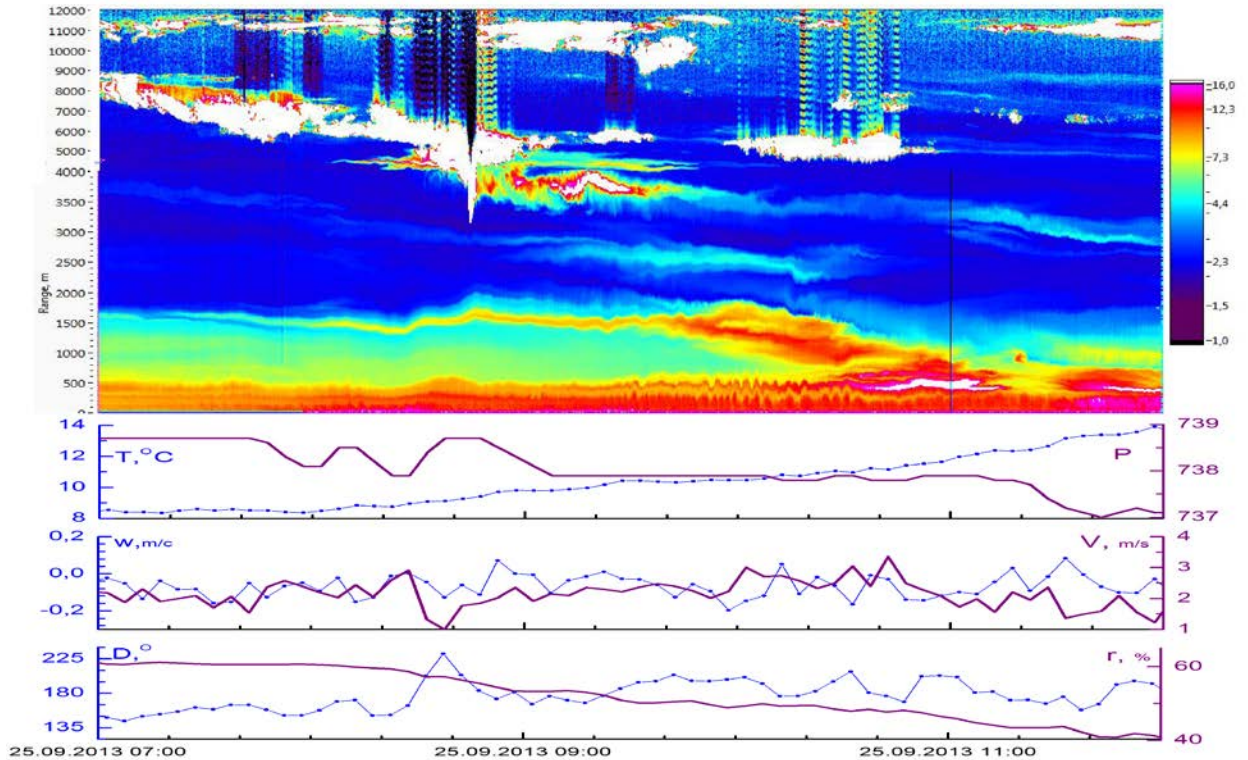


Рис. 1. Пространственное распределение аэрозоля утром 25 сентября 2013 г.

Цветовая шкала соответствует величине отношения рассеяния  $SR = \beta_{\pi}^{a+m} / \beta_{\pi}^m$ , т.е. отношению полного коэффициента обратного рассеяния к молекулярному. Внизу рисунка приведены метеоданные, полученные на ультразвуковой метеостанции на уровне расположения лидара: температура  $T$ , °C, скорость вертикального ветра  $w$ , м/с, направление ветра  $D$ , °; давление  $P$ , мм. рт. ст., скорость ветра  $V$ , м/с, относительная влажность  $r$ , %.

Синоптическая ситуация характеризуется приходом более теплых воздушных масс с быстрым понижением высоты облачности (и плотного аэрозоля) за 4 часа от 8 км до уровня слоя перемешивания (500 м). Это движение вызвало колебания давления в пределах 1 мм. рт. ст. (07:45), что спровоцировало возникновение медленных волн на верхней границе слоя 500 м. Волны высокой частоты возникают в 09:00. Этот участок записи (в промежутке времени от 09:00 до 11:00) более подробно приведен на рис. 2. Запуск радиозонда осуществлялся в 08:30 (непосредственно перед началом записи, приведенной на рис. 2). На лидарную запись наложены вертикальные профили метеопараметров, полученные радиозондом. Здесь  $r$  - отношение смеси водяного пара,  $D$ ,  $V$  - направление и скорость ветра,  $T$  - температура. На начало записи наблюдается слой перемешивания с характерными конвективными потоками до высот 300 м, характеризующийся равномерным распределением водяного пара, ростом скорости и правым поворотом ветра. Выше скорость ветра падает, и присутствует второй



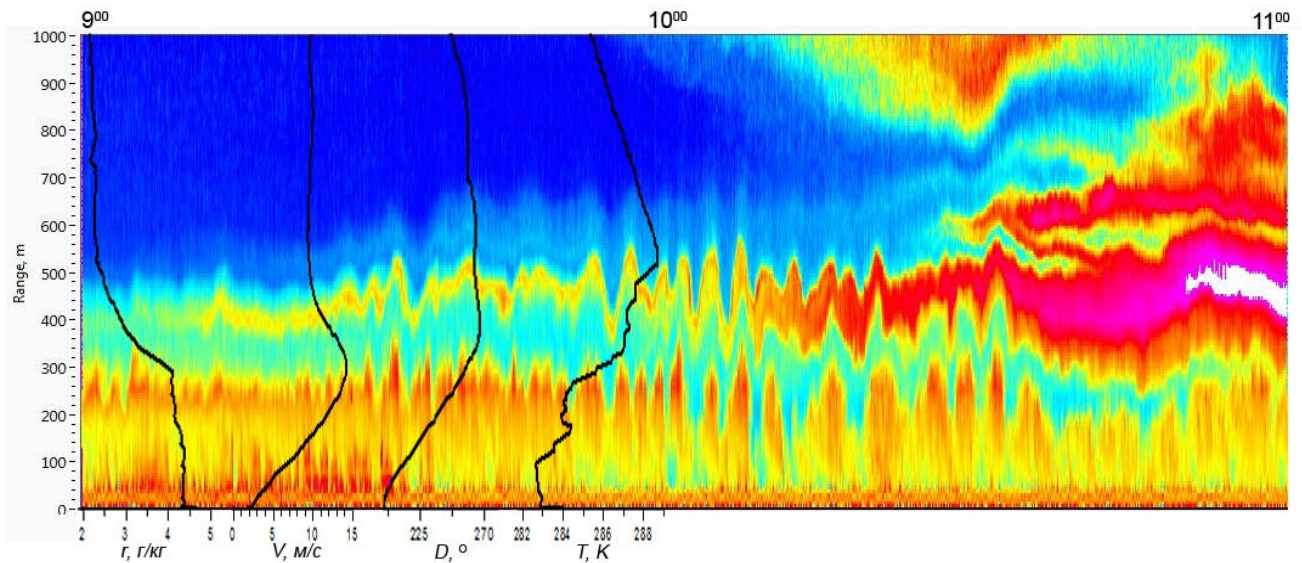


Рис. 2. Участок существования внутренней волны и вертикальные профили метеопараметров

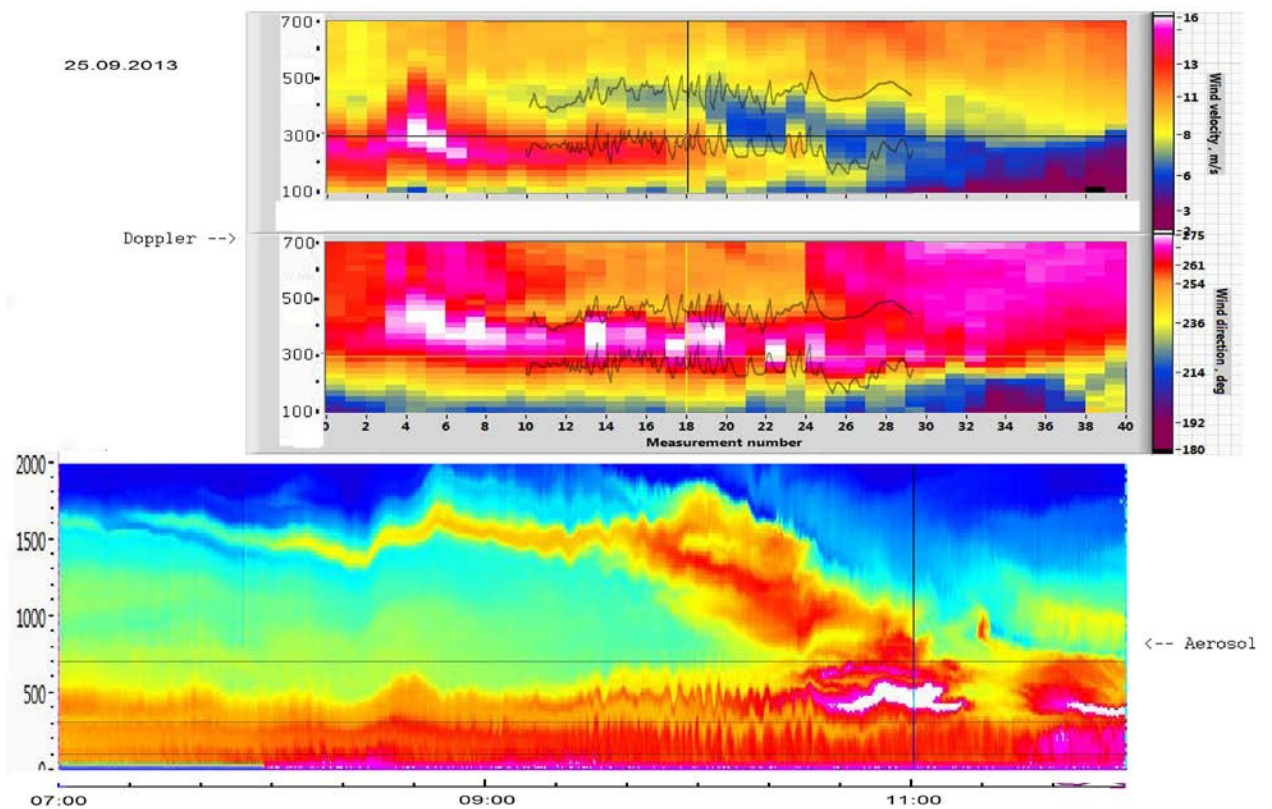


Рис. 3. Сопоставление записей доплеровского и аэрозольного лидаров

устойчивый слой с повышенной температурой 450-500 м, в котором и развивается внутренняя волна.

Механизм возникновения ВГВ становится понятным при рассмотрении данных о профиле скорости и направления ветра, полученных доплеровским лидаром. На рис. 3 показаны: профиль скорости ветра (а), направления ветра (б) и структура аэрозоля (в). Тонкими

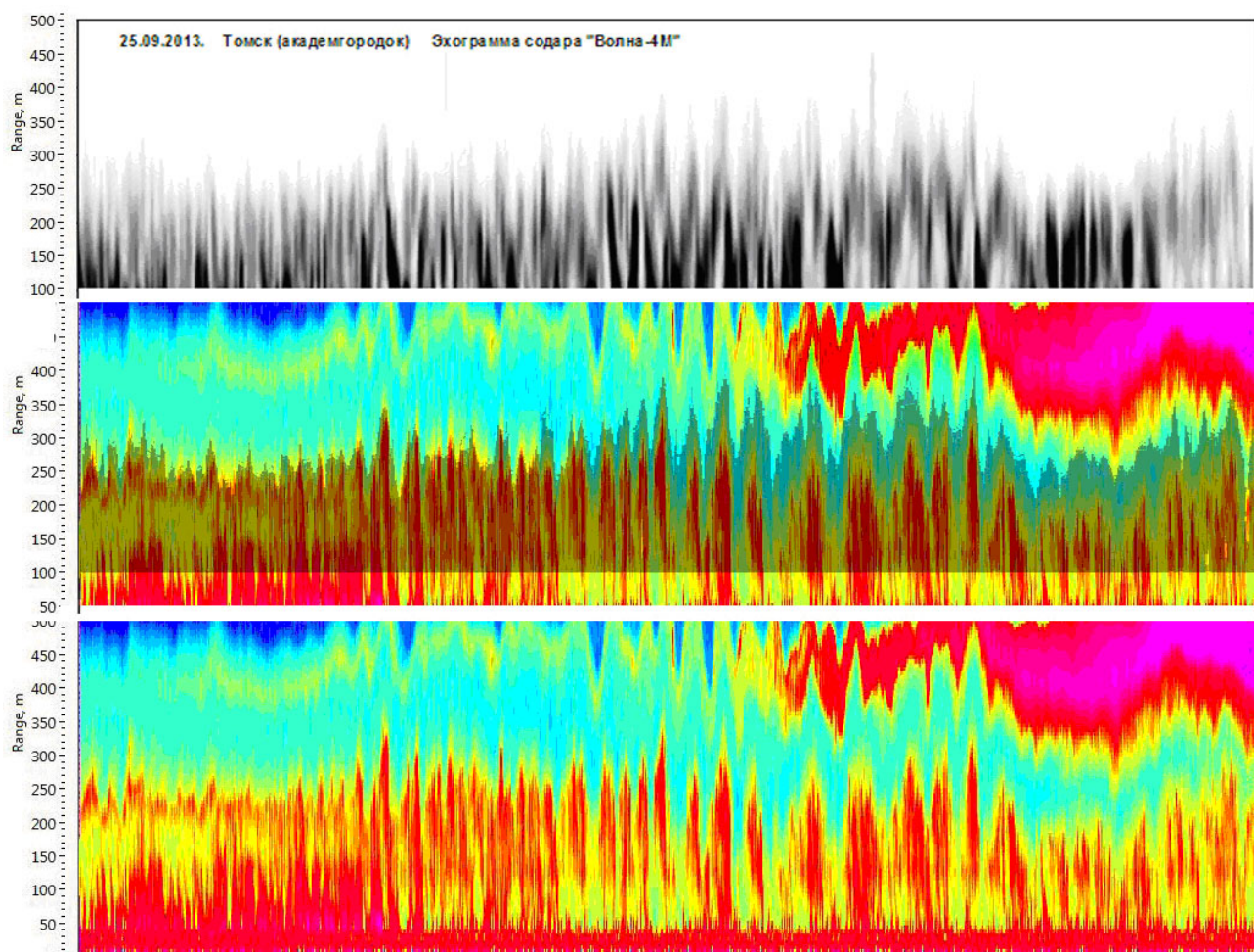


Рис. 4. Сопоставление лидарных и содарных данных

серыми линиями на верхних рамках показаны границы ВГВ на аэрозольных слоях. Появление ВГВ начинается с того, что возникает струйное течение на высоте 400 м (между аэрозольными слоями) с направлением ветра, сдвинутым вправо примерно на  $45^\circ$  относительно соседних слоев с порывом до 20 м/с на высоте слоя перемешивания. Скорость ветра в дальнейшем убывает, но сдвиг направления остается, поддерживая тем самым существование ВГВ. К 10:30 происходит опускание слоя конденсации, струйное течение исчезает, заменяясь стандартным поворотом ветра на  $90^\circ$ , и волны в слое 400-500 м гаснут.

На рис. 4 приведено сопоставление данных лидара (нижняя рамка) и содара (верхняя рамка). В середине обе картинки совмещены. Видно, что время прихода максимумов волны, зарегистрированных содаром и лидаром, полностью совпадают. Но на содарной записи можно проследить распространение волны от верхней границы вниз к земле, в то время как аэрозольная запись имеет вид вертикальных структур ("столбов" или "стеночек"), возникающих по всей высоте слоя перемешивания.

ИССЛЕДОВАНИЕ ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА НАД МОСКВОЙ ПО ДАННЫМ  
ЛИДАРНЫХ ЗОНДИРОВАНИЙ. ЗИМНЕЕ СТРАТОСФЕРНОЕ  
ПОТЕПЛЕНИЕ НАД ЦЕНТРАЛЬНЫМ РЕГИОНОМ РОССИИ В 2013 г.

К.А. Галкин, П.А. Губко, М.С. Иванов

Институт прикладной геофизики им. академика Е.К. Фёдорова, г. Москва, Россия

В Институте прикладной геофизики им. академика Е.К. Фёдорова был создан макет лидарной станции МЛВЗ (многофункциональный лидар высотного зондирования), предназначенный для измерений профилей плотности и температуры до высот 70–90 км, профили озона и аэрозоль в стратосфере. Работы по созданию данной лидарной станции велись с начала 2010 г. Мониторинг атмосферы с помощью данного макета ведется в районе г. Москва с 2011 г. по настоящее время. Сеансы зондирования проводятся ночью в ясную погоду. Стандартное время накопления для одного профиля температуры составляет от получаса до нескольких часов. В конце февраля 2013 г. было обнаружено изменение в температурном режиме стратосферы в районе московского региона. Температурный профиль имел сильное похолодание в районе 20–35 км, а выше 35 заметное потепление относительно модельного распределения температуры в данной области, а также от аналогичного профиля полученного незадолго до этого. В последующих зондированиях, проводившихся в ИПГ, было выявлено поддержание данной тенденции. Таким образом, нами было обнаружено начало стратосферного потепления в Московской зоне. Стратопауза опустилась с 50 до 40 км. Был произведен анализ полученных данных. К сожалению, из-за плохих погодных условий в московском регионе, зондирования средней и верхней атмосферы производятся довольно редко, вследствие чего нельзя проследить динамику зарождения и распространения внезапного стратосферного потепления более детально, однако можно указать примерный момент зарождения стратосферного потепления произошедшего в период с декабря 2012 г. по февраль 2013 г. Многие производившиеся за 2012 и 2013 гг. зондирования состояли из двух частей. Анализ полученных профилей говорит о хорошем совпадении двух секций температурных профилей (до 30 и после 30 км), а также прослеживается хорошая корреляция с данными синхронных аэрологических зондирований (ЦАО в г. Долгопрудном).



## РЕГУЛЯРИЗИРУЮЩИЙ АЛГОРИТМ И ПРОГРАММНЫЙ ПАКЕТ ДЛЯ РАСЧЕТА ПОКАЗАТЕЛЯ ОСЛАБЛЕНИЯ И ОБРАТНОГО РАССЕЯНИЯ АЭРОЗОЛЯ ПО ДАННЫМ РАМАНОВСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

А. Чайковский<sup>а</sup>, Я. Грудо<sup>а</sup>, Я. Король<sup>а</sup>, А. Лопатин<sup>а</sup>, Ю. Балин<sup>б</sup>,  
С. Самойлова<sup>б</sup>, Г. Коханенко<sup>б</sup>, И. Пеннер<sup>б</sup>,

<sup>а</sup>Институт физики им. Б.И. Степанова, Лаборатория оптики рассеивающих сред, 68, проспект Независимости, Минск 220072, Беларусь

[chaikov@dragon.bas-net.by](mailto:chaikov@dragon.bas-net.by), [jan\\_grudo@tut.by](mailto:jan_grudo@tut.by), [yana.karol@ed.univ-lille1.fr](mailto:yana.karol@ed.univ-lille1.fr),  
[anton.lapatsin@ed.univ-lille1.fr](mailto:anton.lapatsin@ed.univ-lille1.fr),

<sup>б</sup>Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, 1, пл. Академика Зуева, 632021, Томск, Россия

[balin@iao.ru](mailto:balin@iao.ru), [ssv@seversk.tomsknet.ru](mailto:ssv@seversk.tomsknet.ru), [kokh@iao.ru](mailto:kokh@iao.ru), [penner@iao.ru](mailto:penner@iao.ru),

**Ключевые слова:** Атмосферный аэрозоль, рамановский лидар, обратная задача

**Аннотация.** Представлен новый алгоритм для восстановления профилей ослабления и обратного рассеяния атмосферного аэрозоля, в котором статистическая регуляризация решения осуществляется посредством двухступенчатой процедуры. Первоначально рассчитывается среднее значение аэрозольного лидарного отношения, затем производится корректировка его профиля с привлечением дополнительных ограничений на гладкость решения и отклонение от среднего значения. Описывается программный модуль, реализующий предложенный алгоритм и являющийся частью интегрированного программного пакета LIRIC для обработки данных комплексного лидарного и радиометрического зондирования атмосферного аэрозоля.

Техническое совершенствование рамановских лидаров создает предпосылки для проведения рамановского зондирования в дневное время. Рамановские каналы в аэрозольных лидарах становятся обязательными для лидарных станций международных лидарных сетей. В первую очередь, рамановское зондирование проводится для восстановления профилей показателей ослабления и обратного рассеяния аэрозоля [1, 2]. Наиболее распространенным является вариант многоволнового рамановского лидара, обеспечивающий измерение сигналов обратного рассеяния на трех длинах волн YAG-лазера (1064, 532 и 355 нм) и сигналов комбинационного рассеяния атмосферным азотом на длинах волн 387 и 607 нм. В последние годы разрабатываются методы оценки параметров облачных частиц по результатам измерения многократно рассеянного рамановского сигнала [Малинка].

Традиционный алгоритм расчета показателя аэрозольного ослабления [1,2] по данным рамановского зондирования включает процедуру дифференцирования логарифма отношения локаци-

онных сигналов. При наличии шумов решение лидарных уравнений относительно показателя аэрозольного ослабления становится “некорректной” задачей. В практическом отношении приходится довольствоваться малым пространственным разрешением, ограничиваться рассмотрением аэрозольных слоев с большой аэрозольной нагрузкой, проводить длинные серии измерений.

Для обработки данных регулярных наблюдений в лидарных сетях требуются алгоритмы, позволяющие построить “разумные” решения, когда перечисленные выше ограничения нарушаются. Для обработки такого класса данных более эффективными могут быть регуляризирующие алгоритмы, построенные с учетом “некорректности” решаемой задачи [4, 4б, ...]

В настоящей работе дается описание алгоритма, базирующегося на применении методов статистической регуляризации к решению некорректных задач [5].

В разработанной процедуре расчета выделим три этапа [6]: формирование модели исследуемого объекта, прямое моделирование, обратное моделирование, частью которого является определение дополнительных ограничений на искомое решение.

#### 1. Модель аэрозольного слоя для описания результатов рамановского зондирования

Лидарные уравнения, описывающие результаты рамановского зондирования, содержат три параметра, характеризующие аэрозольный слой, при этом только два из них являются независимыми:

- $\beta_a(z, \lambda)$  - высотный профиль показателя обратного аэрозольного рассеяния на длине волны  $\lambda$  ;
- $\varepsilon_a(z, \lambda)$  - высотный профиль показателя аэрозольного ослабления на длине волны  $\lambda$  ;
- $\gamma(z, \lambda)$  - аэрозольное лидарное отношение, которое выражается формулой  $\gamma(z, \lambda) = \frac{\varepsilon_a(z, \lambda)}{\beta_a(z, \lambda)}$  .

В данной работе в качестве основных характеристик, которые будут рассчитываться на этапе обратного моделирования, выбраны параметры  $\theta(z)$  и  $\gamma(z, \lambda)$ , где  $\theta(z, \lambda) = \frac{\beta_a(z, \lambda)}{\beta_m(z, \lambda)}$  - относительное аэрозольное обратное рассеяние,  $\beta_m(z, \lambda)$  - молекулярное обратное рассеяние.

Диапазон изменения переменных  $\theta(z, \lambda)$  и  $\gamma(z, \lambda)$  в атмосфере существенно меньше, чем параметров  $\varepsilon_{a,1}(z)$  и  $\beta_{1,a}(z)$ . В особенности важна замена переменной  $\varepsilon_{a,1}(z)$  на  $\gamma(z, \lambda)$ . В случаях, когда микроструктура аэрозоля мало изменяется в аэрозольном слое, параметр  $\gamma(z)$  будет близок к постоянной величине, тогда как  $\varepsilon_{a,1}(z)$  может изменяться значительно. Меньшая изменчивость



новых переменных позволяет более эффективно применять требования гладкости на этапе обратного моделирования.

## 2 Базовая система лидарных уравнений (прямое моделирование)

Входными сигналами  $L_1^*(z)$  и  $L_2^*(z)$  будем считать “откорректированные” лидарные сигналы

$$L_1^*(z) = \frac{P_1(z)z^2 \exp(-2(\tau_{1,m}(z, z_r)))}{P_1(z_{1,N})z_r^2} R_1(z_N) \quad (1)$$

$$L_2^*(z) = \frac{P_2(z)z^2 \exp(-\tau_{1,m}(z) - \tau_{2,m}(z))}{P_2(z_{2,N})z_{2,N}^2} q_2 \quad (2)$$

Здесь  $P_1(z)$  и  $P_2(z)$  - лидарный сигнал на длине волны зондирующего луча  $\lambda_1$  и рамановский сигнал на длине волны  $\lambda_2$ , соответственно ;  $R_{1,N} = R_1(z_r) = (\theta(z_N, \lambda_1) + 1)$  - лидарное отношение в реперной точке  $z_N$ ;  $\tau_{1,m}(z, z_N)$  - оптическая молекулярная толщина на длине волны  $\lambda_1$ ;  $q_2$  - нормировочный коэффициент.

Базовая система лидарных уравнений запишется в виде

$$L_1^*(z) = L_1(\theta(z_n), \gamma(z_i)) + \Delta_{L,1}, \quad (3)$$

$$L_2^*(z) = L_2(\theta(z_n), \gamma(z_i)) + \Delta_{L,2}, \quad (4)$$

где 
$$L_1(\theta(z_n), \gamma(z_n)) = \frac{\beta_{1,m}(z_n)(\theta(z_n) + 1)}{(\beta_{1,m}(z_N))} \exp\left(2 \sum_{i=N}^{i=n-1} \gamma(z_i) \beta_{1,m}(z_i) \theta(z_i) |\Delta z_i|\right) \quad (5)$$

$$L_2(\theta(z_n), \gamma(z_n)) = \frac{\beta_{1,m}(z_n)}{(\beta_{1,m}(z_N))} \exp\left((1 + \eta) \sum_{i=N_1}^{i=n-1} \gamma(z_i) \beta_{1,m}(z_i) \theta(z_i) X_n |\Delta z_i|\right), \quad (6)$$

где  $\eta$  - отношение аэрозольного коэффициентов ослабления на длине волны рамановского рассеяния к коэффициенту ослабления на длине волны зондирующего луча,  $N_1$  - нижняя граница обработки,  $\Delta_{L,1}$  и  $\Delta_{L,2}$  - неопределенность измеряемых сигналов.

## 3 Восстановление профилей аэрозольного лидарного отношения и обратного рассеяния (обратное моделирование)

Профили параметров  $\theta(z, \lambda)$  и  $\gamma(z, \lambda)$  рассчитываются из условия минимума функционала по алгоритму Левенберга-Марквардта:

$$\Psi \left( L_1^*, L_2^*, \gamma, \theta, R_1, q_2 \right) = \Psi_1 + \Psi_2 + \Psi_3 + \Psi_4, \quad (7)$$

$$\text{где } \Psi_1 = \sum_{n=N_1}^{N_2} \frac{k_1^2}{\Omega_{L_1, n}} \left( L_{1, n}^* - L_1(\theta(z_n), \gamma(z_n)) \right)^2, \quad \Psi_2 = \sum_{n=N_1}^{N_2} \frac{k_2^2}{\Omega_{L_2, n}} \left( L_{2, n}^* - L_2(\theta(z_n), \gamma(z_n)) \right)^2,$$

$$\Psi_3(\theta) = \sum_{n=N_1}^{n=N_2} \frac{d_1^2}{|\Delta z_n|^3} \left( 2\theta(z_n) - \theta_v(z_{n-1}) - \theta_v(z_{n+1}) \right)^2, \quad \Psi_4(\theta) = \sum_{n=N_1}^{n=N_2} \frac{d_2^2}{|\Delta z_n|} \left( \gamma(z_n) - \gamma_0 \right)^2.$$

Здесь функционалы  $\Psi_1$  и  $\Psi_2$  являются “невязками” лидарных сигналов,  $\Psi_3$  ограничивает норму второй производной параметра  $\theta(z_n)$ ,  $\Psi_4$  ограничивает отклонение параметра  $\gamma(z_n)$  от его среднего значения в аэрозольном слое.

Описанный выше алгоритм реализован как программный модуль интегрированного программного пакета LIRIC, предназначенного для обработки данных комплексного лидарного и радиометрического зондирования

Проведено тестирование программного пакета при обработке данных, полученных на лидарных станциях в Институте физики НАН Беларуси, Минск и Институте оптики атмосферы СО РАН, Томск.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта НАНБ (БРФФИ)-СОРАН Ф12СО-028, проект СОРАН-НАНБ № 31, РФФИ № 13-08-98013-а; РФФИ № 13-05-00096-а.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Ansmann A., Riebesell M., and Weitkamp C. Measurement of atmospheric aerosol extinction profiles with a Raman lidar // Opt. lett. 1990. V. 15. P. 746-748.
2. Ansmann A., Wandinger U., Riebesell V., Weitkamp C., and Michaelis W. Independent measurement of extinction and backscatter profiles in cirrus clouds by using a combine Raman elastic-backscatter lidar // Appl. Opt. 1992. V. 31. P. 7113-7131.
3. Malinka A. Raman lidar remote sensing of geophysical media // Light Scattering Reviews 2, Remote sensing and inverse problems / A. Kokhanovsky ed. – Berlin: Springer, 2007. P. 125-155.
4. Shcherbacov V. Regularization algorithm for Raman data processing // Applied Optics. – 2007. -Vol. 46. - Issue 22. – P. 4879-4889. doi:10.1364/AO.46.004879
5. Турчин В.Ф., Козлов В.П., Малкевич М.С. Использование методов математической статистики для решения некорректных задач// Успехи физических наук. – 1970. – т.102, №3. – с. 345-386.
6. Tarantola, A. Inverse Problem Theory: Methods for Data Fitting and Model Parameter Estimation, Elsevier, Amsterdam, 1987. 614 pp.

# АЭРОЗОЛЬНЫЕ СЛОИ СВОБОДНОЙ ТРОПОСФЕРЫ: ГЕОМЕТРИЧЕСКИЕ И ОПТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

С. В. Самойлова<sup>(1)</sup>, Ю. С. Балин<sup>(2)</sup>, Г. П. Коханенко<sup>(3)</sup>, И. Э. Пеннер<sup>(4)</sup>

Институт Оптики Атмосферы, Томск, Россия

<sup>(1)</sup> [ssv@seversk.tomsknet.ru](mailto:ssv@seversk.tomsknet.ru), <sup>(2)</sup> [balin@iao.ru](mailto:balin@iao.ru), <sup>(3)</sup> [kokh@iao.ru](mailto:kokh@iao.ru), <sup>(4)</sup> [penner@iao.ru](mailto:penner@iao.ru)

Мы представляем исследование аэрозольных слоев, сформированных в результате горизонтального переноса в свободной тропосфере. Основу исследования составляют 110 сеансов зондирования многочастотным лидаром ЛОЗА-С в Томске (56<sup>0</sup>N, 85<sup>0</sup>E). Для идентификации источников аэрозольных загрязнений использовался анализ обратных траекторий воздушных масс.

*Ключевые слова:* аэрозоль, лидар, пограничный слой, свободная тропосфера

## 1. Введение

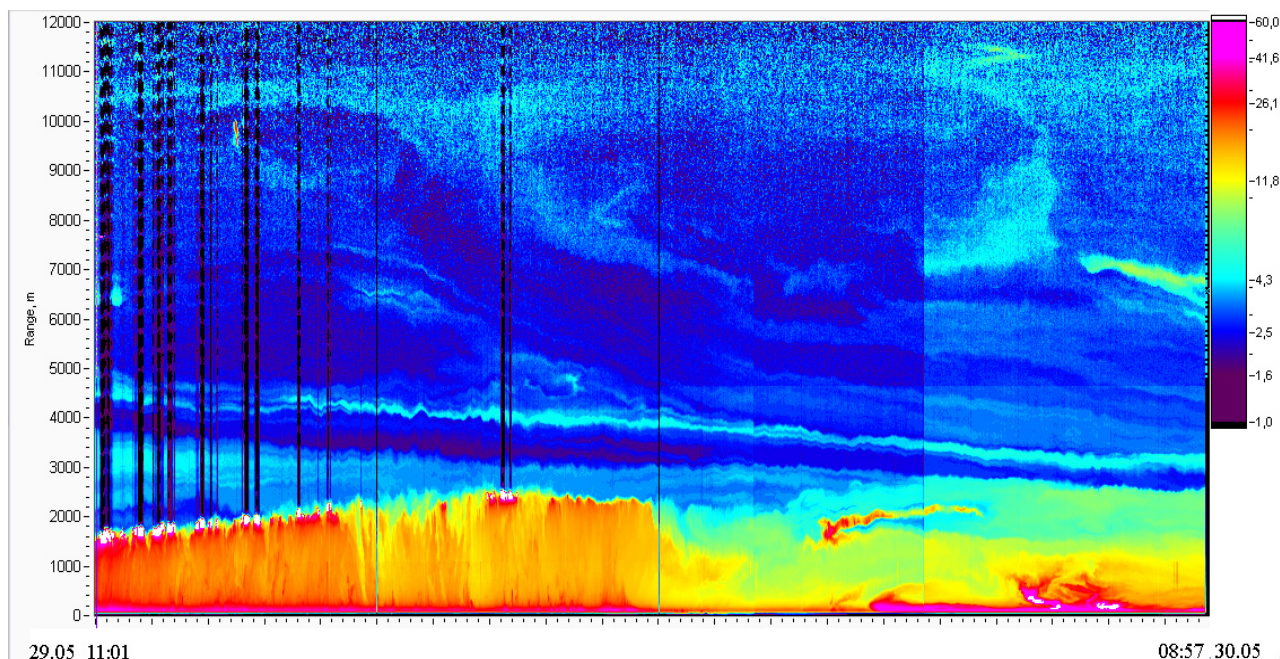
Формирование вертикального распределения тропосферного аэрозоля над конкретным регионом происходит в результате суперпозиции ряда механизмов. Это генерация аэрозоля с подстилающей поверхности и непосредственно в самой атмосфере; вертикальный перенос; горизонтальная адвекция воздуха с иным содержанием аэрозоля, в общем случае различная на различных высотах; удаление аэрозоля из атмосферы путем осаждения, вымывания и т.п. Экспоненциальный закон убывания концентрации аэрозольных частиц в безоблачной атмосфере выполняется только при осреднении по большому количеству реализаций. Для индивидуальных профилей характерна слоистая структура, связанная, в основном, с особенностями температурной стратификации тропосферы. Лидарные измерения позволяют определять границы рассеивающих слоев, оценивать их оптические и микрофизические характеристики. Параллельный анализ обратных траекторий воздушных масс [1] помогает проследить предысторию формирования аэрозольных частиц на различных высотах.

Основная масса аэрозоля для Западной Сибири сосредоточена в пограничном слое (ПС), состоящем из нескольких подслоев (см. рис.1). Это внутренний слой перемешивания (ВСП); его высота примерно одинакова во все времена года и составляет от 200 до 400м с заметными суточными вариациями. Затем следует слой перемешивания (СП); для континента его высота имеет четкую сезонную зависимость. Между верхней границей СП и верхней границей ПС может находиться т.н. слой вовлечения, а выше пограничного слоя (до тропопаузы) расположена свободная тропосфера. Тип аэрозольной массы ВСП и СП формируется, в основном, вертикальным переносом с подстилающей поверхности. Верхняя часть ПС – слой вовлечения – и слои свободной тропосферы, в основном, определяются горизонтальным

переносом из различных географических регионов. Нам удалось выделить основные направления горизонтального переноса. Для каждого направления исследовались характеристики аэрозоля в слое вовлечения и свободной тропосфере по данным зондирования многочастотным лидаром ЛОЗА-С [2].

Рис.1.

## 2. Методология



Самый простой метод определения высоты ПС по лидарным измерениям [3] – определение первой производной лидарного сигнала, скорректированного на квадрат расстояния,  $S(z) = P(z) \times z^2$ . Поскольку значения лидарного сигнала пропорциональны коэффициенту обратного рассеяния  $\beta(z)$ , резкое изменение темпа убывания  $\beta(z)$  с ростом высоты проявляется, в общем случае, несколькими локальными минимумами на высотном профиле  $dS(z)/dz$ .

Верхняя часть рис.2 иллюстрирует простой для интерпретации случай вертикального распределения аэрозоля (измерения проводились 23.04.2007, 15:22–15:32 UTC). На высотном профиле лидарного сигнала (кривые 1, рис.2а) четко локализируются три основных слоя – внутренний слой перемешивания (до 0.45км), слой перемешивания (0.45–1.5км), его верхняя граница совпадает с верхней границей ПС, и свободная тропосфера (выше 1.5км). На профиле  $dS(z)/dz$  (кривая 2) существуют два выраженных минимума. Соответствующие высотные профили относительной влажности,  $Rh(z)$ , и потенциальной температуры,  $\Theta_v(z)$ ,

представлены на рис.2б кривыми 1 и 2. Границы слоев при анализе лидарных и метеорологических измерений практически совпадают.

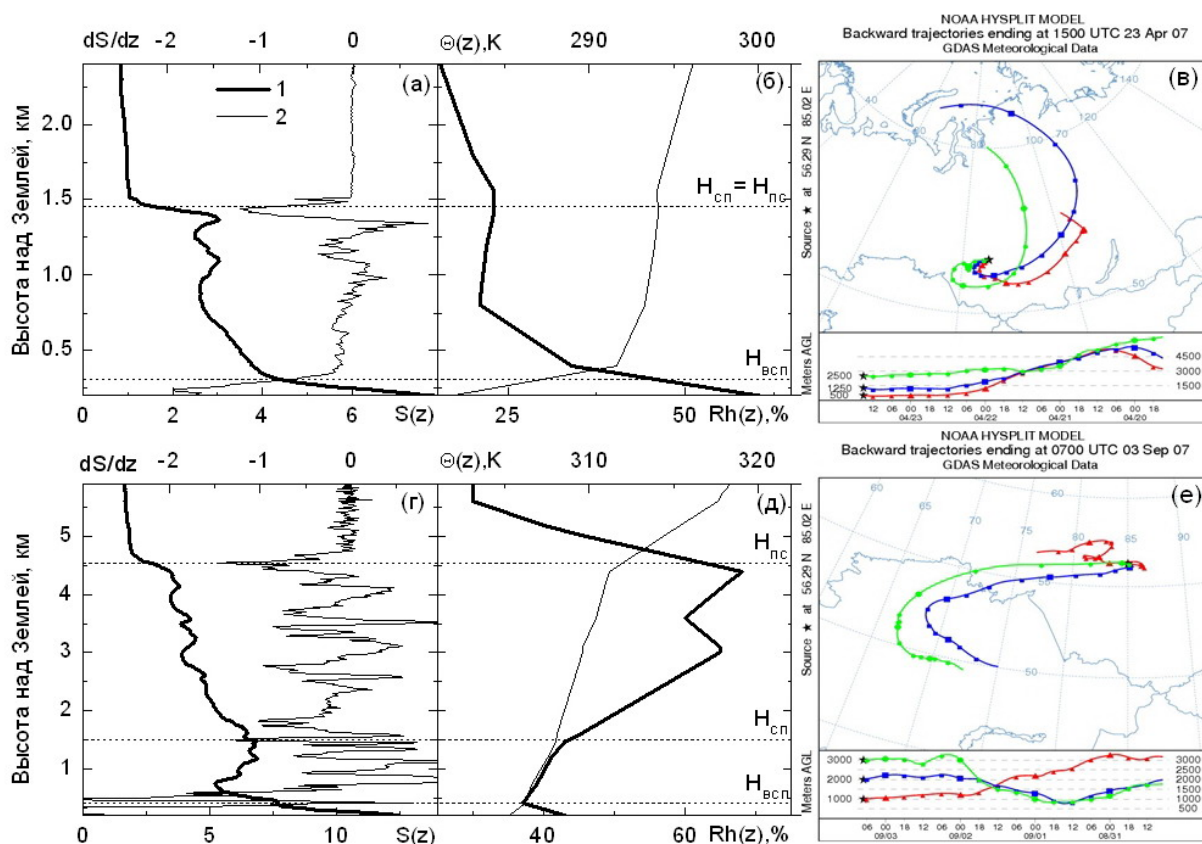


Рис.2.

Нижняя часть рис.2 показывает более сложную структуру ПС (измерения 03.09.2007, 06:59–07:09 UTC): первый и последний минимумы на профиле  $dS(532, z)/dz$  соответствуют  $H_{BCП} = 0.5 \text{ км}$  и  $H_{ПС} = 4.5 \text{ км}$ , но между ними прописывается еще несколько минимумов. Высота первого (1.5 км) указывает на верхнюю границу слоя перемешивания. На этой же высоте находится локальный минимум на профиле  $Rh(z)$  и существует небольшой перегиб на профиле  $\Theta_V(z)$  (см. рис. 2д).

Исследования слоев свободной тропосферы проводились по данным зондирования в 2006–2007 гг (Cis-LiNet) и 2011–2012 гг (комплексный аэрозольный эксперимент); всего 110 сеансов. Используемые методы восстановления оптических характеристик представлены в [2].

### 3. Результаты измерений

На основе анализа измерений совместно с обратными траекториями воздушных масс было выделено четыре основных направления горизонтального переноса аэрозоля в Томск:

1. *Арктика* (см. рис.2в) включает северо-западное, северное и северо-восточное направления; составляет 24% от общего числа наблюдений для слоя вовлечения и 26% для свободной тропосферы;
2. *Центральная Азия* (см. рис. 2е) включает южное и юго-западное направления; составляет 34% для слоя вовлечения и только 14% для свободной тропосферы;
3. *Северная Европа* включает западное и северо-западное направления; составляет 13% для слоя вовлечения и 26% для свободной тропосферы;
4. *Центральная Европа* включает западное и юго-западное направления; составляет 13% для слоя вовлечения и 20% для свободной тропосферы.

16% наблюдений слоя вовлечения и 14% свободной тропосферы не идентифицируют тип аэрозоля однозначно. Результаты получены, в основном, в теплый период наблюдений (см. рис. 3а). Распределение геометрических характеристик слоя вовлечения в различные месяцы представлено на рис.3б; среднегодовые значения составляют 1.2км для нижней и 1.9км для верхней границ.

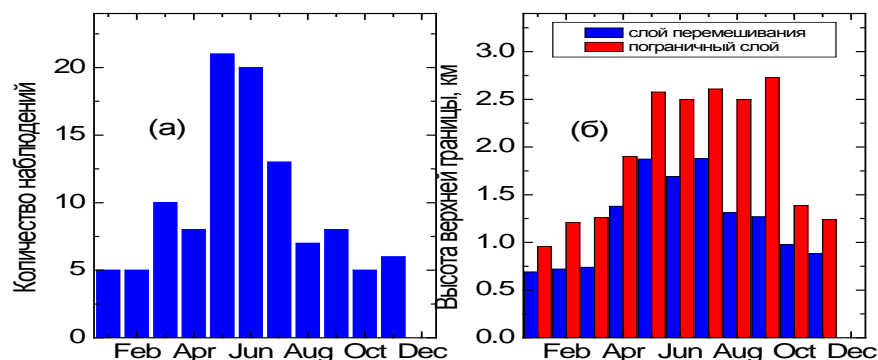


Рис.3

Работа выполнена при частичной поддержке Российского Фонда Фундаментальных Исследований, гранты № 13-08-98013-а и № 13-05-00096-а.

### Литература

1. [www.arl.noaa.gov/ready/hysplit4.html](http://www.arl.noaa.gov/ready/hysplit4.html)
2. *Самойлова С. В., и др.* // Оптика атмосф. и океана. 2009. Т. 22. N 4. С. 344-357
3. *Matthias V., et al.* // J. Geophys. Res. 2004. V. 109. D18201, doi: 10.1029/2004JD004638



## СИНЕРГЕТИЧЕСКОЕ ВОССТАНОВЛЕНИЕ СВОЙСТВ АТМОСФЕРНЫХ АЭРОЗОЛЕЙ ПО ДАНЫМ СОВМЕСТНЫХ ЛИДАРНО–РАДИОМЕТРИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

Антон Лопатин<sup>а</sup>, Олег Дубовик<sup>б</sup>, Анатолий Чайковский<sup>а</sup>, Филипп Голуб<sup>б</sup>, Дидье Танре<sup>б</sup>, Павел  
Литвинов<sup>б</sup>, Татьяна Лапенок<sup>б</sup>

<sup>а</sup>*Институт физики им. Б.И. Степанова, Лаборатория оптики рассеивающих сред, 68, проспект  
Независимости, Минск 220072, Беларусь*

<sup>б</sup>*CNRS, Universite de Lille, Laboratoire d'Optique Atmospherique, Villeneuve d'Ascq 59650, France*

[anton.lapatsin@ed.univ-lille1.fr](mailto:anton.lapatsin@ed.univ-lille1.fr), [oleg.dubovik@univ-lille1.fr](mailto:oleg.dubovik@univ-lille1.fr), [chaikov@dragon.bas-net.by](mailto:chaikov@dragon.bas-net.by), [philippe.goloub@univ-lille1.fr](mailto:philippe.goloub@univ-lille1.fr), [didier.tanre@univ-lille1.fr](mailto:didier.tanre@univ-lille1.fr), [pavel.litvinov@univ-lille1.fr](mailto:pavel.litvinov@univ-lille1.fr),  
[tatsiana.lapionak@univ-lille1.fr](mailto:tatsiana.lapionak@univ-lille1.fr)

**Ключевые слова:** Атмосферный аэрозоль, дистанционное зондирование, радиометр, лидар, обратная задача

**Аннотация.** Представлен новый алгоритм для совместного обращения одновременных наземных многоволновых лидарных и радиометрических наблюдений. Восстановление основано на предположении, что пропорциональное смешение мелкой и крупной аэрозольных фракций с усредненными по высоте оптическими свойствами позволяет охарактеризовать вертикальную изменчивость спектральных оптических свойств аэрозоля. В предложенном алгоритме распределение частиц по размерам и комплексный показатель преломления для каждой из фракций не зависят от высоты, в то время как профили их высотной концентрации могут произвольно изменяться для каждой из них. Алгоритм восстанавливает распределение частиц по размерам, спектральный комплексный показатель преломления и вертикальный профиль концентрации для мелкой и крупной аэрозольной фракций.

Большинство современных экспериментальных исследований нацеленных на детальное определение свойств атмосферных аэрозолей используют скоординированные лидарные и радиометрические наблюдения, взаимодополняющие друг друга.

Радиометрические наблюдения, в основном, чувствительны к аэрозольным свойствам во всей атмосферной толще и демонстрируют крайне низкую чувствительность к вертикальной структуре атмосферы. Подобные измерения обычно используются для измерения аэрозольной оптической толщины и для получения информации о микрофизических свойствах аэрозоля, таких как комплексный показатель преломления, форма и размеры частиц.

Лидарные наблюдения, в свою очередь, регистрируют отклик атмосферы на выпущенный с земли лазерный импульс, приходящий с различных высот, обеспечивая точное определение вертикальных свойств атмосферы. Обработка лидарных наблюдений обычно полагается на набор предположений о типе аэрозоля и его количестве.

В данной работе предлагается алгоритм который одновременно обращает совместные наземные лидарно-радиометрические измерения и восстанавливает единый набор параметров аэрозоля. Предложенное синергетическое восстановление обладает дополнительными преимуществами, поскольку измерения обратного рассеяния усиливают чувствительность к усредненным по высоте аэрозольным свойствам, а радиометрические измерения обеспечивают недостающую информацию о типе и количестве аэрозоля, необходимую для обработки лидарных данных.

Предложенный метод использует измерения многоволнового лидара упругого рассеяния. Полагается, что спектральные изменения обратного рассеяния на различных высотах, измеренные многоволновым лидаром, отражают, в основном, вертикальную изменчивость размеров аэрозольных частиц. Таким образом, алгоритм восстанавливает не только вертикальный профиль полной концентрации аэрозоля, но и определяет вклады мелкой и крупной фракций.

Микрофизические свойства фракций полагаются независимыми от высоты, различными для каждой из фракций и восстанавливаются в процессе обращения. Таким образом, алгоритм обращения восстанавливает вертикальные профили концентрации крупной и мелкой аэрозольной фракций а также их распределение по размерам и комплексный показатель преломления.

Алгоритм основан на предыдущих разработках восстановления параметров аэрозоля для сети AERONET [1], наземных лидаров [2] и космического инструмента PARASOL [3]. Соответственно он использует схожие подходы к задачам прямого моделирования и численного обращения.

В частности, усредненные по высоте свойства обеих фракций описываются схожим образом с работами [1,3] и задаются объемными распределениями частиц по размерам  $dV^{f,c}(r)/d\ln r$ , комплексными показателями преломления  $n^{f,c}(\lambda)$ ,  $k^{f,c}(\lambda)$  и распределениями частиц по форме  $dN(\epsilon)/d\ln \epsilon$ . Вертикальные свойства, в свою очередь, описываются схожим образом с работой [2] и задаются вертикальными профилями  $c^{f,c}(h)$  объемной концентрации крупной и мелкой фракций. Поскольку лидарная система имеет ограничения на высоты измерения, указанные профили экстраполируются на всю атмосферную толщу.

Как показано на Рис. 1, подобная микрофизическая модель позволяет учитывать вертикальную изменчивость аэрозоля при моделировании яркостей атмосферы и ослабленного обратного рассеяния.

Яркости моделируются решением уравнения переноса излучения [1,3], а ослабленное обратное рассеяние — лидарным уравнением [2]:



$$L(\lambda, h) = (\beta_a(\lambda, h) + \beta_m(\lambda, h)) \exp\left(-2 \int_0^h \sigma_a(\lambda, h') + \sigma_m(\lambda, h') dh'\right) \quad (1)$$

где индексы «m» обозначают известные коэффициенты экстинкции и обратного рассеяния для молекулярной составляющей атмосферы.

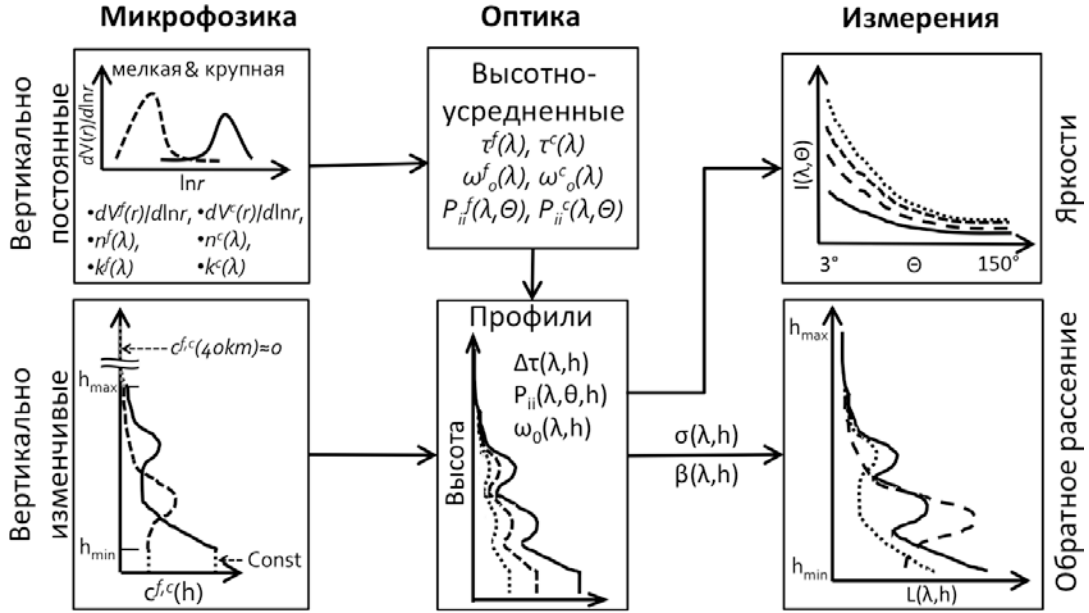


Рисунок 1. Общая схема моделирования измерений с использованием двухкомпонентной вертикально распределенной модели аэрозоля.

Соответствующие коэффициенты для аэрозолей определяются следующим образом:

$$\sigma_a(\lambda, h) = \tau_a^f(\lambda) c^f(h) + \tau_a^c(\lambda) c^c(h) \quad (2)$$

$$\beta_a(\lambda, h) = \frac{1}{4\pi} (\tau_a^f(\lambda) c^f(h) \omega_o(\lambda) P_{11}^f(\lambda, 180^\circ) + \tau_a^c(\lambda) c^c(h) \omega_o(\lambda) P_{11}^c(\lambda, 180^\circ)) \quad (3)$$

где  $P_{ii}^{f,c}(\lambda, \theta)$ ,  $\tau^{f,c}(\lambda)$ , и  $\omega_o^{f,c}(\lambda)$  обозначают фазовую матрицу, оптическую толщину и альбедо однократного рассеяния для мелкой и крупной фракций.

Восстановление организовано в виде метода наименьших квадратов для многочлена, схожим с работами [1–3] образом. Минимизируемая целевая функция  $\Psi(a)$  определяется как сумма членов соответствующих измерениям и априорным ограничениям:

$$\Psi(a) = \sum_{j=1}^{N_{meas}} (f_j^* - f_j(a))^T \mathbf{W}_j^{-1} (f_j^* - f_j(a)) + \sum_{p=1}^{N_{prior}} (s_p^* - s_p(a))^T \mathbf{W}_p^{-1} (s_p^* - s_p(a)) \quad (4)$$

где первый член объединяет  $N_{meas}$  наборов независимых измерений  $f_i^*$ .  $N_{meas}=3$ , что включает ( $i=1$ ) — фотометрические спектрально-угловые измерения яркостей неба (AERONET), ( $i=2$ ) — фотомет-

рические спектральные измерения аэрозольной оптической толщины (AERONET), ( $i=3$ ) — лидарные спектральные измерения ослабленного обратного рассеяния.

Второй член в уравнении 4 объединяет  $N_{prior}$  наборов априорно известных производных  $s_p$  аэрозольных параметров. В частности, использовались производные распределений по размерам  $dV^{fc}(r)/d\ln r$ , спектральных зависимостей комплексных показателей преломления  $n^{fc}(\lambda)$ ,  $k^{fc}(\lambda)$  и вертикальных профилей концентрации  $c^{fc}(h)$ . С целью исключить нефизичные осцилляции восстанавливаемых параметров, априорная оценка значений  $s_p(a)$  была приравнена к нулю, т.е.  $s_p^*=0$ . Значения  $\varepsilon^2$ ... обозначают дисперсии ошибок в каждом наборе данных (ошибки полагаются равными и независимыми для каждого набора данных) и  $\mathbf{W}$ ... обозначает весовые матрицы соответствующих размеров, подробнее см. [1,3,4].

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Разработан новый алгоритм для восстановления параметров атмосферных аэрозолей использующий одновременные лидарные и радиометрические измерения.

Алгоритм отдельно восстанавливает для мелкой и крупной фракций аэрозоля вертикальный профиль концентрации совместно с информацией о размерах частиц, их форме и показателе преломления.

Алгоритм хорошо показал себя в численных тестах, а так же был применен к реальным наземным лидарно-радиометрическим наблюдениям [4].

## ЛИТЕРАТУРА

1. Dubovik O., King. M. A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements // J. Geophys. Res. 2000. V. D16. № 105. P. 20673-20696.
2. Chaikovsky A.P., Dubovik O., Holben D.N., Bril A.I. Methodology to retrieve atmospheric aerosol parameters by combining ground-based measurements of multi-wavelength lidar and sun sky-scanning radiometer: Proceeding of Eight International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics. Irkutsk, Russia // SPIE, 2002. P. 257-268.
3. Dubovik O., Herman M., Holdak A., Lapyonok T., Tanre D., Deuze J.L., Ducos F., Sinyuk A., Lopatin A. Statistically optimized inversion algorithm for enhanced retrieval of aerosol properties from spectral multi-angle polarimetric satellite observations // Atmos. Meas. Tech. 2011. № 4. P. 975-1018.
4. Lopatin A., Dubovik O., Chaikovsky A., Goloub P., Lapyonok T., Tanré D., Litvinov P. Enhancement of aerosol characterization using synergy of lidar and sun-photometer coincident observations: the GARRLiC algorithm // Atmos. Meas. Tech. 2013. № 6. P. 2065-2088.

# АНАЛИЗ ЭКСПЕРИМЕНТОВ ПО ЗОНДИРОВАНИЮ ОБЛАКОВ ВЕРХНЕГО ЯРУСА СПУТНИКОВЫМ РАДИОМЕТРОМ И НАЗЕМНЫМ ПОЛЯРИЗАЦИОННЫМ ЛИДАРМ

<sup>1</sup>И.В.Самохвалов, <sup>2</sup>В.В. Белов, <sup>2</sup>Б.В. Кауль, <sup>1</sup>В.В.Брюханова <sup>1</sup>С.В. Насонов,  
<sup>1</sup>И.Д. Брюханов, <sup>2</sup>М.В. Тарасенков

<sup>1</sup> Национальный исследовательский Томский государственный университет (ТГУ),  
634050, г. Томск, пр. Ленина, 36. E-mail: sam@elefot.tsu.ru, leo@elefot.tsu.ru

<sup>2</sup> Институт оптики атмосферы им В.Е. Зуева СО РАН, 634021, г. Томск, пл. Ак. Зуева, 1  
E-mail: belov@iao.ru; kaul@iao.ru; tmv@iao.ru

Ключевые слова: Перистые облака, спутниковый радиометр, лидар

Аннотация.

Проводится совместный анализ данных зондирования облаков верхнего яруса наземным поляризационным лидаром и спутниковым радиометром MODIS. Обсуждается возможность обнаружения из космоса перистых облаков с преимущественной ориентацией кристаллов льда.

Изучению радиационных свойств облаков верхнего яруса (ОВЯ) в последнее время уделяется большее внимание в связи с их важной ролью в процессах формировании теплового баланса нашей планеты. Дело в том, что определяющим источником погрешностей в расчётах радиационного баланса является несовершенство оптических моделей ОВЯ, так как в программах расчета широко используются модели, в которых не учитывается свойство *ориентированности несферических облачных частиц* - кристаллов льда в перистых облаках. По этой причине используется модель, в лучшем случае, предполагающая хаотическую ориентацию частиц. Сложившаяся ситуация легко объяснима тем фактом, что нет микрофизической модели, адекватно описывающей реальное облако с преимущественной ориентацией кристаллов льда, так как до сих пор не существовало инструментальных методов определения ориентации несферических частиц в атмосфере на высотах образования ОВЯ.

Нами показано [1], что по матрице обратного рассеяния света (МОРС) можно оценить состояние ориентированности кристаллических частиц льда, из которых состоят ОВЯ. Внешними условиями приводящими к ориентации частиц можно отнести аэродинамические силы, возникающие при падении частиц и, вероятно, ветровые сдвиги и электрические поля. Совместное действие этих сил приводит к тому, что в ансамбле кристаллических частиц появляется направление преимущественной ориентации, связанное с направлением действия этих сил. Настоящее сообщение посвящено выяснению вопроса: возможно ли по данным спутниковых радиометров обнаружить ОВЯ с преимущественной ориентацией кристаллических частиц? В этой связи проводится анализ результатов предварительных экспериментов по зондированию ОВЯ спутниковым радиометром и наземным

поляризационным лидаром.

Анализ данных, поступающих с американских спутников TERRA и AQUA и приведенных в [2-4] показывает, что 26 спектральный канал (длина волны  $\lambda = 1,38$  мкм) радиометра MODIS при дневных условиях наблюдений позволяет осуществлять детектирование перистой облачности в верхних слоях атмосферы. Этот спектральный диапазон лежит в сильной полосе поглощения водяного пара, поэтому отраженное от поверхности Земли солнечное излучение при влагосодержании атмосферы  $W > 1\text{г/см}^2$  практически полностью поглощается в атмосфере. В этом канале спутниковый радиометр фиксирует рассеянное излучение от слоев аэрозоля или перистой облачности в верхних слоях атмосферы. Тогда, используя пороговое значение (0.03-0.04) для коэффициента отражения  $R_{1.38}$  системы «атмосфера – подстилающая поверхность» в канале  $\lambda = 1,38$  мкм, можно разделить оптические ситуации безоблачной атмосферы, наличия перистой облачности и наличия плотной облачности с оптической толщиной  $> 0.5$ .

Рассмотрим результаты обработки массива спутниковых данных, полученных в дневное время суток для окрестности г. Томска (в радиусе 25 км) за временной период 17 мая - 6 июня 2011 года. В таблице 1 приведены средние значения параметров атмосферы, а также дата и время проведения спутниковых измерений:

- оптическая толща облака -  $\tau_c$ ;
- процентное соотношение  $N_p$  капель и кристаллов в облаке;
- эффективный размер частиц в облаке  $r_{ef}$ ;
- коэффициент отражения  $R_{1.38}$  в канале  $\lambda=1.38$  мкм.

Таблица 1 - Характеристики облачности, полученные по спутниковым данным MODIS в окрестности Томска за период с 17 мая по 6 июня 2011 года (выборочные данные).

Дата	Время	$\tau_c$	$N_p$ , %		$r_{ef}$ , мкм		$R_{1.38}$	
			капли	лед	капли	лед	капли	лед
17-05-2011	11:30	5.6	100.0	0.0	11.8	0.0	0.053	0.000
22-05-2011	11:50	13.0	91.0	9.0	12.4	17.2	0.018	0.244
23-05-2011	12:30	27.1	93.3	6.7	11.5	9.8	0.027	0.076
25-05-2011	14:10	6.9	15.3	84.7	12.3	27.5	0.048	0.231
26-05-2011	14:50	38.4	43.1	56.9	10.4	19.8	0.065	0.538
27-05-2011	13:55	16.3	98.3	1.7	10.4	23.0	0.020	0.221
29-05-2011	13:35	14.5	80.4	19.6	12.1	24.3	0.036	0.128
30-05-2011	14:25	4.6	44.5	55.5	9.1	29.2	0.035	0.125
31-05-2011	11:45	1.0	22.3	77.7	0.0	20.4	0.038	0.062
01-06-2011	14:15	13.2	53.0	47.0	9.8	18.5	0.059	0.185
02-06-2011	11:30	3.0	10.8	89.2	0.0	27.5	0.153	0.228
06-06-2011	14:35	44.4	2.8	97.2	10.2	20.9	0.038	0.566

Как уже говорилось, высокие значения  $R_{1,38}$  являются индикатором присутствия в верхних слоях тропосферы и в стратосфере рассеивающих слоев (чаще перистой облачности). При обработке, из массива данных были исключены ситуации сплошной облачности. За время эксперимента с 17 мая по 6 июня наблюдалась существенная изменчивость оптических ситуаций. В частности, 21-22 мая, 25-26 мая, 30 мая, 1-2 июня и 5-6 июня наблюдалась повышенные значения  $R_{1,38} > 0.075$ , что является одним из признаков присутствия кристаллов льда в ОВЯ. Максимальные значения  $R_{1,38} > 0.3-0.5$  наблюдались 26 мая и 6 июня. Максимальное процентное соотношение  $N_p > 70\%$  для кристаллов льда были зафиксированы 25 и 31 мая, 2 и 6 июня. По данным табл. 1 характеристики фазового состава облачности, усредненные для периода 17 мая - 6 июня, составляют для капель и кристаллов:  $N_p = 64\%$  и  $36\%$ ,  $r_{ef} = 9.4$  мкм и  $17.7$  мкм,  $R_{1,38} = 0.043$  и  $0.139$ , соответственно.

В качестве примера, позволяющего оценить взаимодополняющие возможности одновременных лидарных [5,6] и спутниковых (радиометрических) исследований перистой облачности, рассмотрим результаты лазерного зондирования, полученные в ночь с 30 на 31 мая 2011г. В это время наблюдался слой «зеркального отражения» (аномально высокое значение отношения рассеяния, достигающее 20), который появился над точкой зондирования примерно в 2:43 и исчез в 3:24.

В таблице 2 представлены характеристики лидарного сигнала от облака и его МОРС (индекс  $t$  – знак транспонирования матрицы строки). Оптическая толщина всего облака  $\tau = 0,38$ .

Таблица 2 - Результаты лидарного эксперимента 30.05.2011

H, км	Вектор-параметр Стокса		Степень поляризации	МОРС
	зондирующего излучения $S_0(1, Q_0, U_0, V_0)^t$	рассеянного назад излучения $S(1, Q, U, V)^t$		
11,1	(1 1 0 0)	(1 0,99 0,08 0,01)	0,99	$\begin{bmatrix} 1 & 0.00 & -0.01 & -0.03 \\ 0.00 & 0.99 & 0.11 & 0.02 \\ 0.01 & 0.07 & -0.95 & 0.05 \\ -0.03 & 0.04 & 0.10 & -0.91 \end{bmatrix}$
	(1 -1 0 0)	(1 -0,99 -0,06 -0,07)	0,99	
	(1 0 0 -1)	(1 -0,02 -0,04 0,89)	0,89	
	(1 0 1 0)	(1 0,11 -0,95 0,07)	0,95	

Из таблицы видно, что зондирующее излучение практически не деполяризуется при отражении от «зеркального» слоя и МОРС для такого случая имеет диагональный вид. Данное облако вероятнее всего состоит из кристаллических частиц, преимущественно ориентированных большими диаметрами в горизонтальной плоскости.

Таким образом, использование спутниковых радиометрических измерений в видимом и инфракрасном диапазонах спектра, позволяет детектировать наличие перистых облаков, как при дневных, так и при ночных условиях наблюдений. Наряду с обнаружением перистого облака существует возможность оценки его оптической толщины, высоты расположения в атмосфере, фазового состава (водные капли, ледяные кристаллы). Наличие кристаллических частиц в ОВЯ, по данным радиометра MODIS, подтверждается результатами измерений МОРС поляризационным лидаром. Однако оптическая толща облаков, измеренная радиометром и лидаром, существенно отличается. Здесь уместно отметить, что оптическая толща тонких ОВЯ лидарным методом определяется с высокой точностью.

Из сопоставления данных следует, что «зеркальные» перистые облака имеют более высокий коэффициент отражения на длине волны  $\lambda=1.38$  мкм. Этот факт может послужить критерием для оценки степени ориентации ледяных частиц в облаке. Если увязать величину  $R_{1,38}$  с особенностями МОРС таких облаков, то можно разработать правило, по которому удастся распознавать степень ориентации кристаллических частиц в ОВЯ.

Работа выполнена при финансовой поддержке Минобрнауки РФ в рамках «Программы повышения конкурентоспособности ТГУ» и РФФИ (Грант № 12-05-00675а).

1. Кауль Б.В., Волков С.Н., Самохвалов И.В. Результаты исследований кристаллических облаков посредством лидарных измерений матриц обратного рассеяния света // Оптика атмосферы и океана. 2003. Т. 16. № 4. С. 354-361.
2. Ackerman S., Strabala K., Menzel P., Frey R., Moeller C., Gumley L., Baum B., Seemann S., Zhang H. Discriminating clear-sky from cloud with MODIS. Algorithm Theoretical Basis Document (MOD35). Santa Barbara: ICES, University of California, 2006. 124 p.
3. King M.D., Tsay S.C., Platnick S.E., Wang M., Liou K.N. Cloud Retrieval Algorithms for MODIS: Optical Thickness, Effective Particle Radius, and Thermodynamic Phase. MODIS Algorithm Theoretical Basis Document (MOD06). 1997. 78 pp.
4. Choi Y.-S., Ho C.-H., Ahn M.-H., Kim Y.-S. Enhancement of the consistency of MODIS thin cirrus with cloud phase by adding 1.6- $\mu$ m reflectance // Int. J. Remote Sens. 2005. V.26. P. 4669–4680.
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. Samokhvalov I.V., Bryukhanov I.D., Nasonov S.V., Zhivotenyuk I.V., Stykon A.P. Investigation of the optical characteristics of cirrus clouds with anomalous backscattering // Russian Physics Journal – 2013 – Vol. 55, № 8, p. 925-929.

РАСЧЕТ ПОЛЯРИЗАЦИОННЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ЛИДАРНОГО СИГНАЛА В  
ПРИБЛИЖЕНИИ ДВУКРАТНОГО РАССЕЯНИЯ

В.В. Брюханова

Национальный исследовательский Томский государственный университет, г. Томск,  
Россия

Обсуждаются результаты сравнения поляризационных характеристик лидарного сигнала в приближении двукратного рассеяния от капельных и кристаллических тропосферных облаков при зондировании линейно и циркулярно поляризованным излучением.

## ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ЭЛЕКТРООПТИЧЕСКОГО ЗАТВОРА ДЛЯ СТРОБИРОВАНИЯ ЛИДАРНОГО СИГНАЛА

Кириллов Н.С., Самохвалов И.В.

Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск.

[knsnik@gmail.com](mailto:knsnik@gmail.com) ; [sam@elefot.tsu.ru](mailto:sam@elefot.tsu.ru) .

Лидар, сжатие динамического диапазона, электрооптический затвор, помеха ближней зоны.

Обсуждаются результаты стробирования лидарного сигнала с помощью электрооптического затвора (ЭОЗ), которые показывают возможность уменьшения мощности сигнала обратного рассеяния в ближней зоне в 10-12 раз, увеличения на порядок энергии зондирующих импульсов и, тем самым, улучшения соотношения сигнал/шум при зондировании атмосферы в дневное время суток.

Одним из классических решений задачи снижения динамического диапазона лидарного сигнала обратного рассеяния является его стробирование [1]. Для светового пучка в приёмном канале лидара, диаметром в несколько миллиметров, применение механических обтюраторов [2], также как применение MMLS (membrane mirror light shutter) [3] или акусто-оптического затвора не эффективно, поскольку не позволяет достичь приемлемой величины времени срабатывания затвора порядка 20 нс.

Стробирование принятого сигнала с помощью быстродействующего оптоэлектронного затвора на основе ячейки Поккельса [4], позволяет решить проблему накопления объёмных зарядов на последних каскадах ФЭУ при работе с большими световыми потоками и тем самым сохранить линейность световой характеристики приемника.

Электрооптический затвор (далее - ЭОЗ) был применен для подавления помехи «ближней зоны» при зондировании верхних слоев атмосферы на высотном поляризационном лидаре Томского государственного университета [5].

На рис. 1 представлена принципиальная схема установки. Драйвер ЭОЗ синхронизируется с лазером, позволяя выбирать дальность зоны отсечки помехи обратного рассеяния.



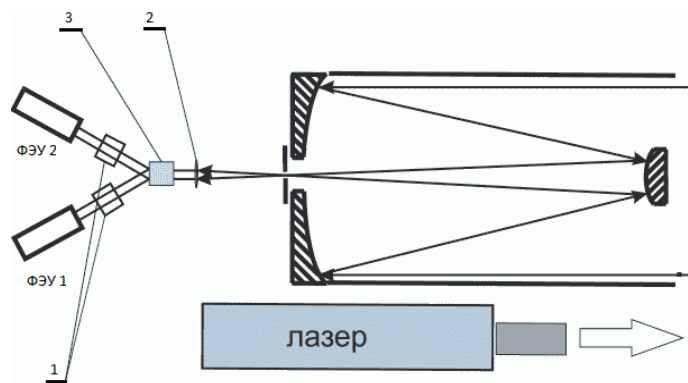


Рис. 1. Схема лидача с ЭОЗ. 1 - Электрооптические затворы, 2 - окулярная линза, 3- призма Волластона.

В течении 2010 – 2013 годов на базе высотного поляризационного лидача была выполнена серия измерений матрицы обратного рассеяния света (МОРС) облаков верхнего яруса с использованием электрооптического затвора для подавления помехи от «ближней» зоны.

Опыт применения ЭОЗ для подавления помехи от «ближней» зоны показал эффективность данного метода. На рис. 2. приведены результат зондирования в светлое и темное время суток. Зондирование с отключенным и работающим затвором проводились при одинаковом накоплении по 500 импульсов лазера и энергии излучения 294 мДж днем и 124 мДж ночью ( $\lambda=532$  нм). Во время зондирования на малых высотах до 100 м наблюдалось выпадение кристалликов льда, вызывающих мощную помеху обратного рассеяния. Применение ЭОЗ позволило снизить сигнал обратного рассеяния от этого слоя в 4,8 раза при дневном зондировании и 6,8 раз при ночном зондировании.

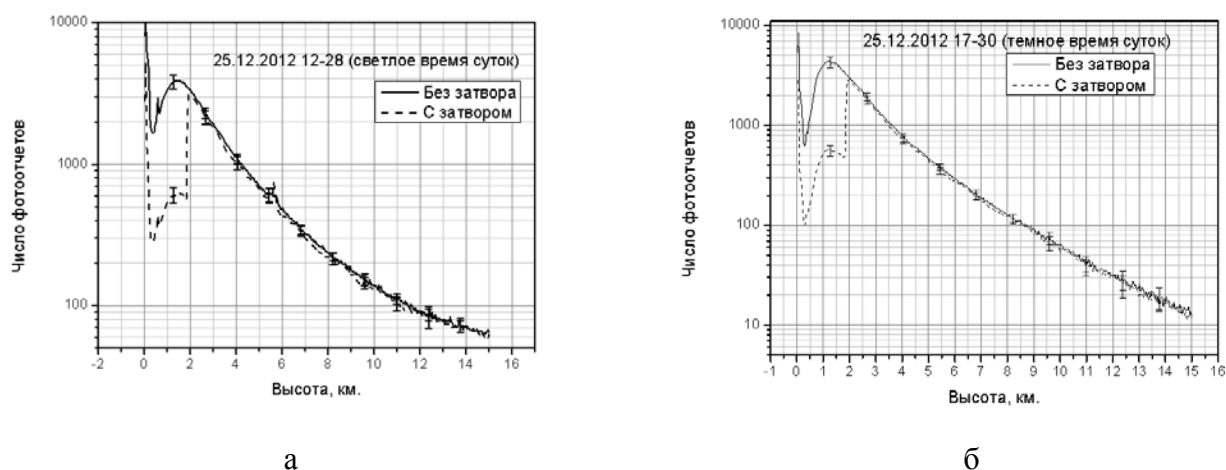


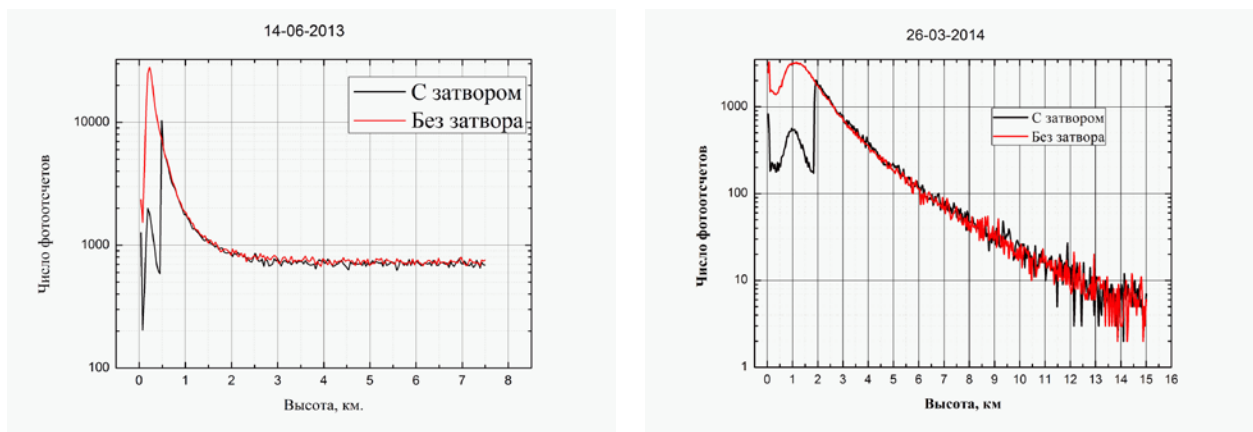
Рис. 2. Высотные профили интенсивности обратного рассеянного излучения, полученные 25 декабря 2012 г. в светлое (а) и темное (б) время суток.

Применение в качестве затвора ячейки Поккельса хотя и позволяет кардинально решить проблему стробирования лидарного сигнала по высоте, приводит к дополнительным трудностям, связанным с юстировкой приемной частью оптической системой и имеющим место «последствием» работающего затвора. Поскольку затвор управляется высоковольтными

импульсами с малой длительностью фронта (до 20 нс.), то при переключении напряжения возникают механические колебания кристалла, изменяющие пропускание затвора продолжительностью до нескольких миллисекунд. Как показано в [6], выбором длительности управляющего напряжения закрытия затвора можно добиться минимальной амплитуды колебаний функции пропускания.

На рис. 3. представлены лидарные сигналы в случае чистой атмосферы (молекулярное рассеяние) для случая использования ЭОЗ и без использования ЭОЗ в дневное и ночное время.

Применение ЭОЗ позволило уменьшить помеху в ближней зоне в дневное время в 14 раз (высота отсечки затвора – 450 м.), в ночное время – в 12 раз (высота отсечки затвора – 1800 м.).



а) Дневное время (14-00 местного времени).

б) После захода солнца (21-00 местного времени) (Заход солнца в 19-44 по местному времени).

Рис. 3. Высотные профили интенсивности обратно рассеянного излучения ( Томск - 56°30' с.ш., 84°58' в.д).

Из представленных графиков видим, что флуктуации функции пропускания ЭОЗ не приводят к существенным изменениям лидарного сигнала как при зондировании в условиях сильной помехи в дневное время, так и при зондировании в ночное время.

Быстроменяющиеся метеорологические условия в приземных слоях атмосферы могут приводить к усилению помехи «ближней» зоны, затрудняя возможность увеличивать энергию излучения лазера. Оперативное стробирование лидарного сигнала по высоте с помощью ЭОЗ позволяет изменять режимы зондирования в соответствии с метеорологическими условиями. В [7] приведен пример зондирования облаков на высотах в 9 – 10км. при наличии облачности на высоте в 4.5 км. Без отсечки помехи от нижнего слоя облаков верхний слой не был различим. Оперативно изменив длительность закрытия электрооптического затвора до высоты 5,6 км. добились подавления помехи от нижнего слоя облачности, что позволило выделить сигнал на фоне мощной помехи от нижнего края облачности. Зондирование проводилось при одинаковой посылаемой энергии излучения.

## Заключение.

Использование электрооптических затворов при зондировании верхних слоев атмосферы позволяет решить проблему расширения динамического диапазона лидара оптическим способом, как минимум на порядок снизив помеху обратного рассеяния «ближней» зоны.

Увеличения мощности зондирующего сигнала позволяет проводить зондирование верхних слоев атмосферы в дневное время суток, при высоком уровне пассивных помех.

Высокая скорость срабатывания затвора с возможностью оперативно управлять временем задержки позволяет стробировать принимаемый сигнал по дальности с высокой точностью, выделяя исследуемые участки оптической трассы.

Работа выполнена при поддержке Минобрнауки РФ в рамках выполнения «Программы повышения конкурентоспособности ТГУ».

1. *Андреев Ю.М., Воеводин В.Г., Гейко П.П., Горобец В.А., Ланская О.Г., Петухов В.О., Солдаткин Н.П., Тихомиров А.А.* Лидарные системы и их оптико-электронные элементы / Под общей редакцией чл.-кор. РАН М.В. Кабанова. Томск: Изд-во Института оптики атмосферы СО РАН, 2004. 526с.
2. *Кириллов Н.С., Самохвалов И.В.* Применение электрооптических модуляторов для подавления помехи от «ближней зоны» при лазерном поляризационном зондировании. // Изв. Вузов. Физика. – 2010. - №9/3 – С. 46.
3. *Wei Gong, Dale A. Richter, Thomas H. Chyba, Doyle A. Temple.* Lidar dynamic range compression by using a membrane mirror light shutter // J. Optics & Laser Technology , 2007. – V. 39. – P. 909 – 912.
4. *Мустель Е.Р., Парыгин В.Н.* «Методы модуляции и сканирования света». - М.: Наука. 1970.
5. Устройство подавления помехи обратного рассеяния в ближней зоне поляризационного лидара: Пат. 106759. Россия, МПК G01S17/00 (2006.01). Самохвалов И.В., Кириллов Н. С., Брюханова В. В., Стыкон А. П., ГОУ ВПО Томский государственный университет (ТГУ). № 2011105505/28; 14.02.2011, Опубл. 20.07.2011.
6. *Кириллов Н.С., Самохвалов И.В.* Влияние параметров электрооптического затвора на характеристики лидарного сигнала. // Изв. Вузов. Физика. – 2012. - №9/2 – С. 136.
7. *Кириллов Н.С., Насонов С.В. , Самохвалов И.В.* Применение электрооптического затвора для подавления помехи ближней зоны при лазерном поляризационном зондировании верхних слоев атмосферы. // Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы: сборник докладов XIX Международного симпозиума [Электронный ресурс]. – Томск: ИОА СО РАН, 2013. С. 53-57. – 1 CD-ROM

# СРАВНЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ЧИСЛЕННОГО И МОДЕЛЬНОГО ЭКСПЕРИМЕНТОВ ПО ЛАЗЕРНОМУ ПОЛЯРИЗАЦИОННОМУ ЗОНДИРОВАНИЮ КАПЕЛЬНЫХ ОБЛАКОВ

А.А. Дорошкевич, И.В. Самохвалов, В.В. Брюханова, А.П. Стыкон

Национальный исследовательский Томский государственный университет, г. Томск,  
Россия

Рассматривается задача лазерного зондирования капельных облаков коаксиальным лидаром. Лидарный сигнал однократного рассеяния формируется в объеме, ограниченном диаграммой направленности передатчика, в то время как сигнал двукратного рассеяния определяется углом поля зрения приемной системы лидара. Регистрируемое излучение более высоких кратностей рассеяния ( $> 2$ ) формируется объемом, который занимает вся рассеивающая среда в целом. В докладе обсуждаются результаты численного моделирования распределения (в плоскости регистрации) поляризационных характеристик лидарного сигнала от капельных облаков в приближении двукратного рассеяния в сравнении с результатами физического модельного эксперимента, имитирующего зондирование капельного облака.

**Программно-алгоритмическая система для лазерного дистанционного зондирования малых газовых составляющих атмосферы методом дифференциального поглощения**

Бочковский Д.А.<sup>1</sup>, Матвиенко Г.Г.<sup>1</sup>, Романовский О.А.<sup>1,2</sup>, Харченко О.В.<sup>1</sup>, Яковлев С.В.<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН

<sup>2</sup> Национальный исследовательский Томский государственный университет

Сообщается о создании программно-алгоритмической системы для лазерного дистанционного зондирования малых газовых составляющих (МГС) атмосферы методом дифференциального поглощения (**L**Idar **D**ifferential **A**bsorption **S**ensing «**LIDAS**»). В состав системы включены блоки поиска информативных длин волн для лазерного газоанализа методом дифференциального поглощения, численного моделирования лидарного зондирования МГС атмосферы и расчета погрешностей методического, атмосферного, спектрального и аппаратурного происхождения. Проведено численное моделирование лидарного зондирования газовых примесей по методу дифференциального поглощения применительно к задачам зондирования МГС атмосферы. Приведены результаты экспериментов по дистанционному зондированию газовых компонент атмосферы с использованием СО и Sr лазеров.

## ДИСТАНЦИОННЫЙ ДЕТЕКТОР СЛЕДОВ ВЗРЫВЧАТЫХ ВЕЩЕСТВ

С.М. Бобровников<sup>1,2</sup>, Е.В. Горлов<sup>1,2</sup>, В.И. Жарков<sup>1</sup>, Ю.Н. Панченко<sup>3</sup>, В.А. Аксенов<sup>4</sup>,  
А.В. Кихтенко<sup>4</sup>, М.И. Тивилева<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН  
634021, г. Томск, пл. Академика Зуева, 1

<sup>2</sup>Национальный исследовательский Томский государственный университет  
634050, г. Томск, пр. Ленина, 36

<sup>3</sup>Институт сильноточной электроники СО РАН  
634055, г. Томск, пр. Академический, 2/3

<sup>4</sup>Сибирский филиал ФКУ НПО «Спецтехника и связь» МВД России  
630055, г. Новосибирск, ул. Кутателадзе, 3

E-mail: bsm@iao.ru, gorlov\_e@mail.ru, zharkov@iao.ru, ypanchenko@sibmail.com

**Ключевые слова:** взрывчатые вещества, следы, фотофрагментация, флуоресценция.

**Аннотация.** Представлены результаты исследования возможности дистанционного обнаружения следов взрывчатых веществ с помощью метода лазерной фрагментации/лазерно-индуцированной флуоресценции (ЛФ/ЛИФ). Приведены экспериментальные данные по обнаружению следов гексогена в отпечатках пальцев на расстоянии 4 м.

Переносимые скрытно взрывные устройства можно выявить по ряду демаскирующих признаков, к числу которых относятся следовые количества взрывчатых веществ (ВВ) на руках человека и различных поверхностях, имевших контакт с этими веществами (например, одежда, поверхность ручной клади, крышки, элементы упаковки, рукоятки запоров кузова). Лакокрасочные и другие материалы, имевшие газовоздушный или непосредственный контакт с ВВ, могут адсорбировать ВВ на своей поверхности и сохранять его следы довольно длительное время. Попытки избавиться от таких следов далеко не всегда достигают своей цели. Следы ВВ на руках человека в случае имевшего место контакта сохраняются до нескольких часов, и даже однократное мытье рук с мылом не может гарантировать избавление от следовых микроколичеств ВВ [1].

В проведенных ранее исследованиях [2–4] авторами была экспериментально доказана возможность дистанционного обнаружения *паров* взрывчатых нитросоединений в атмосфере на основе метода лазерной фрагментации/лазерно-индуцированной резонансной флуоресценции (ЛФ/ЛИФ). Дальность обнаружения составила более 10 метром при чувствительности обнаружения около  $10^{-12}$  г/см<sup>3</sup> (или примерно 100 ppt).

Как показали расчеты, метод ЛФ/ЛИФ принципиально позволяет добиться высокой чувствительности и при обнаружении *следов* ВВ с поверхностной концентрацией порядка  $1 \text{ нг/см}^2$  при создании оптимальных условий взаимодействия лазерного излучения с веществом следа. Очевидно, что при взаимодействии излучения с веществом в парогазовой фазе реализуются условия взаимодействия, близкие к идеальным. Именно поэтому идея применения метода лазерной десорбции вещества следа в приповерхностную область с целью получения наивысшей эффективности взаимодействия лежит в основе ЛФ/ЛИФ метода дистанционного обнаружения и визуализации следов ВВ.

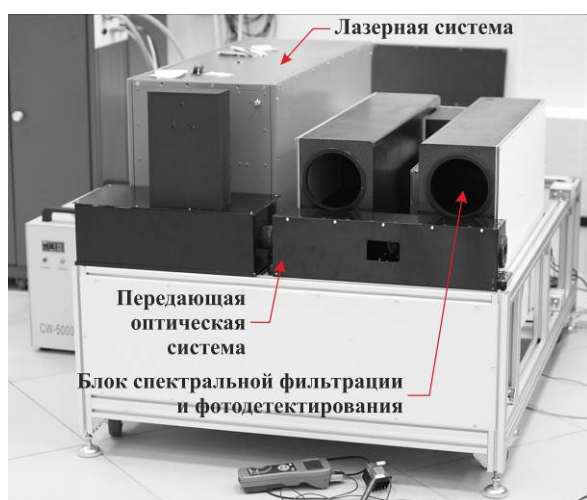


Рис. 1. Общий вид макета ДДС

В 2013 г. усилиями трех институтов СО РАН\* был разработан и изготовлен действующий макет дистанционного детектора следов (ДДС) ВВ (рис. 1). Принцип действия ДДС основан на использовании комбинации эффектов лазерной фрагментации молекул ВВ и лазерно-индуцированной резонансной флуоресценции NO-фрагментов, возбуждаемых из второго колебательного состояния. При этом образование фрагментов идет как в твердой фазе следа, так и в парах над поверхностью,

возникающих в результате лазерной десорбции вещества следа. В качестве источника возбуждающего излучения в ДДС используется специальный эксимерный лазер на среде KrF с узкой линией генерации, способный настраиваться на частоту возбуждения флуоресценции молекулы NO (247,87 нм). Эта же длина волны используется для десорбции и фрагментации молекул ВВ следа.

В ходе испытаний макета ДДС совместно с сотрудниками Сибирского филиала ФКУ НПО «СТИС» МВД России (г. Новосибирск) была проведена экспериментальная оценка возможности обнаружения следовых количеств ВВ в отпечатках пальцев.

---

\* Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева (г. Томск), Институт сильноточной электроники (г. Томск) и Институт проблем химико-энергетических технологий (г. Бийск).



Эксперименты проводились по следующей схеме (рис. 2). В зоне обнаружения на расстоянии 4 м от макета на предметном столике устанавливался кронштейн с закрепленным на нем образцом. Далее производилось импульсное лазерное воздействие на поверхность образца с последующей регистрацией оптического отклика от него.

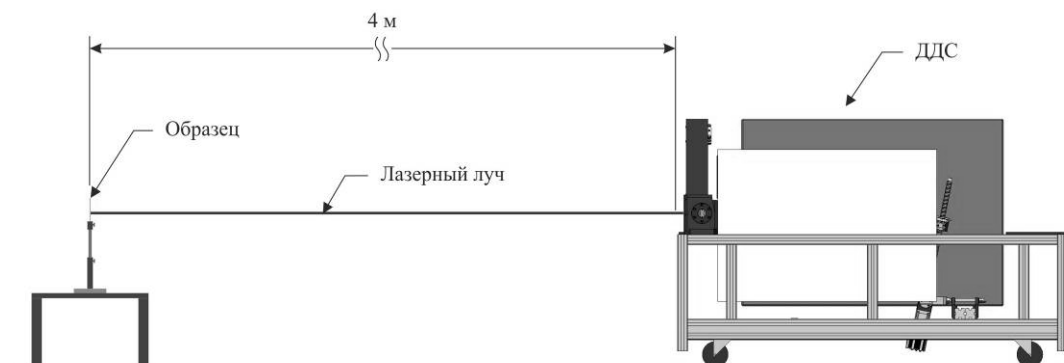


Рис. 2. Схема испытаний по оценке пороговой чувствительности макета ДДС ВВ

Перед проведением испытания проводился контроль чистоты рук и образцов исследования при помощи газоанализатора МО-2М на предмет непреднамеренного загрязнения взрывчатыми веществами. Для имитации контакта с ВВ большой палец правой руки прижимали к поверхности чашки Петри с порошкообразным гексогеном (рис. 3). Затем палец многократно прикладывали к чистой стеклянной поверхности, оставляя последовательно отпечаток.

Первый, десятый, двадцатый, тридцатый, сороковой, пятидесятый, шестидесятый, семидесятый, восьмидесятый, девяностый и сотый отпечаток большого пальца производился на чистую поверхность пронумерованного предметного стекла (рис. 4).



Рис. 3. Перенос ВВ на палец



Рис. 4. Внешний вид образца исследования с нанесенным потожировым отпечатком пальца со следами ВВ

Образец закрепляли на кронштейне предметного столика и после импульсного лазерного воздействия на поверхность образца фиксировали результат эксперимента. Для регистрации фонового сигнала от поверхности подложки использовалось чистое предметное стекло.

Регистрация оптического отклика велась в режиме счета фотонов. При объеме накопления сигнала по 50-ти лазерным импульсам и частоте следования лазерных импульсов 20 Гц время одного измерения составляло 2,5 с. Все измерения проводились в лабораторном помещении при температуре плюс 23°C.

Результаты экспериментов по обнаружению следов гексогена в отпечатках пальцев на предметном стекле представлены ниже в таблице.

Порядковый № отпечатка пальца	Среднее число фотоотсчетов от поверхности образца со следами ВВ ( $\bar{n}_s + \bar{n}_n$ )	Среднее число шумовых фотоотсчетов (от чистой поверхности образца) $\bar{n}_n$	Отношение сигнал-шум $\bar{n}_s / \bar{n}_n$
1	138	1	137
10	36	1	35
20	17	1	16
30	13	1	12
40	11	1	10
50	15	1	14
60	15	1	14
70	4	1	3
80	4	1	3
90	6	1	5
100	3	1	2

По результатам проведенных оценочных испытаний макета ДДС ВВ была продемонстрирована возможность дистанционного обнаружения следовых количеств в отпечатках пальцев. Макет достоверно регистрировал отклик на наличие гексогена в сотом отпечатке пальца.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Президента РФ по поддержке ведущих научных школ НШ-4714.2014.5.

1. *Петренко Е.С.* Некоторые особенности поиска взрывчатых веществ и взрывоопасных предметов с помощью собак, газоаналитических приборов и химических экспресс-тестов // Специальная техника. 2002. № 4.
2. *Бобровников С.М., Горлов Е.В., Жарков В.И.* Сканирующий УФ-лидар для обнаружения взрывчатых веществ // Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы: Материалы XVIII международного симпозиума. Томск: Издательство ИОА СО РАН. 2012. С. С21-С24.
3. *Бобровников С.М., Горлов Е.В., Жарков В.И.* Лидар для обнаружения взрывчатых веществ // Изв. вузов. Физика. 2012. №9/2. С. 276–279.
4. *Бобровников С.М., Горлов Е.В., Жарков В.И., Панченко Ю.Н.* Оценка пороговой чувствительности лидарной системы для обнаружения паров нитросоединений // Изв. вузов. Физика. 2013. №8/3. С. 275–278.

# СРАВНЕНИЕ ПРИБЛИЖЕНИЙ ГЕОМЕТРИЧЕСКОЙ И ФИЗИЧЕСКОЙ ОПТИКИ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧИ РАССЕЯНИЯ СВЕТА НА КВАЗИ-ГОРИЗОНТАЛЬНО ОРИЕНТИРОВАННОЙ ЛЕДЯНОЙ ПЛАСТИНКЕ

А.В. Коношонкин<sup>1,2</sup>, Н.В. Кустова<sup>1</sup>, А.Г. Боровой<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН  
634021, г. Томск, пл. Академика Зуева, 1

<sup>2</sup>Национальный исследовательский Томский государственный университет  
634050, г. Томск, пр. Ленина, 36

E-mail: [sasha\\_tvo@iao.ru](mailto:sasha_tvo@iao.ru), [kustova@iao.ru](mailto:kustova@iao.ru), [borovoi@iao.ru](mailto:borovoi@iao.ru)

Ключевые слова: физическая оптика, геометрическая оптика, рассеяние света, перистые облака

Проведено сравнение решений задачи рассеяния света на квази-горизонтально ориентированных кристаллах перистых облаков, полученных в приближении геометрической и физической оптики. Показано, что величина флаттера существенно влияет на границы применимости приближения геометрической оптики. Установлено, что для частицы с флаттером менее 8 градусов вклад уголковой компоненты рассеянного света не превышает 10%, и, следовательно, в ряде случаев может быть отброшен.

В настоящее время не существует общепринятого метода, позволяющего решать задачу рассеяния света на ледяных кристаллах перистых облаков. Вместе с тем, именно перистые облака являются основным источником неопределенности при построении численных моделей радиационного баланса планеты. По этой причине в последние два десятилетия активно предпринимаются попытки решить данную проблему совершенно различными подходами.

Классическим строгим решением данной задачи является прямое решение уравнений Максвелла. Тем не менее, прямое решение уравнений Максвелла – очень ресурсоемкая задача, сложность которой растет с увеличением эффективного размера частицы. И, не смотря на существенный рост вычислительных мощностей за последнее время, едва ли удастся получить решение для частиц с размерами в десятки раз превышающих длину волны падающего света [1], не говоря уже о том, что эффективно данный подход удастся применять только для частиц сопоставимых по размеру с длиной волны.

Другим активно используемым подходом является решение задачи в приближении геометрической оптики [2]. Явным преимуществом приближения геометрической оптики является скорость и простота проведения расчета. Основными недостатками – пренебрежение

волновыми свойствами света и, как результат, образование бесконечных уровней интенсивности в направлении рассеяния назад.

В последнее время авторами данной статьи [3], а также многими зарубежными исследователями разрабатывается приближение физической оптики, которое является улучшением приближения геометрической оптики за счет учета волновых свойств света в рамках дифракции Фраунгофера. Данный метод лишен недостатков приближения геометрической оптики, однако, более сложен и ресурсоемок.

В докладе проводится сравнение методов геометрической и физической оптики для решения задачи обратного рассеяния света на квази-горизонтально ориентированных гексагональных ледяных пластинках перистых облаков, являющихся объектом исследования в целом ряде статей и проектов. Отдельное внимание уделено границе применимости метода геометрической оптики для решения данной задачи.

#### Зеркальная компонента рассеянного света

Как уже было показано ранее [4], основной вклад в направление назад от гексагональных ледяных частиц вносится двумя качественно различными типами траекторий и может быть мысленно разделен на зеркальную и уголковую компоненты рассеянного света. Зеркальная компонента, в свою очередь, может быть разделена на внешнюю, и внутреннюю (см. рис. 1.).

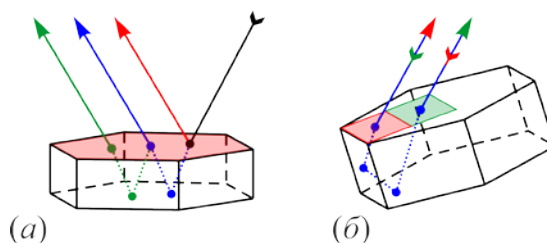


Рис. 1. Зеркальная (а) и уголковая (б) компоненты рассеянного света. Зеркальная компонента состоит из внешней (красная линия, а) и внутренней (зеленая и синяя линии, а).

Для ясности рассмотрим сначала только внешнюю зеркальную компоненту рассеянного света. Проведем сравнение между решениями полученными методами геометрической и физической оптики.

Как известно из [5], решение для дифференциального сечения рассеяния в приближении геометрической оптики для квазигоризонтально ориентированной частицы для случая вертикального распространения падающей волны может быть записано в аналитическом виде

$$\langle \sigma(\theta|t) \rangle = sF(\theta/2)p(\theta/2|t)/4, \quad (1)$$

где  $p$  – плотность вероятностей распределения по углам наклона,  $\theta$  – угол наклона частицы.

Полученное авторами решение данной задачи в приближении физической оптики представлено для направления рассеяния строго назад в виде базы данных на *ftp*-сервере ИОА СО РАН [6]. Не смотря на то, что в общем случае данное решение объёмно, для зеркальной компоненты рассеянного света его удастся представить в безразмерных координатах, выделив два характерных масштаба: дифракционный угол  $\theta_d = \lambda / D$  и эффективный угол наклона частицы  $t$ .

Для малых углов флаттера, когда  $t \ll \lambda / D$ , характерным масштабом на сфере направлений рассеяния является дифракционный угол  $\theta_d$ . Дифференциальное сечение рассеяния в данном случае удобно нормировать на величину ДСР в нуле для строго горизонтально ориентированной частицы, которая определяется выражением

$$\sigma_{spec}(0|0) \equiv \langle \sigma(0|0) \rangle F_{0^\circ} s^2 / \lambda^2. \quad (2)$$

Для больших углов флаттера, когда  $t \gg \lambda / D$ , характерным масштабом на сфере направлений рассеяния является эффективный угол  $t$ . Дифференциальное сечение рассеяния в данном случае удобно нормировать на величину ДСР в нуле для геометрической оптики  $\sigma_{spec}^{go}(0|t)$ , рассчитанную при заданном  $t$ , которая определяется выражением

$$\sigma_{spec}^{go}(0|t) \equiv \langle \sigma^{go}(0|t) \rangle = s F_{0^\circ} p(0|t) / 4, \quad (4)$$

При заданной таким образом нормировке ДСР в рамках геометрической оптики будет всегда на графике соответствовать одной кривой (на рис. 2, толстая кривая), а ДСР в рамках физической оптики будет сходиться к геометрической оптике с увеличением отношения  $t / \theta_d$ .

Полученные результаты расчета представлены на рисунке 2.

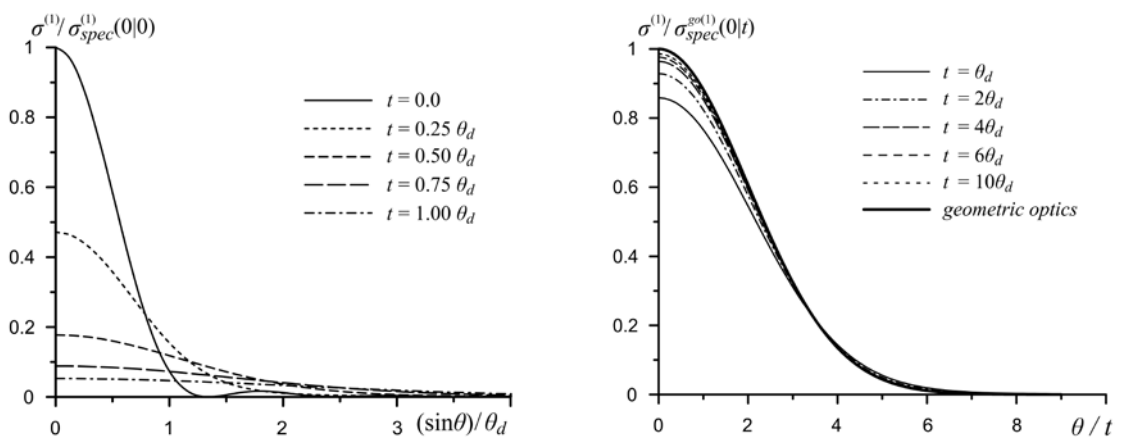


Рис. 2. Сравнение решений полученных методами геометрической и физической оптики при малых углах наклона (слева) и при больших углах наклона (справа).

Как видно из рисунка 2, граница применимости геометрической оптики для внешней зеркальной компоненты рассеянного света при наличии флаттера определяется соотношением величины флаттера к угловому размеру дифракционного кольца.

В общем случае, зеркальная компонента рассеянного света представляет собой зеркальное рассеяние на плоскопараллельной пластинке. В таком случае наряду с внешней зеркальной траекторией существует большое количество внутренних зеркальных траекторий. Однако для ледяной пластинки с показателем преломления 1.31, при углах флаттера близких к нулю вклад траекторий испытавших больше трех актов преломления/отражения не превосходит 0,0313%.

### Заключение

Расчеты, полученные методом трассировки пучков, показывают, что при вертикальном зондировании квазигоризонтальной пластинки с флаттером не более 8 градусов, вклад угловой компоненты не превышает 10%, и, следовательно, в ряде случаев может быть отброшен.

Таким образом, по результатам исследований можно сформулировать следующие выводы. При решении задачи рассеяния света на квази-горизонтально ориентированной пластинки, при ее флаттере менее 8 градусов, основной вклад вносится только зеркальной компонентой рассеянного света. Решение для зеркальной компоненты рассеянного света может быть с хорошей точностью получено в приближении геометрической оптики, для частиц угол флаттера которых, в четыре раза больше дифракционного угла.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант номер 12-05-00675а) и при финансовой поддержке гранта президента РФ по поддержке ведущих научных школ НШ-4714.2014.5.

1. *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.
2. *Borovoi A.G., and Grishin I.A.* Scattering matrices for large ice crystal particles // *JOSA. A.,* 2003. V.20 p.2071-2080.
3. *Borovoi A., Konoshonkin A., Kustova N.* Backscattering by hexagonal ice crystals of cirrus clouds // *Optics Letters.* 2013. Vol. 38. No.15. P. 2881-1884.
4. *Коношонкин А., Кустова Н., Боровой А.* Рассеяние света на гексагональных ледяных кристаллах перистых облаков // LAP LAMBERT Academic Publishing. 2013. 147с.
5. *Borovoi A., Konoshonkin A., Kolokolova L.* Glints from particulate media and wavy surfaces // *J.Quant.Spectrosc.Radiat.Transfer.* 2012. V.113. №18. p.2542-25512.
6. [ftp://ftp.iao.ru/pub/GWDT/Physical\\_optics/Backscattering/](ftp://ftp.iao.ru/pub/GWDT/Physical_optics/Backscattering/).
7. *Borovoi A., Konoshonkin A., Kustova N., and Okamoto H.* Backscattering Mueller matrix for quasihorizontally oriented ice plates of cirrus clouds: application to CALIPSO signals // *Optics Express.* 2012. V. 20, № 27, p. 28222-28233

## ПОТЕНЦИАЛЬНЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ ИЗМЕРЕНИЯ ПРОФИЛЕЙ ПЛОТНОСТИ АТМОСФЕРЫ ЛИДАРОМ С БОРТА ОРБИТАЛЬНОЙ ПЛАТФОРМЫ

В.Н. Маричев<sup>1</sup>, Г.Г. Матвиенко<sup>1</sup>, А.А. Тихомиров<sup>2</sup>, В.С. Шаманаев<sup>1</sup>, И.В.Сорокин.<sup>3</sup>

<sup>1</sup>ФГБУН Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН

<sup>2</sup>ФГБУН Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН

<sup>3</sup>ОАО РКК «Энергия» им. С.П. Королева

[marichev@iao.ru](mailto:marichev@iao.ru); [mgg@iao.ru](mailto:mgg@iao.ru); [tikhomirov@imces.ru](mailto:tikhomirov@imces.ru); [shvs@iao.ru](mailto:shvs@iao.ru); [igor.v.sorokin@rsce.ru](mailto:igor.v.sorokin@rsce.ru)

Орбитальный лидар, профили плотности атмосферы.

Рассмотрены возможности создания лидара для установки на орбитальной платформе с целью измерения профилей плотности атмосферы в диапазоне высот 20÷100 км от поверхности Земли.

Для оценки возмущающих факторов атмосферы, которые влияют на определение границ районов падения отделяющихся частей ракет-носителей и спускаемых аппаратов используют оперативные данные радиозондового и ракетного зондирования атмосферы в районах их падения. Однако эти данные могут быть получены для ограниченного диапазона высот. Для уточнения характеристик атмосферных возмущений выше области классического зондирования используют методы прогнозирования вертикальных профилей термодинамических параметров атмосферы, а также зональную и меридиональную составляющие скорости ветра при проведении баллистических расчетов [1].

Подобные задачи по оценке влияния вариаций плотности стратосферы на траекторию движения капсулы космического аппарата (КА), спускаемой с орбиты, возникают при баллистических расчетах, проводимых для определения района ее точного приземления. Чтобы погасить скорость спускаемых капсул КА, возвращающихся на Землю, и осуществить баллистический или управляемый спуск и мягкую посадку, необходимо иметь данные о характере колебаний плотности атмосферы. Даже небольшие отклонения ее значений на высотах, соответствующих так называемому коридору входа, приводят к значительному изменению расчетных траекторий, а также к росту перегрузок, значительным тепловым нагрузкам и, даже механическим повреждениям капсулы КА. Одним из вариантов решения задачи по оперативному измерению плотности атмосферы в диапазоне высот 20÷100 км может быть применение методов лазерного зондирования атмосферы с борта космической платформы, например, орбитальной станции.

Первые эксперименты по зондированию атмосферы с борта пилотируемых КА были выполнены в конце прошлого века с помощью лидаров LITE (Space Shuttle Discovery), БАЛКАН и ALISSA (орбитальная станция "Мир") [2]. В середине нулевых годов XXI века на



орбиту был выведен космический лидар CALIOP [3] на орбиту, близкую к полярной.

Авторами рассматривается возможность создания космического лидара, предполагаемого для установки на орбитальной станции (ОС), летающей на орбитах, подобных ОС "Мир" или ныне существующей Международной Космической Станции. С этой целью были проведены предварительные оценки возможности лидарных измерений плотности воздуха в средней атмосфере [4, 5]. Лидар (его блок-схема приведена на рис. 1) предназначен для исследования атмосферы в диапазоне высот 20...100 км над поверхностью Земли, предпочтительно на теневой стороне. Высота орбиты ОС ~400 км, угол наклона к плоскости экватора – 51,7°.

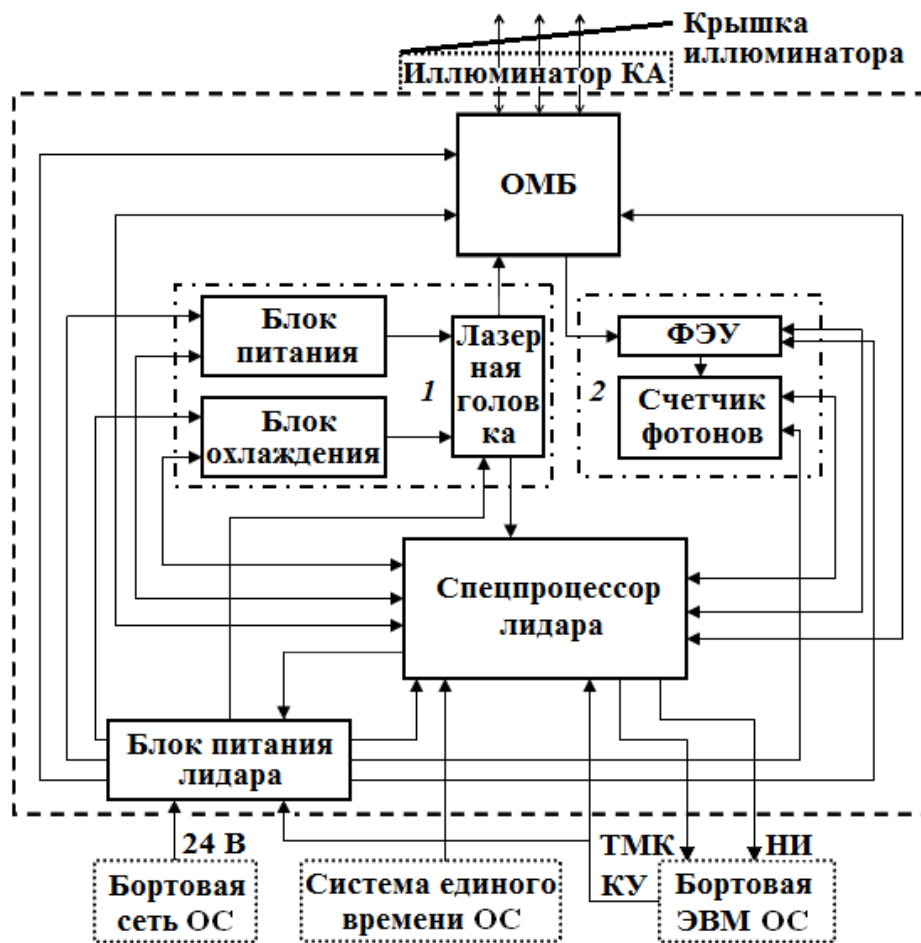


Рис. 1. Структурная схема лидара: 1 – лазерный блок; 2 – фотоприемный блок

Лидар будет размещаться внутри герметичного отсека ОС, его оптико-механический блок (ОМБ) устанавливается на иллюминатор модуля ОС, имеющего световой диаметр 400 мм. Предполагаемая масса лидара не более 200 кг, габаритные размеры ОМБ –  $\varnothing 480 \times 1200$  мм, потребляемая мощность не более 2,5 кВт. Лидар будет выводиться на орбиту в собранном виде и затем устанавливается на иллюминатор экипажем ОС.

В состав ОМБ входят приемный объектив на основе телескопа Кассегрена ( $\varnothing 400$  мм) и коаксиально совмещенный с ним коллиматор лазерного излучения. Лазер с диодной накачкой

излучает на двух длинах волн (355 и 266 нм с энергией 400 и 200 мДж, соответственно). Частота повторения лазерных импульсов 10 или 20 Гц. В состав лазерной головки входит также блок контроля лазерного излучения. Блок регистрации включает фотоэлектронный умножитель (ФЭУ) с блоком питания и счетчик фотонов. В зависимости от выбранной длительности строба в счетчике фотонов происходит накопление фотоэлектронов, поступающих с заданной дальности зондирования. Максимальное число стробов пространственной протяженностью по 1 км – 80 (по высоте от 20 до 100км). Число одноэлектронных импульсов в стробе – до 200.

Предусматривается автономная работа лидара без участия космонавтов. С учетом вариаций по длинам излучаемых волн, частоты повторения лазерных импульсов, длительности сеанса зондирования предполагается до 8 комбинированных режимов работы лидара. Команды управления (КУ) работой лидара, а также время начала сеанса зондирования передаются с Земли через бортовую ЭВМ ОС на спецпроцессор лидара.

Спецпроцессор управляет работой всех составных частей лидара (включением и самотестированием), производит первичную обработку лидарной информации и передает эту информацию в бортовую ЭВМ ОС для последующей передачи по радиотелеметрическому каналу связи на Землю. Лидарная информация включает массивы научной информации (НИ) – число фотоэлектронов, накопленных в стробах, и сигналы телеметрического контроля (ТМК), которые свидетельствуют о работоспособности составных частей и лидара в целом. Каждому накопленному массиву данных от одного зондирующего лазерного импульса присваиваются паспортные данные, включающие номер сеанса КЭ, номер режима работы лидара, номер зондирующего импульса в сеансе зондирования, а также время начала зондирования от системы единого времени ОС.

Планируемая длительность одного сеанса лазерного зондирования может составлять 12 или 60 с, что соответствует длине исследуемой подспутниковой трассы ~90 или 460 км. Пространственное разрешение вдоль подспутниковой трассы зависит от частоты следования лазерных импульсов, вертикальное разрешение равно длительности приёмного строба – 1 км. Обработка лидарной информации по заранее разработанным алгоритмам для построения трехмерной модели детерминированной и случайной составляющих плотности атмосферы проводится на Земле.

Предполагается, что на первоначальном этапе космических экспериментов будет проведена отработка алгоритмов обработки результатов лазерного зондирования по определению профилей плотности атмосферы, определены инструментальные и методические погрешности лидарных измерений. С этой целью предполагается проведение совместных лидарных измерений профилей плотности атмосферы: орбитальных и наземных

подспутниковых, осуществляемых лидарными станциями высотного зондирования, которые располагаются в разных географических зонах, над которыми проходит траектория полета ОС.

После выполнения этапа предварительных летных испытаний лидар будет использоваться для измерения вариации плотности профилей атмосферы относительно стандартной атмосферы вблизи траекторий движения спускаемых с орбиты КА. Полученные результаты будут применены Центром управления полетов для уточнения баллистических расчетов траектории движения капсулы спускаемого КА.

1. Арсеньев В.Н., Булекбаев Д.А. Метод уточнения модельных значений параметров атмосферы для прогнозирования районов падения отделяемых частей ракет-носителей // Изв. вузов. Приборостроение. 2014. Т. 57. № 1. С. 5-10.
2. 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.
3. Winker D.M., Pelon J., McCormick M.P. The CALIPSO mission: Spaceborne lidar for observation of aerosol and clouds // Proc. SPIE. 2003. V. 4893. P 1-11.
4. Маричев В.Н., Бочковский Д.А. Лидарные измерения плотности воздуха в средней атмосфере. Часть 1. Моделирование потенциальных возможностей в видимой области спектра // Оптика атмосферы и океана. 2013. Т. 26. № 7. С. 553-563.
5. Маричев В.Н., Бочковский Д.А. Лидарные измерения плотности воздуха в средней атмосфере. Часть 2. Моделирование потенциальных возможностей зондирования в УФ-области спектра // Оптика атмосферы и океана. 2011. Т. 26. № 8. С. 701-704.

## Исследование взаимодействия ТГц излучения с водным аэрозолем.

Г.Н. Кулипанов<sup>1</sup>, А.А. Лисенко<sup>2,3</sup>, Г.Г. Матвиенко<sup>2</sup>, В.К. Ошлаков<sup>2</sup>, С.В. Бабченко<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт ядерной физики СО РАН, г. Новосибирск e-mail: G.N.Kulipanov@inp.nsk.su

<sup>2</sup>Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН г. Томск, e-mail: Lisenko@iao.ru

<sup>3</sup>Томский государственный университет г. Томск, e-mail: Lisenko@iao.ru

ТГц излучение, Лазер на свободных электронах, водный аэрозоль

Впервые проведены экспериментальные исследования взаимодействия мощного терагерцового излучения Новосибирского лазера на свободных электронах на длине волны 117 мкм в окне прозрачности атмосферы с модельным аэрозольным облаком, имеющим известную функцию распределения капель по размерам. Приведено сопоставление экспериментальных результатов с теоретическими расчетами, полученными при решении лидарного уравнения для условий эксперимента.

**Техника эксперимента.** С целью постановки эксперимента по взаимодействию терагерцового излучения с водным капельным аэрозолем был создан стенд включающий в себя следующие элементы: источник излучения (ЛСЭ), опто-механический модулятор, телескоп системы Ньютона, приемник излучения, электронный модуль для цифрового сбора и обработки данных. Блок схема эксперимента показана на рисунке 1.

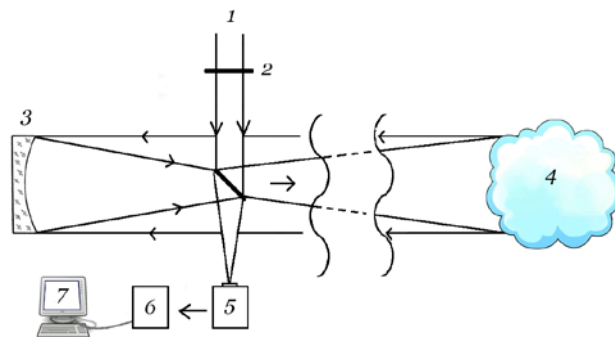


Рис 1. Блок схема эксперимента. 1 - излучение ЛСЭ, 2 – опто-механический модулятор, 3 - телескоп системы Ньютона, 4 - аэрозольное облако, 5 – приемник излучения, 6 - электронный модуль для цифрового сбора данных, 7 - компьютер.

Излучение ЛСЭ на длине волны 117 мкм имело следующие параметры: степень линейной поляризации излучения  $> 99.6 \%$ , расходимость излучения – дифракционная, диаметр пучка в точке  $r_0=1.62$  см, частота повторения импульсов  $f=10$  МГц, средняя мощность  $P_{cp}=100$  Вт, длительность импульса  $\tau=100$  пс.,  $P_{им}=0.1$  МВт.

Для детектирования сигнала обратного рассеяния был использован опто-акустический приемник GS-1P (ячейка Голея) производства фирмы Tydex [6] относящийся к классу

неселективных неохлаждаемых приемников способных регистрировать низкоэнергетические сигналы до  $10^{-5}$  Дж в диапазоне длин волн от 0.3 микрон до 6 - 8 миллиметров. Основной особенностью применения данного приемника является необходимость использования модулятора, прерывающего измеряемый поток излучения. Выбор рабочей частоты ( $f=17$  Гц) был обусловлен особенностью работы опто-акустического приемника и связан прежде всего с тем, что оптимальным диапазоном частот, где приемник имеет наибольшую чувствительность является интервал 10 -25 Гц. Опто-акустический приемник GC-1P на частоте модуляции 17 Гц при диаметре входного окна  $d=5$  мм имеет следующие основные энергетические характеристики: оптическая чувствительность  $W=8.7 \times 10^4$  В/Вт, эквивалентная мощность шума  $NEP=1.1 \times 10^{-10}$  Вт/Гц<sup>1/2</sup>, скорость отклика  $t=36$  мс, обнаружительная способность  $D^*=3.9 \times 10^9$  смГц<sup>1/2</sup>/Вт. Обнаружительная способность приемника характеризует отношение сигнал/шум (S/N) при падении энергии 1Вт на его приемную апертуру и вычисляется по формуле  $D^*=(S/N \times \Delta f^{1/2})/(P_s \times A^{1/2})$ , где: S – сигнал на выходе приемника, N – собственный шум приемника,  $P_s$  – мощность, падающая на вход приемника [Вт/см<sup>2</sup>], A – приемная апертура приемника [см<sup>2</sup>],  $\Delta f$  – ширина полосы шума [Гц]. Эквивалентная мощность шума NEP определяется как  $NEP= A^{1/2}/D^*$  (Вт/Гц<sup>1/2</sup>).

Суть проведенного эксперимента состояла в регистрации модулированного опто-механическим модулятором излучения, рассеянного аэрозольным облаком, расположенным на короткой, до 10м, трассе. Рассеянное излучение собиралось телескопом Ньютона с зеркалом площадью  $S=0.07$  м<sup>2</sup> и фокусировалось на вход опто-акустический приемника. Сигнал с измерительного преобразователя передавался в электронный модуль для цифрового сбора и обработки данных. На рис.2 приведен пример зарегистрированного сигнала обратного рассеяния от аэрозольного облака на расстоянии 3 м. График представляет собой FFT спектр (преобразование Фурье) входного сигнала. На горизонтальной оси отложена частота. На вертикальной оси отложены значения спектральной плотности входного сигнала, измеренного в RMS (корень среднего квадрата) Вольт, связанного с квадратным корнем ширины частотной полосы, Гц. На частоте 17 Гц расположен пик сигнала обратного рассеяния с амплитудой 0,0058 В. Зная оптическую чувствительность приемника можно вычислить величину  $P_s$  и из соотношения (1) определить значение S/N. Для данного случая  $S/N=8$ . При регистрации также обнаружено наличие шумовых сигналов представляющих собой тепловой фон, на частотах кратных 50Гц, происхождение которых объясняется работой оборудования в сети с напряжением частотой 50Гц и

на других частотах, связанных с механическими колебаниями, попадающими в диапазон чувствительности приемника.

**Математическое моделирование.** Для моделирования эксперимента были произведены оценки отношение S/N с учетом параметров излучения ЛСЭ, оптической схемы детектирования, характеристик опто-акустического приемника GC-1P, оптических характеристик модельного аэрозольного облака и атмосферы. Величину S/N была оценена из выражения [7,8]:

$$S/N = \frac{P_s}{\sqrt{2\Delta f (P_s + P_b) \frac{2hc}{\lambda\eta} + NEP^2 \Delta f}} \quad (2)$$

Мощность лидарного эхо-сигнала от аэрозольного облака  $P_s$  определяется выражением:

$$P_s = P_0 \cdot \frac{c\tau}{2} K(r) \cdot G(r) \cdot \beta_\pi(r) \cdot \left(\frac{S_r}{r^2}\right) \cdot T_a^2 \quad (3)$$

где  $P_0$  – пиковая мощность ЛСЭ,  $K(r)$  – аппаратурная константа,  $c$  – скорость света,  $\tau$  – длительность импульса,  $S_r$  – площадь приемной антенны,  $G(r)$  – геометрический фактор,  $\beta_\pi(r)$  – объемный коэффициент обратного рассеяния в единицу телесного угла,  $T_a$  – пропускание атмосферы и аэрозольного облака. На данной длине волны  $T_a$  определяется законом Бугера-Ламберта-Бера.

$$T_a = \exp\left(\int_0^R -[\gamma_m(\lambda, r) + \gamma_a(\lambda, r)] dr\right), \quad (4)$$

где  $r$  – расстояние,  $\gamma_m$  и  $\gamma_a$  – показатели ослабления излучения атмосферой и аэрозольным облаком. Удельное содержание водяного пара  $w$  задавалось в широком диапазоне значений 0.6, 1.2, 0.02, 0.03 см/км. Показатели поглощения  $\gamma_m$  на длине волны 117 мкм при этом имеют следующие значения 1.4e-2, 3e-2, 6.5e-3, 9.3e-4 м<sup>-1</sup>. Для расчетов оптических коэффициентов взаимодействия излучения ЛСЭ на  $\lambda=117$ мкм с аэрозольным облаком была выбрана модель облака описываемого логнормальным распределением капель по размерам с модальным радиусом 2 мкм. Расчеты по Ми дали следующие значения оптических коэффициентов взаимодействия, которые были использованы в расчетах: показатель ослабления  $\gamma_a=1.31e-6$  м<sup>-1</sup>, коэффициент обратного рассеяния  $\gamma_{pi} = 1,03e-8$  м<sup>-1</sup>. На рисунке 3 представлены расчеты S/N (сплошные черные линии) для различного содержания водяных паров на трассе зондирования, красными кружками показаны экспериментальные измерения S/N полученные при измерениях на различных расстояний до

аэрозольного облака. Измерения хорошо ложатся на кривую соответствующую содержанию водяного пара 1.2 см/км, что близко к реальным условиям проведения эксперимента.

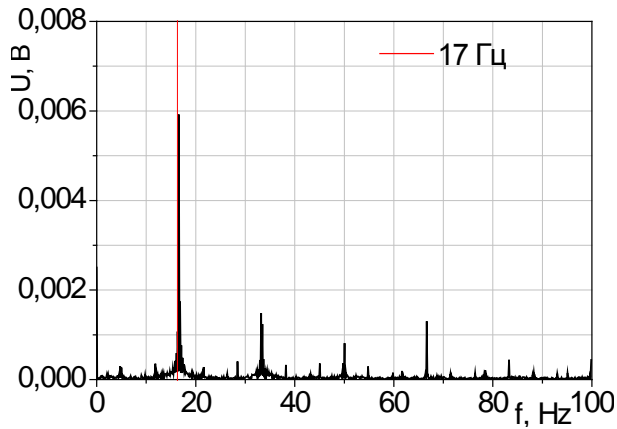


Рис. 2 Сигнал обратного рассеяния от облака водяного аэрозоля зарегистрированный приемником GC-1P на частоте модуляции 17 Гц.

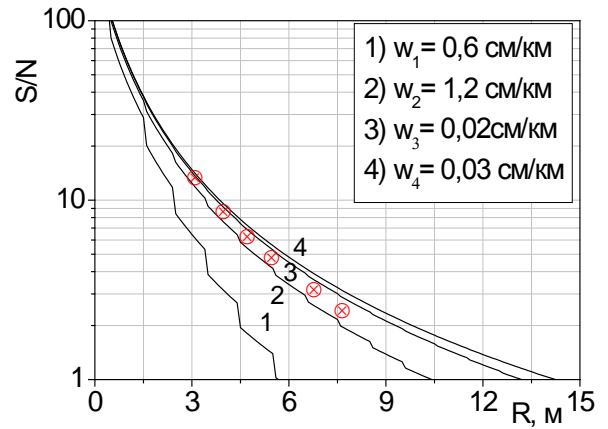


Рис.3 Сравнение полученных в эксперименте и рассчитанных величин S/N на длине волны 117 мкм.

**Заключение.** Результаты натурного эксперимента и численного моделирования регистрации сигнала обратного рассеяния от аэрозольного облака с модальным радиусом капель 2 мкм на длине волны 117 мкм показали хорошее качественное совпадение. Это говорит о том, что мы в праве ожидать увеличения сигнала обратного рассеяния на порядки при наличии в аэрозольном облаке капель соизмеримых с длиной волны, однако это требует продолжения экспериментов.

### Литература

1. Siegel P.H. THz Instruments for Space // IEEE. Transactions on Antennas and Propagation. 2007. V. 55. N. 11. P. 2957-2965.
2. Racette P., Adler R.F., Wang J.R., Gasiewski A.J., Jackson D.M. and Zacharias D.S. An airborne millimeter-wave imaging radiometer for cloud, precipitation, and atmospheric water vapor studies // J. [1] Appl. Oceanic Technol. 1996. V.13. P. 610–619.
3. Wu D. L., Pickett H. M. and Livesey N. J. Aura MLS THz observations of global cirrus near the tropopause // Geophysical Research Letters. 2008. V. 35. L15803. doi:10.1029/2008GL034233,
4. Mendrok J., Baron P., and Kasai Y. Studying the Potential of Terahertz Radiation for Deriving Ice Cloud Microphysical Information // Remote Sensing of Clouds and the Atmosphere XIII // Proc. of SPIE V. 7107,710704. doi:10.1117/12.800262.
5. Knyazev B.A., Kulipanov G.N., Vinokurov N.A. Novosibirsk terahertz free electron laser: instrumentation development and experimental achievements // Measurement Science and Technology. 2010. V.21. 054017. P 13.



6. <http://www.tydex.ru>
7. Межерис Р. Лидарное дистанционное зондирование. М.: Мир, 1987.
8. М.В. Иващенко, И.В. Шерстов Дальность действия лидара дифференциального поглощения на основе СО<sub>2</sub>-лазера // Квантовая электроника, 2000. Т30. №8. С.747-752.

## **Использование терагерцовой спектроскопии для восстановления спектра распределения аэрозоля методом спектральной прозрачности.**

Д.М. Лубенко<sup>1</sup>, А.А. Лисенко<sup>2,4</sup>, Г.Г. Матвиенко<sup>2</sup>, Суханов А.Я.<sup>2</sup>, В. К. Ошлаков<sup>2</sup>, А.Г. Аншиц<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Институт сильноточной электроники СО РАН, г. Томск, e-mail: lideru@gmail.com

<sup>2</sup> Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск, e-mail: Lisenko@iao.ru

<sup>3</sup> Институт химии и химической технологии СО РАН, г. Красноярск, e-mail: Anshits@icct.ru

<sup>4</sup> Томский государственный университет г. Томск, e-mail: Lisenko@iao.ru

Терагерцовая спектроскопия, аэрозоль, метод спектральной прозрачности, спектр распределения

Приведены результаты экспериментальной проверки метода спектральной прозрачности в терагерцовой области спектра. Решена задача восстановления спектра аэрозолей по размерам по измерениям коэффициента спектральной прозрачности на ТГц спектрометре Zomega-Z3. Проведено сопоставление спектров распределения частиц по размерам полученных методами спектральной прозрачности в терагерцовом диапазоне и методом оптической микроскопии.

Терагерцовым (ТГц) частотным диапазоном принято называть интервал частот от 300 ГГц до 10 ТГц, что соответствует длинам волн от 1мм до 30 мкм. Колебательных и вращательных спектров большинства молекулярных систем находится в области этих частот, что обусловило развитие методов терагерцовой спектроскопии. В тоже время, методами базирующимися на особенностям ослабления, рассеяния и поглощения ТГц излучения можно решать задачи определения микроструктурных характеристик аэрозольных частиц имеющих размеры близкие к указанным длинам волн.

В настоящее время получил развитие метод ТГц спектроскопии с временным разрешением, основанный на использовании излучения фемтосекундных лазеров. Излучение фемтосекундного лазера используется для генерации короткого импульса ТГц излучения длительностью 1-2 пс с высоким временным разрешением порядка 100-200 фс. Зондирование исследуемого объекта импульсом ТГц излучения позволяет анализировать характеристики исследуемого объекта в широком спектральном диапазоне (0.1 – 10 ТГц), практически недоступном для других спектроскопических методов [1].

Целью настоящей работы является применение метода ТГц спектроскопии с временным разрешением для исследования микрофизических характеристик модельных аэрозольных сред.

**Метод спектральной прозрачности.** Восстановление распределения спектра частиц по размерам относится к традиционным задачам оптики атмосферы. Одним из методов решения обратных

является метод спектральной прозрачности (МСП), который основан на измерении спектрального коэффициента пропускания  $T_\lambda$  аэрозольной системы в некотором диапазоне длин волн зондирующего излучения. Исходным для МСП является уравнение, выражающее закон Бугера для полидисперсных частиц (1) [2, 3]

$$T_\lambda = \frac{I(\lambda)}{I_0(\lambda)} \exp \left[ -\frac{\pi C_n L}{4} \int_0^\infty Q \left( \frac{\pi r}{\lambda}, m(\lambda) \right) D^2 f(D) dD \right], \quad (1)$$

где  $I(\lambda)$  - интенсивность прошедшего через образец излучения,  $I_0(\lambda)$  – интенсивность зондирующего излучения,  $C_n$  – концентрация аэрозоля,  $L$  – длина оптического пути,  $m(\lambda)$  – комплексный показатель преломления,  $D$  – диаметр частиц,  $f(D)$  – функция распределения частиц по размерам. Фактор эффективности ослабления излучения  $Q$  рассчитывается в соответствии с точными формулами Ми по заданным параметрам функции распределения. При прохождении излучения через слой толщины  $L$  состоящий из равномерно распределенных монодисперсных частиц диаметром  $D$  со счетной концентрацией  $C_n$  происходит его ослабление за счет рассеяния и поглощения частицами.

Задача нахождения  $f(D)$  по известным значениям  $I_0(\lambda)$  и  $I(\lambda)$  является некорректной. Задача поиска функций распределения сводится к решению задачи оптимизации заданной в виде функционала, представляющего собой реализацию метода наименьших квадратов и минимизирующего разность между экспериментальным и модельным представлением сигнала (2).

$$\sum_{i=1}^n (T_\lambda^y(\lambda_i) - aT_\lambda^m(\lambda_i))^2 \rightarrow \min \quad (2)$$

где  $T_\lambda^y(\lambda_i)$  - экспериментальный спектр,  $aT_\lambda^m(\lambda_i)$  - модельный спектр, умноженный на масштабирующий коэффициент. В нашем случае решается задача поиска функций распределения частиц по размерам для искусственного аэрозольного образования, предполагается, что преобладают частицы с примерно одинаковым радиусом частиц, таким образом, в качестве функций распределения взяты гауссовы функции с малой полушириной.

**Методика измерения и полученные результаты.** Измерения спектрального коэффициента пропускания  $T_\lambda$  проводились при помощи ТГц спектрометра фирмы Zomega, модель Z3. В качестве лазера накачки использовался Ti:Sapphire лазер задающего комплекса «Старт-480М», имеющий следующие параметры: длина волны 950 нм, длительность импульса 50 фс, частота следования импульсов 80 МГц, средняя мощность 140 мВт. Генератором ТГц-излучения служила фотопроводящая антенна, изготовленная из кристалла LT-GaAs и снабженная кремниевой

полусферической линзой для коллимации ТГц-излучения. Регистрация сигнала осуществляется при помощи автобалансного детектора, состоящего из электрооптического кристалла GaP, четвертьволновой пластинки, призмы Волластона, двух фотодиодов и схемы усиления. Полученный сигнал обрабатывается программным обеспечением, входящего в состав системы, при этом оператор установки может учесть шумовой сигнал системы при измерениях и повысить их точность, выполнив усреднение до 30 циклов измерений. Измерения проводились с разрешением 5 ГГц. На рис. 6(а) представлен сигнал, получаемый на выходе автобалансного детектора, на рис. 6(б) его фурье-преобразование.

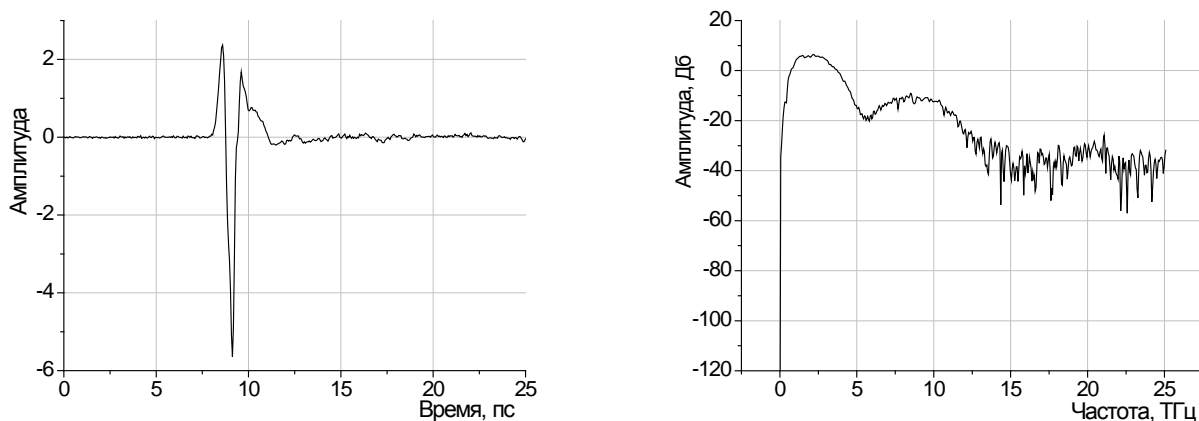


Рис. 1 а) Сигнал на выходе автобалансного детектора, б) ТГц спектр

Экспериментальная проверка МСП производилась на мишенях представляющих собой упаковки монослойных узких фракций ценосфер, отличающиеся распределением глобул по размерам. В качестве упаковки был использован полиэтилен, имеющий высокую прозрачность в терагерцовом диапазоне. Исследуемые образцы были выделены по технологической схеме, включающей стадии магнитной и гранулометрической сепарации из концентратов ценосфер Московской ТЭЦ-22 и Рефтинской ГРЭС [4]. На Рис. 2 приведены микроснимки и состав ценосфер, полученных методами химического, количественного рентгенофазового анализа для мишени со средним диаметром частиц  $63 \pm 5$  мкм. Основной компонент данной фракции  $\text{SiO}_2$  имеет известный показатель преломления во всем спектральном диапазоне (Рис.2б) [5].

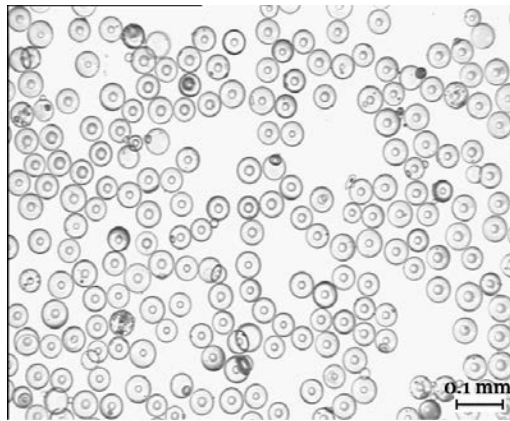


Рис. 2а. Оптические микроснимки и состав фракции ценосфер с  $D = 63 \pm 5$  мкм .

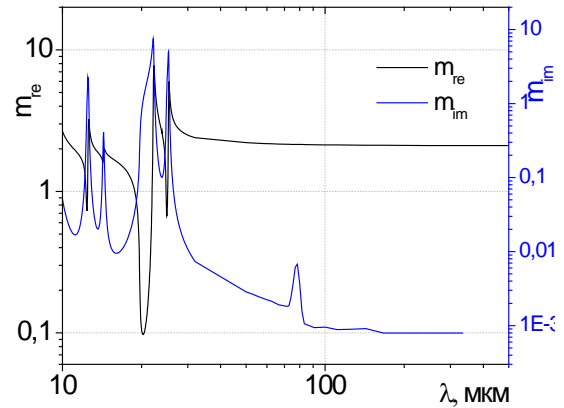


Рис.2б Показатель преломления  $\text{SiO}_2$ .

Измеренный и рассчитанный по теории Ми спектральный коэффициент пропускания  $T_\lambda^y$  для мишени со средним диаметром частиц  $63 \pm 5$  мкм приведены на рис.3(а). На рис 3(б) приведена восстановленная с помощью генетического алгоритма функция распределения частиц по размерам по результатам измерения методом ТГц спектроскопии с временным разрешением. Наблюдается достаточно хорошее совпадение восстановленного спектра размеров частиц со спектром по результатам обработки микроснимка. Среднее значение диаметров аэрозоля равно 58 мкм, среднеквадратическое отклонение  $\sigma=12$  мкм.

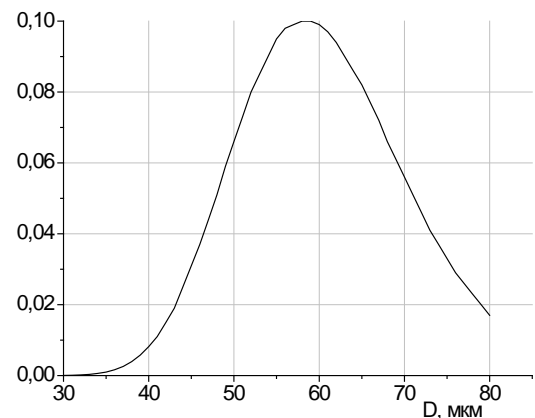
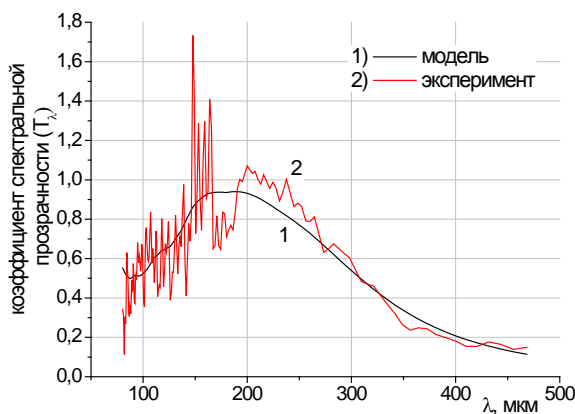


Рис. 3 а) Экспериментальные и теоретические спектральные коэффициенты пропускания: 1 – расчетные данные, 2 – экспериментальные данные; б) Восстановленная функция распределения частиц по размерам.

**Выводы.** Измеренный методом ТГц спектроскопии с временным разрешением спектральный коэффициент пропускания аэрозоля позволил решить задачу восстановления спектра распределения частиц по размерам методом спектральной прозрачности. Сопоставление спектров распределения частиц по размерам полученных методом ТГц спектроскопии и методом

оптической микроскопии дало удовлетворительный результат. В целом результаты проведенных исследований подтверждают перспективность использования ТГц диапазона для решения задач атмосферной оптики. Представленная в работе методика определения спектральных характеристик исследуемой среды в ТГц диапазоне может эффективно использоваться при решении задач мониторинга окружающей среды.

### Литература

1. Царев М.В. Генерация и регистрация терагерцового излучения ультракороткими лазерными импульсами. Нижний Новгород: Нижегородский государственный университет им. Н.И. Лобачевского, 2010. 74 с.
2. Теоретические и прикладные проблемы рассеяния светат / под редакцией Б.И. Степанова, А.П. Иванова. – Минск: Наука и техника, 1971. – 487 с.
3. Ван де Хюлст Г., рассеяние света малыми частицами. – Москва, 1961. – 460 с.
4. Шаронова О.М., Аншиц Н.Н., Аншиц А.Г. Состав и морфология ферросфер узких фракций, выделенных из разных типов летучих зол // Неорганические материалы. – 2013. – Т. 49. - №6. – С. 625-634.
5. Philipp (1985) in Palik E. Handbook of Optical Constants of Solids. Acad. Press., p.749.

# АНАЛИЗ МИКРОСТРУКТУРЫ ОБЛАКОВ ВЕРХНЕГО ЯРУСА ПО ПОЛЯРИЗАЦИОННЫМ ХАРАКТЕРИСТИКАМ ЛИДАРНЫХ СИГНАЛОВ

И.В. Самохвалов, С.В. Насонов

Национальный исследовательский Томский Государственный университет

[sam@elefot.tsu.ru](mailto:sam@elefot.tsu.ru) , [nsergeyvlad@sibmail.com](mailto:nsergeyvlad@sibmail.com)

Ключевые слова: поляризационный лидар, облака верхнего яруса, матрица обратного рассеяния света, степень поляризации.

## Аннотация

Приведены результаты анализа влияния фазового состава облаков и преимущественной ориентации частиц в пространстве на соотношение элементов матрицы обратного рассеяния света (МОРС) и изменение степени поляризации рассеянного назад излучения. Сделаны оценки оптической толщи и отношения рассеяния наблюдаемых облаков. Также для изучения условий, при которых формируется в атмосфере наблюдаемая облачность, проведен анализ информации о метеорологических параметрах вблизи точки наблюдения.

Изучению радиационных свойств облаков верхнего яруса (ОВЯ) в последнее время уделяется большее внимание в связи с их важной ролью в процессах формировании климата и теплового бюджета нашей планеты. В свою очередь оптические свойства таких облаков зависят от фазового состава, спектра размеров и форм, а также положения частиц в пространстве. Сложная и разнообразная геометрия облачного аэрозоля не позволяет применять строгие методы решения в задачах рассеяния, что является причиной использования различного рода приближений. Поэтому лазерный мониторинг и создание модели кристаллических облаков, с полным описанием их свойств с изменением во времени и пространстве является актуальным вопросом.

Лазерные поляризационные исследования характеристик облаков верхнего яруса регулярно проводятся на высотном поляризационном лидаре Томского государственного университета [1]. В настоящей работе приведен пример наблюдения ОВЯ на высоте 10км, для которых определены поляризационные характеристики. Для анализа геофизической ситуации на высоте наблюдаемой облачности привлечена информация о вертикальной стратификации (вблизи точки наблюдения) давления, температуры, направления и модуля скорости ветра, и других метеовеличин.

Рассмотрим результаты эксперимента, полученные в ходе сеанса вертикального зондирования атмосферы 21 января 2010г. Эксперимент проходил в темное время суток с 19:46 до 20:17 местного времени. Зондирование проводилось до высоты 30км, с пространственным разрешением 150м и накоплением 500 лазерных импульсов при частоте посылок 10Гц. На высоте  $h \sim 10,5$ км наблюдалось ОВЯ (рис. 1) вертикальной протяженностью около 800м. В серии

№1 (19:46–19:00) облако только начинало формироваться, оптическая толщина была  $\tau=0,26$ , а максимальное значение отношения рассеяния  $R=2,4$  на высоте  $h=10,35$ км. В серии №2 (20:03–20:17) оптическая толщина облака была  $\tau=0,25$ , а максимальное значение отношения рассеяния  $R=5,8$  на высоте  $h=10,35$ км.

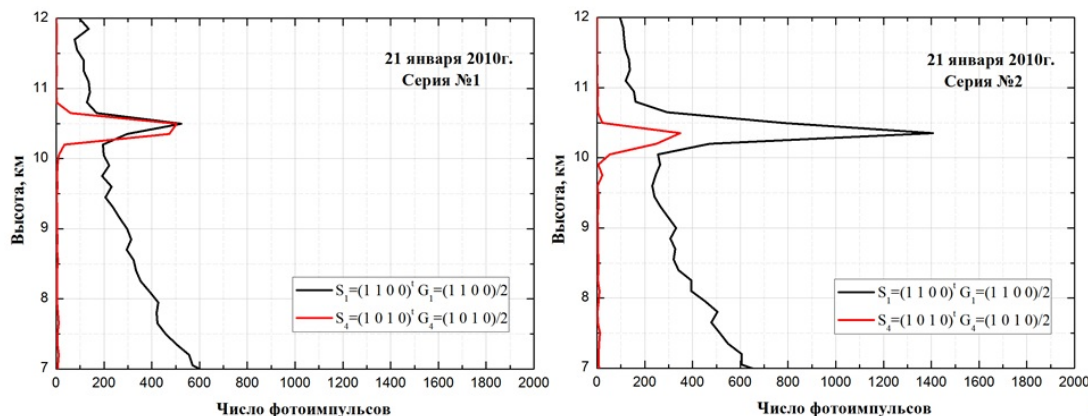


Рисунок 1 – Сигналы, полученные 21.01.2010 при нормированном векторе Стокса лазерного излучения  $S_1$  и  $S_4$  приборных векторах  $G_1$  и  $G_4$ , указанных на рисунке

Ниже в таблице приведены данные о поляризационных характеристиках рассеянного назад излучения, поступающего на приемную систему с разных участков облачного слоя (рассчитанные из экспериментальных данных, полученных в серии №2).

Таблица 1 – Поляризационные характеристики облака на высоте 10,5км (21.01.2010 серия №2)

Высота, км	Вектор-параметр Стокса		Степень поляризации, $p = \frac{\sqrt{Q^2 + U^2 + V^2}}{I}$	MOPC
	зондирующего излучения $S_0(1, Q_0, U_0, V_0)^t$	рассеянного излучения $S(1, Q, U, V)^t$		
10,05	(1 1 0 0)	(1 0,76 0,32 0,21)	0,85	$\begin{bmatrix} 1 & 0.02 & -0.23 & 0.15 \\ 0.02 & 0.74 & -0.12 & 0.01 \\ 0.23 & 0.08 & -0.93 & 0.33 \\ 0.15 & 0.06 & -0.35 & -0.33 \end{bmatrix}$
	(1 -1 0 0)	(1 -0,73 0,15 0,09)	0,75	
	(1 0 0 -1)	(1 0,00 -0,10 0,48)	0,49	
	(1 0 1 0)	(1 -0,10 -0,69 -0,20)	0,73	
10,2	(1 1 0 0)	(1 0,47 0,05 0,18)	0,51	$\begin{bmatrix} 1 & -0.04 & 0.01 & 0.10 \\ -0.04 & 0.51 & 0.01 & -0.02 \\ -0.01 & 0.07 & -0.52 & -0.30 \\ 0.10 & 0.09 & -0.20 & 0.27 \end{bmatrix}$
	(1 -1 0 0)	(1 -0,55 -0,08 0,01)	0,56	
	(1 0 0 -1)	(1 -0,02 0,29 -0,18)	0,34	
	(1 0 1 0)	(1 -0,03 -0,53 -0,10)	0,54	
10,35	(1 1 0 0)	(1 0,39 -0,20 0,00)	0,43	$\begin{bmatrix} 1 & 0.03 & 0.18 & -0.04 \\ 0.03 & 0.36 & -0.08 & 0.03 \\ -0.18 & -0.02 & -0.18 & -0.33 \\ -0.04 & 0.03 & 0.05 & 0.21 \end{bmatrix}$
	(1 -1 0 0)	(1 -0,33 -0,16 -0,07)	0,37	
	(1 0 0 -1)	(1 0,00 0,15 -0,24)	0,28	
	(1 0 1 0)	(1 -0,05 -0,36 0,01)	0,37	



10,5	(1 1 0 0)	(1 0,45 -0,33 -0,24)	0,61	$\begin{bmatrix} 1 & 0.01 & 0.34 & -0.32 \\ 0.01 & 0.44 & -0.08 & 0.08 \\ -0.34 & 0.02 & -0.48 & -0.37 \\ -0.32 & 0.08 & 0.21 & -0.78 \end{bmatrix}$
	(1 -1 0 0)	(1 -0,43 -0,36 -0,41)	0,70	
	(1 0 0 -1)	(1 0,08 0,02 0,45)	0,46	
	(1 0 1 0)	(1 -0,07 -0,82 -0,12)	0,83	

Как известно, из общих свойств симметрии МОРС следует соотношение для ее диагональных элементов  $\Delta=1-m_{22}+m_{33}-m_{44}=0$ . Если  $\Delta \neq 0$ , то лидарный сигнал содержит не только однократно рассеянное излучение, но и многократное. Причем, относительная доля мощности многократно рассеянного излучения увеличивается по мере увеличения  $\Delta$ , что необходимо учитывать при вычислении МОРС по экспериментальным данным [2]. В таблице 2 приведена МОРС усредненная по всей толщине облака: слева рассчитанная непосредственно из экспериментальных данных, а справа эта же матрица, но уже с учетом поправки на многократное рассеяние. Для скорректированной матрицы (столбец справа) выполняется соотношение симметрии  $\Delta=0$ .

Таблица 2 – Вид усредненной МОРС для всего облака

До процедуры корректировки		После	
$M_{\text{сред}} =$	$\begin{bmatrix} 1 & 0.01 & 0.08 & -0.04 \\ 0.01 & 0.60 & -0.06 & -0.02 \\ -0.08 & 0.01 & -0.64 & -0.13 \\ -0.04 & 0.04 & -0.05 & -0.42 \end{bmatrix}$	$M'_{\text{сред}} =$	$\begin{bmatrix} 1 & 0.01 & 0.10 & -0.05 \\ 0.01 & 0.73 & -0.07 & -0.02 \\ -0.10 & 0.01 & -0.78 & -0.16 \\ -0.05 & 0.05 & -0.06 & -0.51 \end{bmatrix}$

Из таблицы 1 видно, что облако по-разному деполаризует лидарный сигнал: при зондировании излучением с линейной поляризацией степень поляризации лидарного сигнала варьирует в пределах  $\sim(0,4-0,8)$ ; для зондирующего излучения с круговой поляризацией степень поляризации отражённого излучения уменьшается примерно в 2 раза до значений  $\sim(0,3-0,5)$ . Выше сказанное позволяет сделать предположение о том, что облако состоит из кристаллических частиц в виде гексагональных пластинок [3]. Уменьшение степени поляризации по мере распространения зондирующего излучения вглубь облака может быть в двух случаях: когда число частиц в исследуемом объеме увеличивается, либо увеличиваются размеры частиц [4]. Таким образом, верхняя часть облака содержит мелкие, почти сферические частицы, которые по мере осаднения в нижние слои увеличиваются в размерах, и теряется совершенство их формы. В нижней части облако состоит уже из более крупных, ориентированных частиц.

На рисунках ниже приведены графики изменения с высотой элемента  $m_{44}$  нормированной МОРС и степени поляризации рассеянного назад излучения. Элемент  $m_{44}$  нормированной МОРС является параметром, характеризующим полярную ориентацию, независимо от наличия

или отсутствия азимутальной ориентации [5]. По мере группирования больших диаметров частиц возле плоскости перпендикулярной направлению зондирования  $m_{44}$  принимает все большие отрицательные значения, стремясь к асимптотическому значению  $-1$ .

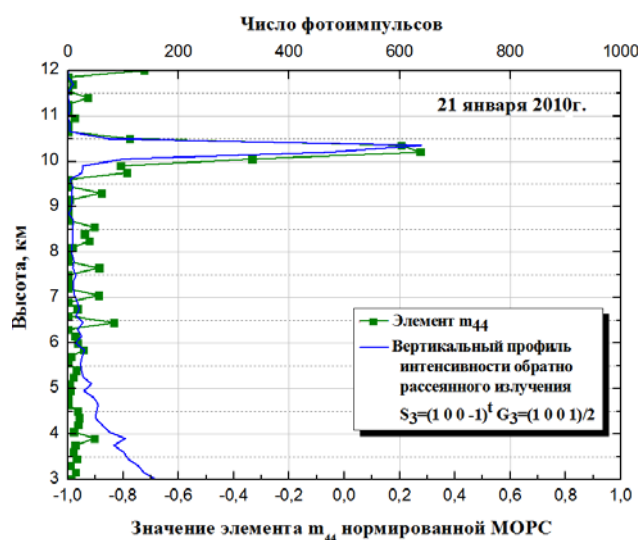


Рисунок 2а – Изменение элемента  $m_{44}$  нормированной МОРС с высотой

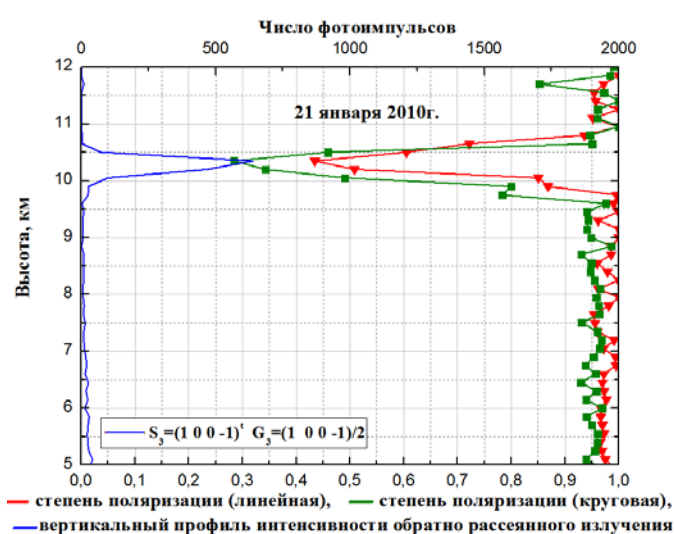


Рисунок 2б – Изменение степени поляризации рассеянного назад излучения с высотой

Из рисунка видно, что при увеличении глубины проникновения зондирующего импульса в облако значение элемента  $m_{44}$  увеличивается и становится положительным, (максимум  $m_{44}=0,27$ ). Причем максимальное значение на 150м (величина одного строга) находится ниже максимума лидарного сигнала от облака.

По данным [6] облако наблюдалось при условиях низкой относительной влажности  $\sim 30\%$ , при этом его можно определить как «холодное» – температура окружающей среды на этой высоте  $-70^{\circ}\text{C}$ , точка росы  $-80^{\circ}\text{C}$ . На высоте  $\sim (11,5-12)\text{км}$  была расположена тропопауза. При этом на высотах 8-10км наблюдался сдвиг направления ветра от  $10^{\circ}$  до  $40^{\circ}$ .

Работа выполнена при поддержке РФФИ (Грант № 12-05-00675а) и Минобрнауки РФ в рамках выполнения «Программы повышения конкурентоспособности ТГУ».

## ЛИТЕРАТУРА

1. 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 преимущественно ориентированными кристаллическими частицами в горизонтальной плоскости. // Оптика атмосферы и океана. 2011. Т.25. №5. С. 403–411.
2. Кауль Б.В., Самохвалов И.В. Помеха многократного рассеяния при лидарных измерениях матрицы обратного рассеяния света кристаллических облаков // Оптика атмосферы и океана 1999. Т.12. №5. С. 401–405.
3. Брюханова В.В. Лидарный сигнал в приближении двукратного рассеяния от удаленных аэрозольных образований // Автореф. дис. на соискание уч. степ. канд. физ.–мат. наук, 2013г., 22с.
4. Зуев В.Е. Лазерное зондирование промышленных аэрозолей //Под ред. М.В. Кабанова. Новосибирск: Наука, 1986. 186 с.
5. Кауль Б.В. Симметрия матриц обратного рассеяния света в связи с ориентацией несферических аэрозольных частиц.// Оптика атмосферы и океана. 2000. Т.13. №10, с. 895-900.
6. <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>.

# ИССЛЕДОВАНИЕ МАТРИЦ ОБРАТНОГО РАССЕЯНИЯ ПЕРИСТЫХ ОБЛАКОВ, СОДЕРЖАЩИХ ОРИЕНТИРОВАННЫЕ АНСАМБЛИ ЧАСТИЦ ЛЬДА

И.В. Самохвалов<sup>1</sup>, С.В. Насонов<sup>1</sup>, А.П. Стыкон<sup>1</sup>, И.Д. Брюханов<sup>1</sup>,  
А.Г. Боровой<sup>2</sup>, С.Н. Волков<sup>2</sup>, Н.В. Кустова<sup>2</sup>, А.В. Коношонкин<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Национальный исследовательский Томский государственный университет (ТГУ),  
634050, г. Томск, пр. Ленина, 36

<sup>2</sup> Институт оптики атмосферы им В.Е. Зуева СО РАН, 634021, г. Томск, пл. Ак. Зуева, 1  
sam@elefot.tsu.ru, borovoi@iao.ru

Ключевые слова: перистые облака, матрица обратного рассеяния, лазерное поляризационное зондирование

## Аннотация.

Приводятся результаты экспериментов поляризационного лазерного зондирования перистых облаков с аномальным обратным рассеянием. Описывается методика определения оптических и геометрических характеристик облаков. Экспериментальные данные сопоставляются с метеорологической обстановкой над лидаром на высотах расположения перистых облаков, а также с результатами численного моделирования матриц обратного рассеяния света в рамках приближения физической оптики. Приводятся оценки повторяемости метеорологических характеристик, при которых регистрировались «зеркальные» перистые облака.

К настоящему моменту, несмотря на значительное развитие науки и измерительной техники, существующие модели земной атмосферы не учитывают большое количество явлений и процессов, протекающих в ней. Этот недостаток не позволяет с большой уверенностью полагаться на составляемые прогнозы, например, метеорологической обстановки. Одним из климатообразующих факторов в масштабах всей атмосферы Земли являются облака верхнего яруса (ОВЯ) ввиду их значительной горизонтальной протяженности: от нескольких сотен до тысячи километров. Специфичный интерес представляют перистые облака, образованные преимущественно горизонтально ориентированными кристаллами льда («зеркальные»), в силу их свойства аномального обратного рассеяния. Ориентированность ансамбля частиц ОВЯ играет важную роль в процессах ослабления солнечного излучения и должна также учитываться в моделях распространения солнечного излучения через атмосферу Земли [1].

Ответ на вопрос о микроструктуре таких облаков и об условиях их формирования позволяет найти метод поляризационного лазерного зондирования атмосферы [2]. Примечательным свойством этого метода является возможность определения преимущественной ориентации кристаллов льда в облаках. Кроме того, среди преимуществ этого метода можно выделить дистанционность и оперативность получения результатов. Метод основан на анализе изменений состояния поляризации излучения лазера после его взаимодействия с исследуемой средой.

Метод поляризационного лазерного зондирования атмосферы (ПЛЗА) в своё время был внедрён в практику научных исследований ОВЯ на лидаре «Стратосфера 1М» [3], а затем реализован на современной технической базе, на модернизированном высотном поляризационном лидаре ТГУ [4]. В основе метода ПЛЗА, лежит возможность измерения совокупности 16-ти высотных профилей интенсивности обратно рассеянного излучения, по которым рассчитывается полная матрица обратного рассеяния света (МОРС) ОВЯ. Следует иметь в виду, что такие измерения сопровождаются рядом затруднений, которые рассмотрены более подробно авторами статьи [5], где приведены и способы их преодоления. Идея оценки параметров микроструктуры облака состоит в экспериментальном определении МОРС и сопоставлении с таковой, рассчитанной теоретически для заданных характеристик кристаллических частиц льда в облаках.

Накопленный кафедрой оптико-электронных систем и дистанционного зондирования ТГУ массив экспериментальных данных включает в себя характеристики перистых облаков, в том числе и с аномальным обратным рассеянием, получаемые с 2011 г. С целью проверки способа определения параметров микроструктуры «зеркальных» облаков на предмет применимости к интерпретации имеющихся экспериментальных данных выполнялось сопоставление [6] МОРС таких облаков, полученных с помощью лидара, с результатами численного моделирования [7].

Для этого экспериментально полученные МОРС облаков условно были разделены на три группы. В первую из них вошли матрицы оптически плотных ( $\tau \geq 0,3$ ) облаков с малыми значениями отношения рассеяния ( $R \leq 10$ ), во вторую – оптически тонких облаков ( $\tau < 0,3$ ) с большими значениями отношения рассеяния ( $R \leq 10$ ) – такие облака классифицировались как «зеркальные». Оптическая толщина зондируемого облачного слоя определяется с использованием закона Бугера. Под отношением рассеяния понимается отношение суммы коэффициентов обратного аэрозольного и молекулярного рассеяния к коэффициенту обратного молекулярного рассеяния:  $R = (\beta_{\pi}^m + \beta_{\pi}^a) / \beta_{\pi}^m$ . Облака, чьи МОРС вошли в третью группу, имели промежуточные значения указанных оптических характеристик.

Помимо описанных свойств, критериями отбора результатов экспериментов лазерного зондирования «зеркальных» облаков являются признаки, описанные в статье [6]. Для сопоставления с экспериментальными данными использовались МОРС монодисперсных облаков из базы данных ИОА СО РАН [8]. МОРС, представленные в базе, рассчитаны в рамках приближения физической оптики, при этом эффективный диаметр  $D$  пластинки и толщина  $h$  связаны соотношением:  $h \approx 2,02D^{0,449}$  [9].

На основании работ, результаты которых хорошо согласуются с экспериментальными данными, были выбраны законы распределения кристаллических пластинок льда в перистых облаках по размерам и углу ориентации [6], а также параметры этих законов. Сопоставление выявило некоторые общие тенденции зависимостей диагональных элементов МОРС от оптических характеристик облака и параметров законов распределения частиц в нём. Однако, предположение о близости диагональных элементов матриц зеркальных облаков с таковыми у матриц, рассчитанными для небольших углов отклонения нормали пластинки от направления излучения лазера, не подтвердилось. Стоит отметить, что МОРС в указанной базе данных рассчитаны в предположении, что перистые облака состоят только из пластинок, причём их размер изменяется в базе от 10 до 1000 мкм, а указанный угол принимает значения от 0 до 23°. Недостатки эксперимента, которые, возможно, повлияли на результаты сопоставления, указаны выше.

Помимо возможного расширения указанной базы данных с учётом экспериментальных данных, а также и устранения или, по крайней мере, минимизации огрехов эксперимента, следует обратить внимание на тот факт, что элементы МОРС облака имеют зависимость от ориентации базиса, в котором эта матрица определена. Избежать этого недостатка позволяет операция приведения МОРС к плоскости симметрии [10], позволяющая получить МОРС в блочно-диагональном виде:

$$\mathbf{M}'(\varphi) = R(\varphi)\mathbf{M}R(\varphi) = \begin{pmatrix} 1 & b & 0 & h \\ b & e+f & 0 & 0 \\ 0 & 0 & -e+f & d \\ h & 0 & -d & c \end{pmatrix},$$

где  $\mathbf{M}'$  – преобразованная МОРС облака,  $R(\varphi)$  – матрица поворота,  $\varphi$  – азимутальный угол плоскости зеркальной симметрии ансамбля частиц с плоскостью референции  $xOz$  ( $z$  – направление зондирования),  $\mathbf{M}$  – МОРС облака, определённая экспериментальным путём и пронормированная на элемент  $M_{11}$ . Матричные элементы  $c = M_{44}/M_{11}$ ,  $h = M_{14}/M_{11} = M_{41}/M_{11}$ ,  $e = 1/2 - M_{44}/2M_{11} = M_{22}/2M_{11} - M_{33}/2M_{11}$  инвариантны относительно оси вращения. Матрица поворота имеет вид:

$$R(\varphi) = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & \cos 2\varphi & \sin 2\varphi & 0 \\ 0 & -\sin 2\varphi & \cos 2\varphi & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}.$$

Элементы преобразованной таким образом МОРС облака принимают значения от  $-1$  до  $1$ , что удобно для сопоставления результатов различных экспериментов и результатов теоритических расчётов для интерпретации результатов различных измерений.

В настоящий момент описанный способ приведения МОРС перистых облаков с аномальным обратным рассеянием к унифицированному виду внедряется в методику обработки экспериментальных данных. Кроме того, результаты измерений сопоставляются с метеорологической обстановкой в пределах высот нижних и верхних границ ОВЯ в момент проведения экспериментов с целью получения информации об условиях формирования «зеркальных» перистых облаков.

Работа выполняется при финансовой поддержке Минобрнауки РФ в рамках «Программы повышения конкурентоспособности ТГУ» и частного некоммерческого фонда «Династия».

1. Волков С.Н. Оптические характеристики облаков верхнего яруса по данным лидарного зондирования // Автореферат диссертации. ИОА СО РАН, г. Томск. 2004 г.
2. Кауль Б.В. Оптико-локационный метод поляризационных исследований анизотропных аэрозольных сред // Автореферат диссертации. ИОА СО РАН, г. Томск. 2004 г.
3. Кауль Б.В., Краснов О.А., Кузнецов А.Л., Половцева Е.Р., Самохвалов И.В., Стыкон А.П. Лидарные исследования ориентации частиц в кристаллических облаках // Оптика атмосфер. и океана. – 1997. – Т. 10. – № 2. – С. 191-202.
4. Самохвалов И.В., Кауль Б.В., Насонов С.В., Животенюк И.В., Брюханов И.Д. Матрица обратного рассеяния света зеркально отражающих слоев облаков верхнего яруса, образованных кристаллическими частицами, преимущественно ориентированными в горизонтальной плоскости // Оптика атмосферы и океана. – 2012. – Т. 25. – № 5. – С. 403-411.
5. Кауль Б.В., Кузнецов А.Л., Половцева Е.Р., Самохвалов И.В. Исследование кристаллических облаков на основе локационных измерений матриц обратного рассеяния света // Оптика атмосфер. и океана. – 1993. – Т. 6. – № 4. – С. 423-430.
6. Самохвалов И.В., Насонов С.В., Брюханов И.Д., Боровой А.Г., Кауль Б.В., Кустова Н.В., Коношонкин А.В. Анализ матрицы обратного рассеяния перистых облаков с аномальным обратным рассеянием // Известия высших учебных заведений. Физика. – 2013. – Т. 56. – № 8/3. – С. 281-283.
7. Borovoi A., Konoshonkin A., Kustova N., Okamoto H. Backscattering Mueller matrix for quasi-horizontally oriented ice plates of cirrus clouds: application to CALIPSO signals // Opt. Express. – 2012. – Vol. 20. – Issue 27. – P. 28222-28233.
8. [ftp://ftp.iao.ru/pub/GWDT/Physical\\_optics/Backscattering/Quasihorizontally\\_oriented\\_plate/partially\\_averaged/M\\_0.532\\_0.dat](ftp://ftp.iao.ru/pub/GWDT/Physical_optics/Backscattering/Quasihorizontally_oriented_plate/partially_averaged/M_0.532_0.dat).
9. Auer A., Veal D. The dimension of ice crystals in natural clouds // J. Atm. Sci. – 1970. – V. 27. – No. 6. – P. 919–926.
10. Кауль Б.В., Волков С.Н., Самохвалов И.В. Результаты исследований кристаллических облаков посредством лидарных измерений матриц обратного рассеяния света (МОРС) // Оптика атмосфер. и океана. – 2003. – Т. 16. – № 4. – С. 354-361.

## РАЗРАБОТКА ОПТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ ПЕРЕДАЮЩЕГО КАНАЛА ЛИДАРА

П.А. Носов

МГТУ им. Н.Э. Баумана

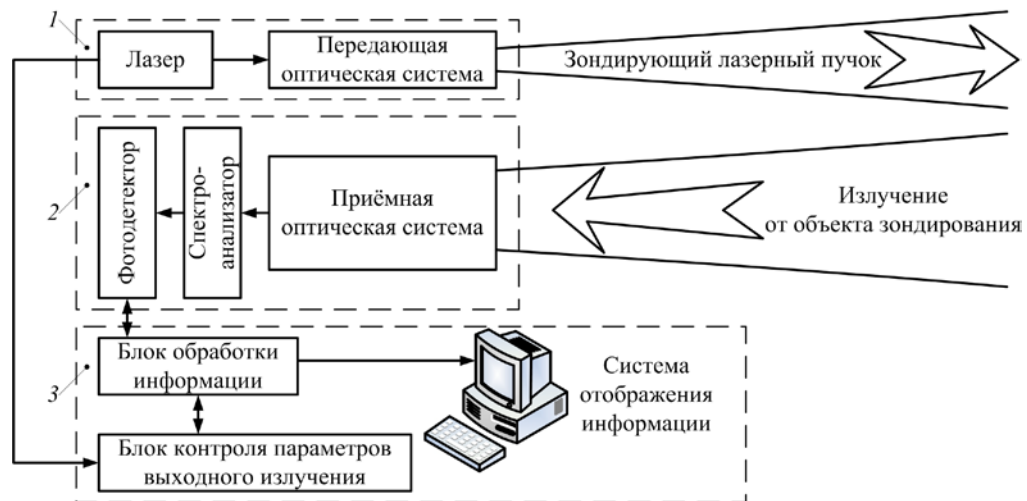
E-mail: pan.bmstu@gmail.com

Ключевые слова: лидар, лазер, лазерный пучок, лазерная оптика, формирование лазерного излучения, лазерный резонатор, лазерно-оптическая система, синтез оптических систем

*Рассмотрены особенности разработки оптической системы передающего канала лидара с учётом специфики лазерного излучения.*

В настоящее время антропогенная нагрузка на окружающую среду остаётся высокой. Поэтому задачи мониторинга загрязнения атмосферы, почв, водных объектов, оценка и прогноз состояния окружающей среды, проведение мероприятий по её защите становятся особенно актуальными. Для их решения разработана различная аппаратура и методы. С появлением лазеров и развитием лазерной техники стали разрабатываться оптические методы дистанционного зондирования атмосферы – лазерные методы дистанционного зондирования.

Структура лидаров – лазерных локаторов, предназначенных для зондирования атмосферы, толщи моря, морской и земной поверхности, имеет много общего [1-3]. Большинство лидаров включают лазерное передающее устройство, оптико-электронное приёмное устройство, системы обработки информации и управления (см. рисунок). В зависимости от задачи изменяется конструкция отдельных узлов и блоков, особенно лазерного передающего и приёмного устройств. Лазерное передающее устройство включает источник лазерного излучения и формирующую оптическую систему. Используемый в системе дистанционного зондирования источник лазерного излучения обеспечивает необходимые энергетические, спектральные и временные характеристики излучения. Излучение лазера через оптическую систему передающего канала передаётся в направлении объекта зондирования. Данная система формирует зондирующий пучок с требуемыми пространственными параметрами, при которых возможны успешные измерения конкретных газов при определённых условиях. Так, для контроля волнения морской поверхности, в оптико-акустических газоанализаторах, в лазерно-искровой эмиссионной спектроскопии (ЛИЭС) используют фокусирующую оптическую систему передающего канала [1-4]. Если проводится контроль, например, аэрозольных загрязнений атмосферы, то применяют коллимирующую оптическую систему. Излучение, отраженно-рассеянное от исследуемого объекта, собирается оптической системой приёмного канала. Затем из принимаемого излучения выделяется излучение требуемого спектрального диапазона, которое регистрируется чувствительным фотоприемником. Далее сигнал поступает в устройство обработки информации.



**Рисунок.** Принципиальная схема лидара: 1 – лазерное передающее устройство; 2 – оптико-электронное приёмное устройство; 3 – системы обработки информации и управления

Для преобразования пучков лазеров используют особый класс оптических систем – лазерно-оптических систем (ЛОС). Выделение ЛОС в отдельный класс обусловлено спецификой их разработки – она непременно должна производиться с учётом когерентных свойств и особенностей лазерного излучения. Принципиально важно то, что для разработки лазерной оптики, обладающей высокой эффективностью, необходимо учитывать особенности лазерного излучения [5,6]: когерентность, ограниченность в поперечном направлении даже при отсутствии реальных диафрагм, малая расходимость. Кроме того, в лазерном пучке отсутствует реальная излучающая поверхность, которую в соответствии с терминологией теории оптических систем можно было бы принять за «предмет». В силу этих его особенностей строгое описание закономерностей распространения и формирования лазерного излучения возможно на базе дифракционной теории [5,6].

Наличие у лазерного пучка ближней зоны, характеризуемой конфокальным параметром пучка  $z_k$  (в зарубежной литературе называют длина Рэлея  $z_R$ ), вызывает принципиальные отличия зависимостей распространения в свободном пространстве и законов преобразования оптической системой лазерного и классического излучений. Эти отличия проявляются уже в параксиальной области (см. таблицу) [5-7]. В таблице использованы обозначения:  $R_\Phi(z)$  – зависимость радиуса кривизны волнового фронта пучка от продольной координаты  $z$  (координата  $z = 0$  для лазерного пучка соответствует перетяжке, а для классического излучения – положению источника);  $z_k$  и  $z'_k$  – параметры конфокальности исходного и преобразованного оптической системой пучка;  $z_p$  и  $z'_p$  – отрезки, определяющие положение перетяжки исходного и преобразованного пучка относительно переднего и заднего фокусов оптической системы;  $2h_p, 2h'_p$  и  $2\theta, 2\theta'$  –



диаметр перетяжки и угловая расходимость пучка до и после преобразования;  $z$  и  $z'$  – отрезки, определяющие положение предмета и его изображения относительно переднего и заднего фокусов оптической системы;  $h$  и  $h'$  – размер предмета и его изображения;  $\alpha$  – продольное увеличение оптической системы;  $f'$  – заднее фокусное расстояние оптической системы.

**Таблица.** Отличительные особенности лазерного и классического излучений

Характеристика	Лазерное излучение	Классическое излучение ( $z_k = 0$ )
Радиус кривизны волнового фронта	$R_\Phi(z) = z \left[ 1 + (z_k/z)^2 \right]$	$R_\Phi(z) = z$
Амплитуда поля в поперечном сечении	экспоненциально убывающая и зависит от модового состава	практически постоянна
Поперечный размер	самоограничен	неограничен
Параметры преобразованного пучка	$z'_k = \alpha z_k, z'_p = -\alpha z_p,$ $2h'_p = 2h_p \sqrt{\alpha}, 2\theta' = 2\theta / \sqrt{\alpha},$ $\alpha = \frac{f'^2}{z_p^2 + z_k^2};$	$z' = -\alpha z, h' = h\sqrt{\alpha},$ $\alpha = \left( \frac{f'}{z} \right)^2.$

Из таблицы видно, что теория лазерной оптики базируется на более общих законах, чем законы классической оптики (принципы Гаусса, формула Ньютона) [4-6]. Лазерное излучение обладает свойствами, не позволяющими интерпретировать его ни в виде сферической, ни в виде плоской волны. Радиус кривизны волнового фронта лазерного пучка изменяется от  $2z_k$  до бесконечности, так что волновой фронт плоский в сечении перетяжки и в дальней зоне [5,6]. Поэтому лазерный пучок не является гомоцентрическим даже в параксиальной области, в отличие от пучка, излучаемого классическими источниками (тепловыми, люминесцентными и др.).

Поскольку оптические системы современных лазерных оптико-электронных приборов должны обеспечивать не только высокое качество преобразования пучка лазерного источника, но и удовлетворять требованиям технологичности и дешевизны изготовления, роль методики проектирования ЛОС на базе научно обоснованной теории значительно возросла и приняла характер обязательного (необходимого) условия их разработки. Разработку ЛОС нужно проводить с помощью специальных методик и программных средств, учитывающих когерентные свойства лазерного излучения [5-10]. Здесь крайне важно отметить, что общеизвестные программные средства автоматизированного проектирования оптических систем, такие как Zemax, Code V, Oslo, Synopsys и др. не подходят для разработки высококачественных ЛОС, т.к. не учитывают отличительное свойство лазерных пучков – наличие ближней зоны пучка.

Постановка задачи разработки оптической системы передающего канала лидара такова. Параметры пучка лазера известны: 1) длина волны излучения  $\lambda$ , 2) мощности излучения и режим генерации (непрерывный, импульсный), 3) модовый состав излучения и параметр пучка  $M^2$ , 4)

известен один из параметров – угловая расходимость  $2\theta$ , диаметр перетяжки пучка  $2h_p$  или параметр конфокальности пучка  $z_k$ , и 5) положение перетяжки пучка  $s_p$ . Требуется определить конструктивные параметры оптической системы  $(r, d, n)$ , которая: 1) формирует зондирующий лазерный пучок с требуемыми параметрами  $(2\theta', 2h'_p)$ ; 2) удовлетворяет конструктивным требованиям; 3) удовлетворяет дополнительным требованиям, определяемым спецификой лазерного источника и / или задачи.

Одной весьма важной задачей разработки ЛОС является обеспечение малых искажений выходного пучка. Это свойство характеризует качество реальной ЛОС, с которым она преобразовывает лазерный пучок по сравнению с идеальным преобразованием исходного лазерного пучка. В настоящее время производители лазеров качество лазерного пучка характеризуют параметром *BPP* (Beam Parameter Product), [мм·мрад]:  $BPP = h_p \theta = \frac{h_p^2}{z_k} = \text{const} = M^2 \frac{\lambda}{\pi}$ . В этом соотношении  $M^2$  – безразмерный параметр, определяющий для реального пучка и идеального гауссова пучка моды  $TEM_{00}$  отличие в произведениях диаметра перетяжки на угловую расходимость. Для идеального гауссова пучка  $M^2 = 1$ , а для реального пучка –  $M^2 > 1$ . Поэтому иногда говорят о «критерий  $M^2$ ». Этот параметр применяется и для многомодовых пучков, где его более правильно называть параметром модового состава и качества лазерного пучка.

### Список литературы

1. Опτικο-электронные системы экологического мониторинга природной среды / В.И. Козинцев, В.М. Орлов, М.Л. Белов и др. М.: Изд-во МГТУ им. Н. Э. Баумана, 2002. 528 с.
2. Основы количественного лазерного анализа / В.И. Козинцев, М.Л. Белов, В.А. Городничев, Ю.В. Федотов. М.: Изд-во МГТУ им. Н. Э. Баумана, 2006. 464 с.
3. Васильев Б.И., Маннун У.М. ИК лидары дифференциального поглощения для экологического мониторинга окружающей среды // Квантовая Электроника. 2006. Т. 36, № 9. С. 801-820.
4. Кремерс Д., Радзимски Л. Лазерно-искровая эмиссионная спектроскопия. М.: Техносфера, 2009. 360 с.
5. Пахомов И.И., Цибуля А.Б. Расчёт оптических систем лазерных приборов. М.: Радио и связь, 1986. 152 с.
6. Климков Ю.М. Прикладная лазерная оптика. М.: Машиностроение, 1985. 128 с.
7. Прикладная оптика / М.И. Апенко и др. М.: Машиностроение, 1992. 480 с.
8. Аниканов А.Г., Пахомов И.И., Ширанков А.Ф. Структурный синтез лазерных оптических систем при ограничениях их параметров // Оптический журнал. 2010. Т. 77, № 2. С. 30-36.
9. Пахомов И.И., Ширанков А.Ф., Носов П.А. Описание, расчёт и анализ искажений многомодовых лазерных пучков // Оптический журнал. 2010. Т. 77, № 2. С. 37-43.
10. Носов П.А., Павлов В.Ю., Пахомов И.И., Ширанков А.Ф. Абберрационный синтез оптических систем, предназначенных для преобразования лазерных пучков // Оптический журнал. 2011. Т. 78, № 9. С. 34-44.

## Программная система для задач моделирования переноса излучения с учетом обновленной оптико-аэрозольной модели

**Sukhanov A.Ya.\***

*\*Институт оптики атмосферы СО РАН, Россия, Томск*

[say@iao.ru](mailto:say@iao.ru)

Аннотация. Рассматривается программная система для моделирования переноса излучения в атмосфере методом Монте-Карло применяющаяся в различных задачах атмосферной оптики, включая задачи переноса широкополосного излучения в задачах зондирования лидарами белого света на основе фемтосекундных лазерных источников, зондирования парниковых газов лидарами космического базирования, а также зондирования с использованием источников в субмиллиметровом диапазоне длин волн. Упор в работе сделан на обновление оптико-аэрозольной модели.

Часто в лидарном зондировании возникает задача моделирования переноса излучения. В основном такое моделирование учитывает лишь однократное рассеяние или монохромный режим работы источника излучения. С появлением широкополосных источников, фемтосекундных источников с генерацией суперконтинуума и соответственно DOAS лидаров возникает необходимость моделирования переноса широкополосного излучения. В сравнительно оптически плотных средах появляется потребность в учете многократного рассеяния, для чего решается интегро-дифференциальное уравнение переноса. Так нами было показано, что при аэрокосмическом IPDA зондировании необходим учет многократного рассеяния в оптически плотных средах, таких как туманы и облака. С алгоритмической точки зрения процесс решения уравнения переноса состоит в задании оптической модели среды, для чего необходимо привлекать спектроскопические базы данных, рассчитывать коэффициенты оптического взаимодействия для аэрозольных частиц и применять аппарат вычислительной математики. Чем соответственно адекватнее построенная модель, тем более реальные результаты по оценке возможностей лидарных методов можно получить и тем точнее можно получить атмосферные параметры при решении обратных задач.

Распространение излучения в среде в линейном режиме описывается нестационарным интегро-дифференциальным уравнением Больцмана. Для его решения существуют различные методы,

также и, включая некоторые допущения и упрощения, сводящие уравнение к аналитическому виду, но одним из достаточно эффективных методов является метод Монте-Карло.

Среди многочисленных модификаций метода Монте-Карло для задач оптической локации, где источники и приемники излучения локализованы, эффективен, так называемый, “метод локальной оценки”. Была предложена обобщенная локальной оценки потока справедливая в конечном спектральном интервале  $\Delta\lambda$ . Действительно, допуская правомочность теоремы эквивалентности Ирвайна, можно предположить, что в достаточно узком спектральном интервале  $\Delta\lambda$  значения оптических параметров рассеяния среды в каждой точке  $r$  являются квазипостоянными и оптическое расстояние  $\tau(r_n, r^*, \lambda) \approx \tau_a(r_n, r^*) + \tau_m(r_n, r^*, \lambda)$ , где  $\tau_a(r_n, r^*)$  и  $\tau_m(r_n, r^*, \lambda)$  - соответственно, аддитивные независимые составляющие аэрозольного и молекулярного ослабления. Тогда нетрудно показать [29], что оценка приводится к виду

$$I_{\Delta\lambda}(r^*) = MO \sum_{n=0}^N q_n \frac{\exp[-\tau(r_n, r^*)] g(\mu^*, r) P_{\Delta\lambda}^*(r_n, r^*, \Delta\lambda) \Delta_i(s^*) \Delta_j(t^*)}{2\pi |r_n - r^*|^2}, \quad (1)$$

где функция пропускания  $P_{\Delta\lambda}^*(r_n, r^*, \Delta\lambda) = (\Delta\lambda)^{-1} \int_{\Delta\lambda} \exp[-\tau_m(r_n, r^*, \lambda)] d\lambda = (\Delta\lambda)^{-1} \int_{\Delta\lambda} \exp\left[-\int_0^{|r_n - r^*|} \alpha_m(\lambda, r') dr'\right] d\lambda$ , (2)

Таким образом, канонический алгоритм локальной оценки дополняется сомножителем (2), требующим дополнительного вычисления. Спектральное поглощение по пробегаем фотонам между очередными случайными столкновениями  $\{r_n\}, n = 0, 1, 2, \dots$  учитывается преобразованием статистических весов  $q_{n+1} = q_n \times P_{\Delta\lambda}^n(r_n, r_{n+1}, \Delta\lambda)$ ,  $n = 0, 1, 2, \dots$ ,

Далее для реализации решения указанного уравнения отдельным аспектом является создание программного обеспечения для решения задач лидарного зондирования, причем в связи с их обширностью его создание является отдельной сложной задачей. Если разбить эту задачу по шагам, то для многочастотного случая необходимо рассчитать послойно коэффициенты оптического взаимодействия на различных длинах волн, для чего как уже говорилось необходимо рассчитать коэффициенты рассеяния, поглощения и индикатрисы рассеяния. Расчет указанных параметров проводится обычно отдельно для основных составляющих атмосферы, включающих аэрозольные и молекулярные частицы, для этого привлекаются газовые модели атмосферы и спектроскопические базы данных, например, HITRAN. Для расчета оптических характеристик аэрозольной атмосферы обычно применяются оптические базы данных, например, Крекова-Рахимова, в нашем случае ранее мы применяли именно указанную базу данных. Но, к сожалению,

она не охватывает всех возможных ситуаций связанных с наличием туманов и облаков на различных высотах, дымки и в некотором роде является статической. Для наших задач связанных с восстановлением функций распределения частиц по размерам, концентрации парниковых газов при зондировании из космоса, а также при зондировании с использованием широкополосного излучения важно иметь возможность создать оптическую аэрозольную модель с различными вариациями. Наша аэрозольная модель составлена на основе работ [1-4] и делится на три слоя, нижняя тропосфера, 0-5 км, верхняя тропосфера до 12 км, и стратосфера 12-35 км. В качестве функций распределения частиц по размерам рассматриваются логнормальные функции распределения: В качестве аэрозолей рассматриваются почвенный и органический аэрозоль (INSO), водно-растворимый WASO, SOOT (сажевые частицы), минеральные кварцевые и глиняные частицы SSAM, SSCM (частицы морской соли) и в качестве функций их распределения логнормальная функция с вариацией параметров в заданных пределах. В качестве коэффициентов преломления различных веществ включая  $Fe_2O_3$ ,  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$  составляющие пылевые частицы брались данные из [5-7], а также данные по коэффициентам преломления базы данных HITRAN. Следует отметить, что в работах [5-7] представлены данные до длин волн 500 мкм, что мы использовали в работе по исследованию возможностей лидаров в терагерцовом диапазоне длин волн.

Высотная модель в нижней тропосфере для модели осень, весна лето задается следующим

$$\text{образом: } N(z) = \begin{cases} N(z_0) - [N(z_0) - N(z_1)]z / z_1, & z_0 \leq z \leq z_1 \\ N(z_1) = N(z_2) = \text{const}, & z_1 \leq z \leq z_2 \\ N(5) \exp[(5 - z) / H_z], & z_2 \leq z \leq 5 \text{ км} \end{cases}$$

Для континентальных районов  $z_1 \approx 0.3$  км для всех сезонов кроме зимнего, и для зимнего  $z_1 \approx z_2 \approx 0.6$  км, данная величина связана с высотой пограничного слоя. Высота  $z_2$  связана с толщиной планетарного пограничного слоя, которая подвержена значительным сезонным вариациям, ее можно аппроксимировать зависимостью от температуры у поверхности в пределах 260-300 К с помощью выражения :  $z_2 = 0.000571T^2 - 0.24T + 24.042$

Функции распределения частиц по размерам в облаках хорошо описывается модифицированным

$$\text{гамма распределением: } \frac{dN(r)}{dr} = N\alpha r^\alpha \exp\left[-\frac{\alpha}{\gamma} \left(\frac{r}{r_m}\right)^\gamma\right]. \text{ В нашей базе рассматривается несколько видов}$$

облаков с заданными характеристиками распределения частиц по размерам и нижней кромки облака (stratus(слоистые), cumulus(кучевые), cumulus(кучевые), кучево-дождевые(cumulonimbus),

слоисто-дождевые(nimbostratus), слоисто-кучевые(stratocumulus)), также рассматриваются легкие туманы, адвективные и радиационные туманы. Некоторые из указанных облаков имеют в верхней части кристаллическую фракцию (например, кучево-дождевые) и при температурах ниже 0 °С, но в данной работе кристаллы не рассматриваются в связи с их достаточно большим разнообразием и сложностью расчетов их оптических характеристик, при зондировании облаков снизу это вполне оправдано, так как лазерный сигнал проходя в облаке расстояние порядка 0.5 км значительно ослабевает, что делает практически невозможным восстановление характеристик облачности выше, но ледяную фракцию мы рассматривали как сферические частицы с соответствующими коэффициентами преломления.

Поведение концентрации частиц в облаках может быть описано, в общем виде, как резко возрастающая величина от 0 до какого то значения на первых нескольких десятках метров, затем медленно возрастающую до максимума в пределах 0.1-(0.6-0.8) км и затем спадающую в 1.5-2 раза. Например, для слоистых и слоисто-кучевых облаков поведение водности частиц в среднем может быть описано аппроксимирующей формулой в зависимости от температуры и высоты от нижней границы облака:  $Q = A(1 + bT)(1 + a_1z + a_2z^2 + a_3z^3)$ ,  $A = 0.13 \text{ г/м}^3$ ,  $b = 3.7 \cdot 10^{-2} \text{ (}^\circ\text{C)}^{-1}$ ,  $a_1 = 5 \text{ км}^{-1}$ ,  $a_2 = -6 \text{ км}^{-2}$ ,  $a_3 = 2.1 \text{ км}^{-3}$ . Для слоисто-дождевых облаков  $Q(T, z) = A(1 + b_1T + b_2T^2)(1 + a_1z + a_2z^2)$ ,  $A = 0.22 \text{ г/м}^3$ ,  $a_1 = 0.55 \text{ км}^{-1}$ ,  $a_2 = -0.35 \text{ км}^{-1}$ ,  $b_1 = 4.8 \cdot 10^{-2} \text{ (}^\circ\text{C)}^{-1}$ ,  $b_2 = 2 \cdot 10^{-4} \text{ (}^\circ\text{C)}^{-1}$ .

### Литература

- 1) M. Hess, P. Koepke, and I. Schult Optical Properties of Aerosols and Clouds: The Software Package OPAC Bulletin of the American Meteorological Society  
Vol. 79, No. 5, May 1998, pp. 831-844
- 2) Я.А. Виротайнен, А.В. Поляков, Ю.М. Тимофеев Статистические модели оптических свойств тропосферного аэрозоля Известия РАН. Физика атмосферы и океана, 2004, Т. 40, №2, С. 255-266
- 3) H.E. Hoffman, R. Roth Cloudphysical Parameters in Dependence on Height Above Cloud Base in Different Clouds // Meteorology and Atmospheric Physics, 41, pp. 1989. 247-254
- 4) Зуев В.Е., Креков Г.М. Оптические модели атмосферы Современные проблемы атмосферной оптики том 2. Гидрометеиздат, Ленинград, 1986. -256 с
- 5) Henning Th. and Mutschke H. (1997) Low-temperature infrared properties of cosmic dust analogues. Astron. Astrophys., v. 327, pp. 743 - 754.
- 6) Begemann B., Dorschner J., Henning Th., and Mutschke H. (1997) Aluminum oxide and the opacity of oxygen-rich circumstellar dust in the 12-17 micron range. Astrophys. J., v. 476, pp. 199 - 208.
- 7) Henning Th., Begemann B., Mutschke H., Dorschner J. (1995) Optical properties of oxide dust grains. Astron. Astrophys. Suppl. Ser., v. 112, pp. 143 - 161.

# ОЦЕНКА СТЕПЕНИ ТУРБУЛЕНТНОСТИ АТМОСФЕРЫ ПО ДАННЫМ ЛИДАРНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Крымская Д. Н. (D. Krymskaya)

Кыргызско-Российский Славянский университет (Kyrgyz-Russian Slavic university)  
[dina551\\_85@mail.ru](mailto:dina551_85@mail.ru)

**Ключевые слова:** атмосфера, турбулентность, лидарное зондирование, длина волны, структурная характеристика показателя преломления атмосферы ( $C_n^2$ ), показатель преломления.

**Аннотация:** Приведены экспериментальные данные результатов расчета структурной характеристики показателя преломления атмосферы  $C_n^2$  на основе новой методики расчета ее распределения по высоте по сигналам обратного рассеяния лидара. Рассчитан коэффициент, зависящий от длины волны. Получено, что изменение с высотой величины  $C_n^2$  подчиняется экспоненциальному закону. При расчетах использованы данные многоволнового лидарного зондирования атмосферы, полученные на Лидарной станции Теплоключенка.

На сегодняшний день одной из важных задач, востребованных на практике, является изучение турбулентного состояния атмосферы. В первую очередь, большой интерес представляет влияние турбулентности на летательные аппараты. Особенно опасно возникновение турбулентности при взлете и посадке. В этих случаях при внезапных изменениях скорости ветра летательный аппарат может удариться о землю. Таким образом, турбулентность атмосферы влияет на технику пилотирования и на штурманскую работу, а при некоторых условиях даже приводит к авариям и катастрофам. Согласно оценкам экспертов, прохождение зон турбулентности занимает около 3–4% от времени авиарейса. Также турбулентность оказывает существенное влияние на перенос загрязнений в атмосфере и на качество изображений телескопов и других приборов.

Существующие на сегодняшний день методы определения степени турбулентности атмосферы позволяют проводить измерения, в большинстве случаев, только в приземном слое. В то же время практика требует знания распределения турбулентности по вертикали.

Одной из важнейших характеристик, определяющих степень турбулентности атмосферы, является структурная характеристика показателя преломления атмосферы  $C_n^2$ .

Расчеты структурной характеристики показателя преломления и ее распределения по высоте в зависимости от времени суток и длины волны лидарного зондирования были проведены по формуле [1]:

$$C_n^2 = \frac{\sigma_{\ln I}^2}{K(x, y) k^{7/6} L^{11/6}}, \quad (1)$$

где  $k$  – волновое число,  $L$  – длина трассы,  $K(x, y)$  – параметр, зависящий от геометрии волны.

При этом в расчетах дисперсии сигнала были использованы приемные сигналы лазерного излучения при проведении экспериментов по исследованию характеристик атмосферного аэрозоля на лидарной станции Теплоключенка в Кыргызстане.

Экспериментально полученные данные распределения  $C_n^2$  по высоте [2] позволили установить (рис.1), что изменение  $C_n^2$  с высотой подчиняется следующему степенному закону:

$$C_n^2 = e^{p_2} \cdot h^{p_1}, \quad (2)$$

где  $p_1$  – показатель скорости изменения  $C_n^2$  с высотой. Параметр  $e^{p_2}$  характеризует начальное значение  $C_n^2$  при  $h=1$ м.

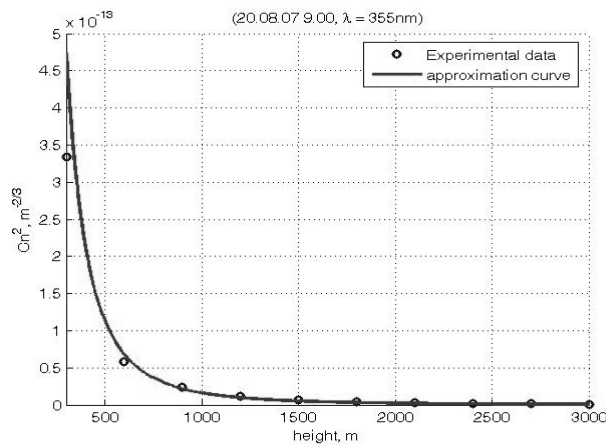


Рис. 1. Изменение структурной характеристики флуктуаций показателя преломления атмосферы  $C_n^2$  с высотой.

Изначально при расчете  $C_n^2$  коэффициент  $K(x,y)$  принимался равным 1 и не вносил существенный вклад в значение структурной функции показателя преломления, однако, важной задачей было определение точных значений параметра  $K(x,y)$  в зависимости от длины волны. Поскольку измерения сигналов обратного рассеяния лидара проводились на трех длинах волн – 355 нм, 532 нм и 1064 нм, расчет коэффициента  $K(x,y)$  проводился для этих длин волн. Используя данные, приведенные в [3], была получена линейная зависимость

$$K(x, y) = -0,0002\lambda + 1,11. \quad (3)$$

По этой формуле были рассчитаны значения  $K(x,y)$  в зависимости от длин волн многоволнового лидарного зондирования, проведенного на лидарной станции Теплоключенка (ЛСТ). Полученные значения  $K(x,y)$  в зависимости от длины волны зондирования приведены в [4] и использовались при дальнейших расчетах величины  $C_n^2$ . Так, для длины волны  $\lambda=355$  нм  $K(x,y)=1,039$ , для  $\lambda=532$  нм  $K(x,y)=1,0036$ , а для  $\lambda=1064$  нм  $K(x,y)=0,8972$ .



Расчеты структурной характеристики показателя преломления  $C_n^2$  и ее распределения по высоте в зависимости от времени суток и длины волны лидарного зондирования были проведены по формуле (1), в которой  $K(x,y)$  принимает значения, рассчитанные по формуле (3).

На рис. 2 приведены вертикальные распределения  $C_n^2$  в зависимости от длины волны зондирования в дневное время (12.00), четко прослеживается зависимость  $C_n^2$  от длины волны.

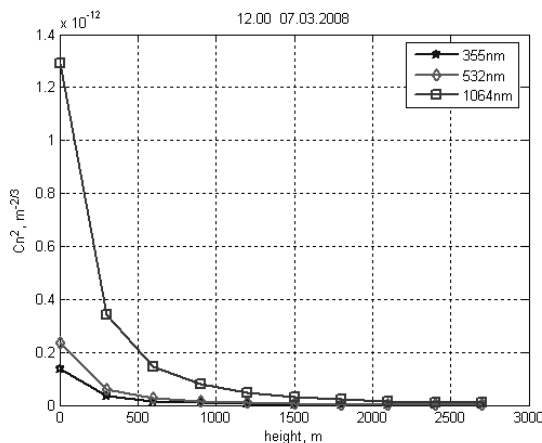


Рис. 2. Распределения структурной характеристики показателя преломления по высоте днем в зависимости от длины волны

Видно, что с увеличением длины волны зондирования значение структурной характеристики  $C_n^2$  увеличивается. При этом существенное увеличение степени турбулентности происходит на длине волны 1064 нм. В ночное время суток (23.00)  $C_n^2$  принимает значения, почти на порядок отличающиеся от дневных значений (рис.3). Такое различие в дневных и ночных значениях  $C_n^2$  можно объяснить более развитой турбулентностью в дневное время в горной местности, чем в ночное.

Механизмом влияния аэрозольного загрязнения на изменения приземной температуры может быть турбулентность, представляющая собой чередующиеся пространственные неоднородности в атмосфере. В конкретном случае это можно определить из сравнения

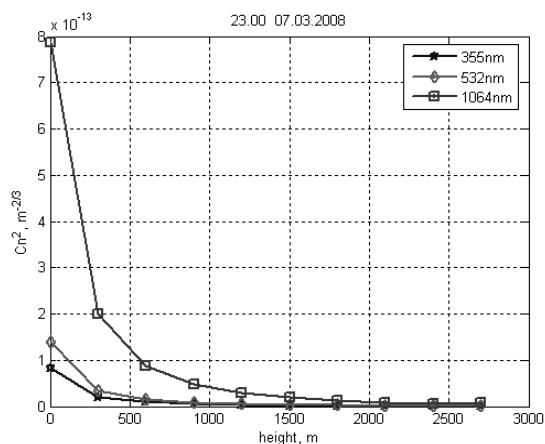


Рис. 3. Распределения структурной характеристики показателя преломления по высоте ночью в зависимости от длины волны

масштабов изменчивости приземной температуры, измеренных на ст. Теплоключенка и на МС Бишкек. В температурных вариациях по данным МС Бишкек влияние аэрозоля практически отсутствует, в то время как над ст. Теплоключенка это влияние есть [5]. Исходя из этого, можно предположить, что масштабы аэрозольного загрязнения не превышают 400 км. Временные масштабы варьируют от 1 до 2 суток, с периодичностью 7-8 суток, соответствующей синоптическому периоду.

**Заключение.** На основе методики расчета структурной характеристики флуктуаций показателя преломления атмосферы  $C_n^2$  по дисперсии сигнала проведена обработка сигналов обратного рассеяния лазера, полученных на лидарной станции Теплоключенка. Получены высотные распределения значений  $C_n^2$  для трех длин волн лидарного зондирования – 355, 532 и 1064 нм для дневного и ночного времени суток и выявлено, что в нижней тропосфере в ночное время суток турбулентность менее развита, чем в дневное время.

## Литература

1. Крымская Д.Н. Лидарный метод определения структурной характеристики показателя преломления атмосферы. // Физика – №1, 2012. с.46-48
2. Чен Б.Б., Крымская Д.Н. Оценка степени турбулентности атмосферы при лидарном зондировании. // Вестник КРСУ. - Том 7, №8, 2007, с.60-63
3. Котеров В.Н., Савельев А.Д., Толстых А.И. Численное моделирование аэрооптических полей около приемного порта воздушной обсерватории. // Математическое моделирование. – Том 9, № 1, 1997. с. 27-39
4. Крымская Д.Н. Оценка структурной характеристики показателя преломления атмосферы при лидарном зондировании с учетом коэффициента, зависящего от длины волны. // Физика - №1, 2011. с.62-64.
5. Каримов К.А., Чен Б.Б. Вклад солнечного излучения, аэрозоля и космических лучей в региональные изменения климата // Физика. – № 2 – 2013, с. 33-43.

# ВНЕШНИЕ МАСШТАБЫ ТЕМПЕРАТУРНОЙ И ДИНАМИЧЕСКОЙ ТУРБУЛЕНТНОСТИ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ АКУСТИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ АТМОСФЕРЫ

Л.Г. Шаманаева<sup>1</sup>, Н.П. Красненко<sup>2,3</sup>, О. Ф. Капегешева<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Институт оптики атмосферы им. В. Е. Зуева СО РАН, Томск

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

<sup>3</sup>Томский государственный университет систем управления и радиоэлектроники,

<sup>4</sup>Национальный исследовательский Томский государственный университет,

E-mail: sima@iao.ru; krasnenko@imces.ru; kapegesheva\_o\_@mail.ru

Ключевые слова: акустическое зондирование атмосферы, внешние масштабы температурной и динамической турбулентности.

Внешний масштаб турбулентности играет важную роль в теории атмосферной турбулентности. Он определяет низкочастотную границу инерционного интервала, используется для построения моделей атмосферной турбулентности и оценки дополнительного турбулентного ослабления волн в атмосфере. Для оптического излучения, внешний масштаб температурной турбулентности определялся по результатам измерений дисперсии флуктуаций фазы оптических волн. В отличие от оптических волн, на распространение акустических волн влияют одновременно флуктуации температуры и скорости ветра (динамическая турбулентность). Их относительные вклады зависят от отношения внешних масштабов температурной и динамической турбулентности. В докладе представлен метод одновременного определения внешних масштабов температурной и динамической турбулентности при акустическом зондировании атмосферы.

Предложенный метод определения внешних масштабов температурной и динамической турбулентности при акустическом зондировании атмосферного пограничного слоя основан на измерении доплеровского сдвига частоты обратно рассеянного сигнала по трем каналам доплеровского содара, один из которых ориентирован вертикально, а два другие наклонены к вертикали в двух взаимно перпендикулярных плоскостях, и одновременной регистрации мощности сигнала обратного рассеяния в вертикальном канале. По доплеровскому сдвигу частот рассчитываются вертикальные профили трех компонентов скорости ветра и структурные функции скорости ветра. Внешний масштаб динамической турбулентности для данной высоты зондирования определяется по точке перегиба зависимости структурной функции от разноса точек наблюдения в степени  $2/3$ . По мощности сигнала обратного рассеяния, с использованием итерационного алгоритма, рассчитывается вертикальный профиль структурной характеристики температуры и внешний масштаб температурной турбулентности.

Математически, внешний масштаб температурной турбулентности вычисляется с использованием итерационного алгоритма, учитывающего дополнительное турбулентное

ослабление сигнала. Выражение для  $i$ -той итерации внешнего масштаба температурной турбулентности  $L_{0T}^{(i)}$  в зависимости от высоты  $z$  над подстилающей поверхностью имеет вид [1]

$$L_{0T}^{(i)}(z) = \left[ \frac{C_T^{2(i)}(z)}{2.8\gamma_a^2} \right]^{3/4}. \quad (1)$$

Здесь  $\gamma_a$  – адиабатический градиент температуры,  $C_T^{2(i)}(z)$  –  $i$ -тая итерация структурной характеристики температуры, которая для  $j$ -того измерения рассчитывается по формуле

$$C_{0Tj}^{2(i)}(z) = \frac{2.7 \cdot 10^2 A_c \lambda^{1/3} T^2 z^2 P_j(z)}{\gamma_1 \gamma_2 c \tau A_t P_0 L^{(i-1)}(z)}, \quad (2)$$

$c$  – скорость звука,  $\lambda = c/f$  – длина волны,  $f$  – рабочая частота содара,  $T$  – поверхностная температура воздуха,  $\tau$  – длительность импульса содара,  $A_c$  – инструментальная константа,  $A_t$  – площадь приемопередающей антенны содара,  $P_j(z)$  – мощность сигнала обратного рассеяния с высоты  $z$  в  $j$ -том измерении,  $j = 1, \dots, N$ ,  $P_{0j}$  – мощность излучаемого сигнала,  $\gamma_1$  и  $\gamma_2$  – коэффициенты преобразования электрического сигнала в акустический и наоборот,

$$L^{(i)}(z) = L_{abs}(z) \cdot L_{turb}^{(i)}(z) \quad (3)$$

–  $i$ -тая итерация фактора ослабления,  $i = 1, \dots, M$ , обусловленная классическим и молекулярным поглощением звуковых волн и его турбулентным ослаблением [2, 3] при распространении от передатчика до рассеивающегося объема и обратно. Пространственная структурная функция скорости ветра в зависимости от разноса точек наблюдения  $r$  в инерционном ( $l_{0V} \ll r \ll L_{0V}$ , где  $l_{0V}$  – внутренний и  $L_{0V}$  – внешний масштабы динамической турбулентности) и энергетическом интервалах ( $L_{0V} \ll r$ ) описывается следующими соотношениями [4]:

$$D(r) = \begin{cases} C_V^2 \cdot r^{2/3}, & l_{0V} \ll r \ll L_{0V}, \\ C_V^2 \cdot L_{0V}^{2/3}, & L_{0V} \ll r. \end{cases} \quad (4)$$

Она пропорциональна  $r^{2/3}$  в инерционном интервале и затем насыщается на постоянную величину. Точка перегиба зависимости структурной функции от разноса точек наблюдения в степени  $2/3$  и определяет величину внешнего масштаба динамической турбулентности.

Данный метод был использован для обработки данных моностатического трехкомпонентного доплеровского содара “Звук-2” [1] с рабочей частотой  $f = 1700$  Гц, периодом повторения импульсов 11,5 с, и длительностью импульса  $\tau = 150$  мс. Одна антенна

приемопередатчика содара ориентирована вертикально, две другие наклонены под углом  $20^\circ$  к вертикали во взаимно ортогональных плоскостях. Мощность сигнала обратного рассеяния измерялась с высотным разрешением  $\Delta z = 2$  м. Итерации обрывались до высоты  $z_M$ , когда они начинали расходиться. Обработывались серии из  $N = 53$  измерений, что обеспечивало 10-мин период усреднения.

На рис. 1, в качестве примера, приведены результаты двух серий измерений  $L_{OT}(z)$  в условиях развивающейся конвекции в утренние часы (с 10:00 местного времени) и развитой дневной турбулентности (с 15:00 местного времени). Видно, что внешний масштаб температурной турбулентности растет с высотой, что согласуется с его моделями, обзор которых дан в [5]. Высотные профили внешнего масштаба аппроксимировались методом нелинейных наименьших квадратов с использованием формулы

$$L_{OT}(z) = A + Bz^C. \quad (5)$$

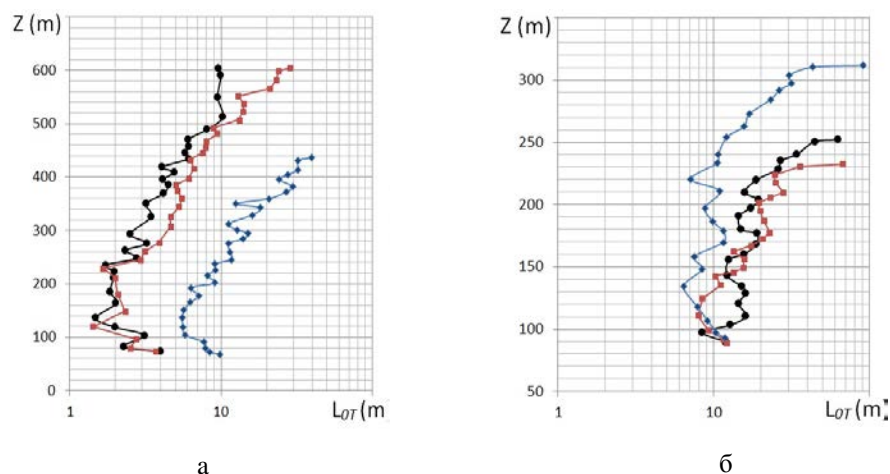


Рис. 1. Результаты содарных измерений внешнего масштаба температурной турбулентности для трех последовательных 10-минутных серий измерений (кружки, ромбики, и квадратики) в условиях развивающейся конвекции с 10:00 местного времени (а) и развитой конвекции с 15:00 местного времени (б)

Таблица 1  
**Коэффициенты аппроксимации высотной зависимости внешнего масштаба температурной турбулентности по формуле (5)**

Время измерения	$A$	$B$	$C$	$\sigma, \%$
10:00–10:10	1.98	$5.43 \cdot 10^{-9}$	3.3	19.2
10:10–10:20	3.03	$2.53 \cdot 10^{-17}$	6.47	25.38
10:20–10:30	2.41	$4.28 \cdot 10^{-9}$	3.57	17.02
15:00–15:10	14.64	$1.66 \cdot 10^{-35}$	15.15	13.49
15:10–15:20	8.74	$3.6 \cdot 10^{-10}$	4.6	28.62
15:20–15:30	9.57	$5.67 \cdot 10^{-45}$	18.44	27.87

Константы  $A$ ,  $B$ , и  $C$  приведены в Таблице 1. Здесь же указаны погрешности аналитической аппроксимации по формуле (5). Видно, что внешний масштаб температурной турбулентности вблизи подстилающей поверхности  $A$  изменяется в пределах от 1,98 до 14,64 м. В условиях развивающейся конвекции в утренние часы  $L_{OT} = 1,98-3,03$  м, в развитой конвекции  $L_{OT} = 8.74-14.64$  м. Согласно [5], эффективный внешний масштаб температурной турбулентности по результатам оптических измерений находится в интервале 0,68–3,47 м для слабой турбулентности и 1,34–55,4 м для сильной турбулентности, что согласуется с нашими результатами. Показатель степени  $C$  лежит в интервале от 3,3 до 18,44 в зависимости от метеоусловий.

Пространственные структурные функции скорости ветра рассчитывались по формуле (4). Разнос точек наблюдения для расчета структурных функций выбирался в горизонтальном или вертикальном направлении [6]. Во втором случае, который представлен в докладе, пространственная поперечная структурная функция  $D_{tt}(r)$  рассчитывалась из вертикального компонента скорости ветра, измеренного содаром в различных стробах. Расстояние между точками наблюдения  $r = n_z \Delta z$ , где  $\Delta z = 20$  м – вертикальная протяженность строба,  $n_z = 1, \dots, M/3$ ,  $M$  – число стробов в диапазоне высот зондирования. Обработывались серии из  $N = 53$  профилей, что позволяло получить структурные функции, усредненные за 10-мин период. Вертикальные профили внешнего масштаба динамической турбулентности приведены на рис. 2.

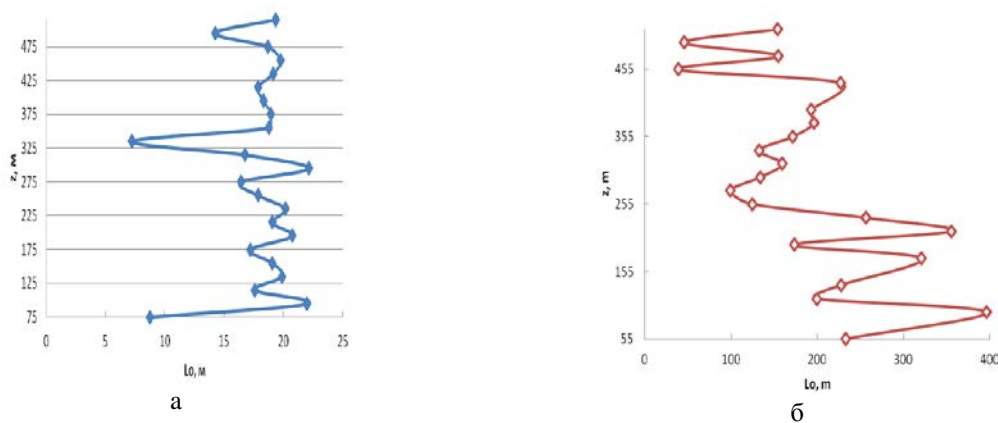


Рис. 2. Результаты содарных измерений внешнего масштаба динамической турбулентности в условиях развивающейся (а) и развитой конвекция (б)

Видно, что внешний масштаб динамической турбулентности лежит в интервале от 7 до 21 м для развивающейся конвекции и от 40 до 397 м для развитой конвекции, что хорошо согласуется с теоретическими оценками [7] и результатами самолетных измерений [8]. Общая тенденция увеличения внешнего масштаба с высотой, отмеченной в [7, 8], также прослеживается из рис. 2, а. Уменьшение внешнего масштаба динамической турбулентности с ростом высоты прослеживается на рис. 2, б. Полученные данные согласуются с измерениями вертикального

профиля внешнего масштаба динамической турбулентности, выполненными в [9] с использованием доплеровского 2-мкм лидара. Что касается временной динамики, то из рис. 2 видно, что максимальные значения внешнего масштаба динамической турбулентности наблюдаются в развитой конвекции.

1. *Krasnenko N.P., Shamanaeva L.G.* Sodar measurements of the structural characteristics of temperature fluctuations and the outer scale of turbulence // *Meteorol. Z.* 1998. V. 7. P. 392–397.
2. *Красненко Н.П., Шаманаева Л.Г.* Внешний масштаб атмосферной турбулентности по результатам акустического зондирования // *Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы: Сборник докладов XVIII Международного Симпозиума [Электронный ресурс]* – Томск: Изд-во ИОА СО РАН. 2012. С. D-221–D-224.
3. *Krasnenko N.P., Shamanaeva L.G.* Sodar derived vertical profiles of the structural characteristics of temperature fluctuations and the outer scale of turbulence // *Proc. 9<sup>th</sup> Int. Symp. Acoustic Remote Sensing and Associated Techniques of the Atmosphere and Oceans.* Vienna. 1998. P. 223-226.
4. *Рытов С.М., Кравицов Ю.А., Татарский В. И.* Введение в статистическую радиофизику. Ч. II. Случайные поля. М.: Наука, 1978. 463 с.
5. *Лукин В.П., Носов Е.В., Фортес Б.В.* Эффективный внешний масштаб атмосферной турбулентности // *Опт. Атм. Океана.* 1997. Т. 10. № 2. С. 162-171.
6. *Капегешева О.Ф., Красненко Н.П., Стафеев П.Г., Шаманаева Л.Г.* Динамика структуры температурной и ветровой турбулентности в нижних слоях атмосферы по результатам акустического зондирования // *Изв. вузов. Физика.* 2012. Т. 55. № 9/2. С. 228-232.
7. *Ostashev V.E., Wilson D.K.* Relative contribution from temperature and wind velocity fluctuations to the statistical moments of a sound field in a turbulent atmosphere // *Acustica – Acta Acustica.* 2000. V. 86. P. 260-268.
8. *Lenchow D.H., Stankov B.B.* Length scales in the convective boundary layer // *J. Atm. Sci.* 1986. V. 43. № 12. P. 1198-1209.
9. *Frehlich R., Meillier Y., Jensen M.L.* Measurements of boundary layer profiles with in situ sensors and Doppler lidar // *J. Atm. Oceanic Tech.* 2008. V. 25. № 8. P. 1328-1340.

## АНАЛИЗ ФИЗИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ МОДЕЛИ ОГНЕННОГО СМЕРЧА ОПТИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

М.В. Шерстобитов, В.М. Сазанович, Р.Ш. Цвык

Институт оптики атмосферы СО РАН, 634055, г. Томск, пл. Академика Зюева 1

E-mail: shmike@iao.ru, sazanovich@iao.ru, tsvyk@iao.ru

Ключевые слова: огненный смерч, лазерное просвечивание, БПФ

Аннотация: Модельный огненный смерч (МОС) формировался путем воздействия закрученного воздушного потока на пламя горящего топлива в неподвижной емкости. Измерялись флуктуации интенсивности лазерного пучка, распространяющегося через МОС и флуктуации интенсивности собственного излучения пламени. Установлено, что частотные спектры лазерного пучка не соответствуют аналогичным спектрам для развитой оптической турбулентности, подчиняющейся степенному закону Колмогорова-Обухова. Частота спектрального максимума лазерного пучка линейно связана со скоростью вращения МОС. Максимум частотных спектров собственного излучения МОС соответствует скорости вращения МОС.

В последние годы все большее внимание привлекают когерентные структуры, к которым, в частности, относятся различного вида смерчи и закрученные потоки [1-3]. К одной из разновидностей таких структур относятся огненные смерчи (ОС), возникающие при массовых и мощных пожарах. Ввиду больших сложностей при изучении огненных смерчей в естественных условиях, используется их математическое либо физическое моделирование. Лабораторными исследованиями огненных торнадоподобных структур занимаются давно как в нашей стране, так и за рубежом. Парадокс существования ОС заключается в том, что он представляет собой устойчивую, с точки зрения гидродинамики, структуру. В объеме струи идет химическая реакция горения с выделением большого количества энергии, дополнительным расходом воздуха. Условия формирования и устойчивого горения топлива в режиме огненного смерча определяются закручивающей силой, а также равновесием сил, действующих на среду. В большинстве случаев движение в этих структурах носит сложный турбулентный характер, исследования которого находятся на начальной стадии.

Целью данной работы являлось определение турбулентных характеристик МОС, а также определение скорости вращения МОС. Для исследования флуктуаций показателя преломления высокотемпературной среды требовалось разработать оптические методы, основанные на просвечивании турбулентного потока лазерным излучением, которые широко используются в атмосферных исследованиях [3, 4]. В частности, на данном этапе планировалось измерить флуктуации интенсивности лазерного пучка, прошедшего через пламя, а так же флуктуации собственного излучения пламени в видимом диапазоне. Интерпретацию полученных данных планировалось проводить с помощью анализа Фурье-спектров.



Физическое моделирование огненного смерча проводилось в лабораторных условиях, на основании подобных экспериментов [5, 6], где использовались вертикальные жесткие цилиндрические экраны способствующие созданию тангенциальной закрутки воздуха вокруг расположенного в центре источника пламени. В указанных экспериментах пламя “вытягивалось” примерно на порядок относительно первоначальной высоты. В нашей работе для “вытягивания” пламени использовался вертикальный поток воздуха, который к тому же имел тангенциальную закрутку и воздействовал на пламя жидкого топлива в неподвижной емкости расположенной на оси вращения, Обоснованность такого моделирования описана в работе [7].

Топливом для МОС служил этанол, а окружающий воздушный поток создавался вращающейся крыльчаткой [3]. Скорость вращения крыльчатки менялась от 7 до 14 Гц. Формировалось два коллимированных зондирующих лазерных пучка (ЗП), радиусом 1 см, длиной волны  $\lambda=0.63$  мкм. которые пересекали МОС на разных высотах: первый постоянно на высоте 10 см, высота второго менялась от 10 до 48 см над уровнем горящего этанола. Излучение лазеров принималось фотоприемниками (ФЭУ), перед которыми установлены диафрагмы диаметром 0.1мм. Такой размер диафрагм и используемые интерференционные фильтры отфильтровывали излучение лазеров от собственного излучения МОС. Второй ФЭУ настраивался на второй ЗП. Третий ФЭУ с диафрагмой 0.5 мм принимал собственное излучение МОС на одном уровне со вторым. Сигналы с ФЭУ оцифровывались с частотой 12-15 кГц, записывались и обрабатывались на компьютере. Рассчитывались дисперсии  $\sigma^2$  и спектральные функции  $fW(f)$  ( $W(f)$  – спектральная плотность,  $f$  - частота).

На рис. 1 представлен пример расчета спектральной функции  $fW(f)$ , а на рис. 2 - результаты анализа зависимости частоты максимума  $f_m$  флуктуаций интенсивности ЗП от скорости закрутки. Как следует из анализа спектров, в области  $f > f_m$  наклон спектров изменяется от  $f^{-2/3}$  на высоте 10 см до  $f^{-6/5}$  на высоте 48 см и зависит от скорости вращения крыльчатки. Частота максимума спектра флуктуаций интенсивности при увеличении скорости закрутки растёт линейно (рис.2). Так как на флуктуации интенсивности основное влияние оказывают масштабы неоднородностей порядка дифракционного размера  $l \leq (\lambda L)^{1/2}$ , можно предположить, что эти масштабы соответствуют внутренней структуре смерча, которая формируется в установившемся режиме, и переносится со скоростью движения. Форма измеренных спектров не соответствует аналогичным спектрам при распространении в развитой атмосферной турбулентности, когда  $f \sim f^{-5/3}$  при  $f > f_m$ .

Частотный диапазон собственного излучения пламени достигает 200 Гц. При этом в спектре присутствует достаточно узкий максимум (пик) на частоте  $f_{\text{мод}}$ , соответствующей частоте

закрутки с высоким уровнем корреляции  $r=0.986$  (рис.1, 3). Частота максимума спектра (за исключением пика  $f_{\text{мод}}$ ), мало меняется с высотой и колеблется в пределах от 5 до 12 Гц при изменении оборотов. Скорость спада спектров флуктуаций собственного излучения пламени в высокочастотной области изменяется от  $f^{-5/3}$  до  $f^{-3}$ .

Зависимость уровня флуктуаций  $\sigma^2$  зондирующих пучков от высоты распространения над горящим этанолом для трех скоростей вращения показана на рис.4. При всех измеренных скоростях вращения дисперсия линейно уменьшается с высотой и на высоте 48см практически в два раза меньше по сравнению с высотой 10 см.

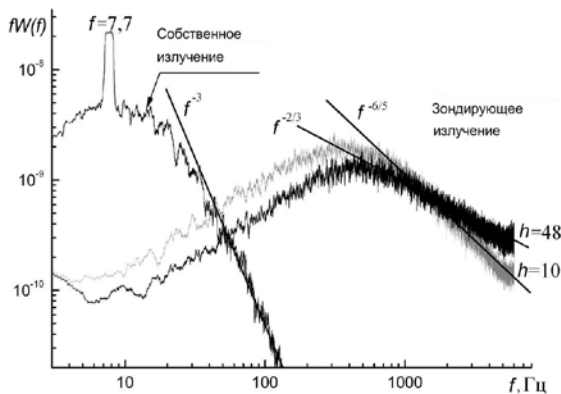


Рис.1. Пример спектров флуктуаций интенсивности ЗП и собственного излучения пламени, частота закрутки - 7.7 об/сек на высоте  $h=48$ см над емкостью с горючим

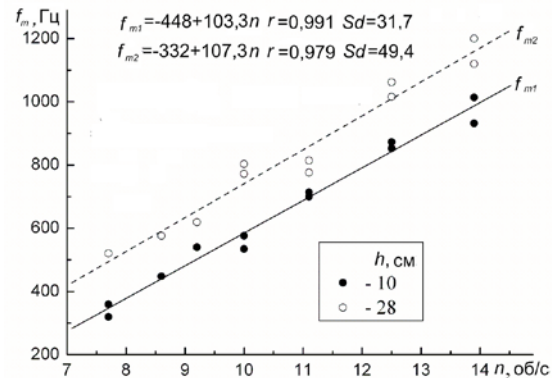


Рис. 2. Зависимость частоты максимума  $f_m$  спектральной функции флуктуаций интенсивности ЗП от скорости закрутки воздушного потока:

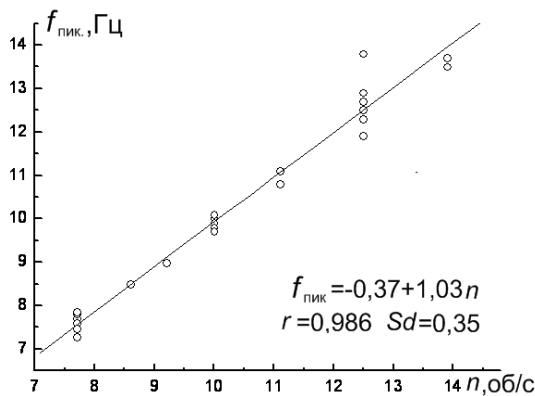


Рис.3. Сравнение частоты пика спектральной плотности собственного излучения смерча от скорости закрутки

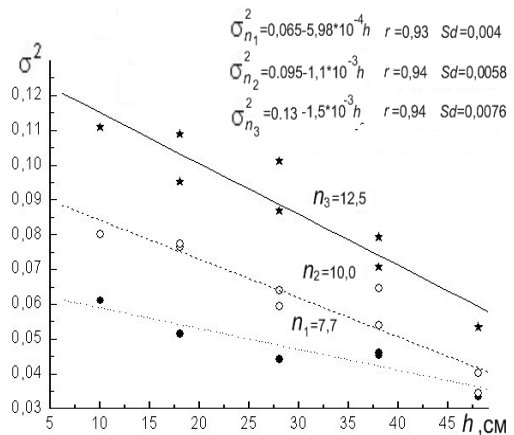


Рис.4. Зависимость дисперсии флуктуаций интенсивности ЗП от высоты при различной скорости закрутки.

Уровень флуктуаций собственного излучения пламени уменьшается с увеличением высоты. Флуктуации интенсивности  $\sigma^2$  зондирующих пучков при малых скоростях закрутки почти на порядок отличается от уровня флуктуаций собственного излучения пламени и слабо растут с

увеличением скорости вращения (рис.5). В то же время уровень флуктуаций собственного излучения пламени быстро уменьшается с увеличением оборотов закручивающего потока от 7 до 10 об/с и при дальнейшем увеличении оборотов стабилизируются и приближаются к уровню флуктуаций интенсивности зондирующих пучков.

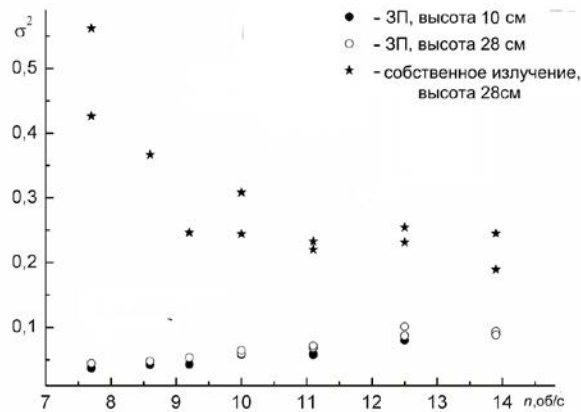


Рис.5. Уровни флуктуаций в зависимости от скорости закрутки.

Проведенные исследования показали:

1-оптические характеристики смерча определяются, в основном, скоростью закрутки воздушного потока, воздействующего на пламя МОС;

2-на гладкой спектральной функции  $fW(f)$  при анализе собственного излучения МОС появляется пик, который соответствует скорости закрутки воздушного потока;

3-измеренные частотные характеристики не соответствуют аналогичным характеристикам для развитой оптической турбулентности, подчиняющейся степенному закону Колмогорова-Обухова.

#### Список литературы

1. *Алексеев С.В., Куйбин П.А., Окулов В.Л.* Введение в теорию концентрированных вихрей. // Новосибирск: Изд. Института теплофизики СО РАН. 2003. 504 с.
2. *Бубнов Б.М.* Термическая структура и турбулизация торнадоподобных вихрей от локализованных источников тепла над вращающимся диском // Изв. РАН. Физ. атмосф. и океана, 1997. Т. 33. №4, С. 434-442.
3. *Гришин А.М., Голованов А.Н., Рейно В.В., Сазанович В.М., Строкатов А.А., Цвык Р.Ш., Шерстобитов М.В.* Экспериментальные исследования огненных смерчей. // Оптика атмосферы и океана. 2007. Т. 20. № 3. С.237-242
4. *Гришин А.М., Рейно В.В., Сазанович В.М., Шерстобитов М.В.* Некоторые итоги экспериментальных исследований огненных смерчей // Изв. ВУЗов. Физика.2011. № 12 С.14 -23
5. *G.M. Byram, R. E. Martin* Fire Whirlwinds in the Laboratory // Fire Control Notes. 1962. V.23. P.13-17.
6. *H.W. Emmons, S.J. Ying* The fire whirl. // USA.: Pittsburgh, Pa: Combustion Institute.: in Proceedings of the 11th International Symposium on Combustion. 1967. P.475- 488.
7. *Строкатов. А.А.* Физическое моделирование огненных и тепловых смерчей // дисс. канд. физ.-мат. наук: Томск. 2007. – 132 с.

## СРАВНЕНИЕ ОПТИКО-МИКРОФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ АТМОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ ПО ДАННЫМ СОЛНЕЧНЫХ ФОТОМЕТРОВ SP-6 И CE-318

В.В. Веретенников, С.С. Меньщикова, Д.М. Кабанов, С.М. Сакерин

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

vvv@iao.ru, mss@iao.ru, dkab@iao.ru, sms@iao.ru

**Ключевые слова:** аэрозольная оптическая толщина, AERONET, микроструктура аэрозоля, обратные задачи

Представлены результаты сравнения синхронных измерений аэрозольной оптической толщины, выполненных с использованием солнечных фотометров SP-6 и CE-318, и параметров микроструктуры, восстановленных с помощью решения обратной задачи. Измерения проводились в Томске на протяжении одного года. В качестве параметров микроструктуры аэрозоля рассматривались проинтегрированная по всей толще атмосферы объемная концентрация и средний радиус частиц. Указанные параметры оценивались как для полного ансамбля частиц, так и для отдельных фракций аэрозоля, субмикронной и грубодисперсной. Показано удовлетворительное согласие сравниваемых параметров. Обсуждаются возможные причины обнаруженных расхождений.

В течение длительного времени в ИОА СО РАН проводятся регулярные исследования спектральной прозрачности атмосферы с использованием двух различных систем наблюдений: автоматизированного аппаратурно-программного комплекса на базе солнечного фотометра типа SP и фотометра CE-318 сети AERONET. Оба экспериментальных комплекса расположены на одной измерительной площадке и позволяют синхронно проводить наблюдения аэрозольной оптической толщины (АОТ).

Возможность проведения синхронных измерений с использованием двух различных систем позволяет провести анализ взаимной согласованности экспериментальных данных и оценить степень объективности получаемой информации об оптико-микрофизическом состоянии аэрозоля в вертикальном столбе атмосферы. В докладе представлены предварительные результаты исследований, направленных на решение указанной задачи.

Необходимость сравнения результатов обусловлена различиями, связанными с конструктивными особенностями и параметрами измерительной аппаратуры, методикой предварительной обработки экспериментальных данных, алгоритмами решения обратной задачи для восстановления микроструктуры атмосферного аэрозоля.

Для анализа был выбран тестовый интервал наблюдений, продолжительностью в один год, с июля 2003 по июнь 2004 г. Общий объем данных AERONET за указанный период составил около 2100 спектров АОТ и 120 записей микроструктурных параметров аэрозоля. Количество обработанных спектров АОТ (SP) составило около 1200 среднечасовых реализаций, использованных для решения обратной задачи.

Для примера на рис. 1 представлена изменчивость АОТ на протяжении одного летнего месяца (июнь) по данным двух измерительных систем с усреднением на дневном интервале.

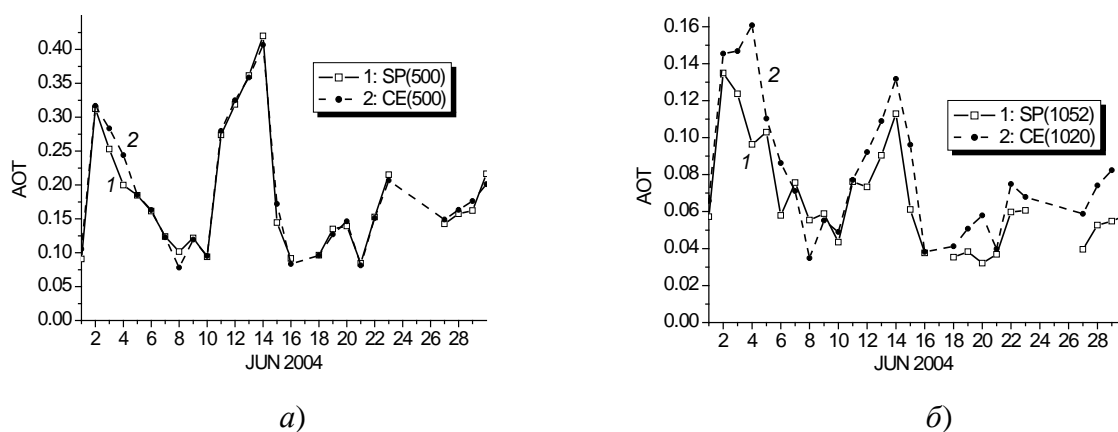


Рис.1. Среднесуточный ход AOT в видимой (а) и ближней ИК-области спектра (б) по данным фотометров SP-6 и CE-318 в течение месяца (июнь 2004 г.)

Зависимости AOT  $\langle \tau \rangle$  в видимой области спектра, представленные на рис. 1, а, демонстрируют хорошее совпадение практически в течение всего рассматриваемого периода. Как видно из рис. 1, б, картина слегка меняется при переходе к ИК-области. Здесь для подавляющего большинства дней имеем более высокие значения  $\langle \tau \rangle_{CE}$ ; разница составляет в среднем около 0,02. Наибольшее расхождение между  $\langle \tau \rangle_{SP}$  и  $\langle \tau \rangle_{CE}$  наблюдается для тех же дней (3 и 4 июня), что и на рис. 1, а в видимой области спектра.

Обратимся далее к результатам восстановления микроструктуры аэрозоля за тот же период. В качестве анализируемых параметров микроструктуры аэрозоля рассматривалась проинтегрированная по всей толще атмосферы объемная концентрация частиц, а также их средний радиус. Данные фотометра SP-6 обращались с использованием алгоритма [1].

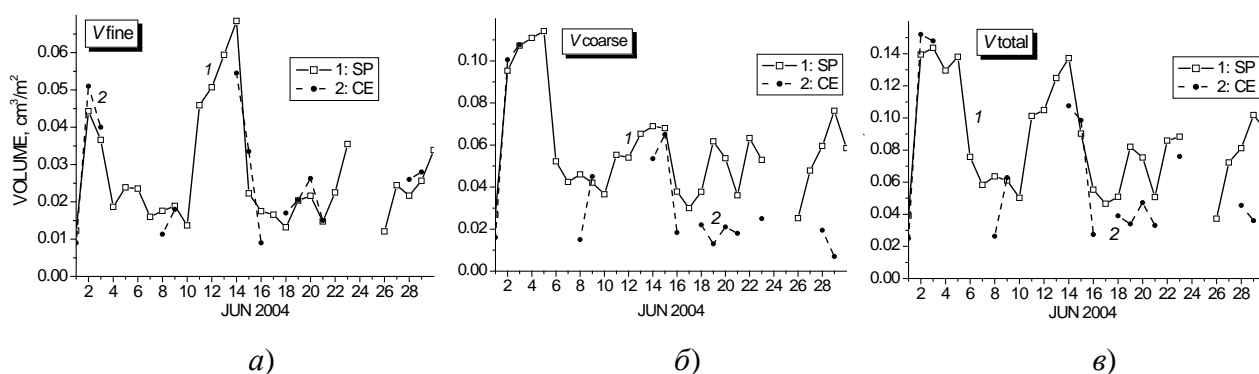


Рис. 2. Среднесуточный ход объемной концентрации аэрозоля в течение месяца (июнь 2004 г.) с разделением на субмикронную (а) и грубодисперсную (б) фракции частиц по результатам обращения данных SP-6 и CE-318.

Результаты сравнения объемной концентрации  $\langle V^{(f)} \rangle$  для субмикронной фракции представлены на рис. 2, а. Несмотря на различия в статистической обеспеченности двух ансамблей,

представленные зависимости имеют близкий временной ход при практическом совпадении среднемесячных значений, разность между которыми составляет  $0,002 \text{ см}^3/\text{м}^2$ . Расхождения, наблюдаемые в отдельные дни (например, 3 и 8 июня), отражают отличия, которые проявляются между среднесуточными значениями  $\langle \tau \rangle_{\text{SP}}$  и  $\langle \tau \rangle_{\text{CE}}$  в видимой области спектра для тех же дней.

По объемной концентрации грубодисперсного аэрозоля столь хорошего согласия уже не наблюдается. На рис. 2, б можно отметить близкие результаты лишь в отдельные дни. В большинстве случаев среднесуточная объемная концентрация  $\langle V^{(c)} \rangle_{\text{SP}}$  больше  $\langle V^{(c)} \rangle_{\text{CE}}$  при разнице между среднемесячными значениями  $0,017 \text{ см}^3/\text{м}^2$ . Как показывают численные эксперименты, возможной причиной более высоких восстановленных значений  $V_{\text{SP}}^{(c)}$  может быть использование для обращения спектральных измерений на длинах волн ИК-диапазона, которые отсутствуют в данных фотометра CE-318.

Как следует из данных, представленных на рис. 2, в рассматриваемый период в суммарном объеме частиц преобладает грубодисперсная фракция аэрозоля. Отношение между объемными концентрациями двух фракций составляет 1,5 – 2 раза. Поэтому в поведении кривых на рис. 2, в, описывающих изменение суммарного среднесуточного объема, в большей степени нашли отражение особенности, выявленные для частиц грубодисперсной фракции. Здесь, как и в предыдущем случае, обращение данных фотометра SP-6 приводит к более высоким значениям  $\langle V \rangle_{\text{SP}}$ . При этом разность между среднемесячными значениями  $\langle V \rangle_{\text{SP}}$  и  $\langle V \rangle_{\text{CE}}$  составляет  $0,015 \text{ см}^3/\text{м}^2$ , или 17%.

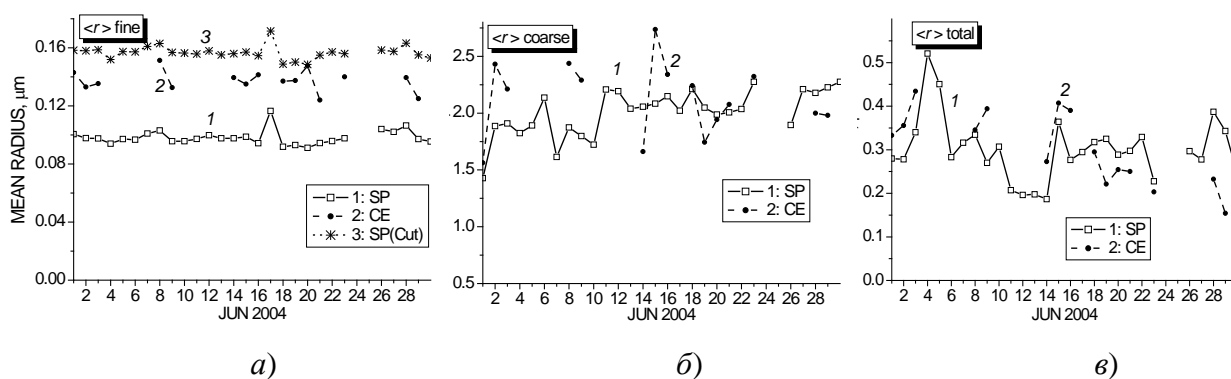


Рис. 3. Среднесуточный ход среднего по размерам радиуса частиц в течение месяца (июнь 2004 г.) с разделением на субмикронную (а) и грубодисперсную (б) фракции по результатам обращения данных SP-6 и CE-318.

На рис. 3 представлены результаты восстановления среднего радиуса аэрозольных частиц за рассматриваемый период для субмикронной (а), грубодисперсной (б) фракций и полного ан-

самбля частиц ( $\epsilon$ ). Наиболее характерные различия в представленных данных наблюдаются в восстановленных значениях среднего радиуса  $\langle r^{(f)} \rangle$  субмикронной фракции. Поведение кривой 1 на рис. 3, а для зависимости  $\langle r^{(f)} \rangle_{SP}$  демонстрирует в целом стабильность на протяжении месяца на уровне около 0,1 мкм. Значения  $\langle r^{(f)} \rangle_{CE}$  (кривая 2) сдвинуты вверх относительно зависимости  $\langle r^{(f)} \rangle_{SP}$  и имеют больший разброс в интервале 0,13 – 0,14 мкм. Указанное смещение восстановленных значений  $\langle r^{(f)} \rangle$  вызвано различиями используемых алгоритмов решения обратной задачи.

Также, как и в случае субмикронной фракции, поведение среднего радиуса  $\langle r^{(c)} \rangle_{SP}$  грубодисперсной фракции (рис. 3, б; кривая 1) демонстрирует более стабильный временной ход. Расхождение между  $\langle r^{(c)} \rangle_{SP}$  и  $\langle r^{(c)} \rangle_{CE}$  имеет знакопеременный характер при их близких среднемесячных значениях, равных 2,0 и 2,2 мкм соответственно.

Знакопеременный характер имеет также различие между средними радиусами  $\langle r \rangle$  для полного ансамбля частиц, наблюдаемое на рис. 3, в. Среднемесячные значения  $\langle r \rangle$  также близки и равны 0,32 мкм (SP-6) и 0,36 мкм (CE-318). Изменчивость среднего радиуса  $\langle r \rangle$  полного ансамбля на протяжении рассмотренного периода во многом обусловлена изменением соотношения между объемной концентрацией субмикронной и грубодисперсной фракций частиц. Например, пик зависимости  $\langle r \rangle$  4 июня связан с провалом объемной концентрации субмикронного аэрозоля, наблюдаемым в то же время на рис. 3, а, при высоком содержании грубодисперсного аэрозоля. И наоборот, резкое падение  $\langle r \rangle$  до 0,2 мкм в период 11 – 14 июня обусловлено, как это видно из рис. 3, а, значительным увеличением концентрации субмикронных частиц.

Особенности, выявленные при рассмотрении среднесуточных значений микроструктурных параметров в течение одного месяца, сохраняются и на более длительных отрезках времени. В докладе также представлены результаты аналогичного сравнения оптико-микроструктурных параметров аэрозоля для внутрисуточного и среднемесячного масштабов.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Президента РФ по поддержке ведущих научных школ НШ-4714.2014.5.

1. *Веретенников В.В., Меньщикова С.С.* Особенности восстановления микроструктурных параметров аэрозоля из измерений аэрозольной оптической толщины. Часть I. Методика решения обратной задачи // Оптика атмосферы и океана. 2013. Т. 26. № 4. С. 306–312.

# ИДЕНТИФИКАЦИЯ ФУНКЦИОНАЛЬНЫХ ГРУПП НА ПОВЕРХНОСТИ НАНОЧАСТИЦ – ПРОДУКТОВ ФОТОНУКЛЕАЦИИ АЛЬДЕГИДОВ, ГЕНЕРИРУЕМЫХ ПРИ ЛЕСНЫХ ПОЖАРАХ

Ф. Н. Дульцев<sup>1,2</sup>, И. А. Мик<sup>1,2</sup>, С. Н. Дубцов<sup>3</sup>, Г. Г. Дульцева<sup>2,3</sup>

<sup>1</sup>Институт физики полупроводников СО РАН

<sup>2</sup>Новосибирский государственный университет

<sup>3</sup>Институт химической кинетики и горения СО РАН

[fdultsev@isp.nsc.ru](mailto:fdultsev@isp.nsc.ru), [mikluha.ia@gmail.com](mailto:mikluha.ia@gmail.com), [dubtsov@kinetics.nsc.ru](mailto:dubtsov@kinetics.nsc.ru), [dultseva@kinetics.nsc.ru](mailto:dultseva@kinetics.nsc.ru)

Ключевые слова: функциональные группы, кварцевый резонатор, сдвиговая мода, сканирование явлений отрыва

## Аннотация

Представлен метод определения поверхностных функциональных групп наночастиц, образующихся при фотонуклеации фурфурала – одного из альдегидов, генерируемых при лесных пожарах. Метод основан на детектировании отрыва наночастиц от химически модифицированной поверхности кварцевого резонатора, колеблющейся в сдвиговой моде при сканировании по напряжению. Сила отрыва частиц от поверхности, определяемая по величине напряжения, при котором происходит отрыв, зависит от массы частицы и от сродства поверхностных функциональных групп частицы к группам, находящимся на модифицированной поверхности резонатора. При аминном модифицировании показано, что наночастицы, образующиеся при фотонуклеации фурфурала, содержат карбонильные и карбоксильные группы. Показана применимость метода для изучения функциональных групп на поверхности наночастиц атмосферного аэрозоля.

Химический состав наночастиц, образующихся при фотонуклеации атмосферных альдегидов, в том числе выделяющихся при лесных пожарах, практически не изучен с точки зрения идентификации функциональных групп, хотя ввиду сохраняющейся высокой реакционной способности таких частиц они оказывают существенное влияние и на свойства атмосферы, и на живые организмы. Методы аналитической химии, пригодные для анализа газообразных продуктов фотонуклеации альдегидов, оказываются неспособными дать информацию о функциональных группах, присутствующих на поверхности частиц атмосферных аэрозолей. Новый подход, основанный на измерении сил отрыва свежесформированных наночастиц от поверхности специальным образом подготовленного сенсорного устройства – кварцевого резонатора с химически модифицированной поверхностью



– позволил идентифицировать поверхностные группы наночастиц, образованных при фотолизе альдегидов (на примере фурфурала).

В предыдущих исследованиях нами было показано влияние процессов преднуклеационной кластеризации (в частности, образования кластеров с молекулами воды при фотолизе бензальдегида) на механизм и химический состав возникающих при фотонуклеации газовых и аэрозольных продуктов [1]. Таким образом, присутствие малых газовых составляющих атмосферы оказывает влияние на состав образующихся при фотонуклеации наночастиц. Для идентификации поверхностных функциональных групп наночастиц атмосферного аэрозоля нами был применен метод сканирования явлений отрыва (REVS), основанный на детектировании акустического сигнала, который сопровождает отрыв наночастицы от поверхности резонатора, колеблющегося в сдвиговой моде при нарастающей амплитуде, при сканировании напряжения от 0 до 10 В [2]. Момент отрыва фиксируется по величине искажений амплитудно-частотной характеристики согласованной колебательной системы при нарушении согласованности за счет отрыва частицы. Значение напряжения, при котором происходит отрыв, определяется массой частицы и силой ее удерживания на поверхности. Химическое модифицирование поверхности сенсорного устройства – кварцевого резонатора – позволило увеличить количество поверхностных функциональных групп наночастиц к модифицированной поверхности резонатора. На основании данных о соотношении к разным функциональным группам поверхности резонатора стало возможно делать выводы о группах, присутствующих на поверхности наночастиц при различных вариантах состава газовой фазы.

Фотолиз паров фурфурала проводили в инертном газе (аргон) и на воздухе в проточном кварцевом реакторе. При помощи сенсора на основе кварцевого резонатора определяли распределение частиц по размерам, причем для этой же цели в качестве контроля использовали диффузионный спектрометр аэрозолей [3]. Было показано, что оба метода дают сходные результаты. При увеличении времени облучения (путем увеличения ширины щели) увеличивался средний размер наночастиц, что было синхронно показано при использовании обоих методов. На рис. 1 показана зависимость среднего размера частиц от ширины щели при облучении. Сканирование по напряжению показало, что при увеличении ширины щели максимум сдвигается от 1 В к 4-5 В, что соответствует увеличению среднего размера частиц от 20 до 100 нм. Данные, полученные при помощи диффузионного спектрометра аэрозолей, приведены на рис. 2.

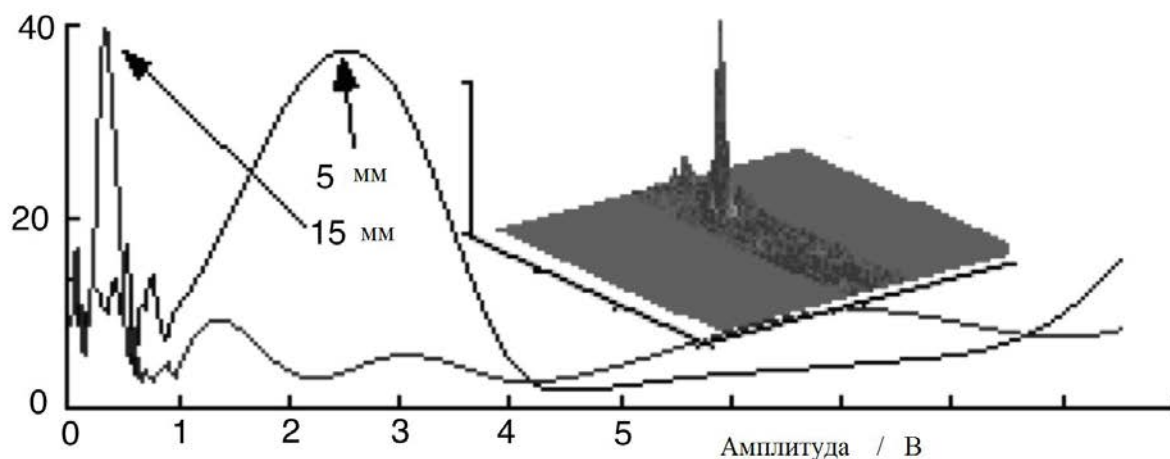


Рис. 1. Сигнал отрыва частиц в области <1 В регистрируется при большей дозе облучения (ширина щели 15 мм) и соответствует образованию частиц большего диаметра, пик в области 2-3 В - при меньшей дозе (ширина щели 5 мм).

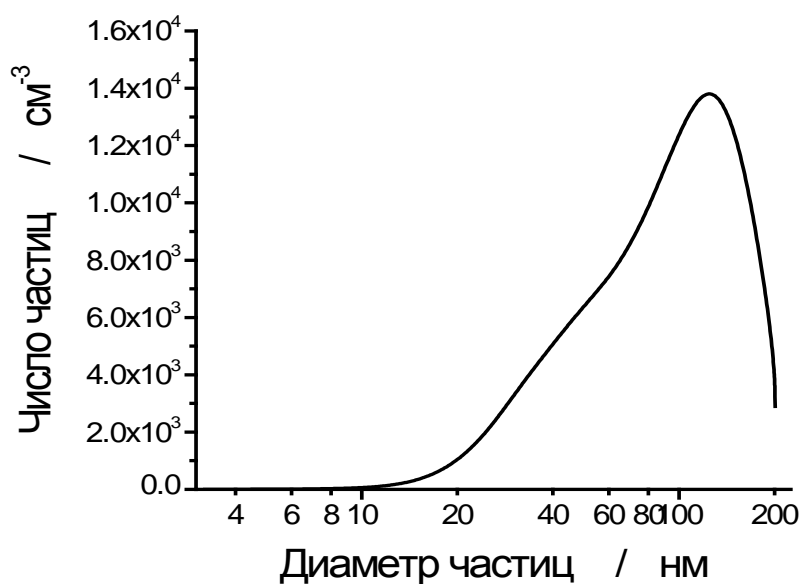


Рис. 2. Распределение частиц по размерам, соответствующее пику сигнала отрыва при напряжении 3-4 В.

Для идентификации поверхностных функциональных групп аэрозольных частиц поверхность кварцевого резонатора модифицировали нанесением различных реагентов. Например, для определения наличия карбоксильных групп было выполнено модифицирование аминами. Действительно, при наличии аминогрупп сигнал отрыва частиц существенно сдвинулся в область более высоких напряжений – до 8 В. Это означает, что химическая связь наночастицы с

поверхностью резонатора стала значительно сильнее. Так было показано, что поверхностные группы наночастиц – продуктов фотонуклеации фурфурала – являются кислотными. Данные о кислотности/основности поверхностных функциональных групп аэрозольных частиц позволят предсказывать направления их дальнейших трансформаций в атмосфере и прогнозировать влияние образующихся продуктов на экологический статус атмосферы.

### **Благодарности**

Работа поддержана Интеграционными проектами СО РАН (№ 35 и 86), а также Министерством образования и науки РФ.

### **Литература**

1. Dultseva, G.G., Dubtsov, S.N. and Dultsev, F.N. (2008) *J. Phys. Chem. A*, 112, No. 23, 5264–5268
2. Dultsev, F.N.; Kolosovsky, E.A.; Mik, I.A. (2012) *Langmuir*, 28, 13793-13797
3. Ankilov, A. et al., (2002) *Atmospheric Research*, 62, 177–207

# ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ АТМОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ ФОНОВЫХ РАЙОНОВ ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В ПЕРИОДЫ ПРОВЕДЕНИЯ КОМПЛЕКСНЫХ АТМОСФЕРНЫХ РАДИАЦИОННЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ ИОА В АПРЕЛЕ И ОКТЯБРЕ 2013 Г.

Б.Д.Белан, Т.М.Рассказчикова, Д.В.Симоненков, Г.Н.Толмачев

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

[bbd@iao.ru](mailto:bbd@iao.ru), [simon@iao.ru](mailto:simon@iao.ru), [tgn@iao.ru](mailto:tgn@iao.ru)

**Ключевые слова:** атмосферный аэрозоль, ионный и элементный состав, концентрация.

**Аннотация.** В данной работе представлены данные концентраций элементов и ионов в аэрозоле и особенностях их вертикального распределения, полученные в ходе двух комплексных радиационных экспериментов с участием самолёта-лаборатории Ту-134 «Оптик» 9 апреля и 1 октября 2013 г. Оба эксперимента проводились на тех же маршрутах в Томской и Новосибирской областях, что и эксперименты 2011 и 2012 г. Временная продолжительность каждого из полетов составляла около 3-х часов. Отбор проб на обоих маршрутах производился на фильтры Петрянова АФА-ХП-20 на высотах и в слоях 7000 – 5500, 4000 – 3000, 2000 – 1500 и 1000 – 500 метров. Особенностью полученных результатов в отличие от предыдущих экспериментов являются небольшие различия концентраций аэрозольно-химических компонентов на Томском и Ордынском маршрутах.

В апреле и октябре 2013 г. силами сотрудников всех отделений Института оптики атмосферы им. В. Е. Зуева СО РАН был проведен комплексный атмосферный радиационный эксперимент. В самолетном этапе комплексного эксперимента измерялись концентрации в атмосфере парниковых газов — углекислоты, озона, метана, водяного пара, а также различных свойств и параметров аэрозольных частиц и сажи над лесными массивами Новосибирской и Томской областей.

Отбор проб аэрозоля в слое тропосферы от 500 м до 7000 м осуществлялся: в Новосибирской области – над обширным лесным массивом Караканского бора по правому берегу южной части Новосибирского водохранилища (район п.Ордынское); в Томской области – над Томь-Обским междуречьем между п.Киреевск и г.Томском (от 20 км на запад). Временная продолжительность каждого из полетов составляла около 3-х часов. Было ясно, наблюдались облака хорошей погоды Cu Ni. Отбор проб на обоих маршрутах производился на фильтры Петрянова АФА-ХП-20 на высотах и в слоях 7000 – 5500, 4000 – 3000, 2000 – 1500 и 1000 – 500 метров. Анализ отобранных на фильтры проб аэрозоля производился в Лаборатории мониторинга окружающей среды ТГУ на наличие элементов и ионов: Al, Ba, Ca, Cu, Fe, Mg, Mn, Mo, Ni, Pb, Sn, Ti, V, Be, Cd, Si, Co, Cr, Sr, Zn, Zr, Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, Cl<sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>.

В таблице 1 представлены средние для всего слоя 0.5 – 7.0 км концентрации элементов и ионов, полученные над обоими районами зондирования.

Таблица. Средние концентрации химических компонентов (элементов и ионов) в составе аэрозоля в слое атмосферы 500-7000 м на Томском и Ордынском маршрутах в различные периоды зондирования.

1) для объединенных маршрутов в дни:

Х.к.	1/04/13	1/10/13
Si	1,1721	1,5755
Al	0,3903	0,3376
Fe	0,5893	0,7766
Mg	0,1796	0,1891
Ca	1,5477	0,7404
Ti	0,0242	0,0626
Cu	0,065	0,0621
Mn	0,017	0,0193
Pb	0,0755	0,088
Cr	0,0737	0,0912
Sn	0,0041	0,0017
V	0,0004	0,0003
Ba	0,003	0,0021
Ni	0,0382	0,0608
Mo	0,0013	0,002
Zn	0,0792	0,1006
Co	-	0,0023
Zr	0,0015	0,0012
Cd	-	0,0004
Na'	0,4346	0,3223
K'	0,147	0,1414
NO <sub>3</sub> '	0,6591	0,3569
SO <sub>4</sub> "	1,716	1,7273
Cl'	1,16	1,0095
Сумма	8,3788	7,6712

2) зондирование 9 апреля 2013 г.

Х.к.	Томск	Ордын.
Si	1,2792	1,0651
Al	0,3802	0,4003
Fe	0,5428	0,6357
Mg	0,1621	0,1971
Ca	0,7157	2,3796
Ti	0,0348	0,0136
Cu	0,0672	0,0629
Mn	0,0161	0,0178
Pb	0,0615	0,0896
Cr	0,0618	0,0855
Sn	0,0057	0,0019
V	0,0003	0,0005
Ba	0,0028	0,0032
Ni	0,0395	0,0369
Mo	0,0004	0,002
Zn	0,08	0,0783
Zr	0,0017	0,0013
Na'	0,3704	0,5203
K'	0,0881	0,2256
NO <sub>3</sub> '	0,6365	0,6817
SO <sub>4</sub> "	1,579	1,853
Cl'	0,9414	1,4515
Сумма	7,0671	9,8034

3) зондирование 1 октября 2013 г.

Х.к.	Томск	Ордын.
Si	1,3441	1,8069
Al	0,2724	0,4028
Fe	0,6193	0,9339
Mg	0,1592	0,219
Ca	0,5703	0,9106
Ti	0,0264	0,0988
Cu	0,0578	0,0664
Mn	0,0166	0,0219
Pb	0,0521	0,1238
Cr	0,0791	0,1034
Sn	0,0014	0,0021
V	0,0004	0,0002
Ba	0,0013	0,0029
Ni	0,0604	0,0613
Mo	0,0006	0,0034
Zn	0,0547	0,1465
Co	-	0,0023
Zr	0,0013	0,0011
Cd	-	0,0004
Na'	0,3153	0,3328
K'	0,1062	0,1943
NO <sub>3</sub> '	0,335	0,3733
SO <sub>4</sub> "	1,2457	1,9681
Cl'	0,4085	1,6106
Сумма	5,7281	9,3868

Из таблицы следует, что концентрации большинства элементов и ионов весной и осенью достаточно близки между собой. Исключение составляют элементы Ca, Ti, Sn, Ni и ион нитратов NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, концентрации которых различаются более чем в 2 раза.

В таблице 2 представлены средние концентрации элементов и ионов, полученные весной 2013 года на Томском и Ордынском маршрутах. Видно, что различия в концентрациях не существенны. Различия в концентрациях наблюдаются у Ca, Ti, и иона K<sup>+</sup>.

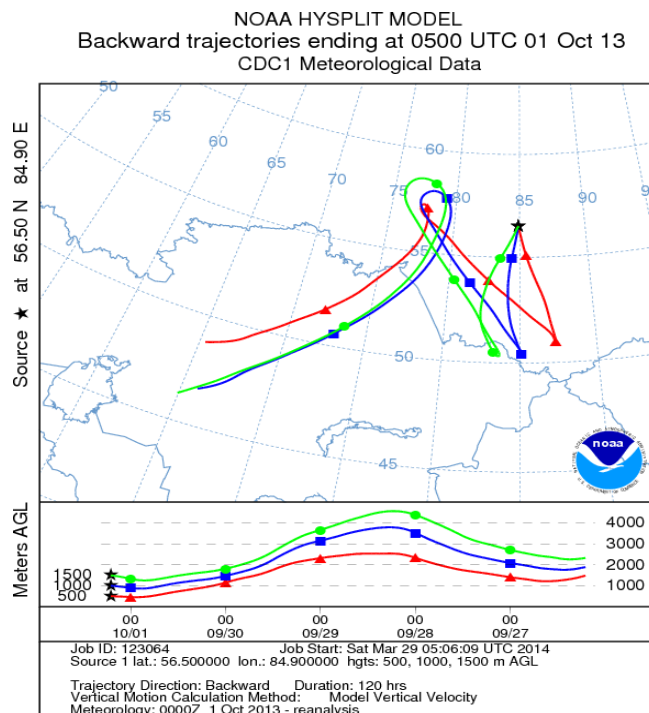
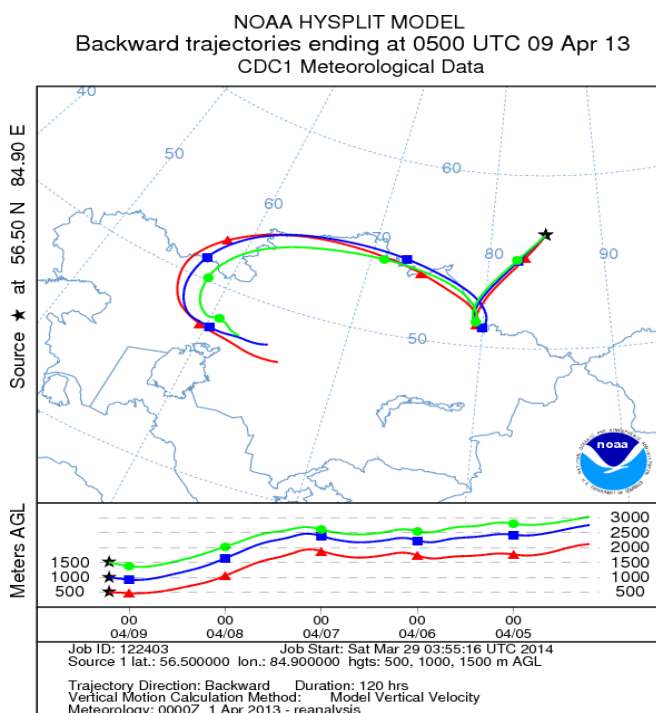
Наибольшие различия в концентрациях элементов и ионов на маршрутах наблюдались осенью 2013 года, что следует из таблицы 3. К таким элементам относятся терригенный элемент Ti элемента антропогенного происхождения Pb, V, Ba, Mo, Zn и ионы K<sup>+</sup> и Cl<sup>-</sup>.

Определенное объяснение различий концентраций на Томском и Ордынском маршрутах можно получить, если рассмотреть обратные траектории воздушных частиц, приходящих в районы отбора проб весной и осенью 2013г. На рисунке 1 показаны примеры таких траекторий для проб аэрозоля, отобранных в пограничном слое.

Видно, что весенние траектории частиц, приходящие на оба маршрута мало отличаются друг от друга и имеют свое начало в пустынных районах Казахстана. Аналогичные же осенние траектории, приходящих частиц на Томский и Ордынский маршрут различаются как своим началом, так и путем продвижения. Томские траектории начинаются на севере Казахстана, а Ордынские в Европе. Причем последние пролегают над Каспийским морем, высохшей акваторией Аральского моря и озера Балхаш. По-видимому, различия в концентрациях элементов и ионов можно объяснить различием источников аэрозоля терригенного и антропогенного характера на пути следования воздушных масс к районам полетов самолета-лаборатории.

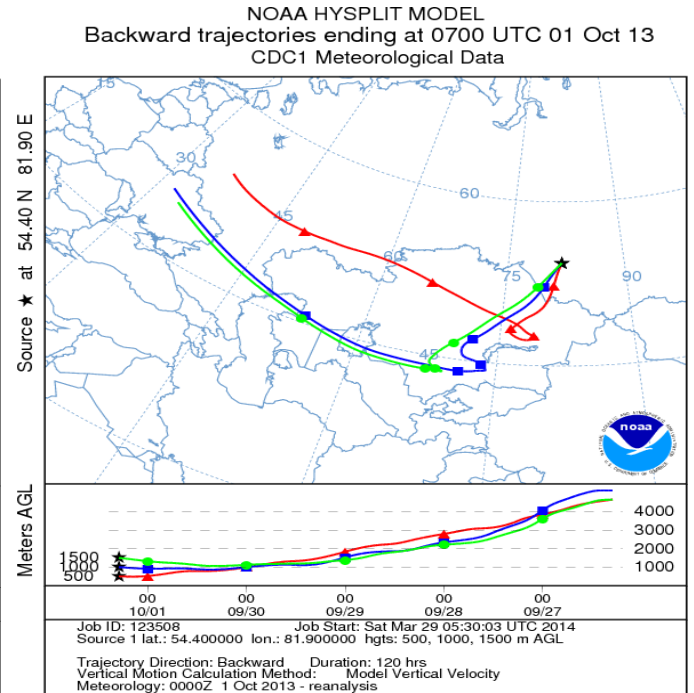
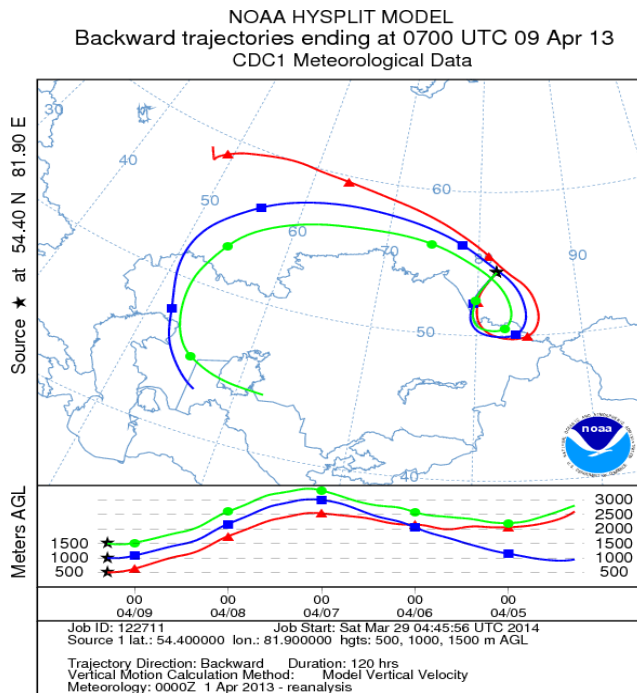
09.04.2013г. Томск.

01.10.2013г. Томск



09.04.2013г. Ордынское.

01.10.2013г. Ордынское.



Работа выполнена при поддержке Фонда глобальных исследований окружающей среды для Национальных институтов Министерства окружающей среды Японии, программы Президиума РАН №4, программы ОНЗ РАН №5, междисциплинарных интеграционных проектов СО РАН №35, №70 и №131, грантов РФФИ № 14-05-00526, №14-05-00590.

# ИССЛЕДОВАНИЕ ВАРИАЦИЙ АЭРОЗОЛЬНОГО ИНДЕКСА, ВЫЗВАННЫХ ЛЕСНЫМИ ПОЖАРАМИ В АЗИАТСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ (2012, 2013 ГГ.)

О.А. Томшин, В.С. Соловьев

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

otomshin@ikfia.sbras.ru, solo@ikfia.ysn.ru

**Ключевые слова:** лесные пожары, аэрозоль, дистанционное зондирование.

По данным спутниковых наблюдений (ИСЗ EOS Terra, Aqua, Aura) проведены исследования вариаций пространственно-временного распределения аэрозольного индекса, вызванных лесными пожарами в 2012, 2013 гг. на территории азиатской части России.

**Введение.** Лесные пожары (ЛП) оказывают значительное влияние на состояние, биоразнообразие и ресурсный потенциал лесных экосистем, а также на физические и химические процессы в атмосфере [1, 2]. В результате ЛП атмосфера загрязняется продуктами горения – смесью различных газов, аэрозольных и дымовых частиц, оказывающих влияние на тепловой баланс в атмосфере. Исследованиям влияния крупномасштабных лесных пожаров на распределение атмосферных аэрозолей, состав атмосферы посвящены публикации [3-5]. В данной работе приведены результаты исследования воздействия крупных лесных пожаров на территории азиатской части России (2012, 2013 гг.) на распределение аэрозольного индекса (АИ).

**Данные.** В работе использованы данные радиометра MODIS (ИСЗ Terra, Aqua) для детектирования очагов лесных пожаров и оценки площади гарей. Для исследования вариаций аэрозольного индекса использовались данные прибора OMI (ИСЗ Aura). Данные дистанционного зондирования (приборов MODIS и OMI) взяты из открытых ресурсов Центра космических полётов им. Р. Годдарда НАСА [6]. Карта ветров на уровне 850 мбар (~1,5 км) и отклонения значений атмосферного давления на уровне моря от многолетних ( $\Delta$ SLP) взяты из модели «NCEP-реанализ» [7]. Траектории переноса воздушных масс в нижней тропосфере строились по модели «HYSPLIT» [8].

**Обсуждение.** Большая часть очагов ЛП в 2012, 2013 гг. была зарегистрирована на территориях Западно-Сибирской равнины, Среднесибирского плоскогорья, Забайкальского края и Якутии. Высокой пожароопасности лесов в рассматриваемые годы способствовали повышенные значения температуры воздуха и низкая влажность, сохранявшиеся на протяжении всего пожароопасного сезона. Общая площадь, пройденная огнём в 2012, 2013 гг. на рассматриваемых территориях, оценивается в ~7 и ~3 млн. га, соответственно, что составляет около половины от общей выгоревшей площади на всей территории РФ за эти годы.



На рис. 1 представлены данные за 10 мая 2012 г.: а) – карта распределения среднесуточных значений аэрозольного индекса, б) – отклонения среднесуточных значений давления на уровне моря от среднестатистических многолетних показателей; в нижней части рисунка приведены цветовые шкалы значений АИ и  $\Delta$ SLP; черными точками отмечены очаги ЛП. В распределении АИ наблюдаются два крупных аэрозольных «облака»: одно расположилось над Среднесибирским плоскогорьем, другое – над Корякским нагорьем. Модельные траектории перемещения воздушных масс показывают, что источником возмущений АИ оказались ЛП на территории Забайкальского края (5-9 мая 2012 г.). Очевидно, что сложившаяся конфигурация барических полей и ветров (рис. 1б) сформировали наблюдаемые крупные неоднородности АИ: первое облако АИ – результат аккумуляции в течение нескольких суток дымовых аэрозолей в области застоя (пониженное давление и слабые ветры), второе – отрыв от основного аэрозольного шлейфа (не показан) и слабый дрейф в восточном направлении. Аэрозольные облака отчётливо прослеживались на значительном удалении от очагов в течение нескольких дней после прекращения ЛП.

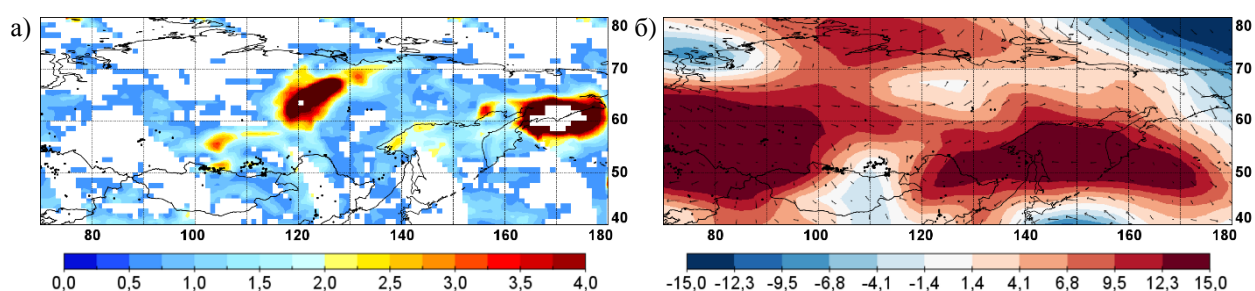


Рис. 1. Распределение среднесуточных значений АИ (а),  $\Delta$ SLP (б) и поля ветров на уровне 850 мбар 10.05.12.

Чёрными точками отмечены положения очагов ЛП.

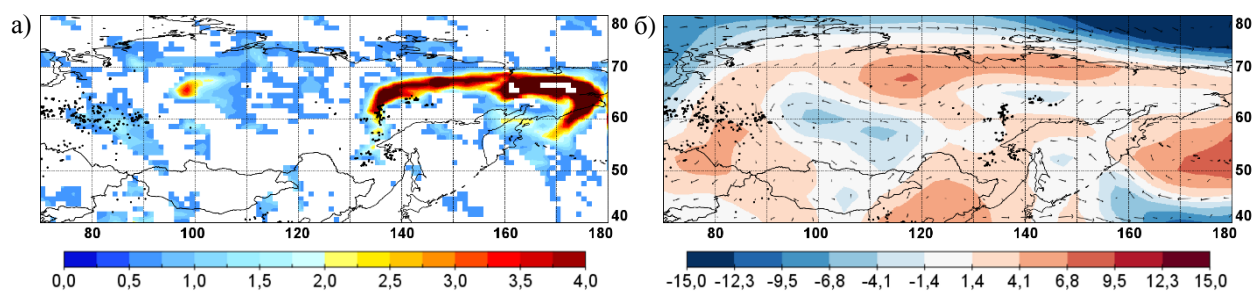


Рис. 2. Распределение среднесуточных значений АИ (а),  $\Delta$ SLP (б) и поля ветров на уровне 850 мбар 16.07.12.

Чёрными точками отмечены положения очагов ЛП.

События 16 июля 2012 г. – лесные пожары на юге Якутии и крупные АИ-неоднородности – показаны на рис. 2а, справа (рис 2б) представлены распределения  $\Delta$ SLP и поля ветров;

обозначения аналогичны рис. 1. Повышенная пожарная активность в данном регионе наблюдалась с 7 по 17 июля 2012 г., при этом поток дымовых аэрозолей устойчиво выносился в северо-восточном направлении в течение всего времени ЛП. Максимальный перенос от очагов пожаров составил несколько тысяч км, а время жизни аэрозольного облака около 4-5 дней после прекращения ЛП. Перенос дымовых аэрозолей восточнее ~180 град. в.д. в сторону американского материка был заблокирован зоной устойчивого высокого давления, установившейся над северной акваторией Тихого океана.

2012 год отметился большим количеством очагов ЛП на Среднесибирском плоскогорье (с 17 июля по 5 августа) и в Якутии (с 26 июля по 5 августа). На рис. 3а (обозначения аналогичны предыдущим рисункам) показано распределение среднесуточных значений АИ на 31 июля 2012 г. Конфигурация воздушных течений и небольшие скорости поля ветров сформировали масштабную АИ-неоднородность, протянувшуюся от Западной Сибири до побережья Охотского моря.

На рис. 4а представлены карта распределения АИ на 5 августа 2013 г. Как и в предыдущем пожароопасном сезоне, большая часть лесных пожаров пришлось на территорию Среднесибирского плоскогорья. Повышенная лесопожарная активность в данном регионе наблюдалась с конца июля до середины августа. Установившийся над Восточной Сибирью антициклон блокировал перенос дымовых аэрозолей на восток, способствуя их накоплению над Среднесибирским плоскогорьем. Высокие значения АИ сохранялись в течение всего периода повышенной активности ЛП в регионе, на протяжении двух недель. Дальнего переноса выбросов в течение ЛП не наблюдалось, большая часть аэрозольного загрязнения находилось вблизи очагов ЛП.

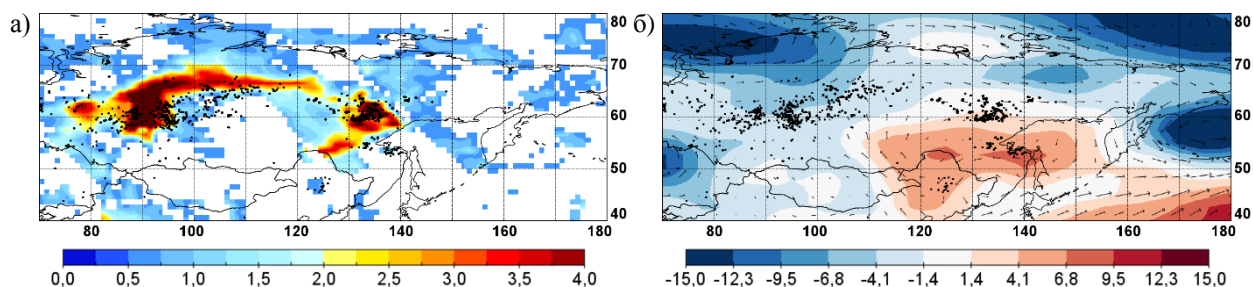


Рис. 3. Распределение среднесуточных значений (а) АИ, (б)  $\Delta$ SLP и ветрового поля на уровне 850 мбар за 31.07.12.

Чёрными точками обозначены детектированные очаги ЛП.

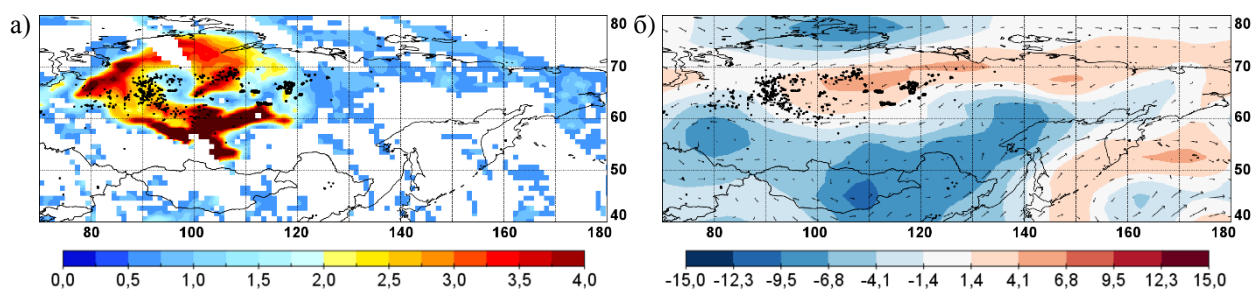


Рис. 4. Распределение среднесуточных значений АИ (а),  $\Delta$ SLP (б) и поля ветров на уровне 850 мбар 05.08.13. Чёрными точками отмечены положения очагов ЛП.

**Заключение.** Анализ лесопожарной обстановки 2012-2013 гг., вариаций аэрозольного индекса, распределения барических полей и ветров показывает, что крупномасштабные лесные пожары в азиатской части России являются основным фактором, определяющим пространственно-временное распределение аэрозольного индекса с апреля по октябрь, как в азиатской части России, так и за её пределами на востоке.

Дымовые частицы, попав в застойные области, аккумулируются в течение некоторого времени и формируются в крупные неоднородности с высокими значениями АИ, которые могут существовать от нескольких дней до недели после прекращения ЛП.

Перенос полей аэрозольного загрязнения от крупных лесных пожаров может осуществляться на значительные расстояния от очагов пожаров. Так, в частности, аэрозольные облака, образовавшиеся вследствие ЛП (2012-2013 гг.) на территории юга Сибири и Забайкальского края переносились воздушными течениями через Тихий океан, достигая территории Северной Америки.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта «Научно-образовательный фонд поддержки молодых учёных Республики Саха (Якутия)» №201302010078».

## Литература

1. Швиденко А.З., Щепаченко Д.Г., Ваганов Е.А., Сухинин А.И., Максюттов Ш.Ш., МкКаллум И., Лакида И.П. Влияние природных пожаров в России 1998-2010 гг. на экосистемы и глобальный углеродный бюджет // Доклады академии наук. 2011. Т. 441. № 4. С. 544-548.
2. Гинзбург А.С., Губанова Д.П., Минашкин В.М. Влияние естественных и антропогенных аэрозолей на глобальный и региональный климат // Российский химический журнал. 2008. Т. LI. № 5. С. 112-119.
3. Соловьев В.С., Будищев А.А. Возмущения аэрозольной оптической толщины атмосферы, вызванные лесными пожарами в Якутии // Оптика атмосферы и океана. 2010. Т. 23. № 7. С. 626-629.
4. Томишин О.А., Протопопов А.В., Соловьев В.С. Исследование вариаций атмосферного аэрозоля и угарного газа в области лесных пожаров // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2012. Т. 9. № 1. С. 145-150.

5. Лупян Е.А., Мазуров А.А., Еришов Д.В., Коровин Г.Н., Королева Н.В., Абушенко Н.А., Тацилин С.А., Сухинин А.И., Афонин С.В., Белов В.В., Гришин А.М., Соловьев В.С. Спутниковый мониторинг лесов России // Оптика атмосферы и океана. 2007. Т. 20. № 5. С. 443-447.
6. Aker J.G., Leptoukh G. Online Analysis Enhances Use of NASA Earth Science Data // Eos, Transactions AGU. 2007. V. 88. № 2. P. 14-17.
7. Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Leetmaa A., Reynolds R., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K.C., Ropelewski C., Wang J., Jenne R., Joseph D. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project // Bull. Amer. Meteor. Soc. 1996. № 77. P. 437-470.
8. Draxler R.R., Hess G.D. An overview of the HYSPLIT\_4 modeling system of trajectories, dispersion, and deposition // Australian Meteorological Magazine. 1998. V. 47. P. 295-308.

# О СВЯЗИ PM1.0 С ОБРАТНЫМИ ТРАЕКТОРИЯМИ И СКОРОСТЯМИ ВОЗДУШНЫХ МАСС ПО ДАННЫМ ИЗМЕРЕНИЙ НА ЗНС ИФА РАН

Шукуров К.А.

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

*karim.shukurov@ifaran.ru*

**Аннотация.** По данным измерений в 2010-2013 гг. на Звенигородской научной станции (ЗНС) ИФА РАН и расчетам с помощью HYSPLIT установлена связь между PM1.0 и 5-тисуточными обратными траекториями (ОТ) воздушных масс (ВМ). Показано, что области наиболее вероятных ОТВМ, соответствующих PM1.0 <0.00125 мг/м<sup>3</sup> и >0.0143 мг/м<sup>3</sup> располагаются, соответственно, к западу и северо-западу и к югу и юго-востоку от ЗНС. Показано, что чем южнее и восточнее проходят ВМ, тем PM1.0 на ЗНС выше. Рассчитаны средние скорости ВМ  $S_{ВМср}$ . Показано, что чем выше  $S_{ВМср}$ , тем PM1.0 на ЗНС ниже. Коэффициент корреляции между lg(PM1.0) и  $S_{ВМср}$  равен -0.96. Получена линейная аппроксимация зависимости lg(PM1.0) от  $S_{ВМср}$ .

**Ключевые слова:** траекторный анализ, аэрозоль, загрязнение воздуха.

Связь характеристик атмосферной примеси, измеряемых в некоторой точке, с обратными траекториями (ОТ) воздушных масс (ВМ) потенциально позволяет определять наиболее вероятные области нахождения источников примеси и пути ее транспорта к точке наблюдения [1-3]. Попытка связать оптические и микрофизические характеристики приземного аэрозоля с ОТВМ предпринимались ранее и для ЗНС ИФА РАН [1]. В настоящей работе исследуется зависимость приземного PM1.0 на ЗНС от 5-тисуточных обратных траекторий и скоростей ВМ.

## Методика измерений и анализ данных

В 2010-2013 гг. на ЗНС проводились измерения PM1.0 в приземном слое воздуха с помощью счетчика аэрозольных частиц АЗ-10-0.3. Измерения выполнялись на открытом воздухе один раз в день около 13:00 мск. Всего было 700 дней измерений во все сезоны года (см. рис.1) и при различных ВМ. Данные, относящиеся к периоду экстремального задымления августа 2010 г., рассматривались отдельно [4] и из настоящей работы исключены.

С целью детального изучения зависимости PM1.0 от ОТ ВМ диапазон измеренных PM1.0 был разбит на 10 интервалов по 70 значений PM1.0 в каждом: <0.00125 мг/м<sup>3</sup> (1), 0.00125-0.0019 мг/м<sup>3</sup> (2), 0.0019-0.0028 мг/м<sup>3</sup> (3), 0.0028-0.0037 мг/м<sup>3</sup> (4), 0.0037-0.0047 мг/м<sup>3</sup> (5), 0.0047-0.006 мг/м<sup>3</sup> (6), 0.006-0.0076 мг/м<sup>3</sup> (7), 0.0076-0.0102 мг/м<sup>3</sup> (8), 0.0102-0.0143 мг/м<sup>3</sup> (9), 0.0143-0.041 мг/м<sup>3</sup> (10) (см. рис.1).

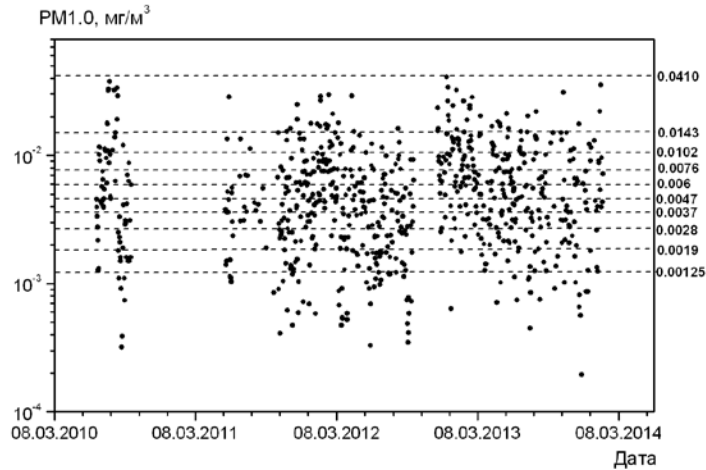


Рис.1. PM1.0 по данным измерений на ЗНС ИФА РАН в 2010-2013 гг. Пунктирными линиями показаны границы интервалов PM1.0 (см. текст), для которых рассчитывались массивы обратных траекторий воздушных масс.

С помощью модели HYSPLIT [5] для каждого интервала PM1.0 получен массив 5-тисуточных ОТ ВМ для 11-ти высот от 0 до 1 км включительно (слой активного перемешивания) с шагом 0.1 км. По каждому из массивов (по 770 ОТ) рассчитаны частоты попаданий ОТ в квадраты  $0.3^\circ \times 0.3^\circ$  в диапазоне  $40^\circ$ - $70^\circ$  с.ш. и  $20^\circ$ - $50^\circ$  в.д., по которым построены карты вероятности ОТ (см. рис. 2.1-2.10).

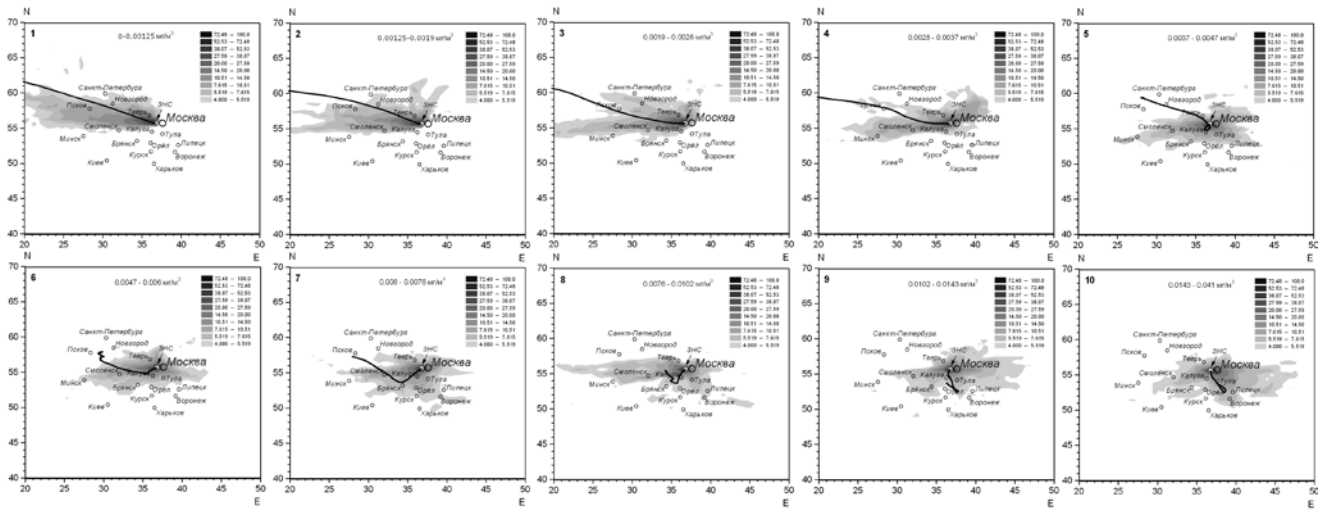


Рис.2. Карты вероятности обратных траекторий (ОТ) для каждого из массивов ОТ, соответствующих интервалам разбиения PM1.0 (1-10). Черные линии - средние ОТ. В легендах даны интервалы вероятности ОТ.

Как видно из рис.2.1-2.10, чем южнее и восточнее располагались области наиболее вероятных ОТ, тем PM1.0 на ЗНС был выше, причем  $PM1.0 < 0.0037 \text{ мг/м}^3$  наблюдались при ВМ приходящих в основном с запада, северо-запада и севера, а  $PM1.0 > 0.0037 \text{ мг/м}^3$  регистрировались в основном при юго-западном, южном и юго-восточном переносах.

Осреднением ОТ по каждому из массивов были получены также средние ОТ ВМ (см. рис.3.а). Как видно из рис.3.а наибольшие РМ1.0 (0.0143-0.041 мг/м<sup>3</sup>) соответствуют средней ОТ проходившей по Тульской, Липецкой и Воронежской областям. Со стороны Калужской, Брянской и Орловской областей приходят ВМ, которым соответствуют РМ1.0 от 0.0076 до 0.0143 мг/м<sup>3</sup>. Наименьшие РМ1.0 (<0.00125 мг/м<sup>3</sup>) соответствуют средней ОТ, проходившей по Тверской, Новгородской, Псковской и Ленинградской областям. Относительно малые РМ1.0 несут западные ВМ, для которых средняя ОТ пролегает по Смоленской области и далее на запад в сторону Беларуси.

Зная угловые расстояния, пройденные ВМ по широте и долготе за единицу времени (1 час), можно рассчитать длину соответствующего отрезка ОТ и скорость ВМ на нем. С учетом зависимости длины дуги параллели от широты расстояние Δd (в км) между последовательными точками ОТ, пройденное ВМ за единичный интервал времени Δt (1 час), имеет место следующее соотношение:

$$\Delta d = ((R_{\text{Зср}} \times \sin(\Delta \text{lat} \times \pi/180))^2 + (R_{\text{Зср}} \times \cos(\text{lat}_{\text{ср}} \times \pi/180) \times \sin(\Delta \text{lon} \times \pi/180))^2)^{0.5},$$

где  $R_{\text{Зср}} = 6371$  км (средний радиус Земли), Δlat и Δlon – угловые расстояния, пройденные ВМ за Δt по широте и долготе, соответственно, и  $\text{lat}_{\text{ср}}$  – середина углового расстояния Δlat. Скорость S (в км/ч) на отрезке ОТ равна Δd/Δt. Были рассчитаны средние скорости  $S_{\text{ВМ}}$  движения ВМ вдоль каждой ОТ всех массивов ОТ, соответствующих интервалам РМ1.0, и средние скорости  $S_{\text{ВМср}}$  движения ВМ по каждому из указанных массивов ОТ. На рис.3.б представлена корреляционная диаграмма между  $S_{\text{ВМср}}$  и lg(PM1.0) (коэффициент корреляции  $r=-0.96$ ), которая может быть аппроксимирована следующей линейной зависимостью:

$$\lg(\text{PM1.0}) = 0.81 - 0.12 \times S_{\text{ВМср}}.$$

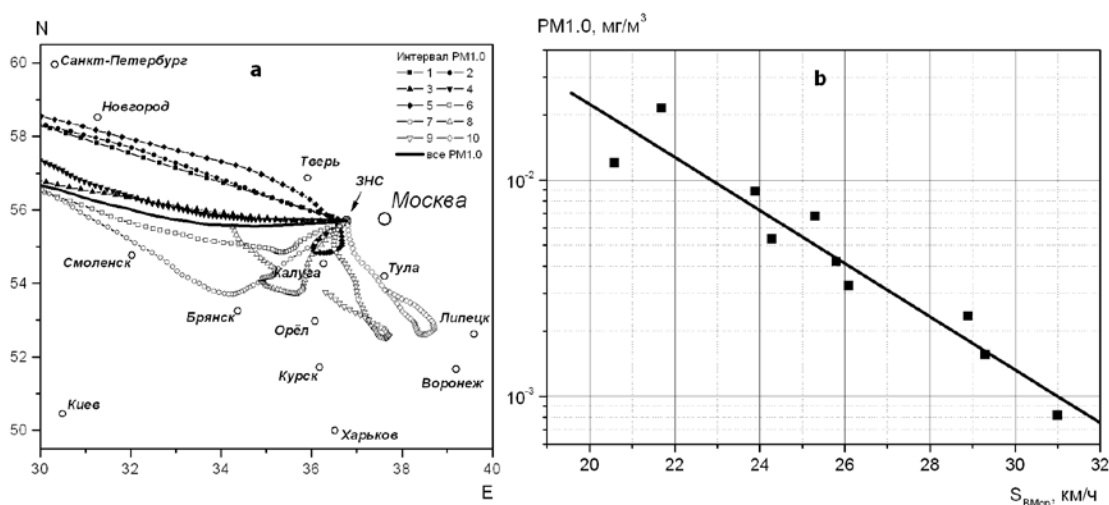


Рис. 3. а) Средние ОТ соответствующие интервалу разбиения РМ1.0 (указан в легенде). б) Корреляционная диаграмма РМ1.0 и средней скорости ВМ  $S_{\text{ВМср}}$  и ее линейная аппроксимация.

Среднее по массиву расстояние  $D_{\text{ВМср}}$  (в км), пройденное ВМ, получается простым умножением  $S_{\text{ВМср}}$  на длительность ОТ (120 часов). Линейная аппроксимация для корреляционной диаграммы между  $D_{\text{ВМср}}$  и  $\lg(\text{PM1.0})$ , которая аналогична рис.3.б, имеет вид  $\lg(\text{PM1.0}) = 0.81 - 0.001 \times D_{\text{ВМср}}$ .

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 12-05-00938-а).

## Результаты

В 2010-2013 гг. на ЗНС ИФА РАН проведены измерения PM1.0 в различные сезоны года и при различных воздушных массах. Рассчитан массив из 7700 5-тисуточных обратных траекторий воздушных масс соответствующих времени измерений PM1.0. Построены карты вероятности 5-тисуточных обратных траекторий воздушных масс для 10-ти диапазонов PM1.0. Показано, что области наиболее вероятного прохождения траекторий воздушных масс, соответствующих  $\text{PM1.0} < 0.00125 \text{ мг/м}^3$  и  $> 0.0143 \text{ мг/м}^3$  располагаются, соответственно, к западу и северо-западу и к югу и юго-востоку от ЗНС ИФА РАН. Показано, что чем южнее и восточнее проходит траектория воздушной массы (на фоне доминирующего западного переноса), тем выше PM1.0 на ЗНС ИФА РАН. Показано, что чем выше средняя скорость движения воздушной массы  $S_{\text{ВМср}}$ , тем ниже PM1.0 на ЗНС ИФА РАН. Коэффициент корреляции между  $\lg(\text{PM1.0})$  и  $S_{\text{ВМср}}$  равен -0.96. Получена линейная аппроксимация зависимости  $\lg(\text{PM1.0})$  от  $S_{\text{ВМср}}$ .

## Список литературы

1. *Исаков А.А., Тихонов А.В.* О сопоставлении осредненных направлений прихода в Подмоскowie воздушных масс со средними величинами параметра Хенела и показателя преломления вещества частиц // *Оптика атмосферы и океана*. 2010. Т. 23. № 1. С. 9-13.
2. *Виноградова А.А., Веремейчик А.О.* Поле потенциальных источников аэрозольного загрязнения атмосферы в районе Ненецкого заповедника // *Оптика атмосферы и океана*. 2012. Т. 25. № 9. С. 760-767.
3. *Виноградова А.А., Веремейчик А.О.* Модельные оценки содержания антропогенной сажи в атмосфере Российской Арктики // *Оптика атмосферы и океана*. 2013. Т. 26. № 6 (293). С. 443-451.
4. *Шукуров К.А., Мохов И.И., Шукурова Л.М.* Оценка радиационного форсинга дымового аэрозоля летних пожаров 2010 г. на основе измерений в московском регионе // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2014. Т. 50. № 3. (в печати).
5. *Draxler R.R. and Rolph G.D.* HYSPLIT (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) Model access via NOAA ARL READY Website (<http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php>) // <http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php>. 2014.



О СВЯЗИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПРИЗЕМНОГО АЭРОЗОЛЯ  
С ОБРАТНЫМИ ТРАЕКТОРИЯМИ ВОЗДУШНЫХ МАСС  
ПО ДАННЫМ ИЗМЕРЕНИЙ НА ЗНС ИФА РАН

Шукуров К.А., Шукурова Л.М.

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

*karim.shukurov@ifaran.ru*

**Аннотация.** По данным измерений в 2002-2013 гг. на Звенигородской научной станции (ЗНС) ИФА РАН и расчетов с помощью HYSPLIT построены карты вероятности обратных траекторий (ОТ) воздушных масс (ВМ), соответствующих различному содержанию в приземном воздухе сульфатного, нитратного и минерального аэрозолей. Показано, что локализации наиболее вероятных областей источников указанных видов аэрозолей существенно различаются. Минимальное содержание сульфатного и минерального аэрозолей в воздухе на ЗНС наблюдается при ВМ приходящих на ЗНС с северо-запада и запада, в то время как для нитратного аэрозоля – это направление максимального содержания. Максимальное содержание сульфатного аэрозоля наблюдается при приходе ВМ с юга, юго-запада и юго-востока, минерального – с юго-востока.

**Ключевые слова:** химический состав аэрозоля, траекторный анализ.

Анализ массивов обратных траекторий (ОТ) воздушных масс (ВМ) позволяет выявлять наиболее вероятные области расположения источников атмосферных примесей [1]. В данной работе исследуется связь химического состава приземного аэрозоля на ЗНС с областями наиболее вероятного прохождения 5-тисуточных обратных траекторий.

#### **Методика измерений и анализ данных**

В 2002-2005 гг., в 2010 г. и в 2012-2013 гг. на ЗНС в приземном слое воздуха с помощью каскадного импактора [2] проводился отбор проб аэрозоля с размерами частиц 0.7-1.3 мкм и 2 мкм. Каждая проба отбиралась 24 часа в течение 2 суток при одной и той же ВМ. Всего за 476 дней измерений было отобрано 219 проб (в обоих указанных диапазонах размеров частиц) во все сезоны года и при различных ВМ. Методом ИК-спектроскопии определялась оптическая плотность осажденного аэрозоля  $D_\lambda$  вблизи длин волн  $\lambda = 9.2, 7.3$  и  $9.7$  мкм, соответствующих максимумам полос поглощения сульфатного (группа  $\text{SO}_4^-$ ), нитратного (группа  $\text{NO}_3^-$ ) и минерального (связь Si–O) аэрозолей, соответственно. Оптическая плотность  $D_\lambda$  может служить мерой содержания аэрозоля в воздухе, так как она пропорциональна концентрации аэрозоля  $C$ :  $D_\lambda = -\varepsilon_\lambda \times L \times C$ , где  $\varepsilon_\lambda$  – показатель поглощения вещества аэрозоля на длине волны  $\lambda$ ,  $L$  – эквивалентная толщина вещества аэрозоля.

Пробы аэрозоля, относящиеся к эпизодам экстремального задымления приземного воздуха в августе-сентябре 2002 г. и августе 2010 г., анализировались ранее [3] и в данной

работе не рассматриваются. С использованием HYSPLIT [4,5] для каждого вида аэрозоля были рассчитаны ансамбли 5-тисуточных ОТ ВМ для 11-ти высот от 0 до 1 км включительно (слой активного перемешивания) с шагом 0.1 км для каждого часа 24-часового интервала сбора пробы. Ансамбли ОТ для каждого вида аэрозоля были разбиты на массивы ОТ, соответствующие различным диапазонам  $D_\lambda$  (см. табл.1).

Табл.1. Диапазоны оптической плотности и число обратных траекторий (ОТ) для каждого из массивов ОТ сульфатного, нитратного и минерального аэрозоля.					
вид аэрозоля	Диапазон оптической плотности / число ОТ в соответствующем массиве				
сульфатный	[0] / 9602	(0..0.11] / 11289	(0.11..0.21] / 12134	(0.21..0.37] / 9752	(0.37..0.88] / 9343
нитратный	[0] / 17227	(0..0.08] / 9771	(0.08..0.92] / 8109	—	—
минеральный	[0] / 29532	(0..0.04] / 8876	(0.04..0.08] / 8640	(0.08..0.17] / 7037	(0.17..1.22] / 4647

Для всех указанных типов аэрозоля по каждому из соответствующих массивов ОТ были рассчитаны частоты прохождения ОТ через квадраты  $0.3^\circ \times 0.3^\circ$  в диапазоне  $40^\circ$ - $70^\circ$  с.ш. и  $20^\circ$ - $50^\circ$  в.д., по которым были построены карты вероятности ОТ (см. рис.1-3).

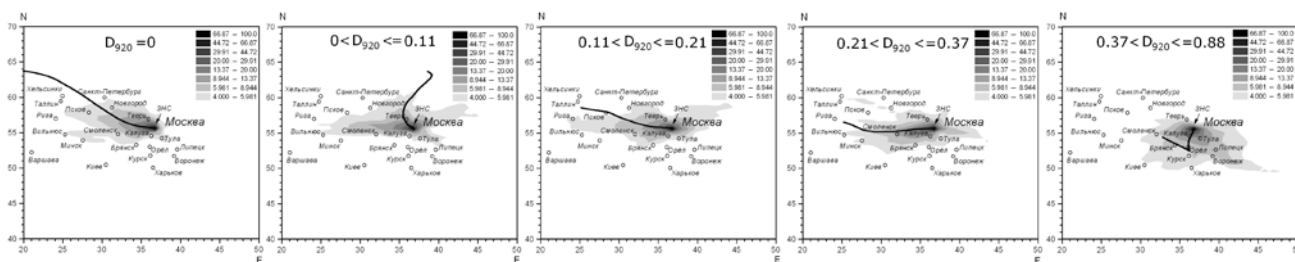


Рис.1. Сульфатный аэрозоль. Карты вероятности обратных траекторий (ОТ) в зависимости от диапазона оптической плотности  $D_{920}$ . В легендах приведены интервалы вероятности ОТ в процентах от общего числа ОТ в массиве, по которому построена карта. Жирные линии - средние по массиву ОТ.

Как следует из рис.1, в целом, чем южнее и восточнее двигаются ВМ до прихода на ЗНС, тем выше содержание сульфатного аэрозоля в воздухе на ЗНС. Максимальное содержание сульфатного аэрозоля на ЗНС наблюдается при переносе ВМ с юга, юго-запада и юго-востока. В воздухе, приходящем на ЗНС с северо-запада, сульфатный аэрозоль применяемым нами методом не обнаруживается.

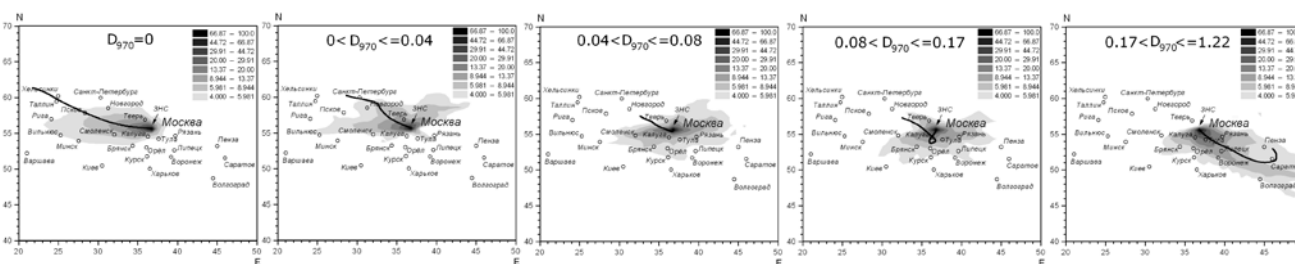


Рис.2. Минеральный аэрозоль. Карты вероятности обратных траекторий (ОТ) в зависимости от диапазона оптической плотности  $D_{970}$ . В легендах приведены интервалы вероятности ОТ в процентах от общего числа ОТ в массиве, по которому построена карта. Жирные линии - средние по массиву ОТ.

Как и в случае сульфатного аэрозоля, наименьшее содержание минеральных частиц или их отсутствие на ЗНС отмечается при прохождении ВМ с запада (см. рис.2). Максимальное содержание минерального аэрозоля характерно для юго-восточного переноса ВМ из степей Саратовской и Волгоградской областей. В случае небольшого содержания минеральных частиц в пробах вероятнее всего аэрозоль приходил из местных источников или областей непосредственно прилегающих к Московской области.

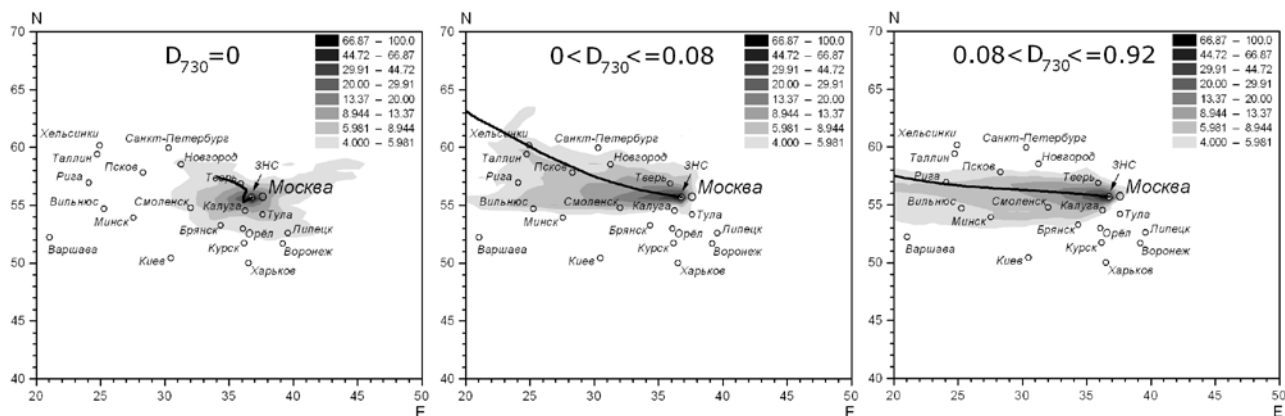


Рис.3. Нитратный аэрозоль. Карты вероятности обратных траекторий (ОТ) в зависимости от диапазона оптической плотности  $D_{730}$ . В легендах приведены интервалы вероятности ОТ в процентах от общего числа ОТ в массиве, по которому построена карта. Жирные линии - средние по массиву ОТ.

Наибольшее и повышенное содержание нитратного аэрозоля (см. рис.3) чаще всего наблюдается при дальних западном переносе со стороны Смоленской, Псковской и Калужской областей, а также Литвы, Финляндии и Эстонии. Минимальное содержание нитратов характерно для ближнего переноса без выделенного направления.

Осреднением ОТ по каждому из массивов для всех видов аэрозоля были получены также средние ОТ ВМ (см. рис.4).

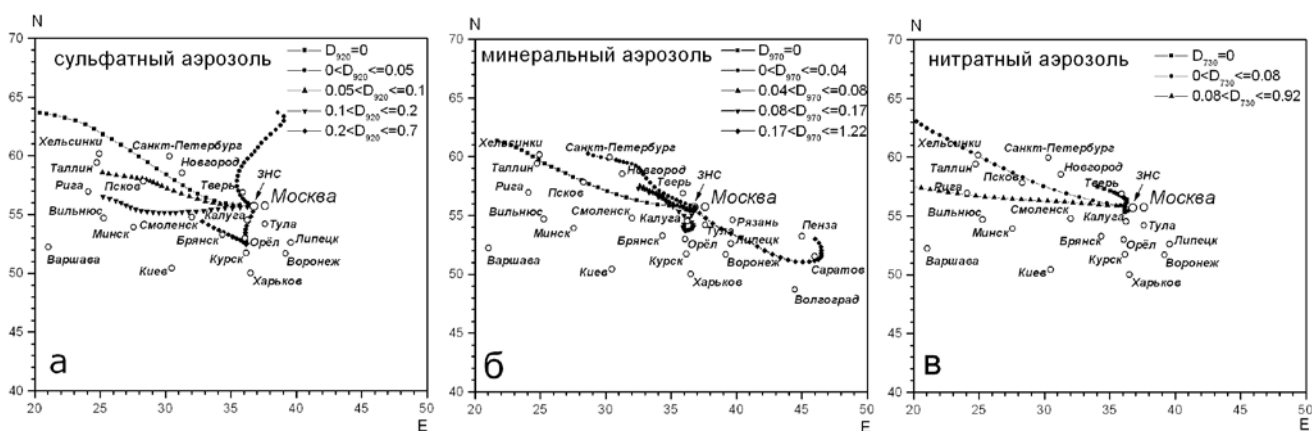


Рис. 4. Средние ОТ для сульфатного аэрозоля (а), минерального аэрозоля (б) и нитратного аэрозоля (в).

Как видно из рис.4а, чем медленнее и южнее в среднем движутся ВМ, тем выше в них содержание сульфатного аэрозоля, что может быть связано как с накоплением аэрозоля при медленном переносе, так и с тем, что к югу и юго-западу от Московской области располагается промышленно развитый регион. Закрученность средних ОТ сульфатного аэрозоля против часовой стрелки характерна для циклонических ВМ. В случае минерального аэрозоля максимальное его содержание на ЗНС наблюдается при прохождении антициклонических ВМ (см. рис.4б). Нитратный аэрозоль приносится на ЗНС быстрыми западными ВМ (см. рис.4в).

## Результаты

В 2002-2013 гг. на ЗНС ИФА РАН собраны пробы приземного аэрозоля в различные сезоны года и при различных воздушных массах (ВМ). Измерены оптические плотности проб на длинах волн соответствующих группам  $\text{SO}_4^-$  (сульфатный аэрозоль) и  $\text{NO}_3^-$  (нитратный аэрозоль), и связи Si-O (минеральный аэрозоль). Рассчитан массив из ~146000 5-тисуточных обратных траекторий ВМ соответствующих дням измерений и построены карты вероятности обратных траекторий для сульфатного, нитратного и минерального аэрозолей. Показано, что повышенное содержание нитратного аэрозоля при пониженном содержании сульфатного и минерального аэрозолей на ЗНС наблюдается при западном переносе. Максимальное содержание сульфатного аэрозоля на ЗНС наблюдается при приходе южных и юго-западных ВМ в циклонических условиях. Максимумы минерального аэрозоля на ЗНС наблюдаются в антициклонических ВМ, пришедших со степей к юго-востоку от Московской области.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 12-05-00938-а).

## Список литературы

1. *Виноградова А.А., Вермейчик А.О.* Поле потенциальных источников аэрозольного загрязнения атмосферы в районе Ненецкого заповедника // *Оптика атмосферы и океана.* 2012. Т. 25. № 9. С. 760-767.
2. *Шукурова Л.М., Груздев А.Н.* Временная изменчивость химического состава приземного аэрозоля в Подмоскowie в 1999-2005 гг. по результатам ИК спектроскопии аэрозольных проб // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* 2010. Т. 46. № 3. С. 332-346.
3. *Шукуров К.А., Мохов И.И., Шукурова Л.М.* Оценка радиационного форсинга дымового аэрозоля летних пожаров 2010 г. на основе измерений в московском регионе // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* 2014. Т. 50. № 3. (в печати).
4. *Draxler R.R., and G.D. Hess.* 1998: An overview of the HYSPLIT\_4 modeling system of trajectories, dispersion, and deposition // *Aust. Meteor. Mag.* V. 47. P. 295-308.
5. *Draxler R.R. and Rolph G.D.* HYSPLIT (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) Model access via NOAA ARL READY Website (<http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php>) // <http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php>. 2014.

## СУТОЧНАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ АЭРОЗОЛЬНОГО ОСЛАБЛЕНИЯ ОПТИЧЕСКОГО ИЗЛУЧЕНИЯ В ПРИЗЕМНОЙ АТМОСФЕРЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Ю.А. Пхалагов, В. Н. Ужегов

*Институт оптики атмосферы имени В.Е.Зуева СО РАН г.*

*Томск, площадь академика Зуева, 1*

*[Pkhalagov@iao.ru](mailto:Pkhalagov@iao.ru), [Uzhegov@iao.ru](mailto:Uzhegov@iao.ru)*

*Ключевые слова:* атмосфера, аэрозоль и климат, глобальное потепление

*Аннотация:* Рассматриваются физические причины суточной изменчивости аэрозольного ослабления видимой и ИК радиации в приземном слое атмосферы. Показано, что в дымках Западной Сибири важными факторами такой изменчивости являются суточные вариации относительной влажности и температуры воздуха.

### **Введение.**

В последние годы в литературе активно обсуждаются физические причины глобального потепления климата Земли. В качестве основного фактора потепления принято считать антропогенный рост концентрации углекислого газа в атмосфере. К настоящему времени установлено также, что и атмосферный аэрозоль является значимым климатоформирующим фактором сравнимым в глобальном масштабе с воздействием на климат антропогенных парниковых газов, но с противоположным знаком [1, 2]. Однако количественная оценка этого влияния затруднена, поскольку аэрозоль, в отличие от парниковых газов, имеет сильную пространственно - временную изменчивость и для прогноза климатических изменений за счет этого фактора необходимы многолетние измерения прозрачности атмосферы  $T(\lambda)$  в разных регионах. В этом отношении можно ожидать, что результаты подобных исследований, полученные в районе г. Томска, будут достаточно адекватно отражать особенности всего Сибирского региона. Все эти обстоятельства определяют актуальность проведения многолетних исследований оптических характеристик аэрозоля в различных метеорологических условиях. Такие исследования были начаты в ИОА СО РАН в 1996 году.

### **Аппаратурно-методические вопросы.**

Измерения спектрального пропускания приземной атмосферы  $T(\lambda)$  на протяженной трассе осуществлялись по схеме с отражением, когда источник оптического излучения и приемно-регистрирующая аппаратура размещались на одном поворотном столе на высоте

15 метров от земли. На противоположном конце измерительной трассы, на крыше 12-ти этажного дома установлен зеркальный катафот с диаметром главного сферического зеркала 500 мм, возвращающий проходящее на него излучение строго в обратном направлении. Суммарная длина измерительной трассы составляла ~ 1000 метров.

Для регистрации оптического излучения, прошедшего измерительную трассу использовался автоматизированный фильтровый фотометр, работающий в диапазоне длин волн  $\lambda = 0.55 - 3.91$  мкм. Измерения осуществлялись 30-ти минутными циклами с периодичностью 24 цикла в сутки. По полученным значениям  $T(\lambda)$ , используя известное соотношение Бугера  $\ln T(\lambda) = -\varepsilon(\lambda) \cdot L$ , рассчитывались коэффициенты общего ослабления излучения  $\varepsilon(\lambda)$ , включающие в себя коэффициенты аэрозольного ослабления  $\beta_a(\lambda)$ , коэффициенты молекулярного рассеяния  $\beta_{\text{мр}}(\lambda)$  и коэффициенты поглощения водяного пара  $\beta_{\text{вп}}(\lambda)$ . На основе этих данных с помощью статистической методики [5], основанной на аппарате множественной линейной регрессии, выделялись коэффициенты аэрозольного ослабления  $\beta_a(\lambda)$  для всего диапазона длин волн.

Для формирования массива коэффициентов  $\beta_a(\lambda)$  использовались данные, полученные в период 1996 - 2012 гг. Всего было отобрано несколько тысяч спектров коэффициентов аэрозольного ослабления  $\beta_a(\lambda)$ , на основе которых, проводился анализ физических причин временной изменчивости коэффициентов  $\beta_a(\lambda)$  в суточном, межсезонном и межгодовом циклах.

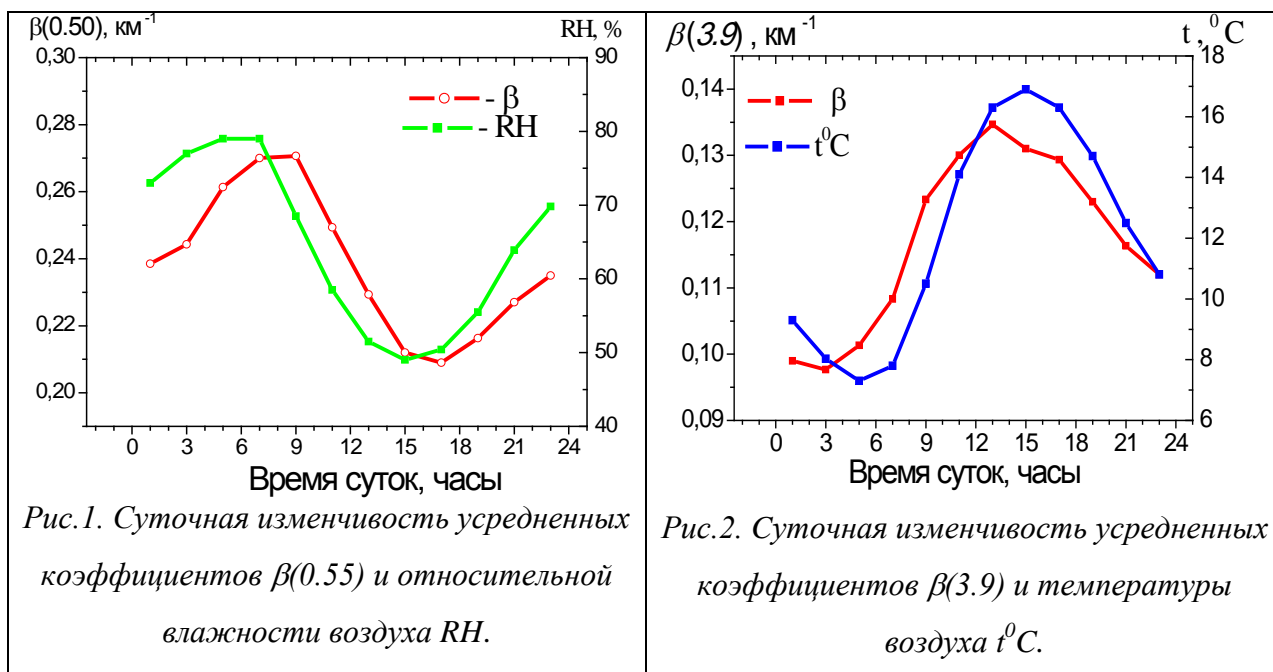
### **Результаты измерений**

Физическую причину временной изменчивости коэффициентов аэрозольного ослабления в видимой области спектра рассмотрим на основе данных, представленных на рис. 1. Здесь приведен усредненный суточный ход относительной влажности воздуха  $RH$  и коэффициента  $\beta_a(0.55)$ , обусловленного в основном рассеянием и поглощением оптического излучения частицами субмикронного диапазона.

Из рисунка следует, что суточная динамика усредненного параметра  $\beta_a(0.55)$  в основном определяется суточным ходом относительной влажности воздуха с максимумом в утренние часы и минимумом после полудня. Заметим, что такая синхронность параметров  $\beta_a(0.55)$  и  $RH$  наиболее ярко наблюдается в летний период.

Физическую причину временной изменчивости аэрозольного ослабления в инфракрасной области спектра рассмотрим на основе данных, представленных на рис. 2, где приведен усредненный суточный ход температуры воздуха  $t^{\circ}\text{C}$  и коэффициента аэрозольного ослабления  $\beta_a(3.9)$ , обусловленного вариациями концентрации крупных

частиц. Из приведенных данных видно, что суточная изменчивость параметра  $\beta_a(3.9)$  связана с суточным ходом температуры воздуха и определяется конвективными и турбулентными потоками, максимальными в послеполуденное время в летний период.



Таким образом, в результате проведенных исследований установлено, что важными факторами суточной изменчивости аэрозольного ослабления видимой и ИК радиации в приземном слое атмосферы в условиях дымок являются суточные вариации относительной влажности и температуры воздуха, соответственно. Естественно, что эти факторы только в общем модулируют оптические свойства аэрозоля приземного слоя атмосферы, которые очень сильно могут изменяться в зависимости от типа воздушной массы, пришедшей в район измерений, от балла облачности, от состояния подстилающей поверхности, от количества дымовых эпизодов и т.п. Все это оказывает влияние не только на величину коэффициентов аэрозольного ослабления видимой и ИК радиации, но и значительно изменяет их спектральную структуру.

Для примера на рис. 3. показана суточная изменчивость усредненной спектральной зависимости коэффициентов  $\beta_a(\lambda)$  в дымках по данным измерений 2005.г. Видно, что максимальное аэрозольное ослабление в коротковолновой области спектра наблюдается в утренние часы. В полдень, по мере прогрева воздуха, уменьшаются коэффициенты  $\beta_a(\lambda)$  в видимой области спектра, вследствие уменьшения относительной влажности воздуха, но растут в инфракрасной, за счет роста концентрации грубодисперсных почвенных частиц. Вечером наблюдается закономерное падение коэффициентов  $\beta_a(\lambda)$  в ИК-области спектра.

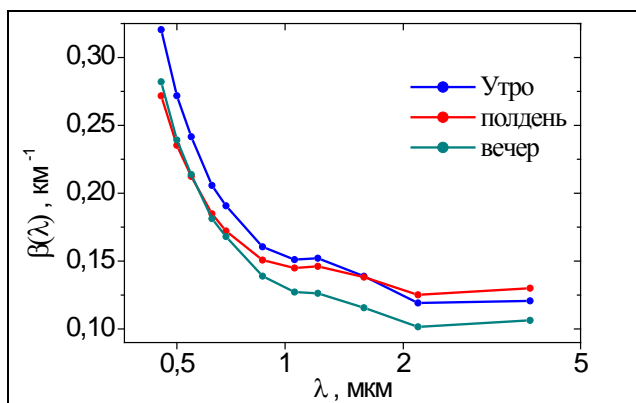


Рис.3. Суточная изменчивость спектральной зависимости коэффициентов  $\beta_a(\lambda)$  в дымках по данным измерений 2005 г.

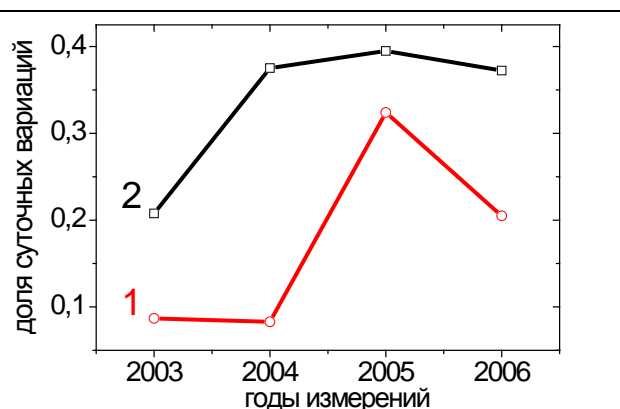


Рис.4. Доля суточных вариаций для компонент аэрозольного ослабления, обусловленных субмикронным (кривая 1) и грубодисперсным (кривая 2) аэрозолям.

На рис. 4 приведена доля суточных вариаций для компонент аэрозольного ослабления, обусловленных субмикронным (кривая 1) и грубодисперсным (кривая 2) аэрозолям. Видно, что в чистых условиях (измерения 2005 и 2006 гг.) на суточную изменчивость для субмикронного аэрозоля приходится от 20 до 30 %, а для грубодисперсного аэрозоля почти 40 %. Когда же значительное количество реализаций получено в дымовых условиях (измерения 2003 и 2004 гг.) доля суточных вариаций существенно уменьшается.

1. Кондратьев К.Я. Аэрозоль как климатообразующий компонент атмосферы. 2. Прямое и косвенное воздействие на климат // Оптика атмосф. и океана. 2002. Т. 15. № 4. С. 301–320.
2. Кондратьев К.Я. Радиационное возмущающее воздействие, обусловленное аэрозолям // Оптика атмосферы и океана. 2003. Т.16. №1. С. 5-18
3. <http://www.group-global.org/ru/lecture/view/5287>
4. Козлов В.С., Панченко М.В., Полькин В.В., Пхалагов Ю.А., Ужегов В.Н., Щелканов Н.Н., Яшуева Е.П. Исследование особенностей динамики оптических и микрофизических характеристик аэрозоля в дымовой мгле. // Оптика атмосферы и океана. 1999. Т.12. №5. С.406-410.
5. Пхалагов Ю.А., Ужегов В.Н. Статистический метод разделения коэффициентов общего ослабления ИК радиации на компоненты // Оптика атмосферы. 1988.Т.1. №10 . С. 3-11.



# ОСЛАБЛЕНИЕ И РАССЕЯНИЕ ОПТИЧЕСКОГО ИЗЛУЧЕНИЯ В ЧИСТЫХ И ДЫМОВЫХ УСЛОВИЯХ

В.Н. Ужегов, М.В. Панченко, Вас.В. Польшин, Вик.В. Польшин, Ю.А. Пхалагов,  
А.Г. Тумаков, В.П. Шмаргунов

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

uzhegov@iao.ru; pmv@iao.ru; pv@iao.ru; victor@iao.ru; pkhalagov@iao.ru; vpsh@iao.ru

*Ключевые слова:* измерения, ИК-область спектра, ореольная часть индикатрисы рассеяния.

*Аннотация:* Проведено сопоставление спектральных коэффициентов аэрозольного ослабления  $\beta_a(\lambda)$  и коэффициентов направленного светорассеяния  $\beta_s(\theta)$ . Коэффициенты  $\beta_a(\lambda)$  были получены из измерений пропускания атмосферы на горизонтальной трассе длиной 1 км для длин волн от 0.45 до 3.9 мкм. Коэффициенты рассеяния  $\beta_s(\theta)$  измерялись в области углов от 1 до 15° на длине волны 0.53 мкм. Результаты получены для дымовых ситуаций июля 2012 года и чистых условий апреля 2013 года (706 и 204 реализации). В чистых условиях вариации ослабления излучения во всем диапазоне длин волн на 82 % обусловлены изменчивостью грубодисперсного аэрозоля, а для дымов на 98 % связаны с субмикронными частицами.

В работе проведена оценка возможностей восстановления величины коэффициентов аэрозольного ослабления  $\beta_a(\lambda)$  [1] в диапазоне длин волн  $\lambda$  от 0.45 до 3.9 мкм по величине измеренных в видимой области спектра  $\lambda=0.53$  мкм коэффициентов направленного светорассеяния  $\beta_s(\theta)$  [2] в области ореольных углов рассеяния  $\theta$  от 1° до 15°.

Такое восстановление величины коэффициентов аэрозольного ослабления  $\beta_a(\lambda)$  необходимо для условий, когда измерения спектрального пропускания атмосферы трассовым методом по каким-то причинам невозможно [3].

## **Исходные данные.**

В работе проводится сравнительный анализ для двух существенно отличающихся оптико-атмосферных ситуаций: плотные дымы июля 2012 г. (732 реализаций) и очень чистая атмосфера апреля 2013 г. (204 реализаций).

Для полученных массивов в таблице приведены экстремальные и средние значения, а также среднеквадратические отклонения некоторых метеорологических параметров (температуры ( $t$ ), относительной (RH) и абсолютной ( $a$ ) влажности воздуха, а также метеорологической дальности видимости ( $S_m$ )). Все эти характеристики измерялись синхронно с оптическими параметрами  $\beta_a(\lambda)$  и  $\beta_s(\theta)$ .

## **Статистическая обработка исходных данных.**

Для статистического описания взаимосвязей измеряемых параметров  $\beta_a(\lambda)$  и  $\beta_s(\theta)$  был применен векторный анализ. На первом этапе обработки был сформирован общий массив

$Y_i(x_j)$ . Такой массив сформирован из величин  $\beta_{ai}(\lambda_j)$ , измеренных на 10 длинах волн  $x_j = \lambda_j$  в диапазоне 0.5 – 3.9 мкм ( $j$  меняется от 1 до 10), и величин  $\beta_{si}(\theta_j)$ , измеренных для 10 углов  $x_j = \theta_j$  в диапазоне 1.2 – 45° ( $j$  меняется от 11 до 20). Отдельно для массивов, полученных в 2012 и 2013 г. были рассчитаны средние значения, среднеквадратичные отклонения (СКО), нормированные и ненормированные автокорреляционные матрицы, для которых определены собственные вектора ( $\varphi_j(x_j)$ ) и собственные числа ( $\mu_k$ ).

**Таблица 1. Средние и экстремальные значения, СКО метеопараметров атмосферы.**

Параметр	Среднее	СКО	min	max
2012 год				
t, °C	1,4	5,8	-7,9	19,6
RH, %	71	18	28	99
a, г м <sup>-3</sup>	3,8	1,2	1,9	6,3
Sm, км	31	14.7	11	88
2013 год				
t, °C	23,6	5,7	9,8	38,5
RH, %	65	20	22	99
a, г м <sup>-3</sup>	13,4	2,7	7,3	19,6
Sm, км	20	28	0,5	150

Через собственные вектора аппроксимацию для  $i$ -ой реализации спектральных коэффициентов аэрозольного ослабления оптического излучения можно записать в виде:

$$\beta_i(\lambda_j) = \bar{\beta}(\lambda_j) + \sum C_k^i \cdot \varphi_k(\lambda_j), \quad (1)$$

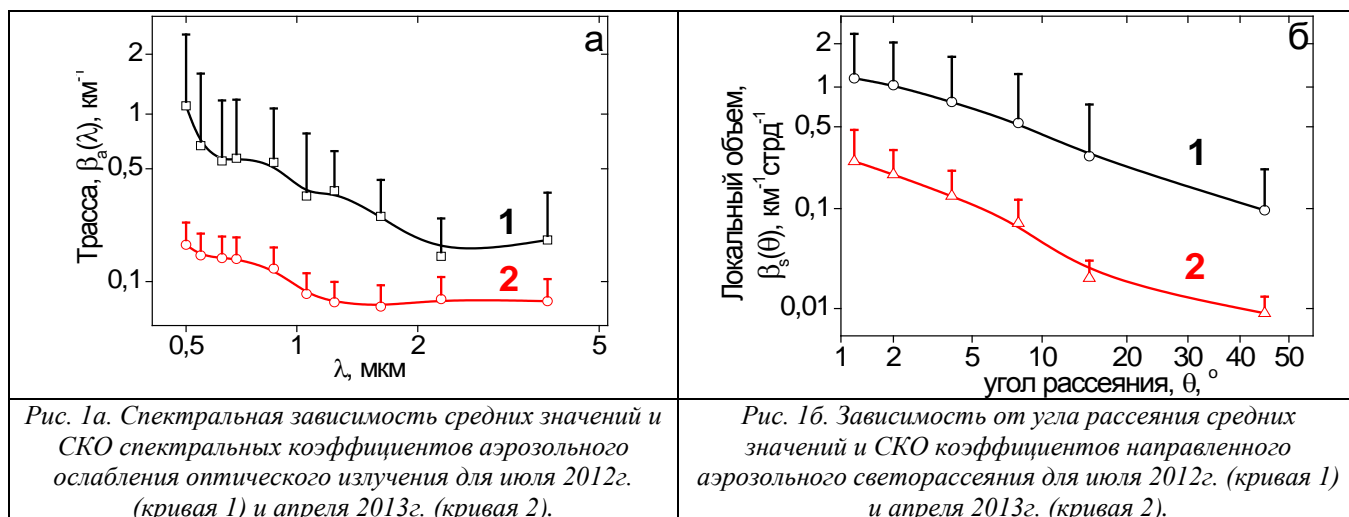
где  $C_k^i$  – коэффициенты разложения, вычисляемые по формуле:

$$C_k^i = \sum [\beta_i(\lambda_j) - \bar{\beta}(\lambda_j)] \cdot \varphi_k(\lambda_j). \quad (2)$$

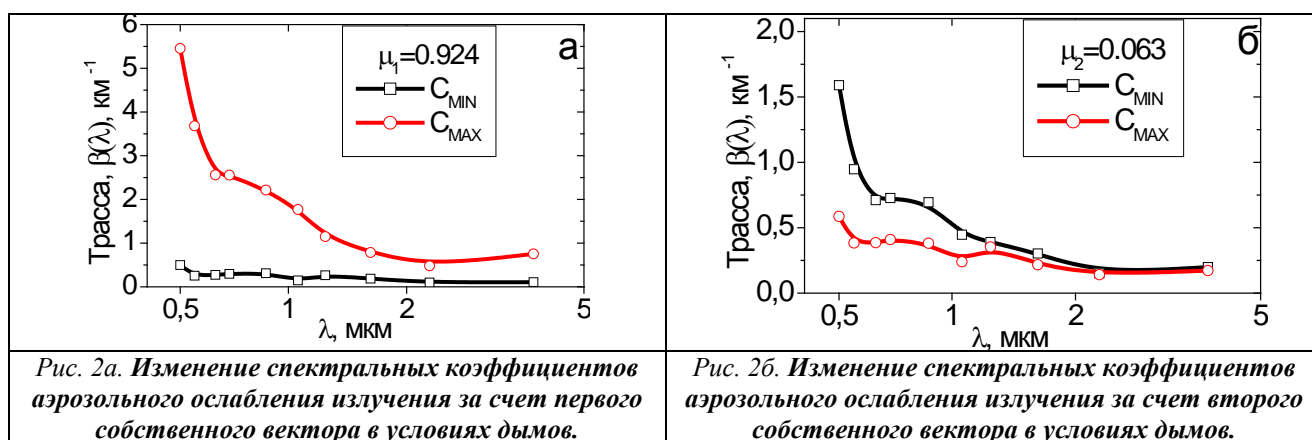
Собственные числа  $\mu_k$  корреляционной матрицы определяют дисперсию коэффициентов разложения и являются численной мерой доли дисперсии, приходящейся на колебания, спектральная структура которых описывается  $k$ -ым собственным вектором  $\varphi_k(\lambda)$ :

$$\mu_k = n^{-1} \cdot \sum [C_k^i]^2 \quad (3)$$

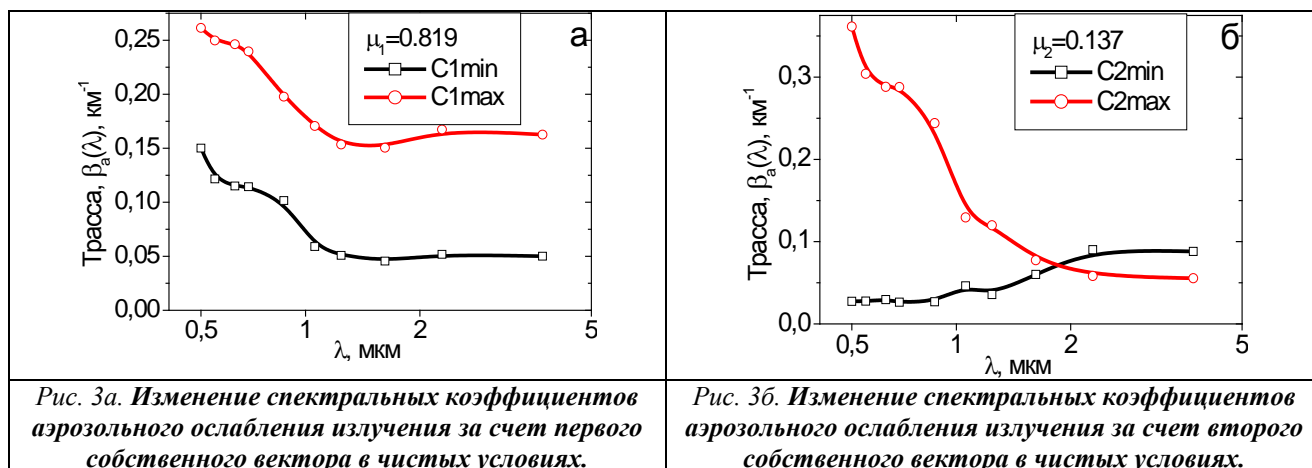
На рис.1 представлены спектральные  $\beta_a(\lambda)$  (рис.1а) и угловые  $\beta_s(\theta)$  (рис.1б) зависимости средних значений и СКО (вертикальные прямые), полученные в июле 2012 г. (кривые 1) и в апреле 2013 г. (кривые 2). Видно, что во всем диапазоне длин волн и углов рассеяния для задымленного июля величина как средних значений коэффициентов рассеяния и ослабления излучения, так и СКО этих величин более чем в 5 раз выше аналогичных величин, полученных в чистых условиях весны 2013 г.



На рис.2 для массива с дымовыми ситуациями представлено изменение спектральной структуры коэффициентов  $\beta_i(\lambda_j)$ , связанное с первым (рис.2.а) и со вторым собственными векторами (рис.2.б). Поскольку наибольшее изменение величины  $\beta_i(\lambda_j)$  при введении в расчеты экстремальных значений полученных коэффициентов разложения  $C_k^i$  наблюдается в коротковолновой области спектра, это указывает на то, что такие изменения связаны с изменчивостью субмикронного аэрозоля. Суммарный вклад колебаний, представленных на рис.2 в общую дисперсию полученных величин превышает 98%.



На рис. 3 приведены аналогичные данные для весеннего массива 2013 г. Оказалось, что изменения спектральной зависимости  $\beta_i(\lambda_j)$ , обусловленные первым собственным вектором (82 % дисперсии) происходят практически нейтрально по спектру. Такой характер изменений  $\beta_i(\lambda_j)$  может быть обусловлен только изменчивостью гигантских частиц (размер которых превышает наибольшую длину волны в измерениях - 4 мкм). На тип колебаний, обусловленных вторым собственным вектором, приходится 14 % дисперсии, и связан он с субмикронным аэрозолем.



### Основные результаты.

Проведено сопоставление коэффициентов аэрозольного ослабления в диапазоне длин волн 0.5-3.9 мкм, полученных из измерений на горизонтальной трассе длиной 1 км с параметрами светорассеяния, измеренными в локальном объеме в видимой области спектра на «Аэрозольной станции» в условиях чистой (апрель 2013 г.) и замутненной (июль 2012 г.) атмосферы. Оказалось:

1. В чистой атмосфере на первый собственный вектор, связанный с изменчивостью грубодисперсного аэрозоля, приходится 82 % дисперсии взаимосвязанных колебаний оптических характеристик, синхронно получаемых на двух экспериментальных комплексах.

2. На второй собственный вектор, обусловленный изменчивостью субмикронного аэрозоля, приходится лишь 14 % общей дисперсии.

3. В условиях дымов два первых вектора связаны с изменчивостью субмикронного аэрозоля. На эти типы взаимосвязанных колебаний оптических характеристик приходится 92 и 6 % общей дисперсии. Роль вариаций грубодисперсного аэрозоля в плотных дымах пренебрежимо мала.

1. Ужegov В.Н., Ростов А.П., Пхалагов Ю.А. Автоматизированный трассовый фотометр // Оптика атмосферы и океана. 2013. Т.26. №07. С.590-594.

2. Шмаргунов В.П., Полькин В.В., Тумаков А.Г., Панченко М.В., Полькин Вас.В. Ореольный фотометр закрытого объема // Приборы и техника эксперимента. 2010, №6. С. 1-3.

3. Пхалагов Ю.А., Ужegov В.Н., Козлов В.С., Панченко М.В., Терпугова С.А., Яушева Е.П. Восстановление коэффициентов аэрозольного ослабления оптического излучения на протяженной приземной трассе по данным измерений параметров аэрозоля в локальном объеме // Оптика атмосферы и океана. 2013. Т.26. №06. С.478-483

# ВОССТАНОВЛЕНИЕ ОПТИЧЕСКИХ И МИКРОФИЗИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ АТМОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ ПО ДАННЫМ ИЗМЕРЕНИЙ С ПОМОЩЬЮ НЕФЕЛОМЕТРА AURORA 4000

М.А. Свириденков<sup>1</sup>, С.С. Власенко<sup>2</sup>, Е.Ю. Небосько<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН

E-mail: sviridenkov@ifaran.ru

<sup>2</sup>Санкт-Петербургский государственный университет

E-mail: sergey.vlasenko@paloma.spbu.ru

Ключевые слова: аэрозоль, рассеяние света, нефелометрия, обратная задача.

Анализируются возможности восстановления распределения частиц по размерам и определения точного значения коэффициентов рассеяния по данным измерений с помощью сканирующего нефелометра Aurora 4000. Показано, что восстанавливается только субмикронная фракция аэрозоля. Приведены примеры решения обратных задач для модельных распределений и по данным натуральных измерений. Рассмотрены два подхода к уточнению значений коэффициента рассеяния – регрессионный и метод микрофизической экстраполяции.

Интегрирующие нефелометры широко используются в исследованиях оптических свойств аэрозоля в локальных рассеивающих объемах. Первые интегрирующие нефелометры, разработанные в середине прошлого столетия [1], измеряли коэффициенты рассеяния на одной длине волны. Современные модификации позволяют измерять на трех длинах волн не только коэффициент рассеяния, но и его составляющую, обусловленную рассеянием в заднюю полусферу [2]. В сканирующем нефелометре Aurora 4000 [3], производимом фирмой Ecotech, реализована возможность менять начальный угол интегрирования в диапазоне  $10^\circ - 90^\circ$  с шагом  $5^\circ$ . Длины волн равны 450, 525 и 635 нм. В настоящее время нефелометры Aurora 4000 функционируют в Ресурсном центре «Геомодель» Санкт-Петербургского государственного университета. В данной работе анализируется возможность использования результатов измерений на нефелометре Aurora 4000 для восстановления спектра размеров атмосферного аэрозоля и истинного значения коэффициента рассеяния.

Основными проблемами при интерпретации данных интегрирующих нефелометров являются ограниченный диапазон интегрирования ( $9^\circ - 170^\circ$  у Aurora 4000) и неидеальность угловой чувствительности прибора. В [4] предложена аналитическая аппроксимация угловой чувствительности Aurora 4000 как функции двух углов – поворота шторки и угла рассеяния. Заменяя синус угла рассеяния в интегральных уравнениях, связывающих измеряемые величины с коэффициентами направленного светорассеяния, на функцию угловой чувствительности, мы получим аналогичную по виду систему уравнений. Зная функции угловой чувствительности,

можно попытаться восстановить угловую зависимость коэффициентов направленного светорассеяния. Но численное дифференцирование является некорректной обратной задачей и может внести дополнительные погрешности. Поэтому обратная задача по восстановлению распределений частиц по размерам решалась для непосредственно измеряемых интегральных характеристик. Соответствующие уравнения имеют вид:

$$\sigma_j = \int K_j(r, m) s(r) dr, \quad (1)$$

где

$$K_j(r, m) = 2\pi \int_0^{2\pi} K(r, m, \varphi) F_j(\varphi) d\varphi, \quad (2)$$

$r$  – радиус частицы,  $m = n - ik$  – комплексный показатель преломления,  $s(r) = dS/dr$  – дифференциальное распределение площадей сечений частиц по размерам,  $\varphi$  – угол рассеяния,  $K(r, m, \varphi)$  – фактор эффективности рассеяния под углом  $\varphi$ ,  $F_j(\varphi)$  – угловая чувствительность прибора для  $j$ -го положения шторки,  $\sigma_j$  – измеряемые коэффициенты рассеяния.

Система уравнений (1,2) решалась итерационным методом [5]. Были проведены численные эксперименты на бимодальных логнормальных распределениях с параметрами, указанными в таблице 1.

Таблица 1.

Модельные распределения, использованные в численных экспериментах

	$v$	$r_m$ , МКМ	$N$
Грубодисперсная фракция	0.65	1.0	0.03
Субмикронная	0.6	0.05	1000, 800, 600, 400, 200, 100

В таблице 1 приведены следующие величины: среднеквадратичное отклонение логарифма радиуса  $v$ , медианный радиус счетного распределения  $r_m$  и счетная концентрация  $N$ . Результаты решения обратной задачи показаны на рисунке 1. Как следует из рисунка 1, восстанавливается только субмикронная фракция. При этом изменение соотношения между концентрациями субмикронного и грубодисперсного аэрозоля не сказывается на воспроизводимости субмикронной фракции. Примеры решения обратной задачи для натуральных измерений в окрестностях Санкт-Петербурга представлены на рисунке 2.

При решении обратных задачи аэрозольного светорассеяния необходимо одновременно восстанавливать как микроструктуру аэрозоля, так и оптические константы его вещества. В качестве критерия выбора  $n$  и  $k$  мы использовали норму второй производной от логарифма

дифференциальной концентрации по размеру. Рисунок 3 иллюстрирует определение действительной и мнимой части по данным натурных наблюдений.

На рисунке 3 видно, что изменение мнимой части показателя преломления приводит к сдвигу минимума нормы второй производной по шкале действительной части, что затрудняет их раздельное определение. Вопрос о точности определения значений комплексного показателя преломления требует дополнительного изучения.

Одной из задач, для решения которых используются данные интегрирующих нефелометров, является определение альбеда однократного рассеяния. Для этого необходимо точно знать коэффициент рассеяния, или, другими словами, отношение истинного коэффициента рассеяния к измеряемому нефелометром. Применительно к нефелометру TSI 3563 этот вопрос анализировался в [6]. В данной работе реализованы аналогичные подходы на том же массиве данных Звенигородской станции AERONET. На рисунке 4 приведены корреляционные диаграммы для истинных значений коэффициентов коррекции и восстановленных методами микрофизической экстраполяции и множественной регрессии. Несколько меньшие коэффициенты корреляции могут быть обусловлены тем, что у Aurora 4000 минимальный угол больше ( $10^\circ$  вместо  $7^\circ$ ), а диапазон длин волн меньше (450 – 635 нм против 450 – 700 нм), чем у TSI 3563.

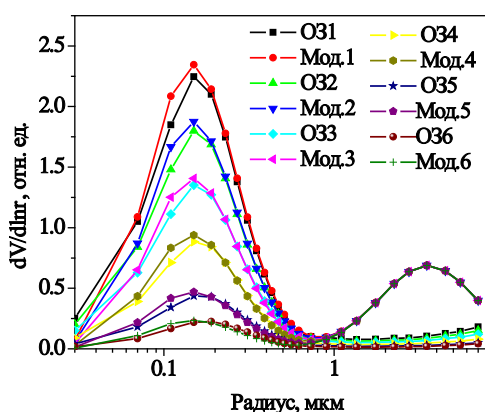


Рисунок 1. Решение обратной задачи (O3) для модельных (Мод.) распределений. Цифры соответствуют порядковому номеру концентрации субмикронной фракции в таблице 1.  $dV/dlnr = 4/3s(r)r^2$ .

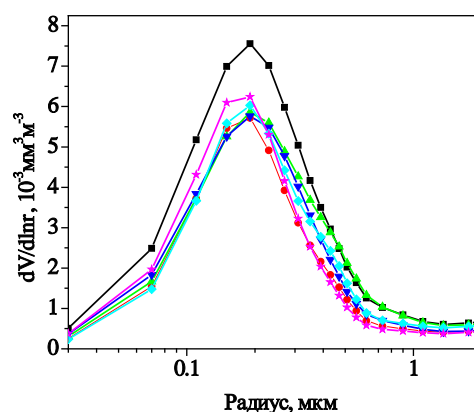


Рисунок 2. Распределения частиц по размерам. Натурные измерения. 6-7.10.2013. Петродворец.

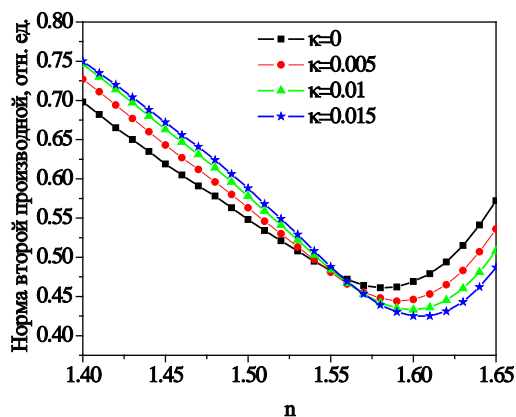


Рисунок 3. Выбор действительной и мнимой части показателя преломления по критерию гладкости решения.

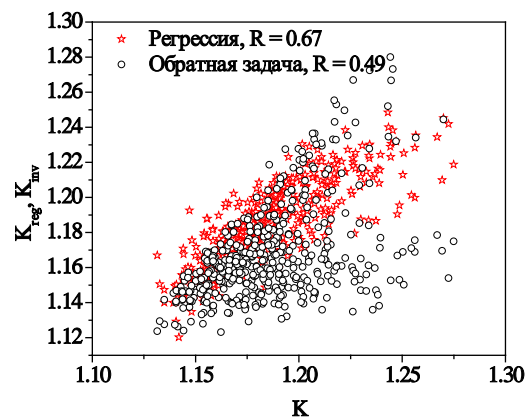


Рисунок 4. К определению коэффициента коррекции  $K$  (отношения истинного коэффициента рассеяния к измеряемому) методом микрофизической интерполяции  $K_{inv}$  и множественной регрессии  $K_{reg}$ .

Работа выполнена с использованием приборов Ресурсного центра «Геомодель» СПбГУ при частичной поддержке РФФИ (Проект 13-05-00956-а).

1. Beuttell R.G., Brewer A.W. Instruments for the Measurement of the Visual Range // J. Sci. Instrum. 1949. V.26. P. 357–359.
2. Anderson T.L., Ogren J.A. Determining aerosol radiative properties using the TSI 3563 integrating nephelometer // Aerosol Sci. Technol. 1998. V. 29. P. 57-69.
3. <http://www.aurora-nephelometer.com/index.php/products/aurora-4000-polar-nephelometer>.
4. Müller T., Paixão M., Wiedensohler A. Scattering coefficients and asymmetry parameters derived from the polar nephelometer Aurora4000 // European Aerosol Conference EAC-2012, Granda, Spain. Abstracts. <http://www.eac2012.com/EAC2012Book/files/939.pdf>.
5. Twitty J.T. The inversion of aureole measurements to derive aerosol size distributions // J. Atm. Sci. 1975. V. 32. P. 584–591.
6. Свириденков М.А., Веричев К.С., Власенко С.С., Емиленко А.С., Михайлов Е.Ф., Небосько Е.Ю. Определение характеристик атмосферного аэрозоля по данным трехволнового интегрирующего нефелометра. // Оптика атмосферы и океана. 2014. Т. 27. № 03. С. 175-181.



## ИЗМЕРЕНИЯ ОПТИЧЕСКОЙ ТОЛЩИ АЭРОЗОЛЯ СОЛНЕЧНЫМ ФОТОМЕТРОМ SPM В РЕГИОНЕ НИЖНЕГО ПОВОЛЖЬЯ

К.М.Фирсов, Д.М. Кабанов, Е.В.Бобров, И.И.Клиточенко, О.А.Бешта

Волгоградский государственный университет, Россия

Институт оптики атмосферы им. В.Е.Зуева СО РАН

[fk.volsu@mail.ru](mailto:fk.volsu@mail.ru), [dkab@iao.ru](mailto:dkab@iao.ru), [soul2032@yandex.ru](mailto:soul2032@yandex.ru), [kii\\_irina@mail.ru](mailto:kii_irina@mail.ru), [olga\\_beshta@rambler.ru](mailto:olga_beshta@rambler.ru)

**Ключевые слова:** аэрозоль, аэрозольная оптическая толщина, перенос радиации, молекулярное рассеяние и поглощение.

**Аннотация.** Приведены результаты измерения аэрозольной оптической толщи (АОТ) мобильным фотометром SPM за три года наблюдений в регионе Нижнего Поволжья. Приводится сопоставление результатов измерений АОТ полученных данным фотометром с данными измерений фотометром CE 318 сети AERONET.

В настоящее время солнечная фотометрия является одним из основных методов дистанционного зондирования газового и аэрозольного состава атмосферы, которая подразделяется на спутниковые и наземные системы. Достоинством спутниковых систем является широта охвата, позволяющая описывать поля распределения оптических характеристик атмосферы и подстилающей поверхности Земли. Однако неопределенность в отражательной способности поверхности над территорией суши приводит к тому, что аэрозольная оптическая толщина измеряется в ограниченном спектральном интервале, и как следствие, восстановление дисперсного состава аэрозоля представляет значительную проблему.

Для уточнения аэрозольных моделей, используемых для восстановления характеристик аэрозоля из спутниковых данных создана сеть наземных фотометрических наблюдений AERONET (AErosol RObotic NETwork, <http://aeronet.gsfc.nasa.gov>). В настоящее время сеть AERONET включает около 300 солнечных фотометров Sun-Sky радиометры CE 318, установленных в различных точках земного шара, в том числе и в России (8 приборов), которые главным образом расположены в Западной Сибири [1]. Данные фотометры позволяют проводить измерения характеристик аэрозоля существенно в более широком спектральном диапазоне в сравнении со спутниковыми наблюдениями. Именно это и явилось основой для построения аэрозольных региональных моделей для спутниковой обработки данных[2]. Солнечный фотометр CE 318 проводит измерения в спектральном диапазоне 340-1020 нм.

Для проведения измерений АОТ в регионе Нижнего Поволжья нами используется фотометр SPM, разработанный в ИОА СО РАН, который регистрирует и записывает сигналы, приходящие от Солнца при безоблачном небе в 10 спектральных каналах 339, 373, 439, 499, 673, 871, 939, 1044, 1555 и 2139 нм. Детальное описание данного фотометра и методики восстановления АОТ детально описаны в монографии [1]. SPM в сравнении с CE 318 имеет преимущество по спектральному диапазону и числу измерительных каналов. Следует отметить, что каждый фотометр SPM является уникальным, в том смысле, что характеризуется своим

набором спектральных каналов и некоторыми конструктивными особенностями. Поэтому методики восстановления АОТ индивидуальны для каждого фотометра и в процессе эксплуатации для каждого фотометра могут проявляться свои особенности. В связи с этим сопоставление результатов измерений АОТ полученных данным фотометром с данными измерений фотометром CE 318 сети AERONET представляло значительный интерес. С этой целью в июле 2013 года была проведена интеркалибровка данных фотометров.

Прежде всего, фотометр тестировался на наличие погрешностей в каждом из измерительных каналов. Для этого в течение 30 минут было проведено около 60 единичных измерений в условиях антициклона и чистой и безоблачной атмосферы. Каждое единичное измерение проводилось в течении 20-30 сек. При расчете среднеквадратических погрешностей измерений АОТ для каждого канала исключались тренды, которые были обусловлены некоторой изменчивостью атмосферы. Практически во всех спектральных каналах (за исключением 499 нм) среднеквадратические отклонения измеренных значений АОТ составляли величину меньшую 0.01. Для спектрального канала с центром 0,499 мкм среднеквадратическое отклонение АОТ составило величину равную 0.03. Наблюдаемый разброс на этой длине волны определяется погрешностями измерения, которые превосходят паспортные данные фотометра SPM. Поэтому необходимо будет провести дополнительное тестирование фотометра в ИОА СО РАН.

В июле 2013 в Коуровской обсерватории УрФУ (Екатеринбург) были проведены одновременно замеры АОТ и общего влагосодержания в вертикальном столбе атмосферы фотометрами SPM и CE 318 (CIMEL) сети AERONET. По результатам трех дней измерения были уточнены константы калибровки.. Результаты сопоставления АОТ по данным измерений двумя фотометрами приведены на рис.1.

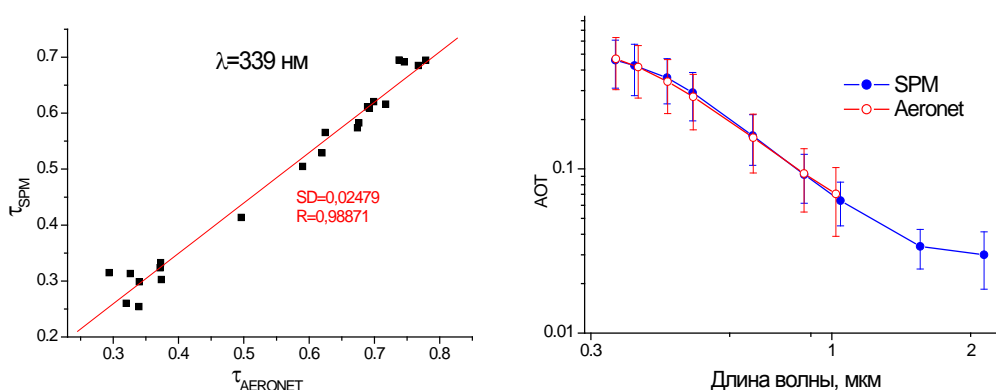


Рис.1. Сопоставление АОТ, восстановленных из данных измерений фотометрами SPM и CE 318 сети AERONET за период наблюдений в Коуровской обсерватории.

В качестве дополнительного теста качества калибровки строились зависимости АОТ от времени наблюдения для каждого канала фотометра SPM (рис.3). Причем в этом случае использовался весь массив наблюдений за 2013 год. Отсутствие тренда при минимальных значениях АОТ являлось дополнительной гарантией правильно подобранных констант градуировки.

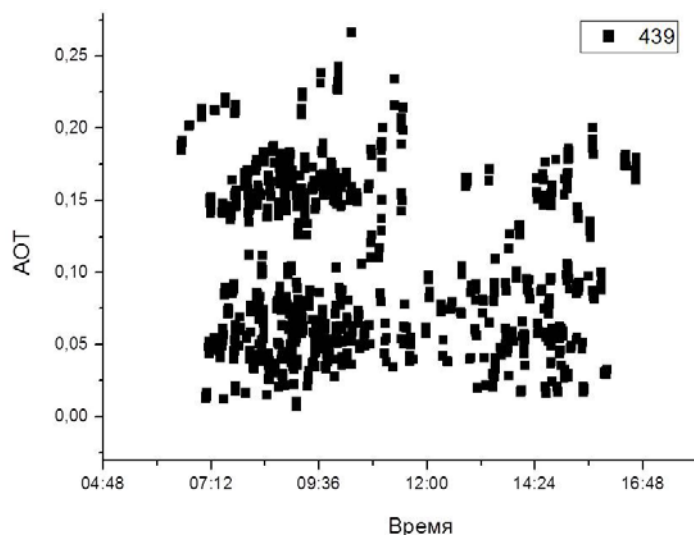


Рис.2. Дневной ход АОТ на  $\lambda=0, 439$  мкм для летних условий г. Волгограда в 2013 г

Кроме того мы проводили сопоставление функций распределения аэрозольных частиц по размерам, восстановленных с использованием программного комплекса, описанного в работе[9], из данных отдельных измерений различными фотометрами. Наблюдалась достаточно типичная ситуация: функции распределения для мелкодисперсной фракции, восстановленные из данных для разных фотометров, оказывались достаточно близкими, тогда как для крупнодисперсной фракции наблюдался некоторый разброс. Мы полагаем, что причиной этого является большая погрешность измерений АОТ в длинноволновой части спектра мобильным фотометром SPM в сравнении с CE 318.

После проведения калибровки весь массив наблюдений за 2012 и 2013 год был подвергнут повторной обработке. Наибольшее количество измерений было проведено в летние периоды 2012 и 2013 годов. Сроки измерений фотометром SPM: июнь 2012 г. - сентябрь 2013 г. Количество данных: 3053 единичных замеров, 83 дней измерений. В 2011 году измерения проводились мобильным фотометром SPM, разработанным в 2008 г. По результатам измерений были рассчитаны среднемесячные значения АОТ и параметр Ангстрема, который характеризует дисперсный состав аэрозоля.

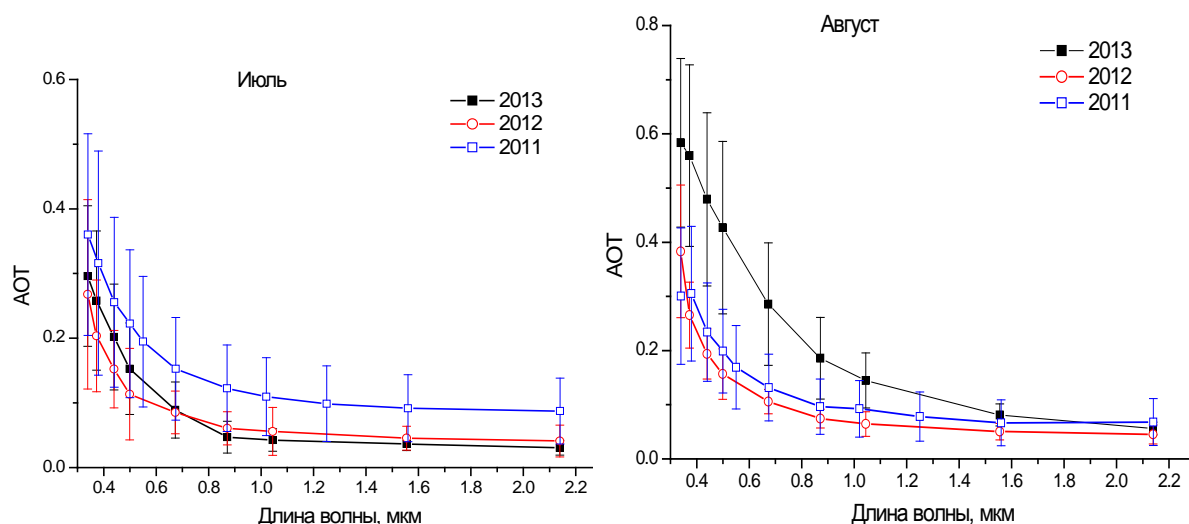


Рис.3. Спектральная зависимость АОТ.

Для расчета параметра Ангстрема использовалась такая же методика, которая применяется для обработки данных в сети AERONET. Для каждого года были построены гистограммы, характеризующие распределение параметра Ангстрема. Сопоставление этих гистограмм показало, что в 2011 и в 2012 годах наблюдался аэрозоль близкий по дисперсному составу, тогда как в 2013 году была обнаружена большая доля крупных частиц аэрозоля. Не исключено, что возможной причиной этого неполная фильтрация облачности в 2013 г. Это предположение частично подтверждается повышенными значениями АОТ в августе 2013 г. С другой стороны регион Нижнего Поволжья относится к степным и засушливым, где присутствует минеральный аэрозоль, который приводит к спектральной зависимости АОТ подобной той, что дают перистые облака. По этой причине проблема фильтрации облачности остается.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ №. 13-05-97065, 13-07-97056, 13-01-97062.

1. Сакерин С.М. Исследование радиационных характеристик аэрозоля в азиатской части России / под общ. ред. С.М. Сакерина. // Томск. Изд-во Института оптики атмосферы СО РАН. – 2012. – 484 с.
2. Kaufman Y. J. Algorithm For Remote Sensing of Tropospheric Aerosol from MODIS [Электронный ресурс]. / Kaufman Y. J., D. Tanre // Algorithm Theoretical Basis Document, ATBD-MOD-02, NASA Goddard Space Flight Center. - 1998. - 85p. – [http://daac.gsfc.nasa.gov/guides/GSFC-ECS/guide/MOD08\\_M3\\_tga.gd.shtml](http://daac.gsfc.nasa.gov/guides/GSFC-ECS/guide/MOD08_M3_tga.gd.shtml)
3. Аникин П.П. Оптические характеристики и микроструктура аэрозоля по данным измерений индикатрис рассеяния в области солнечного ореола / П.П. Аникин, М.А. Свириденков // Сб. трудов Международной конференции "Физика атмосферного аэрозоля". Москва, апрель 1999. М.: Диалог-МГУ. – 1999. – С 20–28.

# МОДЕЛЬНЫЕ ОЦЕНКИ СПЕКТРАЛЬНЫХ ЗАВИСИМОСТЕЙ АЛЬБЕДО ОДНОКРАТНОГО РАССЕЯНИЯ В ТРОПОСФЕРЕ В РАЗНЫЕ СЕЗОНЫ

М.В. Панченко, В.С. Козлов, В.В. Польшин, С.А. Терпугова  
Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск  
pmv@iao.ru, vkozlov@iao.ru, victor@iao.ru, swet@iao.ru

**Ключевые слова:** аэрозоль, альbedo однократного рассеяния, сезоны, спектральный ход

**Аннотация:** В докладе представлены результаты расчетов спектрального хода альbedo однократного рассеяния аэрозоля на разных высотах в тропосфере, проведенных с использованием модели [1-3], учитывающей рассеивающие и поглощающие свойства аэрозоля. Оценки выполнены для разных сезонов.

## Введение

Совершенствование радиационно-климатических моделей безоблачной атмосферы в значительной степени зависит от корректного задания рассеивающих и поглощающих характеристик атмосферного аэрозоля. В работе представлены результаты моделирования альbedo однократного рассеяния сажесодержащего аэрозоля.

Альbedo однократного рассеяния является одним из основных параметров, определяющих радиационные эффекты аэрозоля. Именно этот параметр обуславливает роль аэрозоля в атмосфере как выхолаживающего или разогревающего фактора. И его величина наиболее сильно зависит не только от отношения масс непоглощающего и поглощающего вещества, но и от того, каким образом и в каком диапазоне размеров сосредоточено поглощающее вещество внутри субмикронной фракции частиц, которая и определяет аэрозольный форсинг в видимой области спектра.

Основной задачей являлось моделирование радиационных характеристик в условиях безоблачной и малооблачной атмосферы, где влияние аэрозоля проявляется наиболее сильно. Для моделирования характеристик аэрозоля использовались данные о высотном распределении коэффициента рассеяния и массовой концентрации поглощающего вещества (сажи) [4], полученные при самолетных измерениях в 1997-2009 гг., которые проводились преимущественно при ясной погоде.

## Схема формирования модели и полученные результаты

Предварительные оценки альbedo однократного рассеяния, выполненные при различных предположениях о содержании сажи показали, что абсолютные значения альbedo однократного рассеяния и его спектральная зависимость существенно зависят от того, присутствует ли сажа в виде отдельной фракции (внешняя смесь) или равномерно на внутри аэрозольных частиц (внутренняя смесь) [5].

В данной работе атмосферный аэрозоль моделировался в виде суммы двух фракций частиц, субмикронной (F) и грубодисперсной (C), каждая из которых представлялась в виде лог-нормального распределения частиц по размерам. Параметры фракций (медианный радиус, полуширина распределения) задавались по модели [2] для разных сезонов. Фактор заполнения каждой фракции подбирался таким образом, чтобы рассчитанный по теории Ми коэффициент рассеяния сухой основы субмикронной фракции под углом  $45^\circ$  на длине волны 0.51 мкм совпадал со среднесезонным значением [4]. Объемная концентрация сажи в каждой фракции определялась так, чтобы ее суммарная массовая концентрация на каждой высоте совпадала с экспериментальным среднесезонным значением [4].

На основании предварительных оценок и экспериментальных данных [5, 6] для детального анализа был выбран вариант, когда 90% поглощающего вещества (сажи) сосредоточено в субмикронной фракции и 10% – в грубодисперсной. Предполагалось, что внутри каждой фракции сажа равномерно распределена внутри частиц. Комплексный показатель преломления каждой фракции рассчитывался с использованием правила объемной смеси. На конечном этапе значения параметров фракций и показателя преломления приводились к среднесезонной относительной влажности воздуха [7] по формуле Хенела с использованием среднесезонного значения параметра конденсационной активности для каждой высоты [8].

На рис. 1 приведены вертикальные профили восстановленных значений действительной  $n$  и мнимой  $k$  частей показателя преломления субмикронной F и грубодисперсной фракции C, которые были использованы для расчета альбеда однократного рассеяния.

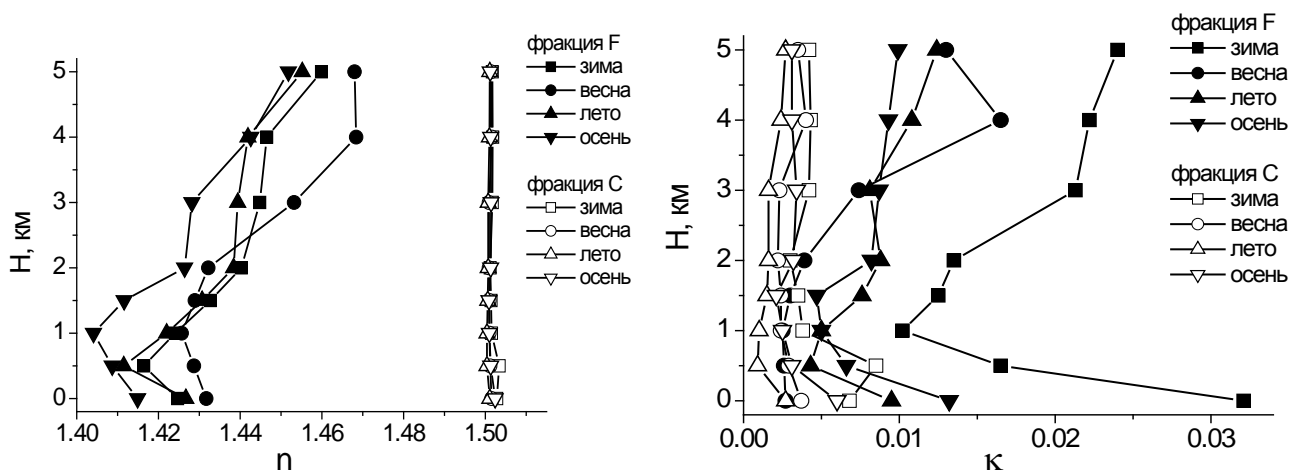


Рис. 1. Вертикальный профиль действительной ( $n$ ) и мнимой ( $k$ ) частей показателя преломления субмикронной и грубодисперсной фракций.

Вертикальные профили альbedo однократного рассеяния на длине волны  $\lambda = 0.55$  мкм в разные сезоны представлены на рис. 2. Характерной чертой во все сезоны являются низкие значения альbedo в приземном слое. Максимум наблюдается на высотах 0.5–1.5 км, затем идет постепенное уменьшение альbedo с высотой. Весной выделяется высота  $H = 4$  км с экстремально низким значением альbedo, которое обусловлено повышенной концентрации сажи на данной высоте [4]. Возможно, здесь сказывается влияние дальнего переноса из районов Европейской территории России, где в апреле-мае уже могут наблюдаться торфяные пожары.

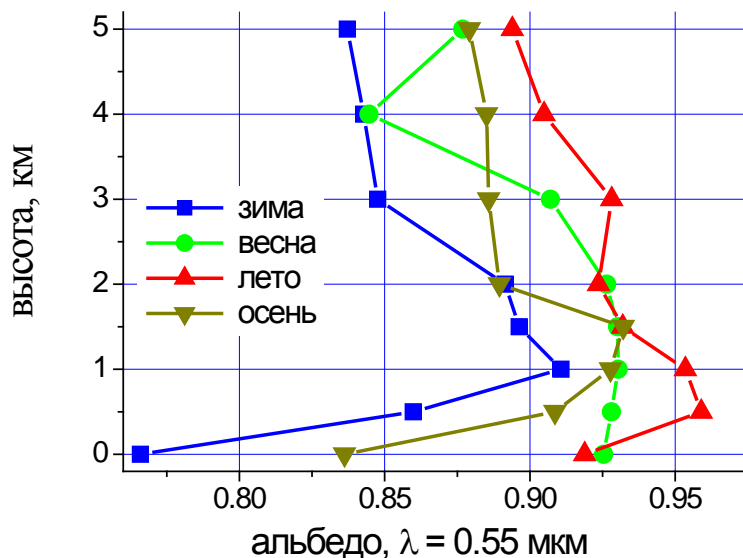
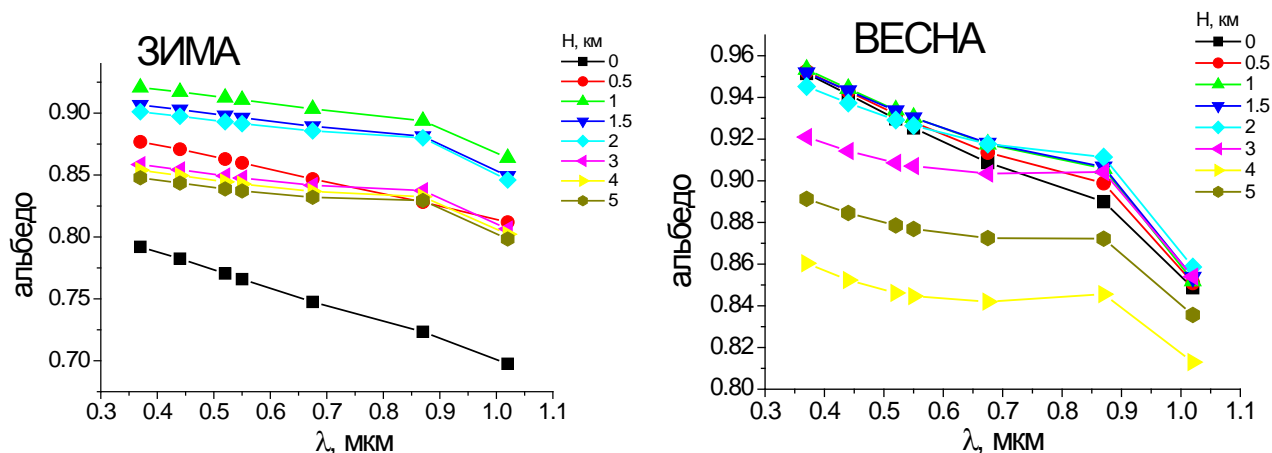


Рис. 2. Высотный ход альbedo однократного рассеяния  $\lambda = 0.55$  мкм в разные сезоны

На рис. 3 показаны среднесезонные спектральные зависимости альbedo однократного рассеяния на разных высотах. Во все сезоны значения альbedo убывают с длиной волны. Особенно резкий спад наблюдается в инфракрасной области спектра ( $\lambda = 1.06$  мкм). Весной на высотах 3 км и выше наблюдается практически нейтральный спектральный ход в видимой области. Летом селективность спектрального хода в видимой области ниже, чем в остальные сезоны.



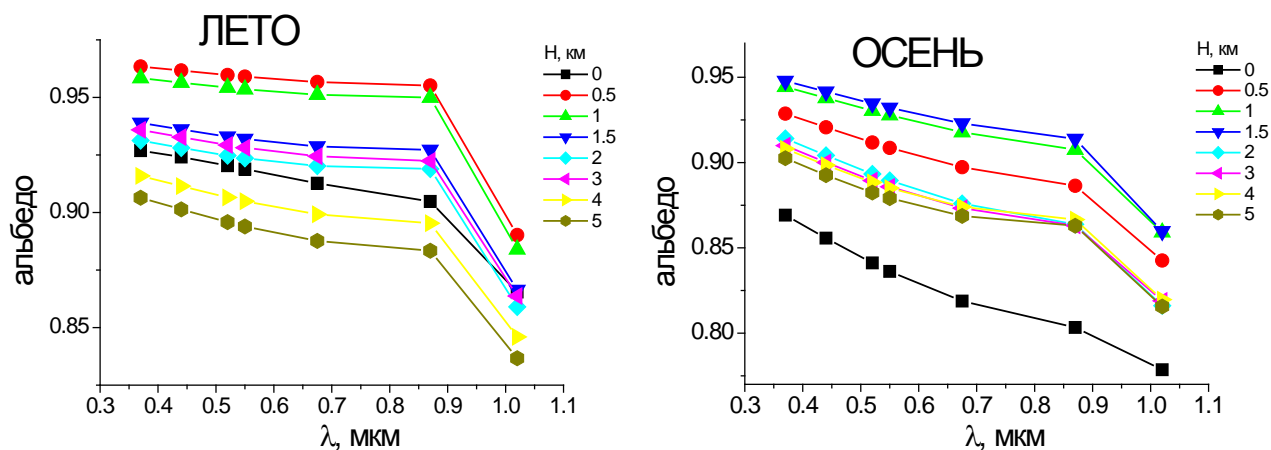


Рис. 3.Спектральный ход альbedo однократного рассеяния в разные сезоны.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта 12.2 ОНЗ РАН и гранта РФФИ № 14–05–93109 НЦНИЛ\_а.

### Литература

1. Панченко М.В., Терпугова С.А., Полькин В.В. Эмпирическая модель оптических характеристик аэрозоля нижней тропосферы // Оптика атмосферы и океана, 1998, т. 11, № 6, с. 615-624.
2. Панченко М.В., Козлов В.С., Полькин В.В., Терпугова С.А., Тумаков А.Г., Шмаргунов В.П. Восстановление оптических характеристик тропосферного аэрозоля Западной Сибири на основе обобщенной эмпирической модели, учитывающей поглощающие и гигроскопические свойства частиц // Оптика атмосферы и океана, 2012. Т. 25, № 1. С. 46-54.
3. Panchenko M.V., Zhuravleva T.B., Terpugova S.A., Polkin V.V., Kozlov V.S. An empirical model of optical and radiative characteristics of the tropospheric aerosol over West Siberia in summer // Atmos. Meas. Tech. 2012, v. 5, N 7, p. 1513-1527.
4. Козлов В.С., Шмаргунов В.П., Панченко М.В. Сезонная изменчивость вертикальных профилей поглощающих характеристик субмикронного аэрозоля в тропосфере // Оптика атмосферы и океана. 2009. Т. 22. №7. С. 635-642.
5. Terpugova S.A., Panchenko M.V., Kozlov V.S. Estimation of the effect of black carbon on the single scattering albedo of submicron aerosol // Abstracts of European Aerosol Conference, 28 August – 2 September 2005, Ghent, Belgium, p. 704.
6. R. Hitzenberger, S. Tohno. Comparison of black carbon (BC) aerosols in two urban areas - concentrations and size distributions // Atmospheric Environment. 2001. v. 35, pp. 2153-2167.
7. Панченко М.В., Терпугова С.А. Годовой ход содержания субмикронного аэрозоля в тропосфере над Западной Сибирью // Оптика атмосферы и океана. 1994, т.7. №8, с. 1033-1044.
8. Panchenko M.V., Terpugova S.A., Tumakov A.G. Annual variations of submicron aerosol fraction as assessed from the data of airborne nephelometric measurements // Atmospheric Research, 1996, v. 41, p. 203-215.



СУТОЧНЫЙ ХОД ПОТОКА УГЛЕКИСЛОГО ГАЗА И ИЗМЕНЕНИЕ ИЗОТОПНОГО  
ОТНОШЕНИЯ  $\delta^{13}\text{C}$  В АТМОСФЕРЕ, ПОВЕРХНОСТНОЙ И ПРИДОННОЙ ВОДЕ  
В ЛИТОРАЛИ оз. БАЙКАЛ

М.В. Панченко<sup>1</sup>, Д.А. Пестунов<sup>1</sup>, А.Г. Тумаков<sup>1</sup>, Н.Л. Падалко<sup>2</sup>, Е.В. Черников<sup>2</sup>,  
М.И. Праздничных<sup>2</sup>, В.М. Домышева<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск, Россия

<sup>2</sup>Томский филиал ФГУП "Сибирский научно-исследовательский институт  
геологии, геофизики и минерального сырья", г. Томск, Россия

<sup>3</sup>Лимнологический институт СО РАН, г. Иркутск, Россия

Задачей комплексного исследования процесса газообмена углеродосодержащих газов в системе «вода–атмосфера» на оз. Байкал является изучение вклада физических, химических и биологических составляющих процесса и их связи с интенсивностью и ритмами потоков. В работе представлены результаты внутрисуточной изменчивости содержания  $\text{CO}_2$  в воде в августе 2013 г. В 2013 г. впервые на Байкале были начаты измерения изотопного отношения  $\delta^{13}\text{C}$  в приземной атмосфере, поверхностной и придонной воде. Определение парциального давления углекислого газа и отбор проб для последующего анализа величины  $\delta^{13}\text{C}$  в воде осуществлялось с применением двух эквивалентных (1 – глубина 50 см, 2 – придонной воды на глубине 2,5 м). Из ранее проведенного большого цикла исследований известно, что к утренним часам в поверхностном слое воды накапливается максимальное содержание углекислого газа, обусловленное биохимическими (дыханием) процессами и деструкцией органического вещества. С восходом солнца начинается активная фотосинтетическая деятельность планктона и поглощение углекислого газа приводит к тому, что его содержание в воде начинает быстро убывать и величины парциального давления в поверхностной и придонной воде достигают минимальных значений в вечернее время. Известно, что растения при фотосинтезе избирательно поглощают легкий изотоп углерода и интенсивно накапливают ( $^{12}\text{C}$ ). Отсюда относительное содержание этого изотопа в составе биоты и соответственно в процессе ее деструкции выше, чем в атмосфере. Измерения изотопного состава в атмосфере и в воде дают возможность оценить вклад биологической составляющей и атмосферного потока  $\text{CO}_2$  в суточном ритме газообмена. Результаты совместного анализа потока  $\text{CO}_2$  в системе "атмосфера–водная поверхность" и  $\delta^{13}\text{C}$  показывают, что в литоральной зоне Байкала в течение светлого времени суток наблюдается заметное изменение величины  $\delta^{13}\text{C}$  в поверхностной воде, которая приближается к значениям, характерным для приземного слоя атмосферы. В ночной

период происходит обратный процесс, где  $\delta^{13}\text{C}$  поверхностной воды приближается к  $\delta^{13}\text{C}$ , которая регистрируется для придонной воды.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 14-05-00277а), Программы фундаментальных исследований Отделения наук о Земле РАН № 11 и экспедиционных грантов СО РАН.

# ОЦЕНКА ВЕРТИКАЛЬНОГО ПРОФИЛЯ БИОМАССЫ ПЛАНКТОНА НА ОСНОВЕ ИЗМЕРЕНИЯ ФЛУОРЕСЦЕНТНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК В ПЕЛАГИАЛЕ БАЙКАЛА

Д.А. Пестунов<sup>2</sup>, М.В. Сакирко<sup>1</sup>, М.В. Усольцева<sup>1</sup>, Г.И. Поповская<sup>1</sup>, В.М. Домышева<sup>1</sup>,  
М.Н. Шимараев<sup>1</sup>, В.В. Заворуев<sup>3</sup>, М.В. Панченко<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Лимнологический институт СО РАН, г. Иркутск, Россия

<sup>2</sup>Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск, Россия

<sup>3</sup>Институт вычислительного моделирования СО РАН, г. Красноярск, Россия

Работа является продолжением комплексного исследования влияния физических, гидрологических, химических и биологических процессов на газообмен CO<sub>2</sub> в системе "вода–атмосфера" на оз. Байкал. Известна ключевая роль фотосинтеза водной биоты в изменении концентрации углекислого газа в воде. Классические методы учета биомассы планктонных водорослей весьма трудоемки и длительны по времени. Флуоресцентные методы, достоинством которых является высокая оперативность, в задачах определения количественных характеристик биомассы требуют предварительной калибровки непосредственно для конкретного вида планктона. В пелагиале Байкала видовая структура, количественные показатели и пространственное распределение фитопланктона характеризуется сильной пространственно-временной изменчивостью. Отсюда следует, что калибровка флуоресцентных приборов по единому эталону не может обеспечить приемлемую точность количественной оценки биомассы. Обсуждаемые в работе результаты получены по данным комплексных судовых измерений. На каждой станции проводилось гидрофизическое зондирование, отбор проб воды для определения флуоресцентных характеристик, биогенных элементов, растворенных CO<sub>2</sub> и O<sub>2</sub> по всей вертикали до придонной области и биомассы фитопланктона в верхнем 25-метровом слое воды. Располагая измерениями численности и биомассы планктона на каждой станции, для количественных оценок биомассы мы опробовали два способа калибровки флуоресцентных характеристик: 1) на основе корреляционной связи между биомассой в 25-метровом слое воды и интегральным значением флуоресцентного сигнала в этом слое для всех станций в каждой из экспедиций; 2) для каждой станции определялся калибровочный коэффициент. В докладе обсуждаются преимущества и недостатки выбранных методов и представлены результаты восстановления вертикальных профилей биомассы для станций в пелагиале оз. Байкал в весенние периоды 2010–2011 гг.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 14-05-00277а), Программы фундаментальных исследований Отделения наук о Земле РАН № 11 и экспедиционных грантов СО РАН.

ПЕРСПЕКТИВЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ХРОМАТО-МАСС-СПЕКТРОМЕТРИИ  
В ИССЛЕДОВАНИИ ХИМИЧЕСКОГО И ИЗОТОПНОГО СОСТАВА  
АТМОСФЕРНЫХ АЭРОЗОЛЕЙ

Симонова Г.В.<sup>1,2</sup>, Мелков В.Н.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН  
634055, г. Томск, пр. Академический 10/3

<sup>2</sup>Национальный исследовательский Томский государственный университет  
634050, г. Томск, пр. Ленина, 36

E-mail: [galina\\_simonova@inbox.ru](mailto:galina_simonova@inbox.ru); [ishtov@yandex.ru](mailto:ishtov@yandex.ru)

Ключевые слова: хромато-масс-спектрометрия, стабильные изотопы, атмосферные аэрозоли.

Определение химического и изотопного состава аэрозолей методом масс-спектрометрии является существенным дополнением к исследованиям атмосферных процессов, осуществляемых методом дистанционного зондирования. В работе представлен обзор современного состояния исследований в области анализа атмосферных аэрозолей данным методом. Предложено сочетание газовой хроматографии с изотопной масс-спектрометрией для исследования индивидуальных компонентов аэрозолей на базе современного изотопного хромато-масс-спектрометрического комплекса (ИМКЭС, ТомЦКП).

В настоящее время при исследовании атмосферы используются контактные и дистанционные методы мониторинга. Основным недостатком контактного метода являются трудности, связанные с прямым отбором проб воздуха с последующим анализом в лаборатории. В то же время самые современные методы анализа многокомпонентных смесей с помощью лазеров недостаточно информативны. Лидарные системы позволяют определять весьма незначительное количество компонентов атмосферы. На практике дело ограничивается несколькими десятками ключевых веществ ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{SO}_2$ ,  $\text{C}_2\text{H}_4$ ,  $\text{CH}_2\text{O}$ ,  $\text{NO}$ ,  $\text{N}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ) [1, 2]. Однако газовый и аэрозольный состав атмосферы включает в себя тысячи компонентов, оказывающих влияние на различные характеристики окружающей среды и, в частности, на погоду и климат Земли.

Особенный интерес исследователей вызывают атмосферные аэрозоли. Влияние аэрозолей на климат обусловлено различными факторами, в том числе их химическим составом. Частицы аэрозоля содержат минеральную пыль, вулканический пепел, тяжелые металлы, радиоизотопы, вирусы, бактерии, грибы, споры и пыльцу растений. Из многих тысяч соединений в аэрозолях обнаружены: алканы, полициклические ароматические углеводороды (ПАУ), моно-и

дикарбоновые кислоты, спирты, углеводы [3]. Однако наши сведения об их источниках и переносе пока являются ограниченными по сравнению с неорганическими веществами [4]. Необходимо учитывать также, что при высокой температуре воздуха и интенсивном солнечном свете происходят фотохимические реакции с образованием большого количества продуктов трансформации реакционноспособных соединений (альдегиды, кетоны, ПАУ, галогенпроизводные углеводородов). Идентификация элементов и химических соединений, присутствующих в атмосфере, была и остается весьма актуальной проблемой.

Недостаточная изученность атмосферных процессов и несовершенство мониторинга окружающей среды заставляют исследователей прибегать к все более сложным аналитическим методам. Среди них важное место занимает масс-спектрометрия. Существенное отличие масс-спектрометрии от других аналитических физико-химических методов состоит в том, что оптические, рентгеновские и некоторые другие методы детектируют излучение или поглощение энергии молекулами или атомами, а масс-спектрометрия имеет дело с самими частицами вещества. Основным принцип масс-спектрометрии – перевод нейтральных частиц в заряженные ионы, которые разделяются по величине массы к заряду ( $m/z$ ). Ионы могут образовывать осколочные ионы (фрагментация). Фрагментация зависит от строения исходной молекулы. Поэтому на основании общей картины распределения ионов по их массам (масс-спектр) можно идентифицировать химические соединения.

Но во многих случаях знание формулы и структуры вещества бывает недостаточно. Важная информация заключается в изотопном составе химических элементов, образующих молекулу. Эту информацию можно извлечь с помощью масс-спектрометрии изотопных отношений. В этом методе определяется отклонение изотопного отношения изучаемого образца по отношению к стандарту. Например, для углерода измеряется отклонение  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  образца относительно стандарта, ископаемого моллюска *Belemnitella americana*.

Очень часто химику-аналитику приходится иметь дело не с индивидуальным соединением, а сложной смесью, которую необходимо предварительно разделить на отдельные компоненты для последующего исследования. В этом случае используется хроматография. Комбинация газового хроматографа с изотопным масс-спектрометром очень существенно увеличивает аналитические возможности последнего. Газовый хроматограф разделяет сложную смесь летучих соединений, которые последовательно поступают через систему “сжигание-восстановление” с образованием простых молекул ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{N}_2$ , оксиды азота). После отделения ненужных примесей, необходимые соединения поступают в масс-спектрометр изотопных отношений. С его помощью определяются значения  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{2}\text{H}$  и другие. Вследствие значительной сложности данный метод стал развиваться лишь в последние 10-15

лет. Конфигурация комплекс “газовый хроматограф – изотопный и квадрупольный масс-спектрометры” приведена на рис.1. Для установления химической формы, определение строения вещества и количественного анализа используются пламенно-ионизационный детектор (ПИД) и квадрупольный масс-спектрометр. Для определения изотопного состава элементов используется масс-спектрометр изотопных отношений.

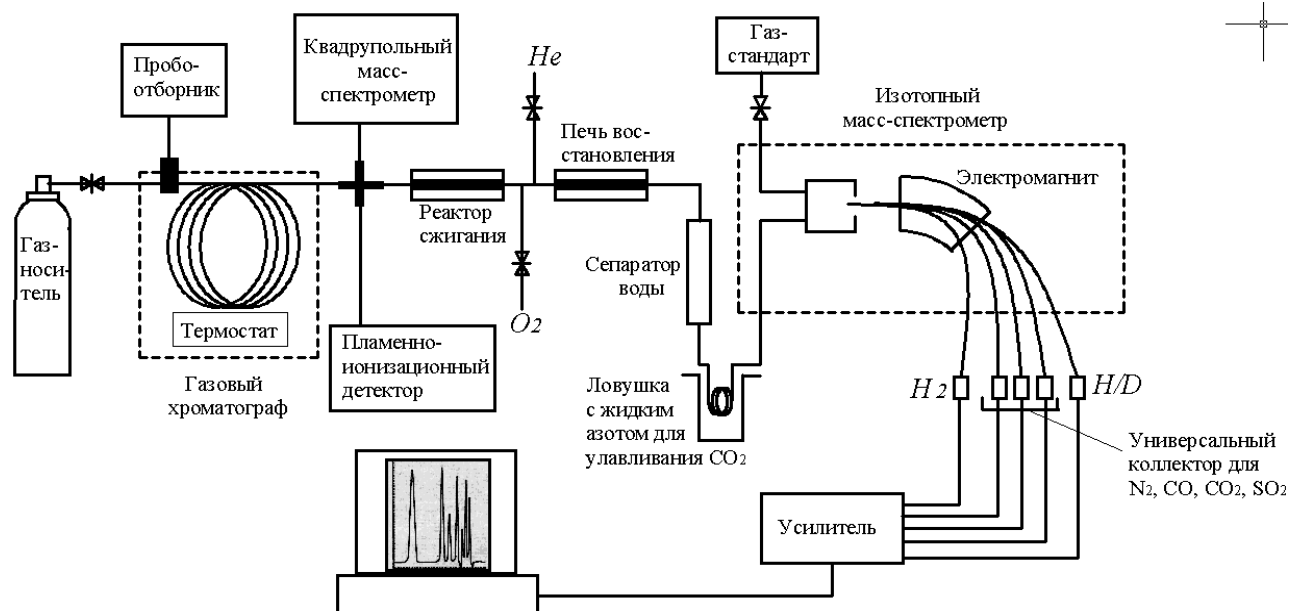


Рис.1. Схема изотопного хромато-масс-спектрометрического комплекса (ИМКЭС ТомЦКП)

Различия в изотопном составе природных объектов определяются условиями их формирования. В разное время и в разных местах они неодинаковы. Используя это обстоятельство, можно определить источник происхождения объекта (продукты питания, наркотики, археологические и палеонтологические экспонаты и т.д.). Данный подход применим и к атмосфере.

В настоящее время большинство зарубежных исследований включает в себя определение химического и изотопного состава компонентов аэрозолей и атмосферных газов. Основное внимание уделяется стабильным изотопам С, Н, N, S. Состав аэрозолей в значительной степени зависит от локальных (региональных) источников, размера частиц аэрозолей и метеоусловий. Углеродсодержащие соединения, n-алканы присутствуют в аэрозолях повсеместно. Они имеют различное количество атомов С. Использование изотопной масс-спектрометрии аэрозолей в окрестностях г. Токио позволило установить по значениям  $\delta^{13}C$ , что алканы с четным количеством атомов С ( $C_{20}$ - $C_{24}$  и  $C_{26}$ - $C_{32}$ ) имеют антропогенное происхождение, обусловленное эмиссией углеводородов нефти. Напротив, алканы  $C_{25}$ - $C_{33}$  представляют собой смесь компонентов из таких источников как высшие растения и нефть [5].

В аэрозолях вблизи г. Баоцзи (Китай) были обнаружены дикарбоновые и кето-кислоты (щавелевая, малоновая, янтарная и др.). Предложен механизм образования этих соединений из веществ, выделяющихся при сжигании угля (бензол, толуол, этилен, ацетилен), которые в результате фотоокисления превращаются в карбоновые кислоты[6].

Для лучшего понимания атмосферного переноса органических аэрозолей из Азии были изучены n-алканы в аэрозолях в окрестностях Окинавы и определены  $\delta D$ . Было установлено, что источником n-алканов является ископаемое топливо и/или наземные высшие растения. Значения  $\delta D$  n-алканов из ископаемых топлив в аэрозолях Окинавы намного меньше, чем из Токио и Саппоро, что указывает на различные источники в восточной Азии и комплексность процессов переноса[7]. Исследования стабильных изотопов в аэрозолях позволяют установить источники, участвующие в образовании этих частиц. Дополнительную информацию можно получить, комбинируя изотопный анализ с другими, например, палинологическим [8].

Зарубежные исследования свидетельствуют о несомненной важности комплексных исследований атмосферы с использованием масс-спектрометрии и ее разновидности – изотопной масс-спектрометрии индивидуальных химических соединений в сочетании с дистанционными методами мониторинга.

1. *Бакланов А.А., Махура А.Г., Назаренко Л.С. и др.* Моделирование атмосферного загрязнения и изменения климата в северных широтах. Апатиты: Изд. Кольского научного центра РАН, 2012. 105 с.
2. *Горюнова Н.В., Шевченко В.П.* Исследование аэрозолей и нерастворимых частиц в снежном покрове на дрейфующих льдах западной части российской Арктики в августе - сентября 2006 г. // Проблемы Арктики и Антарктики №1 (78), 2008, С.112-117.
3. *Graedel T.E., Hawkins D.T. and Claxton J.D.* Atmospheric chemical compounds: Sources, Occurrence and Bioassay. Academic Press INC. Orlando, Florida. 1986, 732P.
4. *Takami A., Miyoshi T., Shimono A., Kaneyasu N., Kato S., Kajii Y, Hatakeyama S.* Transport of anthropogenic aerosols from Asia and subsequent chemical transformation // J. Geophys. Res. V.112, D22S31, doi:10.1029/2006JD008120, 2007.
5. *Shinya Yamamoto, Kimitaka Kawamura.* Compound-specific stable carbon and hydrogen isotopic compositions of n-alkanes in urban atmospheric aerosols from Tokyo // Geochemical Journal, V.44, 2010, P. 419-430.
6. *G. Wang, M. Xie, S.Hu, S. Gao, E. Tachibana and K. Kawamura.* Dicarboxylic acids, metals and isotopic compositions of C and N in atmospheric aerosols from inland China: implications for dust and coal burning emission and secondary aerosol formation // Atmos. Chem. Phys., V.10, 2010, P. 6087-6096.
7. *Shinya Yamamoto, Kimitaka Kawamura.* Stable hydrogen isotope ratios of n-alkanes in atmospheric aerosols from Okinawa, Japan // Res. Org. Geochem.V.27, 2011, P.81-89.
8. *Gorka M., Jedrysek M.O., Maj J. et al.* Comparative assessment of air quality in two health resorts using carbon isotopes and palynological analysis // Atmospheric Environment V.43, 2009, P. 682-688.

# О ВОЗМОЖНОСТИ ДЕТЕКТИРОВАНИЯ ОТРАВЛЯЮЩИХ ВЕЩЕСТВ CO<sub>2</sub> – ЛИДАРОМ

П.П. Гейко<sup>1,2</sup>, С.С. Смирнов<sup>2</sup>

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

<sup>2</sup>Национальный исследовательский томский государственный университет

ppg@imces.ru; serj358@sibmail.com

Ключевые слова: метод дифференциального поглощения, лидар, CO<sub>2</sub> – лазер.

Проведен анализ возможностей дистанционного обнаружения отравляющих веществ методом дифференциального поглощения. Выбраны, с учетом мешающего поглощения водяным паром, пригодные для их зондирования линии излучения CO<sub>2</sub> – лазера. Рассчитана дальность зондирования отравляющих газов лидаром на базе CO<sub>2</sub> – лазера. Проанализированы факторы, влияющие на дальность зондирования

Одним из наиболее эффективных подходов к решению задачи разработки оперативных средств дистанционного обнаружения и идентификации источников химического заражения является использование лидарных технологий. К настоящему времени список отравляющих веществ содержит десятки наименований, наиболее распространенными из них являются: зарин, зоман, табун, циклозарин, VX, люизит.

Как известно, наибольшей чувствительностью обладают методы дистанционного контроля компонентов атмосферы, основанные на эффекте селективного поглощения оптического излучения. В области 9 – 11 мкм имеются интенсивные колебательно – вращательные полосы поглощения ряда отравляющих газов [1]. Подходящий лазер, используемый для обнаружения этих веществ должен обладать высокой пиковой мощностью, достаточно узкой спектральной шириной и короткой длительностью импульса при малой угловой расходимости излучения, а также сравнительно высокой частотой повторения импульсов. Этим требованиям вполне удовлетворяют CO<sub>2</sub> – лазеры импульсно-периодического действия.

Целью работы является исследование факторов, определяющих параметры и технические характеристики лидара дифференциального поглощения на базе CO<sub>2</sub> – лазера для зондирования отравляющих газов в ИК – области спектра.

В атмосфере помимо самого отравляющего вещества имеются другие фоновые газы (пары H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, и т.д.), поглощение которыми оказывает мешающее влияние на выбор оптимальных длин волн зондирования. Используя атлас спектральных линий [2], нами рассчитывалась мешающее поглощение фоновыми газами, прежде всего CO<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>O, так как именно поглощение водяным паром в участке спектра 9 – 11 мкм вносит существенные коррективы при выборе



пары линий для зондирования. Подобные расчеты проведены ранее для различных отравляющих газов [3].

Мощность пришедшего на приемник обратно рассеянного назад лазерного излучения на двух длинах волн  $\lambda_i$  ( $i=1,2$ ) можно представить следующими выражением [4]:

$$P(R, \lambda_i) = \frac{c E K_1 K_2 \beta_\pi(\lambda_i)}{2} \left( \frac{A}{R^2} \right) G(R) \exp 2 \left\{ - \int [\alpha_g(\lambda_i, z) + \alpha_a(\lambda_i, z)] dz \right\}, \quad (1)$$

где  $R$  – расстояние,  $E$  – энергия излучения лазера,  $c$  – скорость света,  $K_1, K_2$  – оптические эффективности передатчика и приемника лидара,  $A$  – площадь апертуры приемника,  $\beta_\pi(\lambda_i)$  – объемный коэффициент обратного рассеяния атмосферного аэрозоля,  $\alpha_g$  и  $\alpha_a$  – коэффициенты молекулярного и аэрозольного ослабления, соответственно.

В ИК – области спектра основным ограничивающим фактором является дробовой шум детектора. При детектировании одиночных лидарных сигналов рассмотрим отношение сигнал/шум  $\varepsilon$ , которое записывается в виде [4]

$$\varepsilon = \frac{I_s}{\sqrt{2eB(I_s + I_b + I_d)}} = \frac{P_s}{\sqrt{\frac{2B(P_s + P_b)hv}{\eta} + BP_{ne}^2}}}, \quad (2)$$

где  $I_s$  – сигнальный ток,  $I_b$  – ток, обусловленный фоновой засветкой,  $I_d$  – темновой ток,  $e$  – заряд электрона,  $B$  – ширина полосы пропускания детектора,  $P_s$  – мощность принимаемого сигнала,  $P_b$  – мощность фонового излучения атмосферы, падающая на площадку детектора,  $\eta$  – квантовая эффективность детектора,  $P_{ne}$  – эквивалентная мощность шума детектора,  $hv$  – энергия кванта. Эквивалентная мощность шума  $P_{ne}$  выражается через площадь приемной площадки детектора  $A_d$  и обнаружительную способность детектора  $D^*$ :

$$P_{ne} = \frac{\sqrt{A_d}}{D^*}, \quad \text{где} \quad D^* = \frac{\eta e}{hv} \sqrt{\frac{A_d}{2e I_d}} \quad (3)$$

Мощности фонового излучения атмосферы, падающего на площадку детектора записывается:

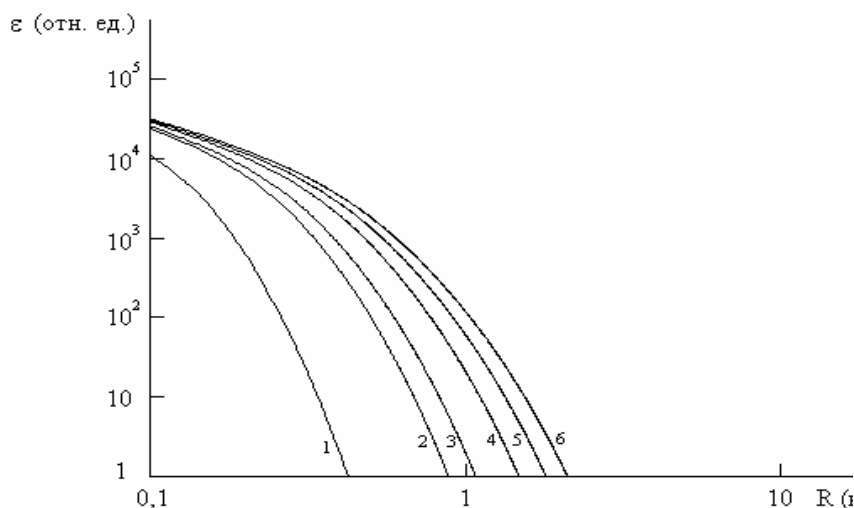
$$P_b = K_2 B_a(\lambda) \Omega \Delta \lambda, \quad (4)$$

где  $B_a(\lambda)$  – яркость фонового излучения,  $\Omega$  – телесный угол зрения приемника,  $\Delta \lambda$  – спектральная ширина полосы пропускания приемника.

Рассмотрим биаксиальную схему  $\text{CO}_2$  – лидара. Для моделирования достижимой дальности зондирования принимались технические характеристики лидара, близкие к характеристикам, приведенным в работе [5]. Для передатчика выбирались следующие параметры: энергия импульсов излучения  $E = 1$  Дж; пиковая мощность импульсов излучения  $P = 100$  МВт; оптическая эффективность формирователя пучка  $K_1 = 0,7$ ; выходной диаметр пучка

$2a_t = 100$  мм; расходимость пучка  $2\theta = 1$  мрад. Выходная апертура зондирующих пучков  $2a_t$  выбрана таковой, во избежание нелинейного поглощения излучения воздухом. Угол поля зрения приемника лидара  $2\varphi$  превышает расходимость зондирующего пучка  $2\theta$  в 1,5 раза. Приемник имеет следующие характеристики: диаметр апертуры телескопа  $2a_r = 300$  мм; фокусное расстояние телескопа  $f = 1500$  мм; угол зрения приемника  $2\varphi = 1,5$  мрад; оптическая эффективность приемника  $K_2 = 0,8$ ; ширина полосы пропускания  $B = 1$  МГц; расстояние между осями передатчика и приемника  $b_0 = 400$  мм; угол схождения осей передатчика и приемника  $\psi = 0$  мрад. В качестве детектора в приемнике лидарной системы рассматривался фотодиод HgMnTe со следующими параметрами: обнаружительная способность  $D^* = 2 \times 10^{11}$  см·Гц<sup>1/2</sup>·Вт<sup>-1</sup>; эквивалентная мощность шума  $P_{ne} = 2,2 \times 10^{-13}$  Вт/Гц<sup>1/2</sup>; размер чувствительной площадки  $d = 0,5$  мм; рабочая температура  $T = 77$  К; спектральная полоса пропускания  $\Delta\lambda = 4$  мкм.

Рассмотрим влияние факторов, определяющих дальность действия лидара в приземном слое атмосферы. Примем фоновые значения концентраций атмосферных газов, а также параметры приземного слоя стандартной атмосферы лета средних широт: коэффициенты ослабления  $\alpha_a = 0,03047$  км<sup>-1</sup> и обратного рассеяния атмосферного аэрозоля  $\beta_\pi = 9,967 \cdot 10^{-5}$  км<sup>-1</sup>·ср<sup>-1</sup>, яркость фонового излучения  $B_a(\lambda) = 10^{-4}$  Вт/см<sup>2</sup>·ср·мкм. Концентрация отравляющих веществ принималась следующей: табун – 5,5; зарин – 1,2; зоман – 0,43; VX – 0,84; люизит – 14,05; циклозарин – 1,2 ppm, соответственно. Эти концентрации отвечают 10% от предельных



Зависимости отношения сигнал/шум от расстояния при регистрации единичного сигнала для табуна (1), люизита (2), зарина (3), циклозарина (4), VX (5), зомана(6).

концентраций, приводящих к получению летальной дозы при одноминутной экспозиции [1]. На рис. представлены рассчитанные зависимости отношения сигнал/шум  $\varepsilon$  от дальности для каждого отравляющих газов. Можно определить предельные дальности зондирования при  $\varepsilon = 1$  для каждого из отравляющих веществ так, для табуна ~ 0,4; люизита ~ 0,9; зарина ~ 1; циклозарина ~ 1,5; VX ~ 1,8; и зомана ~ 2,1 км. В режиме работы по топографическому отражателю предельные дальности возрастают и составляют для табуна ~

зарина ~ 1; циклозарина ~ 1,5; VX ~ 1,8; и зомана ~ 2,1 км. В режиме работы по топографическому отражателю предельные дальности возрастают и составляют для табуна ~

0,8; люизита ~ 1,7; зарина ~ 2,2; циклозарина ~ 3,1; VX ~ 3,9; и зомана ~ 4,7 км.

Рассмотрим влияние энергетических характеристик лазера на дальность зондирования. Десятикратное увеличение энергии импульсов с 1 до 10 Дж приводит лишь к незначительному возрастанию дальности зондирования. Так, возрастание дальности зондирования при увеличении энергии импульсов с 1 до 10 Дж составляет для табуна ~ 17,3 %; люизита ~ 19,5 %; зарина ~ 20,1 %; циклозарина ~ 21,9 %; VX ~ 22,5 %; зомана ~ 23,5 %, соответственно. При работе по топографическому отражателю при увеличении пиковой мощности импульсов со 100 до 1000 МВт составляет для табуна ~ 11,6 %; люизита ~ 12,9 %; зарина ~ 13,2 %; циклозарина ~ 13,8 %; VX ~ 14,2 %; зомана ~ 14,5%, соответственно

Поэтому увеличение энергетических параметров лазеров по сравнению с реализованными ранее в работах [5,6] параметрами излучения нецелесообразно. Проведенные расчеты не учитывали нелинейное поглощение атмосферы, возможный пробой и образование плазмы при распространении такого мощного излучения. Учет этих эффектов привел бы уменьшению предельной дальности зондирования, что является дополнительным фактором, указывающим на отсутствие необходимости использования лазеров с энергиями в импульсе десятки джоулей.

Таким образом, исходя из спектральной зависимости поглощения отравляющих газов перспективными для их обнаружения являются лидары на основе CO<sub>2</sub> – лазера, работающие по дифференциальной методике. Возможно зондирование отравляющих газов при их концентрации составляющей 10% от предельной с использованием обратного аэрозольного рассеяния в радиусе до ~ 2 км, в зависимости от типа отравляющего вещества, а с использованием диффузного отражения от тополишеней на расстояниях до ~ 5 км.

#### Список литературы

1. *Webber M.E., Pushkarsky M. Patel C.K.* Optical detection of chemical warfare agents and toxic industrial chemicals: Simulation // Journal of applied physics. 2005. V.97. P. 113-124.
2. *Rothman L.S., Jasquemart D., Barbe A. et. al.* The HITRAN 2004 molecular spectroscopic database // Journal of quantitative spectroscopy & radiative transfer. 2005. V.96. P.139-204.
3. *Бобровников С.М., Гейко П.П., Попов И.С.* Возможности зондирования отравляющих веществ с помощью CO<sub>2</sub>-лидара методом дифференциального поглощения. // Оптика атмосферы и океана. 2008. Т. 21. № 11. С. 993-997.
4. *Межерис Р.* Лазерное дистанционное зондирование. М.: Мир, 1987. Р. 550
5. *Иващенко М.В., Шерстов И.В.* Дальность действия лидара дифференциального поглощения на основе CO<sub>2</sub> – лазера // Квантовая электроника. 2000. 30. С.747-752.
6. *Andreev Y.M., Geiko P.P, Sherstov I.V.* Development and testing of the lidar gas analyzing complex // Proc. SPIE. 1999. V. 3983. P. 386-394.

# ДЕТЕКТИРОВАНИЕ МАЛЫХ ГАЗОВЫХ СОСТАВЛЯЮЩИХ АТМОСФЕРЫ ДОАС ГАЗОАНАЛИЗАТОРОМ

С.С. Смирнов<sup>1</sup>, П.П. Гейко<sup>1,2</sup>, И.В. Самохвалов<sup>1</sup>

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

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

serj358@sibmail.com; ppg@imces.ru; sam@elefot.tsu.ru

Ключевые слова: дифференциальная оптическая абсорбционная спектроскопия, газоанализатор, сечение поглощения

Принцип работы газоанализатора базируется на методе дифференциальной оптической абсорбционной спектроскопии. В качестве источника излучения использована ксеноновая лампа высокого давления. С помощью газоанализатора, работающего в УФ области спектра проведены трассовые измерения ряда малых составляющих атмосферы: SO<sub>2</sub>, NO<sub>2</sub>, O<sub>3</sub> и др. Минимально обнаружимые концентрации на трассе около 400 м составляют единицы ppb при времени накопления 2 мин. Проводятся результаты измерений в г. Томск

В последние годы для одновременного измерения малых концентраций загрязняющих газов в атмосфере в режиме реального времени широко применяется метод дифференциальной оптической абсорбционной спектроскопии (ДОАС). Решаются вопросы разработки официально утвержденных методик и внедрения приборов реализующих этот метод в практику экологического мониторинга газовых загрязнений атмосферы. Американское агентство по защите окружающей среды (US EPA) одобрило метод ДОАС в качестве эквивалентного метода измерения трех основных загрязняющих примесей: SO<sub>2</sub>, NO<sub>2</sub> и O<sub>3</sub>. Основные принципы этого метода и его многочисленные приложения обобщены в монографии [1].

Уравнение (1) описывает ослабление оптического излучения, проходящего на трассе:

$$I(\lambda) = A(\lambda) \cdot I_0(\lambda) \cdot \exp\{-L(\sum_{j=1}^J \sigma_j(\lambda)C_j + \sigma_M(\lambda)C_M + \sigma_R(\lambda)C_R)\} , \quad (1)$$

где  $A(\lambda)$  - спектральная чувствительность,  $I_0(\lambda)$  - исходная интенсивность,  $\sigma_j(\lambda)$  - сечение селективного поглощения газами  $\sigma_M(\lambda)$ ,  $\sigma_R(\lambda)$  - сечения Ми и Рэлея, соответственно,  $C_j$  - концентрация j-го газа,  $C_M$ ,  $C_R$  - концентрации аэрозольных и молекулярных рассеивателей.

Плавно изменяющиеся спектральные зависимости эффективности рассеяния Рэлея и Ми можно представить в виде полинома малого порядка. Поперечное сечение поглощения газами, может быть разделено на высокочастотную (дифференциальную) и низкочастотную части

$$\sigma_j(\lambda) = \sigma_{j0}(\lambda) + \sigma'_j(\lambda), \quad (2)$$

где  $\sigma_{j0}(\lambda)$ ,  $\sigma'_j(\lambda)$  - низкочастотная и высокочастотная части, соответственно.

Подставим выражение(2) в формулу (1), включая низкочастотную часть в полином:

$$I(\lambda) = A(\lambda) \cdot I_0(\lambda) \cdot \exp\{-L \sum_{j=1}^J \sigma'_j(\lambda) C_j + \sum_p b_p \lambda^p\}, \quad (3)$$

где  $\sum_p b_p \lambda^p$  - полином  $p$  – ого порядка.

Прологарифмируем уравнение (3) и включим эффективность рассеивания в полином, получим выражение (4), зависящие от оптической глубины, полинома  $p$  – порядка, концентрации и длины атмосферной трассы.

$$\ln(I(\lambda) / I_0(\lambda)) = -L \cdot \sum_{j=1}^J \sigma'_j(\lambda) C_j + \sum_p b_p^* \lambda^p, \quad (4)$$

где  $\sum_p b_p^* \lambda^p$  - полином  $p$  – ого порядка, с включенной эффективностью рассеивания.

Уравнение (4) можно представить в дискретном виде:

$$S_k = \ln(I(\lambda_k) / I_0(\lambda_k)) = -L \cdot \sum_{j=1}^J \sigma'_j(\lambda_k) C_j + \sum_p b_p^* \lambda_k^p, \quad k=1, n \quad (5)$$

Здесь  $n$ - число дискретных отсчетов сигнала.

По сути (5) представляет собой систему линейных уравнений, которую можно переписать в матричном виде и использовать тот или иной численный метод, обеспечивающий лучшую устойчивость, например метод сингулярного разложения матриц [2].

Наши экспериментальные исследования проводились с помощью усовершенствованного трассового газоанализатора, производства ДООС 1М. Он предназначен для измерения малых концентраций основных загрязняющих газов (диоксида азота, диоксида серы, озона, окиси азота, формальдегида, толуола, бензола и др.) на открытой трассе в атмосферном воздухе в реальном времени. Принцип действие основан на регистрации спектра поглощения атмосферы и сравнении его с известными характеристиками измеряемых газов.

На рис.1. приведена оптическая схема приемно-передающего устройства. Используется телескоп, в котором совмещены передающий и приемный каналы. Телескоп крепится на устройстве, ксеноновая лампа 1, мощностью 150 Вт, помещается вблизи фокуса главного сферического зеркала 4, формируется кольцевой пучок излучения, направляемый по атмосферной трассе на ретрорефлектор 7. Внутреннее кольцо сферического зеркала используется для приема отраженного ретро-рефлектором излучения [2]. С помощью вторичного поворотного зеркала 3 принятое излучение направляется через центральное отверстие в сферическом зеркале на входную апертуру оптико-волоконного световода 5.

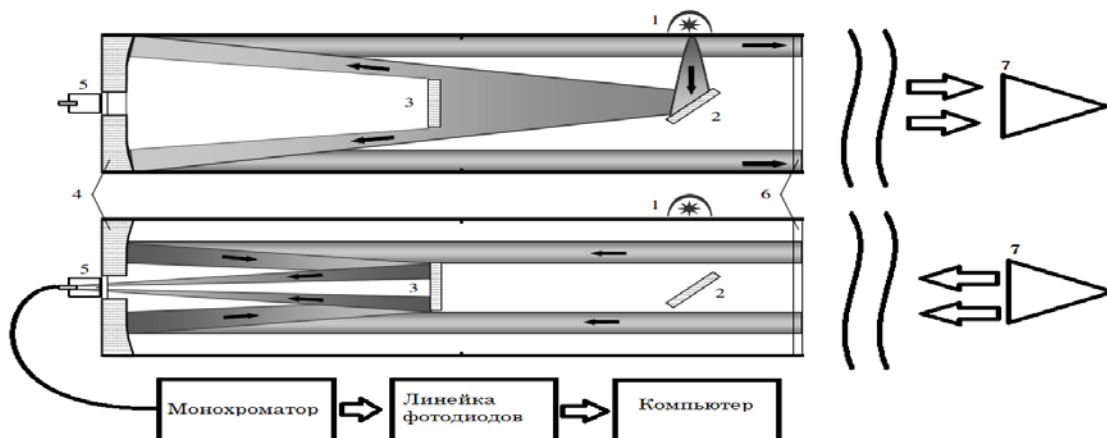


Рис. 1. Оптическая схема приемо-передающего устройства (вверху передающий канал, внизу - приемный). 1 – Хе лампа; 2 – плоское поворотное зеркало; 3 – плоское вторичное зеркало; 4 – главное сферическое зеркало; 5 – входное окно ОВС; 6 – защитное стекло; 7 – ретро-рефлектор;

По оптическому волоконному кабелю световое излучение попадает на входную щель монохроматора. В плоском поле изображения устанавливается линейка фотодиодов, сигнал с которой оцифровывается и поступает в компьютер для дальнейшей обработки.

Плавно изменяющиеся с длиной волны изменения в спектре, вызванные поглощением и рассеянием излучения атмосферным аэрозолем, а также молекулярным рассеянием света атмосферными газами исключаются из рассмотрения и не влияют на результаты измерений. Таким образом, в основе метода лежит разделение спектра на плавно меняющуюся и дифференциальную части. Дифференциальная часть сравнивается со спектрами поглощения газовых компонент, заложенных в базе данных прибора.

В период с апреля 2013 г по ноябрь 2013 г. проводились измерения концентрации озона, окислов азота и серы и др. газов в районе пл. Южная г. Томск. Длина светового пути (туда и обратно) составляла 484 м. Данные о погодных условиях брались с метеостанции (WMO ID): 29430. Измерения проводились в среднем ультрафиолете (202 – 355 нм), что позволяло проводить параллельные измерения для ряда газовых примесей в атмосфере –  $\text{CH}_2\text{O}$ ,  $\text{NO}_2$ ,  $\text{O}_3$ ,  $\text{C}_6\text{H}_6$ ,  $\text{C}_7\text{H}_8$ ,  $\text{C}_6\text{H}_6\text{O}$ ,  $\text{C}_7\text{H}_6\text{O}$ ,  $\text{CS}_2$ .

На рис. 2, в качестве примера, представлен минутный ход концентрации формальдегида. Отметим, что все измеренные значения концентрации не превышают предельно допустимую среднесуточную концентрацию. За время наблюдения средние значения концентраций  $\text{NO}_2$ ,  $\text{C}_6\text{H}_6$ ,  $\text{C}_7\text{H}_8$ ,  $\text{C}_6\text{H}_6\text{O}$ ,  $\text{C}_7\text{H}_6\text{O}$  были значительно меньше среднесуточных ПДК, в то время как средние за все измерения концентрации  $\text{O}_3$ ,  $\text{CH}_2\text{O}$ ,  $\text{CS}_2$  превышали ПДК в 3, 13 и 33 раза соответственно. Сопоставляя направление ветра и результаты зондирования, были выявлены некоторые закономерности: Так, для озона характерно увеличение концентрации в направлении за-

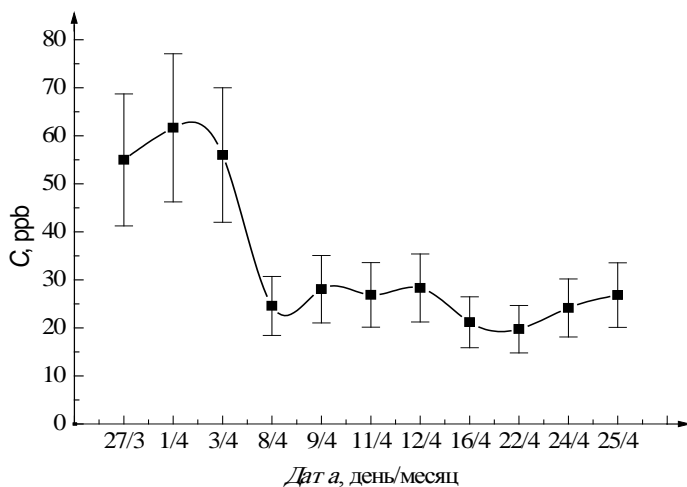


Рис.2. Временной ход концентрации формальдегида

пад, северо-запад, в связи с фотохимическими реакциями и высоким фоновым загрязнением. Для формальдегида, ситуация не столь однозначна, так как наблюдается очень близкие по значениям концентрации в направлениях северо-восток, юг, юго-запад и запад. Возможен также процесс трансформации формальдегида в муравьиную кислоту под воздействием синглетного кислорода. Чем выше солнечная активность, тем интенсивнее распадается формальдегид и об-

разуется муравьиная кислота  $CH_2O + O(^3P) \rightarrow HCOOH$ , которая реагирует с оксидами металлов, давая соединения – формиаты, распадающиеся в дальнейшем на воду, оксиды, а также свободные металлы [3].

Для озона, сероуглерода и формальдегида среднесуточная предельно допустимая концентрация превышала в 100% всех дней измерений. Это говорит о высоком уровне загрязнения атмосферного воздуха озоном, сероуглеродом и формальдегидом за рассматриваемый период времени. На восходе солнца, концентрация озона резко увеличивалась и достигла максимума сразу после полудня, а затем, начала снижаться и достигли минимума к полночи. Тем не менее, концентрация  $NO^2$  был антикоррелирует с  $O_3$ . Когда  $NO_2$  подвергается тропосферному излучению, он диссоциирует при  $\lambda < 420$  нм до оксида азота. После диссоциации, атомы кислорода и молекулы  $NO_2$  начинают играть роль как единственные существенные антропогенные источники  $O_3$  в тропосфере.

Проведенные длительные непрерывные синхронные измерения показали, что газоанализатор на основе метода ДООС может с успехом использоваться в задачах мониторинга газовых загрязняющих примесей.

#### Список литературы

1. Platt U., Stutz J. Differential optical absorption spectroscopy. Springer-Verlag, New-York, Berlin, Heidelberg, 2008. – 593 p
2. Хмелевцов С.С., Коришунов В.А., Вдовенков А.М. Ультрафиолетовый трассовый газоанализатор ДООС-4Р. // Оптика атмосферы и океана. 2002. Т. 15. № 11. С. 998-1003.
3. Дульцева Г. Г., Дубцов С. Н., Скубневская Г. И. Вклад фотоокисления альдегидов в образование атмосферного органического аэрозоля. // Химия в интересах устойчивого развития. 2008. Т.15. № 3. С.303-309.

# ЭКОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СОДЕРЖАНИЯ РТУТИ В ТВЕРДОМ ОСАДКЕ СНЕГА В ЗОНЕ ВОЗДЕЙСТВИЯ ПРОМЫШЛЕННЫХ ПРЕДПРИЯТИЙ г. ТОМСКА

Е.А. Филимоненко<sup>1</sup>, Е.Е. Ляпина<sup>1,2</sup>, А.В. Таловская<sup>1</sup>

1 – Национальный исследовательский Томский политехнический университет, г. Томск

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

[eeldv@mail.ru](mailto:eeldv@mail.ru), [filimonenkoea@mail.ru](mailto:filimonenkoea@mail.ru), [talovskaj@yandex.ru](mailto:talovskaj@yandex.ru)

Ключевые слова: ртуть, аэрозоль, поллютант, геоэкология, почва

Аннотация: В ходе проведенных исследований по определению экогеохимических показателей ртутной нагрузки в зонах воздействия промышленных предприятий г. Томска выявили зоны с повышенной нагрузкой. Установили обогащение ртутью пылеаэрозольных выбросов промышленных предприятий г. Томска. Определили характер переноса загрязнения от источников поступления ртути, а также формы нахождения поллютанта в твердом осадке снега в зонах воздействия исследованных промышленных предприятий.

Город Томск - крупный промышленный центр, предприятия которого, являются источниками поступления в окружающую среду пылевого аэрозоля, содержащего широкий спектр химических элементов, что оказывает негативное влияние на расположенные в непосредственной близости, спальные районы, школы, детские сады, больницы и места отдыха горожан. Ртуть является элементом 1-го класса опасности во всех природных средах из-за форм ее нахождения в природе, повышенной миграционной способности, высокой биодоступности, а также широкого спектра негативного влияния на живые организмы, что является ключевыми моментами интереса экологов при изучении данного элемента в окружающей среде. [3, 10].

В результате проведенной ранее площадной снеговой и почвенной съемок на территории г. Томска было установлено, что техногенные ореолы ртути наблюдаются в районах расположения предприятий топливно-энергетического комплекса, приборостроения, нефтехимического комбината и в жилых районах с преобладающим печным отоплением и локальными котельными [5, 6]. Целью данной работы является оценка ртутной нагрузки на территорию г. Томска по данным исследования твердого осадка снега в зонах воздействия промышленных предприятий города за период в 2013 г, а так же сравнение с данными по содержанию Hg в почвах.

В 2013 гг. авторами производился отбор проб снега в зонах воздействия теплоэлектростанции, нефтехимического комбината, кирпичных заводов, заводов по производству железобетонных конструкций г. Томска. Размеры зон воздействия промышленных предприятий определялись согласно [7], с учетом преобладающего



направления ветра, высот труб, ландшафтных условий и характера жилой застройки. В каждой из рассматриваемых зон воздействия промышленных предприятий отбиралось 5 проб снега, при этом, точки № 1 и 2 относятся к условно ближней зоне воздействия предприятия, точки отбора проб снега № 3, 4 5 - к условно дальней зоне воздействия предприятия. Все работы по отбору и подготовке снеговых проб выполнялись с учетом методических рекомендаций [1, 4, 6], руководства по контролю загрязнения атмосферы [2, 7] и многолетнего практического опыта эколого-геохимических исследований на территории Западной Сибири [8]. В качестве фоновой площадки был выбран полигон «Фоновый» на станции ИОА СО РАН недалеко от п. Киреевск (70 км к югу от г. Томск). Изучение содержания ртути в пробах осуществляли в учебно-научной лаборатории Международного инновационного научно-образовательного центра «Урановая геология» кафедры геоэкологии и геохимии Томского политехнического университета на атомно-абсорбционном спектрометре РА-915<sup>+</sup> с помощью пиролитической приставки ПИРО-915 (предел обнаружения ртути - 5 мкг/кг). Для определения форм нахождения ртути в твердом осадке снега пробы были проанализированы методом термодесорбции при разных температурных режимах.

Концентрация ртути в твердом осадке снега из зон воздействия промышленных предприятий г. Томска в 1,2–18,2 раз выше фонового значения (0,057 мг/кг, пос. Киреевск, 2007 г.), и составляет от 0,3 до 3,1 долей средней городской концентрации ртути в твердом осадке снега (0,34 мг/кг) [8]. Среднесуточный приток ртути с атмосферными пылевыми выпадениями на снеговой покров в зонах влияния промышленных предприятий г. Томска превышает фоновый показатель (0,399 мг/км<sup>2</sup>·сут) от 15,5 до 449 раз, что составляет от 0,25 до 7,2 долей среднего притока ртути с атмосферной пылью на территорию г. Томска (24,8 мг/км<sup>2</sup>·сут [8]).

Значения коэффициента аэрозольной аккумуляции указывают на концентрирование ртути на частицах пылевых аэрозолей по сравнению с гранитным слоем литосферы в 2,6–18,4 раз, что может быть связано с составом исходного материала, формирующего пылевой аэрозоль, если атмосферная пыль, привносимая от природных источников, изначально была обогащена ртутью [4]. Однако фактор обогащения, рассчитанный относительно Sc – элемента значительно распространенного в земной коре, но имеющего самые низкие показатели технофильности и техногенности [4] показал, что пылевые аэрозоли из зон воздействия промышленных предприятий г. Томска заметно обогащены ртутью (от 1,3 до 13,0 раз) за счет вклада антропогенных источников, а не в виду литофильности ртути.

При наименьшей концентрации Hg в твердом осадке снега из зоны воздействия кирпичных заводов данная территория характеризуется наибольшим среднесуточным притоком ртути с атмосферной пылью на снеговой покров, что связано с высокой пылевой нагрузкой,

превышающей региональный фон ( $7 \text{ мг/м}^2 \cdot \text{сут}$  [10]) от 33,3 до 52,1 раз. Превышение фоновой ртутной нагрузки ( $0,399 \text{ мг/км}^2 \cdot \text{сут}$ ) в зоне воздействия кирпичных заводов составляет от 15,4 до 449 раз, при среднем значении 86,8 фонов. Наименьшая величина среднесуточного выпадения ртути наблюдается в зоне воздействия теплоэлектростанции, где превышение фона составляет от 15,4 до 112 раз, а среднее значение – 49,1 фона. При этом среднесуточное выпадение ртути в составе атмосферной пыли на снеговой покров в ближней зоне воздействия кирпичных заводов выше, чем в дальней зоне воздействия в 2,6 раза. Аналогичное перераспределение ртутной нагрузки на снеговой покров наблюдается в зонах воздействия железобетонных заводов и теплоэлектростанции, за исключением нефтехимического комбината.

Различные формы нахождения ртути в пробах твердого осадка снега характеризуются собственными температурными диапазонами, в пределах которых происходит ее переход из связанного в газообразное состояние. Температуры максимального выхода различных форм ртути следующие: свободная ( $\text{Hg}^0$ ) –  $150\text{-}160^\circ\text{C}$ ; физически сорбированная ( $\text{HgCl}_2$ ,  $\text{Hg}_2\text{Cl}_2$ ) –  $250\text{-}290^\circ\text{C}$ ; хемосорбированная –  $310\text{-}320^\circ\text{C}$ ; сульфидная ( $\text{HgS}$ ) –  $350\text{-}410^\circ\text{C}$ ; изоморфная –  $500\text{-}1000^\circ\text{C}$  [9]. На свободную форму Hg в пробах твердого осадка снега приходится от 10 до 98,6% общей ртути, содержащейся в пробах. Наибольшие процентные содержания слабосвязанной свободной ртути (40,6-92,8%) зафиксированы в пробах из зоны воздействия теплоэлектростанции, что связано с парогазовой формой поступления ртути в атмосферу. На долю физически и химически сорбированной приходится от 2,1 до 79,4% всей ртути, содержащейся в пробах пылевых аэрозолей. Интенсивнее всего Hg сорбируется на атмосферной пыли в зоне воздействия нефтехимического завода - 39,3-68,9% от общего количества ртути в пробах твердого осадка снега. Наиболее прочно связанной формой нахождения ртути в пробах нерастворимой фазы снега является изоморфная, на ее долю приходится от 1 до 38,3%. Минимальное процентное содержание изоморфной ртути зафиксировано в пробах твердого осадка снега из зоны воздействия кирпичных заводов (1,4-6,2%), максимальное (10,6-38,3%) - в пробах из зоны воздействия нефтехимического завода.

Содержание ртути в пробах почв в зонах воздействия исследованных предприятий варьирует от 0,01 до 0,12 мг/кг. Сравнивая данные по содержанию ртути в твердом осадке снега с данными аналитических исследований Hg в почвах в одних и тех же точках в зонах воздействия исследованных промышленных предприятий выявили наличие взаимосвязи в зоне воздействия нефтехимического завода ( $r=0,87$ ,  $P=0,95$ ) и обратной связи – теплоэлектростанции ( $r=-0,51$ ,  $P=0,95$ ). В зонах воздействия других исследованных предприятий связь очень слабая, что может быть связано с влиянием других факторов.

В заключении можно отметить, что на основе проведенных исследований установлено, что наибольшие концентрации ртути в твердом осадке снега характерны для проб из зоны воздействия нефтехимического завода, наименьшие - для зоны воздействия кирпичных заводов. Проведенные расчеты экогеохимических показателей доказывают, что пылевые аэрозоли заметно обогащены ртутью за счет вклада антропогенных источников. Установлено, что основная масса поступившей в атмосферный воздух ртути выпадает вблизи промышленных предприятий, за исключением нефтехимического завода. На элементную ртуть в пробах твердого осадка снега приходится от 10 до 98,6 % общей ртути, на долю физически и химически сорбированной ртути - 2,1-79,4 %, а на наиболее прочно связанную формой нахождения ртути в пробах нерастворимой фазы снега (изоморфную) приходится от 1 до 38,3 %.

*Работа выполнена при финансовой поддержке Гранта Президента для поддержки молодых российских ученых (МК 951.20013.5).*

1. Алехин Ю.В., Лапицкий С.А., Мухамадиярова Р.В. Новые результаты исследования отдельных составляющих геохимического цикла ртути / Тезисы докладов ежегодного семинара по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии, ЕСЭМПГ, 2007, с. 91.
2. Гладышев В.П. Хемодинамика и мониторинг ртути в окружающей среде // Материалы Симпозиума «Контроль и реабилитация окружающей среды» / под общ. ред. М.В. Кабанова, Н.П. Солдаткина. Томск: Изд.-во «Спектр» Института оптики атмосферы СО РАН, 2000, с. 34-38.
3. ГОСТ 17.1.5.05.-85. «Охрана природы. Гидросфера. Общие требования к отбору проб поверхностных и морских вод, льда и атмосферных осадков», М., Гидрометеиздат, 1985.
4. Иванов В.В. «Экологическая геохимия элементов». Справочник. М «Экология», кн. 5, 1997, с. 576.
5. Ляпина Е.Е., Таловская А.В. Ртуть в снеговом покрове г. Томска // Контроль и реабилитация окружающей среды: Мат-лы симпоз. / под общ. Ред. М.В. Кабанова, А.А. Тихомирова. Томск: Аграф-пресс, 2008. - с. 299-301.
6. Назаров И.М., Фридман Ш.Д., Рене О.С. Использование сетевых снегосъемок для изучения загрязнения снежного покрова // Метеорология и гидрология, 1978, № 7, с. 74 – 78.
7. Руководство по контролю загрязнения атмосферы. РД 52.04.186-89. М.: Госкомгидромет, 1991. – 693 с.
8. Таловская А.В., Филимоненко Е.А., Осипова Н.А., Язиков Е.Г. Ртуть в пылеаэрозолях на территории г. Томска // Безопасность в техносфере. - 2012. - № 2. - с.30-34.
9. Таусон В.Л., Гелетий В.Ф., Меньшиков В.И. Уровни содержания, характер распределения и формы нахождения ртути как индикаторы источников ртутного загрязнения природной среды // Химия в интересах устойчивого развития, 1995 № 3. С. 151-159.
10. Янин Е.П. Ртуть в окружающей среде промышленного города // М.: ИМГРЭ, - 1992. - 169 с.

## ФОНОВАЯ КОНЦЕНТРАЦИЯ ДВУОКСИ УГЛЕРОДА В ПРИЗЕМНОМ ВОЗДУХЕ

(Станция мониторинга «Обнинск»)

Акименко Р. М. [Akimenko@rpatyphoon.ru](mailto:Akimenko@rpatyphoon.ru), Арефьев В. Н., [Lynaref@rpatyphoon.ru](mailto:Lynaref@rpatyphoon.ru),

Каменоградский Н. Е. [nikita@rpatyphoon.ru](mailto:nikita@rpatyphoon.ru), Кашин Ф. В. [kashin@rpatyphoon.ru](mailto:kashin@rpatyphoon.ru),

Сизов Н. И., [LAS@rpatyphoon.ru](mailto:LAS@rpatyphoon.ru), Шилкин А. В. [Silkin@rpatyphoon.ru](mailto:Silkin@rpatyphoon.ru)

Федеральное Государственное бюджетное учреждение

«Научно-производственное объединение «Тайфун»»,

249038 Обнинск, Калужская обл., ул. Победы, 4, Россия,

Двуокись углерода  $\text{CO}_2$  относится к основным атмосферным парниковым газам, которые влияют на тепловой баланс и, следовательно, погоду и климат Земли. Содержание  $\text{CO}_2$  в воздухе формируется естественными источниками/стоками и антропогенными факторами, обусловленными деятельностью человека. В настоящей работе представлены результаты разделения измеренных концентраций  $\text{CO}_2$  в пробах приземного воздуха на фоновую составляющую и антропогенную добавку. Мониторинг концентрации  $\text{CO}_2$  проводился на научно-исследовательской станции ФБГУ НПО «Тайфун» в г. Обнинске.

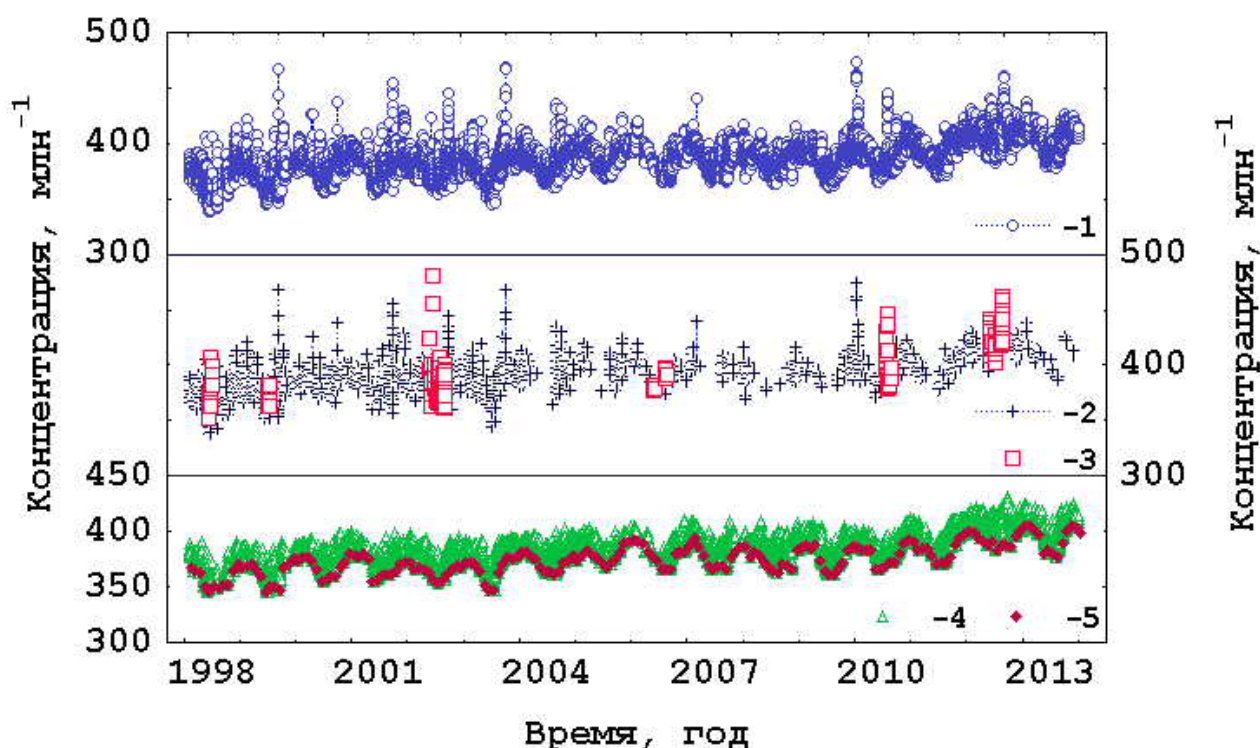


Рис. 1. Концентрация углекислого газа в пробах приземного воздуха (1 – все исходные значения, 2 – значения при температурной инверсии, 3 – высокие значения при пожарах, 4 – значения при отсутствии инверсии и пожаров, 5 – минимальные месячные значения).

Концентрация  $\text{CO}_2$  в пробах приземного воздуха измерялась при помощи комплекса аппаратуры, состоящего из Фурье-спектрометра с компьютером и оптической многоходовой кюветы. Случайная погрешность единичного измерения концентрации  $\text{CO}_2$  составляет  $\pm 1$  млн<sup>-1</sup>. На рис.1 представлены результаты измерений концентрации  $\text{CO}_2$  в 17124 пробах приземного

воздуха за период с февраля 1998 по январь 2014 года (1 на рис. 1). Данные рис. 1 подтверждает известные факты наличия сезонных вариаций и постоянного роста  $\text{CO}_2$ .

Кроме того наблюдаются относительно более высокие концентрации (~16,6% от всех проб; 2 на рис. 1), которые возникают при слабом ветре и при существовании приземной температурной инверсии, которая способствует накоплению  $\text{CO}_2$  в приземном слое. Пример на рис. 2 демонстрирует, что быстро возникающее накопление  $\text{CO}_2$  может достигать десятков процентов, но и быстро исчезает после прекращения инверсии. Пример на рис. 2 показывает изменения концентрации  $\text{CO}_2$  при инверсии температуры, которая регистрировалась на трех высотах 2, 120 и 300 м (2-4 на рис. 2). Скорость ветра (5 на рис. 2). при этом изменялась в пределах  $1,0 \pm 0,7$  м/сек. Наиболее высокие концентрации  $\text{CO}_2$  (~1,5% от всех проб; 3 на рис. 1), зарегистрированы при лесных пожарах и горении торфяников.

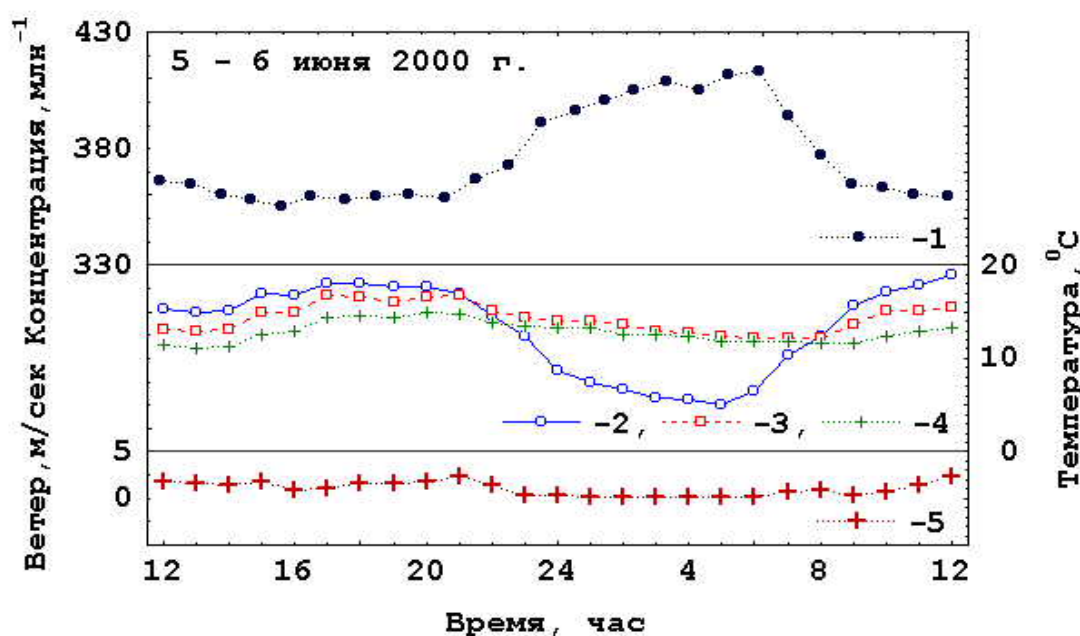


Рис.2. Рост концентрации  $\text{CO}_2$  (1) при инверсии температуры

В дальнейшем анализе рассматриваются климатически значимые средние месячные величины концентрации  $\text{CO}_2$  ( $C_{\text{срм}}$ ,  $\text{млн}^{-1}$ ; 1, рис. 3), вычисляемые как средние значения по всем измерениям за месяц при отсутствии температурной инверсии и пожаров (4, рис. 1). Далее полагаем, что регистрируемые минимальные концентрации  $\text{CO}_2$  в каждом месяце ( $C_{\text{мин}}$ ,  $\text{млн}^{-1}$ ; 2, рис. 3) в наибольшей степени определяются естественными причинами. Если теперь исключить из  $C_{\text{мин}}$  линейную трендовую составляющую  $C_{\text{лтр}}$ , то разность будет определять региональные фоновые концентрации  $\text{CO}_2$  ( $C_{\text{ф}}$ ,  $\text{млн}^{-1}$ ).

Анализ данных измерений показал, что в изменениях фоновых концентраций прослеживается влияние сезонных колебаний и вариаций с периодами больше года (>12 мес), зависящими от внешних, как правило, периодических гелеогеофизических условий.

Максимумы и минимумы сезонных вариаций  $\text{CO}_2$  типичны для средних широт северного полушария Земли. Средняя амплитуда сезонных вариаций в годовом цикле составляет  $(20,1 \pm 3,8)$   $\text{млн}^{-1}$ . Коэффициент парной корреляции сезонных концентрации  $\text{CO}_2$  с температурой равен  $-0,85$ , тогда как у  $C_{\text{срм}}$  он равен  $-0,48$ . Изменениям сезонной концентрации присущ определенный консерватизм, коэффициент вариаций  $2,1\%$ .

Антропогенная добавка  $\text{CO}_2$  в атмосферу (АД,  $\text{млн}^{-1}$  - разность между средними  $C_{\text{срм}}$  и фоновыми  $C_{\text{ф}}$  концентрациями  $\text{CO}_2$ ), показана на рис. 3.

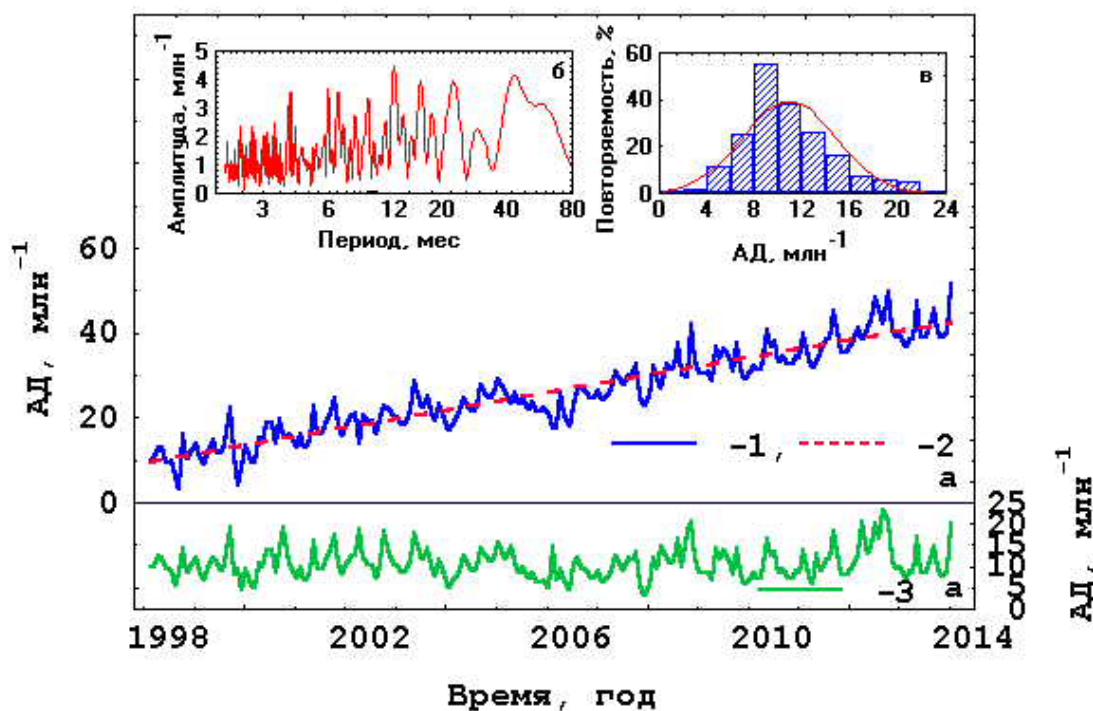


Рис. 3. Антропогенная добавка  $\text{CO}_2$  – 1, тренд – 2 и их разность – 3

АД состоит из долговременного тренда и изменяющейся части. Тренд описывается за период наблюдений линейной регрессией:  $\text{АД} = (9,43 \pm 0,52) + (0,17 \pm 0,05)t$ . В линейном приближении за 16 лет наблюдений антропогенная добавка  $\text{CO}_2$  увеличилась на  $\sim 33$   $\text{млн}^{-1}$  при средней скорости роста  $\sim 2$   $\text{млн}^{-1}$  в год. Вид спектра колебаний и функция распределения изменяющейся части АД указывают на ее случайный характер. Распределение близко к нормальному: величины среднего значения ( $10,86$   $\text{млн}^{-1}$ ), медианы ( $10,20$   $\text{млн}^{-1}$ ) и моды ( $9,5$   $\text{млн}^{-1}$ ) согласуются в пределах погрешности измерений. Небольшая вытянутость в большую сторону определяется, скорее всего, увеличением эмиссии  $\text{CO}_2$  в холодное время года из-за включения отопления. Коэффициент вариации составляет  $W \approx 36\%$ .

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 14-05-00113).

АТМОСФЕРНЫЕ ВЗВЕСИ ОСТРОВА РУССКИЙ (ВЛАДИВОСТОК) ЗА ТРЕХЛЕТНИЙ  
ПЕРИОД НАБЛЮДЕНИЙ (2011-2013 гг.)

Голохваст К.С.<sup>1,2,3</sup>, Никифоров П.А.<sup>1</sup>, Чайка В.В.<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Дальневосточный федеральный университет, Владивосток

<sup>2</sup> Морской государственный университет имени Г.И. Невельского, Владивосток

<sup>3</sup> Владивостокский филиал "Дальневосточный научный центр физиологии и патологии дыхания" СО РАМН - НИИ медицинской климатологии и восстановительного лечения, Владивосток

Ключевые слова: атмосфера, взвеси, микрочастицы, остров Русский, кампус ДВФУ

В работе приведены первые в истории наблюдений результаты исследования частиц атмосферных взвесей, содержащихся в снеговом покрове острова Русский (Владивосток), в том числе на территории кампуса Дальневосточного федерального университета (сезоны 2011/2012-2013/2014) гг. Выявлено распределение взвешенных в воздухе частиц различных размеров и генезиса в различающихся антропогенной нагрузкой районах острова: кампус Дальневосточного федерального университета, мост через пролив Босфор Восточный и поселок Канал. Показано, что в связи с нарастанием антропогенной нагрузки на остров Русский, ухудшается его экологическое состояние из-за нарастания в атмосфере фракций нано- и микроразмерных частиц.

Остров Русский, как район Владивостока, является экологически чистой зоной - здесь нет крупных предприятий, загрязняющих окружающую среду. В 2012 году, к Саммиту АТЭС, здесь был построен кампус Дальневосточного федерального университета (ДВФУ) - крупнейшего ВУЗа Дальнего Востока и Сибири. Это крупный инженерный проект, построенный на площади в 800 тысяч квадратных метров.

В данный момент в ДВФУ обучается более 20 тысяч студентов, работает несколько тысяч преподавателей, и, кроме этого, большое количество вспомогательного персонала, что делает численность общего (постоянного и транзитного) населения кампуса сопоставимой небольшому городу.

Данная работа - это первая попытка проанализировать изменения в составе атмосферных взвесей восточной части острова Русский, и, особенно кампуса ДВФУ, за несколько лет в связи с увеличением техногенного пресса на экологически чистую зону.

### Методы

Пробы снега собирались на 3 станциях на о. Русский (табл. 1), различающихся экологическими условиями согласно нашей методики [1].

Таблица 1

Станции отбора снеговых проб в г. Владивосток

Станции отбора	Описание станции отбора
----------------	-------------------------

1. Канал	Поселок Канал. Пробы отбирались напротив автобусной остановки на расстоянии 10 м от дороги.
2. Кампус	Кампус Дальневосточного федерального университета. Пробы отбирались на территории кампуса, недалеко от центрального пропускного пункта, на расстоянии 10 м от дороги и автобусной остановки.
3. Мост	Крупный автомобильный мост, связывающий о. Русский и материк. Пробы отбирались рядом с кольцевой развязкой, на расстоянии 10 м от дороги.

Точки для исследования были выбраны руководствуясь проживанием или постоянным нахождением большого количества людей (поселок и кампус), а также зон с повышенным техногенным прессом (мост с большим потоком автотранспорта). Остальная часть острова Русский расценивается как чистой пригородной зоной без техногенного влияния.

Пробы снега собирались в момент снегопада зимой 2011, 2012 и 2013 гг. Чтобы исключить вторичное загрязнение антропогенными аэрозолями, был собран верхний слой (5-10 см) только что выпавшего снега. Его помещали в стерильные контейнеры объемом 3 л. Через пару часов, когда снег в контейнерах растаял, из каждого образца набирали 60 мл жидкости и анализировали на лазерном анализаторе частиц Analysette 22 NanoTech (фирма Fritsch).

### Результаты

Пробы снега отбирались в зимние сезоны 2011/2012, 2012/2013 и 2013/2014 гг. (табл. 2 и 3).

Таблица 2

Распределение частиц в снеге по фракциям на станциях отбора проб на о. Русский

Фракция, Ø, мкм, %	2011/2012			2012/2013			2013/2014		
	Камп ус ДВФ У	Кана л	Мост	Кампу с ДВФУ	Канал	Мост	Камп ус ДВФ У	Канал	Мост
1 менее 1									<b>0,04-0,3 25%</b>
2 1 - 10	6-8 2%					8-10 2%	2-3 6% 4-6 12% 8-12 30%	1,5-7 100%	2-5 8%
3 10 - 50	8-12 3%		10-20 70%		12-14 2%				



	12-20 14%		30-50 3%		35-50 4%		15-20 52%		6-25 67%
	30-50 20%								
4 50 - 100					60-80 2%				
					80-100 2%				
5 100-400	90-150 30%	90-150 6%	90-150 27%	250-350 3%					
6 400-700		300-600 94%			400-600 83%	400-700 98%			
7 более 700	600-1000 31%			800-1000 97%	900-1000 9%				

Из табл. 2 видно, в первые два года наблюдений (2011 и 2012 гг.) на станциях отбора на острове Русский не было зафиксировано фракций опасных для здоровья людей частиц 1 и 2 классов.

Стоит лишь отметить, что в период интенсивной стройки кампуса (2011/2012 гг.), снег на станциях отбора в кампусе ДВФУ и у моста, содержал достаточно много (до 73%) частиц 3 размерного класса. Ранее нами было установлено, что источником этого размера частиц, является автотранспорт (Голохваст и др., 2012, 2013).

В сезон 2012-2013 гг., сразу после Саммита АТЭС, остров Русский, и в частности, кампус, был малопосещаем, и, судя по взвешенным в атмосфере крупным частицам 5-7 классов, являлся чистой зоной.

Тот факт, что строительство кампуса на оказало серьезного влияния на состав атмосферных взвесей подтверждает и табл. 3.

Таблица 3

Физические параметры частиц взвеси, содержащихся в снеге в различных районах о. Русский

Параметры /район	2011/2012			2012/2013			2013/2014		
	Кампус	Канал	Мост	Кампус	Канал	Мост	Кампус	Канал	Мост
Средний арифметический диаметр, мкм	322,518	433,51	40,93	946,18	520,83	509,54	<b>12,86</b>	<b>3,3</b>	<b>6,96</b>
Удельная поверхность, см <sup>2</sup> /см <sup>3</sup>	1274,47	154,69	3083,57	66,05	235,86	176,79	6527,3	<b>20010,96</b>	<b>165150,7</b>

Самыми опасными для здоровья человека, по мнению многих исследователей, являются частицы PM<sub>0,1</sub>, PM<sub>1</sub> и PM<sub>10</sub> (1 и 2 размерные классы по нашей классификации). Они обнаружены в сезон 2013/2014 гг. в пробах со всех трех станций (табл. 2 и 3).

### **Обсуждение результатов**

Из табл. 2 и 3 видно, что когда в кампусе еще шло строительство (2011/2012) в атмосфере присутствовала мелкодисперсная строительная пыль, а в сезоне 2012/2013 гг. (после Саммита и незадолго до переезда) - только природная крупнодисперсная.

С сентября 2013 года в кампусе ДВФУ начался учебный процесс и резко возрос транспортный поток (по собственным наблюдениям - от 60 (2011) до 720 (2013) авто/ч). Это подтверждается обнаружением в атмосферных взвесах в районе моста и кампуса частиц 3 размерного класса (10-50 мкм), характерного для выхлопов автотранспорта, которые по качественному составу являются сажей. Частицы от 40 до 300 нм в районе крупной транспортной развязки (мост) также являются производными выхлопов автомобилей.

Тотальное преобладание (100%) частиц размером 1,5-7 мкм в пробах из поселка Канал, также собранных у дороги, свидетельствует о нарастании техногенного пресса даже в этом, далеком от промышленных объектов и крупных транспортных узлов, районе.

### **Выводы**

Подводя итоги трехлетних наблюдений за гранулометрическим составом атмосферы острова Русский, во-первых, необходимо отметить, что постепенное увеличение техногенной нагрузки, в том числе, увеличение потока автотранспорта, заметно меняет размерность взвесей.

Во-вторых, важным результатом данной работы является установление того факта, что изменения размерностей фракций при техногенной нагрузке происходит крайне быстро. Так в нашем случае, в течение 3 лет взвеси 6 и 7 размерных классов (400 и более мкм), сменились 2 и 3 (1-100 мкм), и даже 1 классом (менее 1 мкм). Доля наночастиц (25%) должна заставить обратить на себя пристальное внимание.

Работа выполнена при поддержке Научного Фонда ДВФУ, Государственного задания МОН РФ и Гранта Президента для молодых ученых МК-1547.2013.5.

# ОПТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ ОЗЁР ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В РАЗЛИЧНЫЕ СЕЗОНЫ ГОДА

О.Б. Акулова, В.И. Букатый, У.И. Залаева, И.А. Суторихин

Институт водных и экологических проблем СО РАН, г. Барнаул, Россия

[akulova8282@mail.ru](mailto:akulova8282@mail.ru), [v.bukaty@mail.ru](mailto:v.bukaty@mail.ru), [zalaeva@iwep.ru](mailto:zalaeva@iwep.ru), [sia@iwep.ru](mailto:sia@iwep.ru)

**Ключевые слова:** озёра, спектральная прозрачность воды, показатель ослабления света, хлорофилл "а", взвесь.

В период с 2011 г. по 2014 г. одновременно с сезонными исследованиями спектральной прозрачности воды в диапазоне длин волн 400–800 нм проводились измерения концентрации хлорофилла "а" и анализ дисперсного состава частиц взвеси трёх разнотипных озёр юга Западной Сибири: Лапа, Красиловское и Бол. Островное (Алтайский край). В результате исследований нами показано, что между спектральной прозрачностью озёрной воды и концентрацией хлорофилла "а" существует однозначная обратная зависимость, которая может быть представлена в виде аппроксимационной кривой, удовлетворяющей закону Бугера. Обнаружено существенное влияние дисперсных частиц взвеси на показатель ослабления света в озёрах. По данным сезонных измерений размеры частиц в пробах находились в пределах 0,3–7,5 мкм по радиусу. Аппроксимация этих данных проводилась в соответствии с формулой Юнге.

Исследования оптических свойств природных вод (показателей ослабления  $\varepsilon$ , поглощения  $\kappa$  и рассеяния  $\sigma$  света) необходимы при проведении комплексного экологического мониторинга. Представляет интерес получение дополнительной информации о параметрах состояния озёр на основе измерений первичных гидрооптических характеристик. Величина показателя ослабления света воды является суммой поглощения и рассеяния света чистой водой и содержащимися в ней взвешенными и растворёнными веществами: хлорофиллом, растворёнными органическими (жёлтое вещество) и неорганическими соединениями, минеральной и органической взвесью [1–3]. Для решения ряда задач, связанных с экологической оценкой состояния озёр, важно знать величины концентраций данных компонентов. Однако основная сложность заключается в чрезвычайном разнообразии и пространственно-временной изменчивости конкретного компонента озёрной воды, определяющего спектральный вклад в общий показатель ослабления света.

Основными объектами исследований были выбраны три разнотипных озера Алтайского края: пойменное оз. Лапа, надпойменное оз. Красиловское и эрозионное оз. Бол. Островное, трофический статус которых по значениям прозрачности и содержанию хлорофилла "а" соответствует эвтрофным, мезотрофным и гиперэвтрофным водоёмам, соответственно. Морфометрические данные озёр представлены в табл. 1.

**Морфометрические характеристики озёр**

Название	Площадь, км <sup>2</sup>	Максимальная глубина, м	Глубина в месте отбора проб*, м
Лапа	0,76	11,50	6,5–11,50
Красиловское	1,80	11,00	4,5–5,50
Бол. Островное	28,60	5,60	1,5 –2,50

\* – Глубина озёр в месте отбора проб изменялась в зависимости от сезона года

Для определения коэффициента пропускания (прозрачности) воды использовался спектрофотометрический метод. Спектральные измерения проводились с помощью спектрофотометров СФ-46 и ПЭ-5400УФ с погрешностью, равной 0,5%.

Концентрация хлорофилла в ацетоновых экстрактах водорослей фитопланктона определялась стандартным спектрофотометрическим методом согласно ГОСТу 17.1.4.02-90 [4] с погрешность 10%. Количество и размеры частиц взвеси определялись с помощью камеры Нажотта объёмом 0,05 мл с использованием светового микроскопа Nikon Eclipse 80i.

Исследования на озёрах проводились в разные гидрологические сезоны 2011–2014 гг., в ходе которых осуществлялся отбор проб воды батометром от поверхностного горизонта до дна с интервалом 0,5–1 м. В лабораторных условиях спустя 1–3 часа после взятия проб проводились измерения спектральной прозрачности воды в диапазоне 400–800 нм на спектрофотометрах указанных выше. По результатам измерений рассчитывалась важная гидрооптическая характеристика – показатель ослабления света  $\varepsilon$  в пробах озёрной воды по формуле

$$\varepsilon = (1/\ell) \cdot \ln(1/T),$$

где  $\ell$  – рабочая длина кюветы,  $T = I / I_0$  – прозрачность в относительных единицах,  $I$ ,  $I_0$  – интенсивности проходящего и прошедшего света, соответственно.

Результаты расчётов спектрального показателя ослабления света, выполненные по вышеуказанной формуле, для поверхностного горизонта озёр по данным сезонных измерений спектральной прозрачности показали, что максимальные его значения имеют место в пробах воды, отобранных на оз. Бол. Островное. В целом для этого мелководного озера показатель ослабления в диапазоне длин волн 400–800 нм зимой (в феврале), весной, до (в марте) и после (в мае) вскрытия льда, летом (в июле-августе) и осенью (в октябре) до ледостава в поверхностном слое водоёма существенно больше, чем в двух других озёрах. Это, на наш взгляд, обусловлено

изменением соотношения между размерами клеток водорослей фитопланктона и их счётной концентрацией в различные периоды, что подтверждается нашими расчётами показателя ослабления света на основе табличных данных, приведённых в работе [5].

На рис. 1 и 2 приведены спектральные показатели ослабления света для трёх разнотипных озёр в поверхностном слое в зимний и летний периоды 2013 г., соответственно.

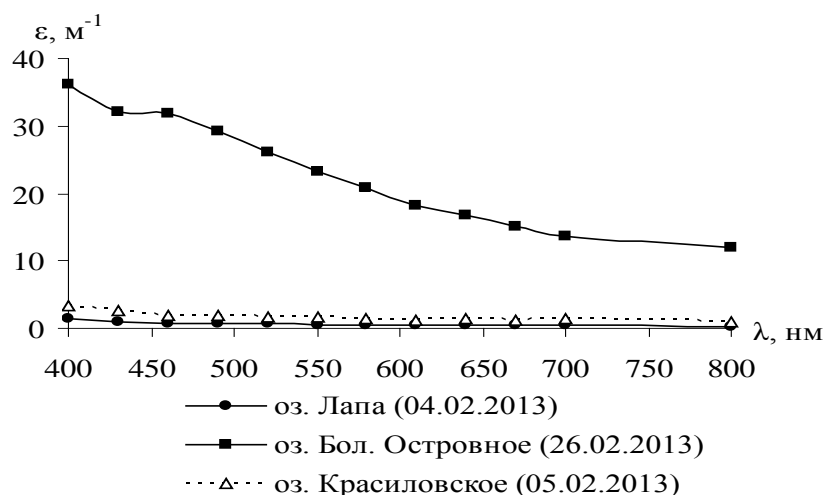


Рис. 1. Зависимость спектрального показателя ослабления  $\epsilon$  от длины волны  $\lambda$  в поверхностном слое разнотипных озёр в феврале 2013 г.

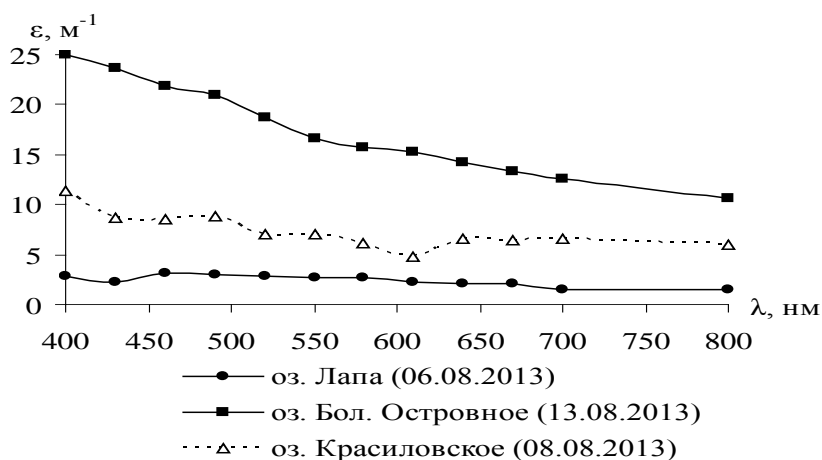


Рис. 2. Зависимость спектрального показателя ослабления  $\epsilon$  от длины волны  $\lambda$  в поверхностном слое разнотипных озёр в августе 2013 г.

Результаты определения концентрации хлорофилла "а" в озёрах выявили различия вертикального распределения его содержания в разные сезоны. Так, например, в феврале 2013 г. концентрация хлорофилла "а" в поверхностном слое была наименьшей в оз. Лапа и составила  $0,25 \text{ мг/м}^3$ . В оз. Красиловское и оз. Бол. Островное она была на порядок выше ( $3,71 \text{ мг/м}^3$  и  $3,91 \text{ мг/м}^3$ , соответственно) и практически совпадала в этих двух озёрах (рис.3а). В августе 2013 г.

содержание хлорофилла в поверхностном горизонте озёр Лапа (6 августа), Красиловское (8 августа), Бол. Островное (13 августа) составило, соответственно, 9,24 мг/м<sup>3</sup>; 12,05 мг/м<sup>3</sup>; 46,10 мг/м<sup>3</sup> (рис. 3б). Таким образом, в озёрах Лапа и Красиловское летние концентрации пигмента по сравнению с зимними увеличились примерно в 40 раз и в 4 раза, соответственно. Для оз. Бол. Островное это увеличение составило около 10 раз. В летний период вертикальное распределение было более неравномерным, что более подробно рассмотрено ранее [6].

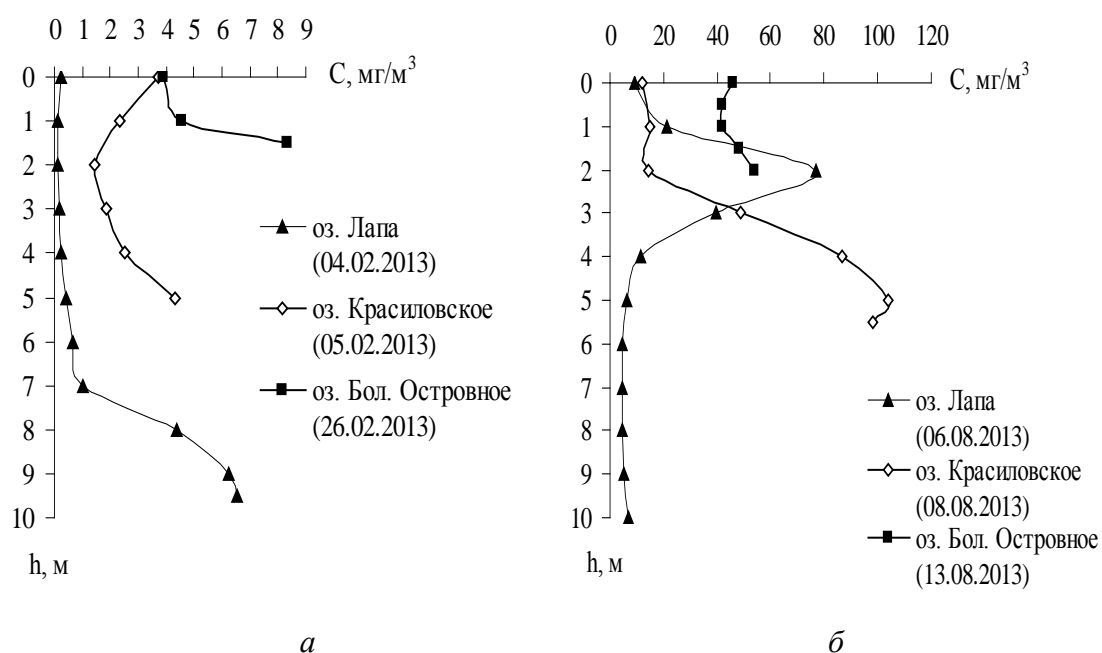


Рис. 3. Вертикальное распределение содержания хлорофилла "а" в разнотипных озёрах зимой (а) и летом 2013 г. (б)

В ходе исследований необходимо было определить микрофизические параметры гидрозолей (органоминеральной взвеси) в связи с тем, что ослабление света в большинстве озёр обусловлено поглощением и рассеянием на взвешенных частицах биологического происхождения. По данным сезонных измерений размеры частиц в пробах находились в пределах 0,3–7,5 мкм по радиусу. Аппроксимация этих данных проводилась в соответствии с формулой Юнге. При этом коэффициент корреляции варьировал от 0,85 до 0,99, что свидетельствует об удовлетворительной аппроксимации.

Исследования оптических свойств поверхностного слоя трёх озёр юга Западной Сибири показали, что наибольшие значения показателя ослабления света  $\epsilon$  наблюдаются на оз. Бол. Островное (среднее значение  $\epsilon$  за исследуемый период равно 24,7 м<sup>-1</sup>), по сравнению с двумя другими озёрами (для оз. Лапа и оз. Красиловское  $\epsilon$  составило 4,9 м<sup>-1</sup> и 5,8 м<sup>-1</sup>, соответственно). Это обусловлено колебаниями температуры воды и, как следствие, изменением концентрации

хлорофилла в фитопланктоне озёр, а также более высоким содержанием жёлтого вещества в различные сезоны года.

В результате проведённых исследований обнаружено, что между прозрачностью озёр и концентрацией хлорофилла "а" существует обратная зависимость, которая может быть представлена в виде аппроксимационной кривой, удовлетворяющей закону Бугера, что позволяет по данным оптических измерений оценивать биомассу фитопланктона и, в конечном счёте, определять трофический статус водоёма. Также показано существенное влияние дисперсных частиц взвеси на показатель ослабления света в воде озёр.

*Авторы выражают благодарность* заведующему лабораторией водной экологии В.В. Кириллову за помощь в работе, н.с. А.В. Котовщикову за данные измерений концентрации хлорофилла и м.н.с. О.С. Сутченковой за предоставленные фотографии частиц взвеси.

Работа выполнена при поддержке Междисциплинарного интеграционного проекта СО РАН 131. «Математическое и геоинформационное моделирование в задачах мониторинга окружающей среды и поддержки принятия решений на основе данных стационарного, мобильного и дистанционного наблюдения» и программы Президиума РАН 4.2 «Комплексный мониторинг современных климатических и экосистемных изменений в Сибири».

1. *Ерлов Н. Г.* Оптика моря. Л: Гидрометеиздат, 1980. 248 с.
2. *Шифрин К. С.* Введение в оптику океана. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 278 с.
3. *Оптика океана /* Под ред. Моница А.С. – Т. 1. Физическая оптика океана. – М.: Наука, 1983. 372 с.
4. *Государственный контроль качества воды.* Методика спектрофотометрического определения хлорофилла "а". ГОСТ 17.1.4.02-90. М.: Изд-во стандартов, 2003. С. 587–600.
5. *Шифрин К.С., Салганик И.Н.* Таблицы по светорассеянию. Т. 5. Рассеяние света моделями морской воды. –Л.: 1973. 219 с.
6. *Суторихин И.А., Букатый В.И., Акулова О.Б., Залаева У.И.* Сезонная динамика гидрофизических характеристик в озёрах Алтайского края а период 2011-2013 гг. // Ползуновский альманах. 2013. №1. С. 98–101.

# ПЛАТФОРМА ЕДИНОЙ ВЫЧИСЛИТЕЛЬНОЙ СРЕДЫ ДЛЯ ПРОВЕДЕНИЯ ВЫЧИСЛЕНИЙ ПРИ ИССЛЕДОВАНИИ АТМОСФЕРЫ ОПТИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

Петров А.А., Калайда В.Т.

Национальный Исследовательский Томский Государственный Университет

alexey.petrov.tsu@gmail.com, kvv@iao.ru

Ключевые слова: распределенная система, система управления, программный комплекс, сервис-ориентированная архитектура.

В статье предлагается программная платформа, которая обеспечивает создание распределенных приложений и осуществляет автоматическое управление вычислительным процессом. Основным классом задач для платформы являются тяжелые вычислительные задачи науки, в первую очередь связанные с исследованием атмосферы оптическими методами.

## Введение

Обработка экспериментальных данных дистанционного зондирования атмосферы зачастую требует больших вычислительных ресурсов. Однако задачи расчета параметров векторов Стокса, элементов матрицы обратного рассеивания света, предварительной фильтрации, сглаживания и выделения промахов могут быть распараллелены, и их части могут быть реализованы на отдельных процессорах. К такому же классу задач относятся задачи кластеризации облачности [1] и оценка скорости движения ветра по перемещению облаков [2]. Поэтому очень важной является проблема организации распределённой обработки – распределения вычислений по узлам сети. Такая обработка позволит использовать все вычислительные ресурсы сети и значительно сократить время вычислений.

Анализ задач показывает, что интеграция вычислительных ресурсов должна удовлетворять следующему набору требований:

1. Не требовать использования дополнительного дорогостоящего коммутационного оборудования.
2. Быть достаточно простой в настройке и эксплуатации; не требовать для постоянного обслуживания высококлассных специалистов.
3. Быть «прозрачной» для конечного пользователя, т.е. должна скрывать от него все тонкости её функционирования.
4. Быть «самонастраиваемой», т.е. уметь поддерживать себя в активном состоянии в любых ситуациях (за исключением форс-мажорных) без вмешательства человека.
5. Поддерживать выполнение задач широкого класса.



6. Быть надёжно защищённой от вторжения извне.
7. Предоставлять гибкую систему настройки полномочий каждого из участников вычислительной среды.

### Модель единой вычислительной среды

Организовать распределенную обработку и избавиться от недостатков аналогов [3, 4, 5] позволит единая платформа, объединяющая все узлы локальной сети в единую вычислительную среду, и предоставляющая вычислительные ресурсы этой среды пользовательским приложениям.

Модель вышеописанной платформы представлена на рис. 1.

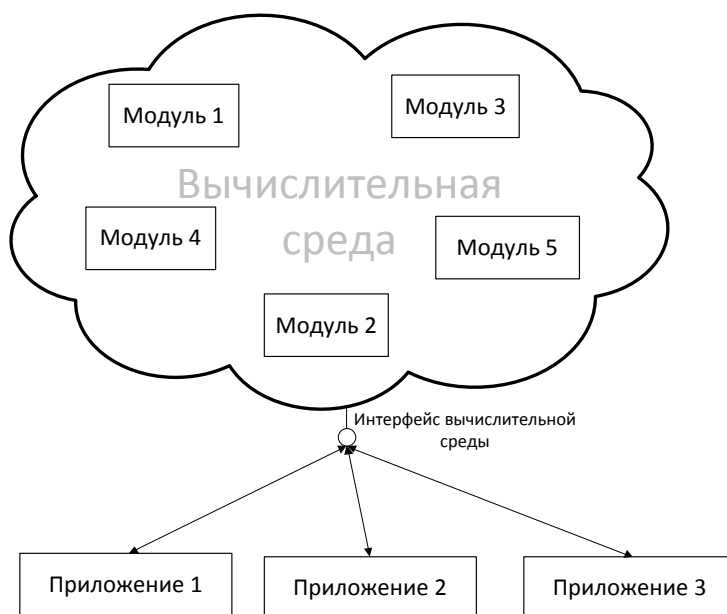


Рис. 1 – Модель единой вычислительной среды

Платформа, объединяя вычислительные ресурсы всех узлов локальной сети, создает единую вычислительную среду, в которую помещает вычислительные модули. Каждый модуль реализует отдельный алгоритм программного комплекса (например, модуль вычисления обратной матрицы, модуль нахождения градиента изображения и т.д.). Пользовательские приложения через единый интерфейс отправляют запросы на вычисления тем или иным модулем и получают ответ.

Вычислительная среда в автоматическом режиме планирует процесс выполнения вычислительной задачи таким образом, чтобы процесс максимально соответствовал установленному критерию оптимальности. Примерами таких критериев могут быть минимальное время выполнения задачи, поддержка равномерной загрузки всех узлов сети,

минимизация информационного обмена между узлами и т. п. Критерий оптимальности задается пользователем платформы. Планирование происходит на основе данных о параметрах сети, статистической информации, текущей загрузки каждого компьютера и каналов передачи данных. Механизм управления вычислительной средой следит за выполнением задачи: собирает статистическую информацию о времени выполнения той или иной задачи, изменяет план вычислений в критических ситуациях, когда выполнение текущего плана невозможно или нецелесообразно в связи с новыми условиями. Такими условиями могут быть отказ канала передачи данных, резкое повышение загруженности одного узла из-за какой-то задачи и т. п.

Платформа снимает с разработчиков приложений необходимость решать вопросы планирования и управления вычислительным процессом. Создателю приложений достаточно выделить «тяжелые» вычислительные функции программы в отдельные вычислительные модули, заменить вызовы этих функций на обращение к единому интерфейсу платформы и интегрировать эти модули в платформу на этапе установки приложения.

Таким образом, разработчик получает возможность создать распределенное в локальной сети приложение, не увеличивая сроков и стоимости разработки. В свою очередь, конечный пользователь при использовании платформы и распределенных приложений получает увеличение эффективности использования вычислительного оборудования и уменьшение времени выполнения вычислительных задач.

### **Заключение**

Тестирование реализации платформы [6, 7] показало, что ее использование позволяет значительно (до 30%) уменьшить время выполнения вычислительных задач при работе с большим объемом данных. Также стоит отметить эффективность использования вычислительного оборудования. Распределение программы при помощи вычислительной среды позволило снизить нагрузку на каждый отдельный вычислительный узел.

Таким образом, вышеописанная платформа решает основные проблемы, связанные с созданием и использованием приложений, распределенных в локальной сети. Единая вычислительная среда служит механизмом эффективного управления распределенными вычислениями и позволяет избежать проблем, связанных с конфликтами нескольких несвязанных между собой распределённых приложений. Использование платформы значительно упрощает создание распределённых приложений и не требует от разработчика знаний о механизмах распределения и способах управления вычислительными процессами.

Работа платформы практически незаметна для конечного пользователя. Поиск узлов локальной сети, использование узлов и планирование вычислений происходит в автоматическом режиме.

### Список литературы

1. Трушкова К.Н., Калайда В.Т. Кластеризация спутниковых изображений облачных полей на основе алгоритма DBSCAN // Известия ВУЗов. Физика. 2013. Т 56. №8/3. С. 356-359.
2. Елизаров А.И., Насонов С.В., Самохвалов И.В., Стыкон А.П. Определение скорости и направления перемещения облаков верхнего яруса с использованием лидара и цифровой фотокамеры // Известия ВУЗов. Физика. 2013. Т 56. № 8/3. С. 224-227.
3. Коржов В. Многоуровневые системы клиент-сервер // Сети. 1997. №6. С. 72-75.
4. BOINC combined – Credit overview [Электронный ресурс] // BOINC Stats. 2014. URL: [http://www.boincstats.com/stats/project\\_graph.php?pr=bo](http://www.boincstats.com/stats/project_graph.php?pr=bo), (дата обращения: 27.03.2014).
5. Соловьев Б.А., Калайда В.Т. Технология проектирования, создания и администрирования распределенных вычислительных систем, основанная на модели компонентных объектов // Информационные технологии. 2013. №7. С. 46-51.
6. Петров А.А., Калайда В.Т. Платформа для создания единой вычислительной среды в локальной сети // Информационные технологии. 2013. №7. С. 43-46.
7. Программа создания единой вычислительной среды в локальной сети: DistributedSystem: Свид. о гос. регистрации программы для ЭВМ № 2013616043. Петров А.А.; Томский гос. ун-т. № 2013614084; Заявл. 14.05.13. Оpubл. 26.06.13.

# ПЛОТНОСТНОЙ АЛГОРИТМ КЛАСТЕРИЗАЦИИ ОБЛАЧНОСТИ ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Кривцов И. А.<sup>1</sup>, Калайда В. Т.<sup>2</sup>.

<sup>1</sup> Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН

igorkrivtsov@mail.ru

<sup>2</sup> Национальный Исследовательский Томский Государственный Университет

kvt@iao.ru

Ключевые слова: типы облаков, кластеризация, текстурные признаки

В статье предлагается модифицированный алгоритм кластеризации облачного покрова Земли на основании плотностного алгоритма кластеризации данных при наличии шума. Предложен новый подход к выделению текстурных признаков на основе вычисления информационной матрицы смежности градаций яркости изображения. Для оптимизации алгоритма кластеризации применяется структура данных - R-деревья. Приводятся результаты работы алгоритма.

## **Введение**

Поля облачности являются основным регулятором радиационного режима системы «земная поверхность - атмосфера» и играют большую роль при решении задач диагноза и прогноза характеристик атмосферно-оптического канала. При использовании спутниковых данных для этой задачи первой и очень важной проблемой является выделение на изображении различных облачных образований и разделение их на типы.

Методы кластеризации изображения облачных полей можно разделить на две большие группы. В основе первой группа методов лежит формальная вычислительная схема, используемая для выделения типов (классов) облачности.

Вторая группа методов при получении оценок оперирует функциями распределения физических величин, характеризующих различные типы облачности. Причём вид функций чаще всего предполагается известным, а неизвестны лишь их некоторые числовые параметры.

Очевидно, что для надёжной классификации целесообразно использовать оба подхода. Первый для предварительной, но трудоёмкой классификации, а второй для детализации и уточнения результатов классификации.

В основе группы первых методов лежит анализ текстуры изображения. Текстура изображения – это характер распределения спектральной яркости по полю изображения объекта, обусловленный взаимным закономерным расположением неоднородных по спектральной яркости слагающих объект элементов. Текстура отображает внутреннее строение объекта, т.е. взаимное положение слагающих объект или образующих его поверхность элементов и их яркость. Одним из затрудняющих факторов эффективного применения данного

подхода является то обстоятельство, что в формировании текстуры значительную роль оказывает направление подсветки изображения. Вместе с тем, практическое использование методов первой группы показало их практическую эффективность.

В работе предлагается улучшенный алгоритм кластеризации, базирующийся на анализе текстурных признаков изображения облачности, полученным по скорректированной матрицы смежности, свободный от неоднородности освещения. В качестве базового метода кластеризации использован плотностный алгоритм кластеризации пространственных данных с присутствием шума - DBSCAN.

### **Модифицированный алгоритм кластеризации**

Решение проблемы сегментации спутниковых изображений связано с выбором алгоритма сегментации и с формированием набора информативных текстурных признаков, с учётом входных данных для решаемой задачи. Исходными данными являются спутниковые снимки, которые не могут быть интерпретированы без учёта влияния шума. Различные типы облачности и подстилающей поверхности отличаются по своей текстуре. Применение различных наборов текстурных признаков позволяет описать различные типы облачности, выделить однородные участки и локализовать граничные переходы типов облачности.

До сих пор не существует научного метода определения типов облаков, все существующие решения основаны на эмпирических экспертных оценках. На основании существующих исследований, показано, что использование текстурных признаков при сегментированном анализе изображений вносит весомый вклад в решение проблемы. Использование текстурных признаков является более предпочтительным, чем использование физических характеристик, полученных по данным дистанционного зондирования Земли.

Для кластеризации используется система текстурных признаков, рассчитанная на основе матрицы пространственной зависимости градаций яркости, называемая также матрицей смежности [1]. Выделение текстурных признаков осложняется влиянием неравномерного освещения. Для исключения влияния угла подсветки на облачную поверхность, был использован комбинированный метод вычисления «симметричной» матрицы смежности: горизонтальные проходы в оба направления, вертикальные проходы в оба направления и диагональные проходы. Это позволило адекватно (не зависимо от уровня освещённости различных частей изображения облачности) построить текстурные признаки.

Набор текстурных признаков, используемых для кластеризации, строился на следующих характеристиках матрицы смежности: энергия, энтропия, гомогенность, контраст, среднее по горизонтали и вертикали, дисперсия по горизонтали и вертикали, ковариация, корреляция [2].

После формирования набора текстурных признаков, для задач классификации типов облачности использовался плотностный алгоритм кластеризации DBSCAN. Использование плотностного алгоритма, в отличие от классических алгоритмов, позволяет строить таксоны произвольной формы и решать проблему выделения шума в изображениях.

Вместе с тем алгоритм DBSCAN обладает вычислительной сложностью порядка  $O(N^2)$ , что не позволяет обрабатывать изображения большого разрешения не только в реальном, но и технологически приемлемом масштабе времени. Осуществлённая оптимизация данного алгоритма основывалась на процедуре ускорения индексации записей при помощи  $R$ -деревьев [3]. Основной идеей модификации являлось использование  $n$ -мерных векторов-признаков и гиперсферических форм групп. В результате этого вычислительная сложность алгоритма кластеризации стала величиной порядка до  $O(N \log_9 N)$ .

Пример входного изображения и полученного после кластеризации представлен на рис. 1.

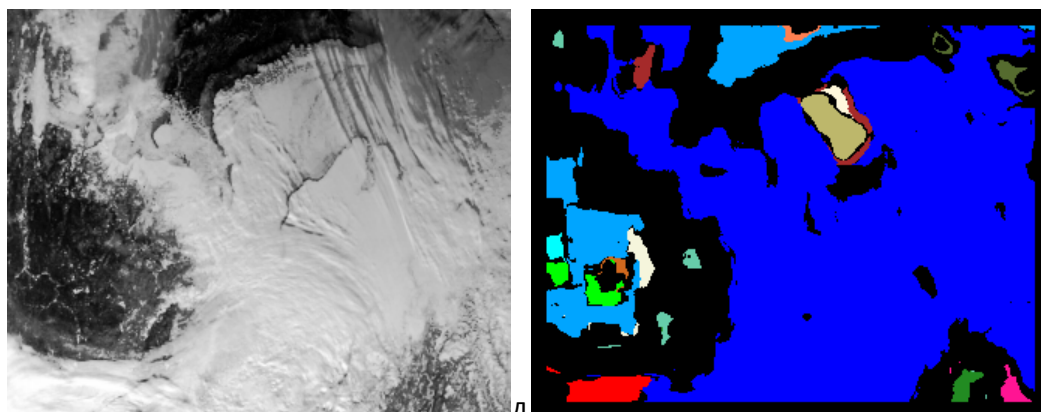


Рис. 1. – Пример работы алгоритма кластеризации снимков облачности.

### **Заключение**

Результаты исследований подтверждают эффективность предложенного подхода к формированию набора информативных текстурных признаков. Тестирование реализации алгоритма показало, что время работы алгоритма уменьшилось согласно приведённым оценкам вычислительной сложности полученного алгоритма.

Проведение подобных исследований для изображений различных типов облаков и подстилающей поверхности с учётом разрешающей аппаратуры дистанционного зондирования Земли позволяет выявить ключевые наборы информативных текстурных признаков. Их применение в качестве входных данных для алгоритмов кластеризации позволяет решать задачу разделение различных типов облаков и участков подстилающей поверхности, полученных со спутниковых изображений.

### Список литературы

1. *Харалик Р.М.* Статистический и структурный подходы к описанию текстур // ТИИЭР.1979. Т.67. №5. С.98-120
2. *Трушкова К.Н., Калайда В.Т.* Кластеризация спутниковых изображений облачных полей на основе алгоритма DBSCAN // Известия ВУЗов. Физика. 2013. Т 56. №8/3. С. 356-359.
3. *Guttman A.* R-trees: A Dynamic Index Structure For Spatial Searching // Proc. ACM SIGMOD Int. Conf. on Management of Data, 1984, p. 47-57.

# ИЗМЕНЕНИЕ ПОКАЗАТЕЛЯ ОСЛАБЛЕНИЯ ПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ ТЕЛЕЦКОГО ОЗЕРА

*И.А. Суторихин, У.И. Залаева*

*Институт Водных и экологических проблем СО РАН, г. Барнаул*

[sia@iwep.ru](mailto:sia@iwep.ru), [ust-zalaeva@ya.ru](mailto:ust-zalaeva@ya.ru)

Ключевые слова:

Прозрачность воды, минерализация, показатель ослабления воды, температура.

По результатам проведенных экспедиционных исследований летом 2013 года на озере Телецкое с использованием приборного комплекса, установленного на борту теплохода-лаборатории ИЭВП СО РАН получены количественные данные по изменению показателя ослабления поверхностного слоя воды по акватории озера в спектральном диапазоне 400 – 800 нм. В литоральной части озера вблизи устьев впадающих рек на глубинах порядка 5 м. выявлены оптические неоднородности с пониженным показателем ослабления «оптические линзы».

Глубоководное проточное озеро Телецкое расположено на северо-востоке Горного Алтая. Зеркало озера располагается на абсолютной высоте 436 м, протяжённость 77,7 км, средняя ширина 2—3 км, максимальная ширина до 5 км, площадь — 223 км<sup>2</sup>, В озеро впадает около 70 рек и 150 временных водотоков, причём 70 % всей воды даёт река Чулышман, впадающая с юга[1]. Восточная часть Телецкого озера входит в границы Алтайского государственного заповедника, который является основным научным центром по изучению природы района Телецкого озера. Вытекает из озера единственная река Бия

В июле и августе 2013 года были проведены экспедиционные исследования на теплоходе – лаборатории ИВЭП СО РАН. Одной из целей данных исследований являлось измерение коэффициента пропускания поверхностного слоя воды в диапазоне 400-800 нм. в литоральной части озера до глубин порядка 10 метров и устьях впадающих рек. Приборный комплекс включал спектрофотометр ПЭ-5400УФ, батометр объемом 0,5 литра. Отбор проб проводился на глубинах -поверхностный горизонт 0 м., 5м и 10 м. Измерение температуры воды и уровень ее минерализации осуществлялся с использованием многопараметрического автоматического зонда качества воды YSI 6600 V2-4.

Схема расположения мест проводимых измерений на акватории озера показана на рис.1.

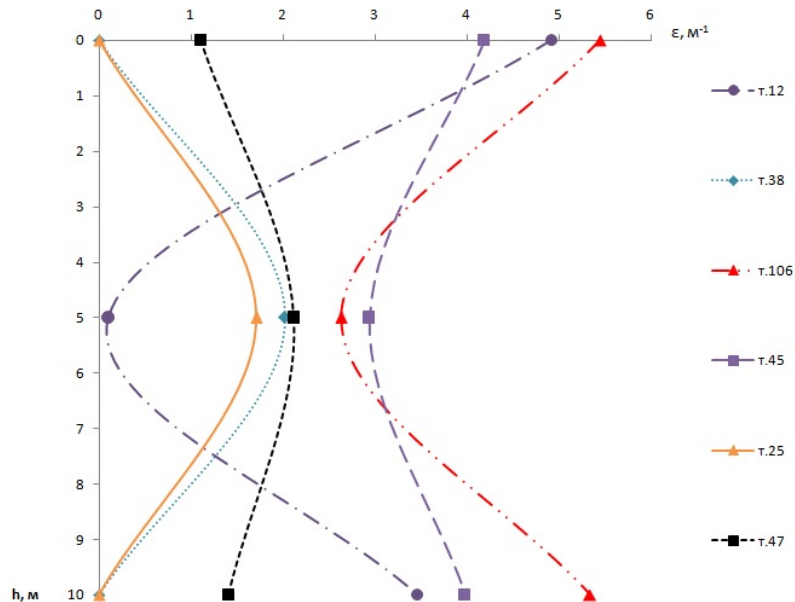
На рис. 2 в качестве одного из результатов представлена зависимость показателя ослабления от длины волны для точки отбора Чулышман.





поверхностная температура воды в озере), так и изменением уровня минерализации ( в устьях рек минерализация меньше, чем в водах озере).

В пелагиальной части озера для точек (47, 38, 25) был установлен обратный ход показателя ослабления, что обусловлено процессом вертикального перемешивания водных масс.



**Рис.3.** Изменение показателя ослабления  $\epsilon$  с глубиной для разных точек отбора проб.

Полученные данные представлены в таблице.

Таблица

**Сравнение по температуре и уровню минерализации в устьях рек и точках отбора проб**

Реки	Температура в устье $t, ^\circ\text{C}$	Минерализация в устье, мг/л	Точка отбора проб	Глубина в озере, м	Температура в озере $t, ^\circ\text{C}$	Минерализация в озере, мг/л
Кокши	15,2	51	45	0	15,5	60
				5	15,2	54
				10	14,5	60
Челюш	15,6	31	12	0	16,4	63
				5	15,7	45
				10	13,0	63
Каменный залив	14,8	47	106	0	16,0	60
				5	14,9	53
				10	13,9	60

Таким образом, проведенные экспедиционные измерения показали, что в летний период в поверхностном слое Телецкого озера вблизи устьев впадающих рек на глубинах порядка 5 метров существуют оптические неоднородности - "оптические линзы" обусловленные как температурными стратификациями, так и изменением уровня минерализации.

Авторы выражают благодарность м.н.с. лаборатории гидрологии и геоинформатики ИВЭП СО РАН А.В. Дьяченко за содействие в проведении экспедиционных измерений.

Работа выполнена при поддержке Междисциплинарного интеграционного проекта СО РАН 131. «Математическое и геоинформационное моделирование в задачах мониторинга окружающей среды и поддержки принятия решений на основе данных стационарного, мобильного и дистанционного наблюдения» и программы Президиума РАН 4.2 «Комплексный мониторинг современных климатических и экосистемных изменений в Сибири».

Список литературы:

1. Селегей В.В. Телецкое озеро: очерки истории. Барнаул: Пять плюс, 2011. Кн.3.-244 с.

## ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МНОГОВОЛНОВОГО БОРТОВОГО РАДИОМЕТРА В ИССЛЕДОВАНИИ АТМОСФЕРНЫХ АЭРОЗОЛЕЙ

Я.А. Король<sup>1</sup>, А.П. Чайковский<sup>1</sup>, Д. Танре<sup>2</sup>, О. Дубовик<sup>2</sup>

Институт физики им. Б.И. Степанова Национальной академии наук Беларуси, Минск, Беларусь

Лилльский университет наук и технологий, Вильнев д'Аск, Франция

[yana.karol@ed.univ-lille1.fr](mailto:yana.karol@ed.univ-lille1.fr), [chaikov@scat.bas-net.by](mailto:chaikov@scat.bas-net.by), [didier.tanre@univ-lille1.fr](mailto:didier.tanre@univ-lille1.fr),

[oleg.dubovik@univ-lille1.fr](mailto:oleg.dubovik@univ-lille1.fr)

Ключевые слова: атмосферный аэрозоль, бортовой радиометр, оптическая толща, обратная задача.

Рассказывается о возможностях исследования атмосферных аэрозолей при помощи многоволнового бортового радиометра на примере инструмента PLASMA. Представлены вертикальные профили аэрозольной оптической толщи в сравнении с лидарными данными, а также пример восстановления распределения частиц аэрозоля по размерам на различных высотах из измерений АОТ в спектральном диапазоне 0.34 – 1.02 мкм.

В настоящее время предпринимаются значительные усилия в объединении данных различных инструментов в один алгоритм обработки для получения более полной картины аэрозольных процессов в атмосфере. Среди разнообразного инструментария для исследования атмосферных аэрозолей бортовой радиометр занимает промежуточное положение между наземными и спутниковыми инструментами. Будучи установленным на борт самолета радиометр осуществляет прямые измерения интенсивности солнечного излучения на различных высотах, таким образом снимая вертикальные профили аэрозольной оптической толщи (АОТ) на нескольких длинах волн.

С точки зрения алгоритма, использование радиометра достаточно просто, так как нет необходимости в выдвижении каких-либо предположений о свойствах и типе аэрозолей. При помощи бортового радиометра можно легко охватить различные регионы за несколько минут и использовать измерения для валидации вертикальных профилей ослабления, полученных при помощи наземных или спутниковых лидаров.

Успешно реализованные проекты [1, 2] способствовали созданию в Лаборатории оптики атмосферы (Лилль, Франция) нового бортового многоволнового радиометра PLASMA (аббр. от фр. «Photomètre Léger Aéroporté pour la Surveillance des Masses d'Air») [3], отличительной особенностью которого являются компактность и легкость: суммарный вес оптической головки и электронных модулей составляет всего 7.5 кг. Конструкция инструмента позволяет быстро устанавливать его на различные транспортные средства, такие как небольшой самолет или автомобиль. Он может быть использован для охвата горизонтально неоднородных аэрозольных облаков за несколько минут для точного восстановления вертикальных профилей аэрозоля.

Инструмент имеет 15 каналов в диапазоне 0.34 – 2.25 мкм. Слежение за солнцем осуществляется посредством четырехквadrантного детектора, а первичное наведение производится при помощи системы GPS. Точность измерений составляет от 0.005 при наземных до 0.01 при бортовых и автомобильных измерениях.

Информация о вертикальном распределении аэрозольных оптических свойств может быть использована для валидации алгоритмов обработки лидарных данных. На Рис. 1 слева показаны вертикальные профили АОТ на семи длинах волн. Измерения проводились на севере Франции в направлении от Лилля к проливу Ла-Манш на высотах от 60 м (уровень земли) до 3100 м (максимальная высота полета используемого легкомоторного самолета). На центральном графике Рис. 1 показаны аэрозольные коэффициенты ослабления, вычисленные из измерений АОТ, справа – коэффициент ослабления на длине волны 0.553 мкм в сравнении с лидарным профилем на длине волны 0.532 мкм. Измерения PLASMA занимали около 20 мин, расстояние до лидара составляло от 10 км (в нижней точке) до 50 км (в верхней точке). Такой разностью во времени и пространстве обусловлены различия в профилях коэффициента ослабления. Тем не менее можно заключить, что измерения инструментов согласуются по меньшей мере качественно, кроме того, лидарный профиль ниже 400 м является лишь аппроксимацией, тогда как профиль PLASMA основан на прямых измерениях и поэтому может использоваться для уточнения алгоритмов обработки лидарных данных.

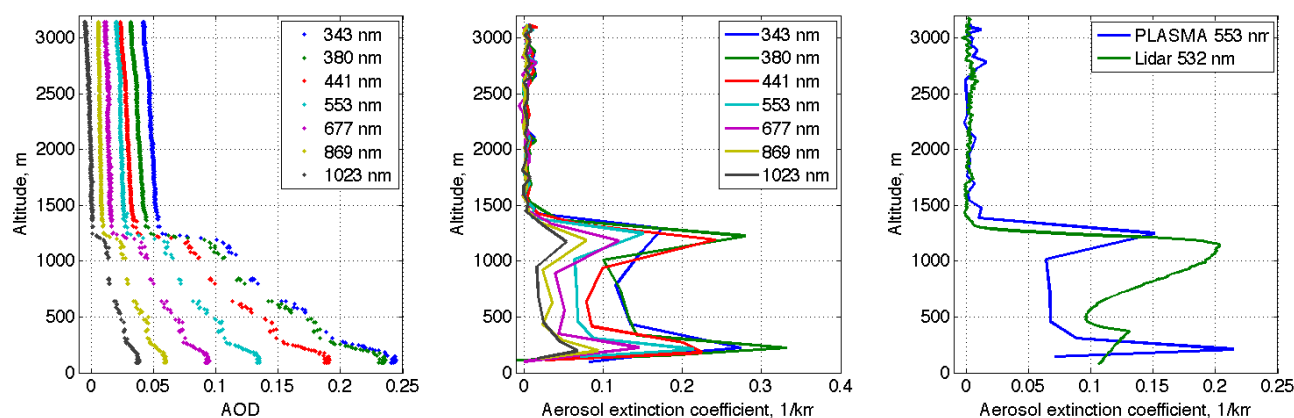


Рис. 1. Измерения PLASMA: АОТ (слева), аэрозольный коэффициент ослабления (в центре) и аэрозольный коэффициент ослабления в сравнении с лидаром (справа) в зависимости от высоты, полученные в регионе Лилля 28 сентября 2011 г.

Кроме применения бортового радиометра в качестве референсного инструмента для лидара, было предложено использовать данные АОТ на большом числе длин волн для восстановления микрофизических параметров аэрозолей при помощи алгоритма обращения [4]. Для решения поставленной задачи алгоритм был модифицирован: в качестве входных

параметров использовались только измерения АОТ, показатель преломления считался известным и фиксировался, а угловые измерения, отсутствующие в данном случае, исключались. Изучение чувствительности алгоритма обращения к входным параметрам показало, что восстановление распределения частиц по размерам только из измерений АОТ в диапазоне 0.34 – 2.25 мкм или 0.34 – 1.64 мкм возможно при условии, что действительная часть показателя преломления известна с точностью 0.05 (0.01 для морского аэрозоля), а мнимая часть известна в пределах  $\pm 50\%$ . Также было установлено, что при погрешности измерений до 0.01 все типы аэрозолей, за исключением морского аэрозоля с низкой оптической толщиной, восстанавливаются с достаточной точностью.

Из-за ошибок в калибровке ИК каналов для обращения использовалось только 7 длин волн в диапазоне 0.34 – 1.02 мкм. Было проведено большое количество наземных измерений при помощи PLASMA на различных станциях AERONET (Aerosol Robotic Network) [5], данные АОТ обращались и полученные распределения по размерам сравнивались с данными AERONET. Оказалось, что восстановление распределения частиц по размерам в диапазоне 0.34 – 1.02 мкм возможно при условии невысокой концентрации крупной фракции, к которой особенно чувствительны каналы 1.64 и 2.25 мкм.

На Рис. 2 представлен образец восстановления распределений частиц по размерам на различных высотах из бортовых измерений PLASMA. В качестве входных параметров показателя преломления брались известные данные сети AERONET на станции Лилль, при этом приходилось допускать, что его значение не изменяется в допустимых чувствительностью алгоритма пределах.

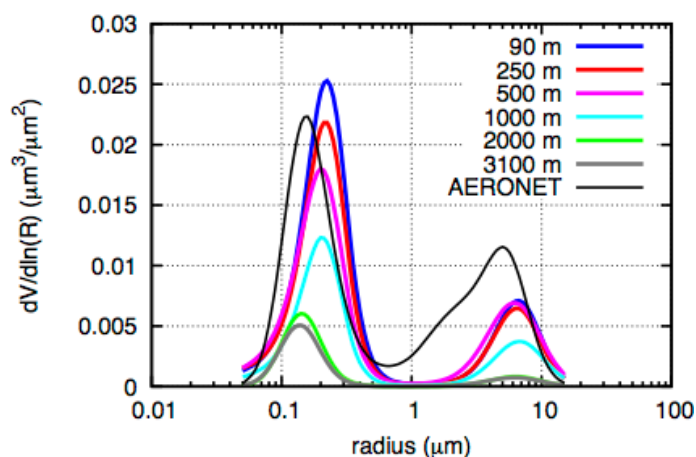


Рис. 2. Распределения частиц по размерам на различных высотах, восстановленные из измерений PLASMA 28 сентября 2011 г.

Из графиков видно, что мелкая фракция аэрозоля на уровне земли, восстановленная из данных PLASMA, согласуется с инверсией AERONET, тогда как крупная фракция

недоопределяется по причине использования в обращении только семи длин волн. С увеличением высоты концентрации обеих фракций падают, при этом видно, что динамика изменения различна для частиц различных размеров. Например, из данных результатов следует, что крупные частицы находятся на высоте выше 1000 м, а мелкие до 2000 м. Таким образом, благодаря многоволновым бортовым радиометрическим измерениям можно судить о высотном распределении частиц аэрозолей различных размеров.

Исходя из вышесказанного можно заключить, что использование бортовых радиометров типа PLASMA представляется весьма перспективным как для валидации лидарных данных так и для получения информации о вертикальном распределении частиц аэрозолей различных размеров.

1. Schmid, B., Redemann, J., Russell, P., Hobbs, P., Hlavka, D., McGill, M., Holben, B., Welton, E., Campbell, J., Torres, O., Kahn, R., Diner, D., Helmlinger, M., Chu, D., Robles-Gonzalez, C., de Leeuw, G. Coordinated airborne, spaceborne, and ground-based measurements of massive thick aerosol layers during the dry season in southern Africa // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2003. V. 108. P. 8496.
2. Zieger, P., Ruhtz, T., Preusker, R., Fischer, J. Dual-aureole and sun spectrometer system for airborne measurements of aerosol optical properties // *Appl. Opt.* 2007. V. 46. P. 8542–8552.
3. Karol, Y., Tanré, D., Goloub, P., Ververde, C., Balois, J. Y., Blarel, L., Podvin, T., Mortier, A., and Chaikovsky, A. Airborne sun photometer PLASMA: concept, measurements, comparison of aerosol extinction vertical profile with lidar // *Atmos. Meas. Tech.* 2013. V. 6. P. 2383-2389.
4. Dubovik, O., King, M. A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements // *Journal of Geophysical Research*. 2000. V 105. P. 20673–20696.
5. Holben, B., Eck, T., Slutsker, I., Tanré, D., Buis, J., Setzer, A., Vermote, E., Reagan, J., Kaufman, Y., 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. P. 1 – 16.

# ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПОЛЯРИМЕТРИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ В СЕТИ AERONET ДЛЯ УЛУЧШЕНИЯ ВОССТАНОВЛЕНИЯ МИКРОФИЗИЧЕСКИХ И ОПТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК АТМОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ

А.С. Федоренко, О. Дубовик, Ф. Голуб, Ч. Ли

Лилльский университет наук и технологий, Вильнев д'Аск, Франция

Институт физики им. Б.И. Степанова Национальной академии наук Беларуси, Минск, Беларусь

Институт атмосферной физики Академии наук Китая, Пекин, Китай

anton.fedarenka@ed.univ-lille1.fr, oleg.dubovik@univ-lille1.fr, philippe.goloub@univ-lille1.fr,

lizq@irsa.ac.cn

Ключевые слова: атмосферный аэрозоль, дистанционное зондирование, солнечный фотометр, поляриметрия, инверсия. Обсуждается возможность улучшения восстановления аэрозольных параметров из наземных фотометрических наблюдений с помощью применения дополнительных поляризационных измерений. Описывается программа, осуществляющая подготовку данных измерений инструментом CIMEL CE318-DP для обращения и проверку качества измерений. Рассматриваются результаты применения данной методики для различных типов аэрозолей.

Использование дополнительной информации о поляризации излучения рассеянного в атмосфере может улучшить восстановление микрофизических и оптических характеристик атмосферного аэрозоля [1]. Эта методика уже широко используется при спутниковых наблюдениях. Разработка нового солнечного фотометра CIMEL CE318-DP с функцией измерения поляризации излучения на всех доступных длинах волн открыла возможность улучшения качества и точности наземных фотометрических измерений. Для обработки измерений данного инструмента была разработана программа, осуществляющая автоматическую подготовку данных для их инверсии с использованием кода AERONET, адаптированного для совместной обработки измерений интенсивности и поляризации солнечного излучения [2].

Программный пакет включает калибровку измерений, расчет аэрозольной, молекулярной и газовой оптических толщ, степени линейной поляризации и других характеристик. Кроме того осуществляется учёт эффектов отражения излучения от поверхности, а также контроль качества измерений и их улучшение путём удаления нереалистичных данных. Пример применения последней процедуры для исправления сильно загрязнённых угловых измерений интенсивности рассеянного излучения приведен на Рис. 1. Разные графики отвечают применению различных

ограничений на норму вторых производных, т.е.  $N^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{\Delta^2 y(x_i)}{\Delta x_i} < \varepsilon$ . Интервал изменения



функции разбит на две части, соответствующие более быстрому и плавному ее изменению, для которых используются разные ограничения  $\varepsilon_1$  и  $\varepsilon_2$ . С увеличением  $\varepsilon$  недостоверные измерения удаляются и кривая сглаживается. Но при слишком сильных ограничениях есть риск потери некоторых хороших измерений, как на Рис. 1, f. Таким образом разумный выбор ограничений является ключевым моментом в работе данной процедуры.

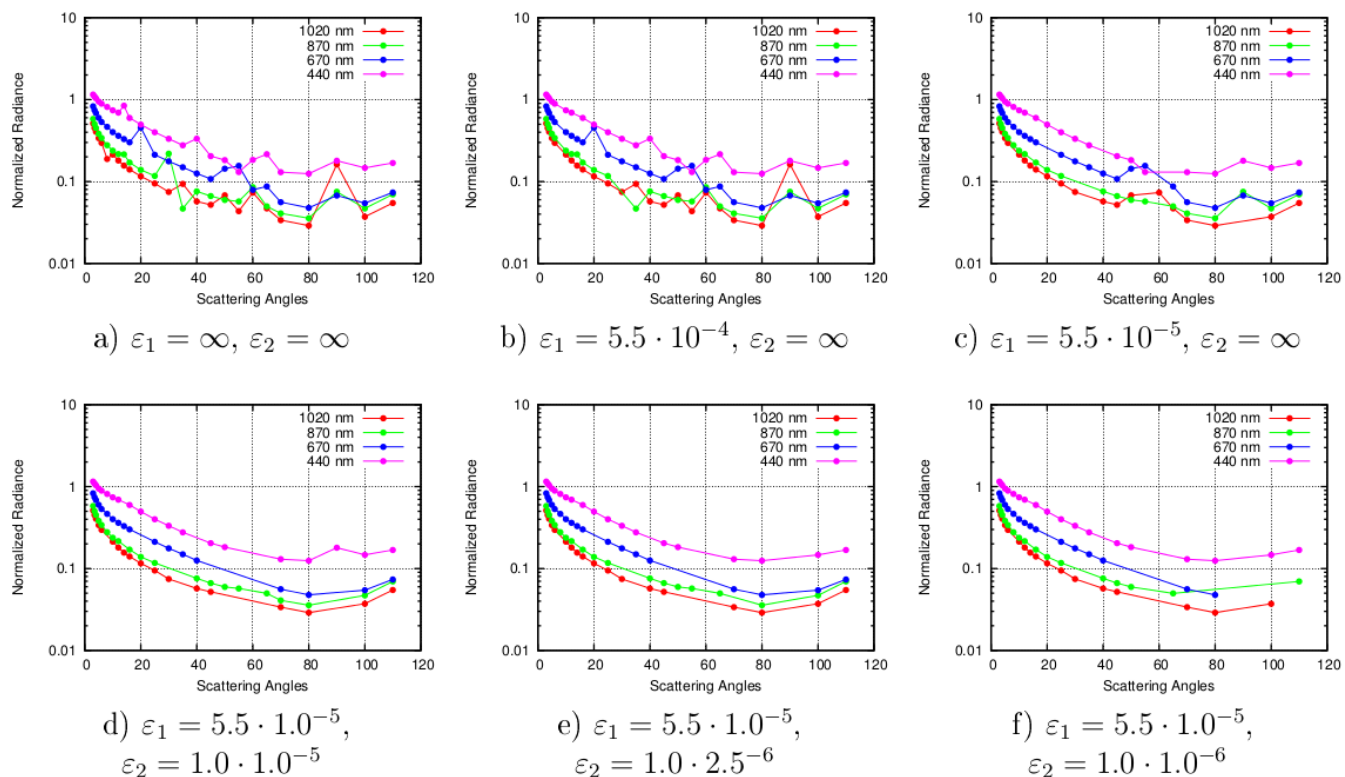


Рис. 1. Результат применения процедуры контроля качества измерений для угловых наблюдений интенсивности рассеянного излучения.

Для того, чтобы оценить вклад поляризационных измерений в результаты инверсий были рассмотрены данные для трёх различных регионов: GSFC, США (чистый городской аэрозоль с преобладанием мелкой фракции), Пекин, Китай (индустриальный аэрозоль характеризующийся выраженным содержанием как мелкой, так и крупной фракций) и Дакар, Сенегал (пустынный аэрозоль, представленный крупными частицами) [3]. Результаты инверсии показывают, что поляризация не приносит значительных улучшений в случаях пустынного и чистого городского аэрозоля (Дакар и GSFC) (см. Рис. 2).

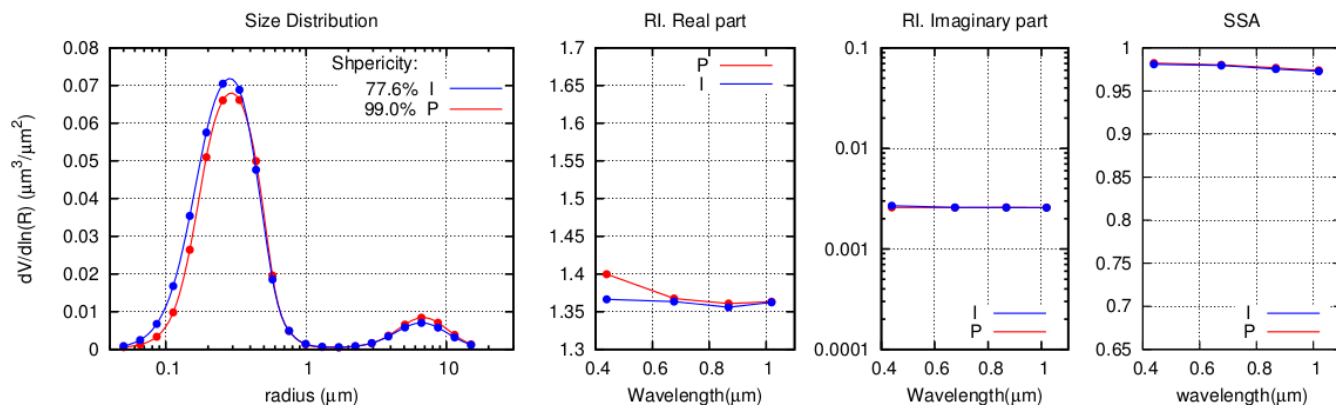


Рис. 2, Распределение по размерам, доля сферических частиц, показатель преломления и альbedo однократного рассеяния, восстановленные на основе фотометрических измерений с применением поляризметрических данных и без их применения, GSFC, 11 июля 2011 г.

Однако, в некоторых случаях использование поляризметрических наблюдений значительно изменяет результаты инверсии: уменьшает долю мелкой фракции и увеличивает действительную часть показателя преломления (см. Рис. 3). В случае индустриального загрязнения (Пекин) использование дополнительных поляризационных измерений даёт значительные преимущества, которые полностью соотносятся с выводами, сделанными в работе [4]. В частности, использование поляризации исправляет распределение по размерам, уменьшая переоцененную мелкую фракцию и увеличивая недооцененную крупную фракцию аэрозоля. Более того, увеличивается недооцененная действительная часть показателя преломления, а также корректируется доля сферических частиц вследствие высокой чувствительности поляризации к их форме.

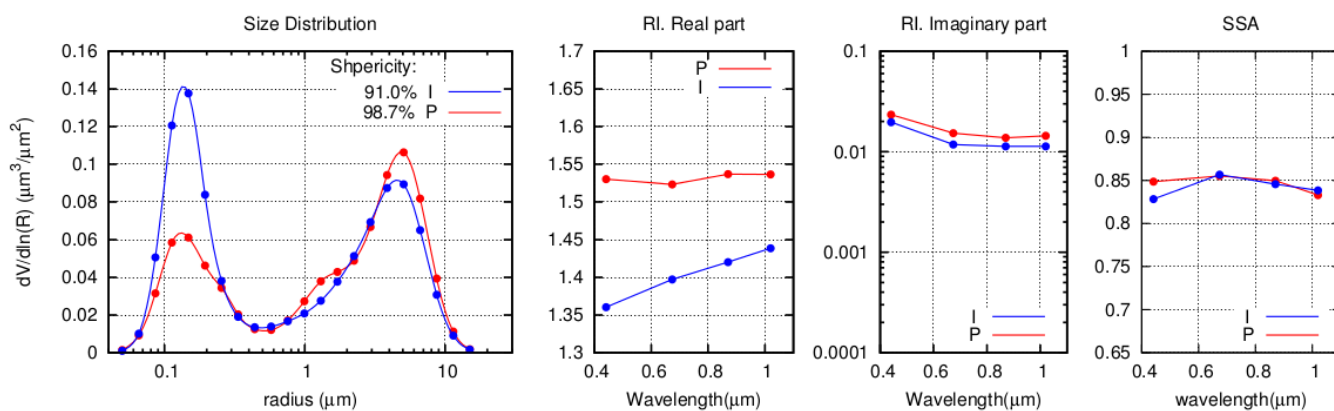


Рис. 3. Распределение по размерам, доля сферических частиц, показатель преломления и альbedo однократного рассеяния, восстановленные на основе фотометрических измерений с применением поляризметрических данных и без их применения, Пекин, 28 апреля 2011 г.

Таким образом, данное исследование проясняет возможность улучшения восстановления микрофизических и оптических характеристик атмосферных аэрозолей из наземных фотометрических наблюдений с помощью использования дополнительных поляризметрических измерений. Наибольшая выгода от использования данной методики предполагается для случая сложных аэрозолей, содержащих значительное количество крупных и мелких частиц. Наилучшим примером такого аэрозоля является индустриальное загрязнение в районе Пекина, на основе которого и были получены данные результаты.

1. Mishchenko, M. I., Cairns, B., Hansen, J. E., Travis, L. D., Kopp, G., Schueler, C. F., Fafaul, B. A., Hooker, R. J., Maring, H. B., Itchkawich, T. Accurate Monitoring of Terrestrial Aerosols and Total Solar Irradiance: Introducing the Glory Mission // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 2007. V. 88 P. 677-691.
2. Dubovik, O., Sinyuk, A., Lapyonok, T., Holben, B. N., Mishchenko, M., Yang, P., Eck, T. F., Volten, H., Muñoz, O., Veihelmann, B., van der Zande, W. J., Leon, J.-F., Sorokin, M., Slutsker, I. Application of spheroid models to account for aerosol particle nonsphericity in remote sensing of desert dust // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres.* 2006. V. 111. P. D11208.
3. Dubovik, O., Holben, B.N., Eck, T.F., Smirnov, A., Kaufman, Y.J., King, M.D., Tanré, D., Slutsker, I. Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations // *J.Atmos. Sci.* 2002. V. 59. P. 590-608.
4. Li, Z., P. Goloub, O. Dubovik, L. Blarel, W. Zhang, T. Podvin, A. Sinyuk, M. Sorokin, H. Chen, B. N. Holben, D. Tanré, M. Canini, J.-P. Buis. Improvements for ground-based remote sensing of atmospheric aerosol properties by additional polarimetric measurements // *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer.* 2009. V. 110. P. 1954-1961.

## КЛИМАТИЧЕСКИЙ СИГНАЛ В КОЛЬЦАХ ДЕРЕВЬЕВ

Б.Г.Агеев,<sup>1</sup> А.Н.Груздев,<sup>2</sup> Ю.Н.Пономарев,<sup>1</sup> В.А.Сапожникова<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН,

Россия, 634021, Томск, пл. Академика Зуева

<sup>2</sup> Институт физики атмосферы им. А.М.Обухова РАН,

Россия, 119017, Москва, Пыжевский пер., 3

[ageev@asd.iao.ru](mailto:ageev@asd.iao.ru), [a.n.gruzdev@mail.ru](mailto:a.n.gruzdev@mail.ru), [yupon@iao.ru](mailto:yupon@iao.ru), [sapo@asd.iao.ru](mailto:sapo@asd.iao.ru)

Ключевые слова: CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O, климатический сигнал.

Аннотация

Огромное число работ посвящено исследованию влияния окружающей среды на изменение дыхания растений. Считается, что образующийся при дыхании клеток ствола деревьев CO<sub>2</sub> полностью диффундирует в атмосферу. Результаты наших исследований содержания CO<sub>2</sub>, извлекаемого вакуумным методом из древесины колец, показывают, что в спилах сохраняется значительная часть CO<sub>2</sub>, которая имеет погодичное распределение и явно выраженный циклический характер. В работе приводятся результаты вейвлетного и спектрального анализов хронологий CO<sub>2</sub> (и H<sub>2</sub>O) спила сибирского кедра для нахождения связи с климатическими параметрами. Изменение ширины годичных колец с возрастом дерева было описано на основе модели множественной линейной регрессии с учетом температуры, осадков, облачности и солнечной активности.

Настоящий временной период характеризуется изменением различных атмосферных параметров: растет приземная температура, концентрация CO<sub>2</sub>, изменяется изотопный состав углерода атмосферного CO<sub>2</sub>, - что должно было бы сказаться на фотосинтез и на характеристиках биоты, в частности, на приросте лесов, а именно, на изменении ширины годичных колец. Однако многочисленные наблюдения за приростом не выявляют ожидаемого увеличения ширины годичных колец. Огромное количество экспериментальных работ связано с определением влияния избыточного содержания CO<sub>2</sub> на растительность, в том числе, на определение скорости дыхания древесной растительности [1]. Дыхание стволов является важным компонентом бюджета углерода лесного древостоя [2], на который может повлиять рост атмосферного CO<sub>2</sub> [3], поэтому таким работам уделяется особое внимание.

Исследования содержания воды в спилах живых деревьев проводятся различными методами, например, с помощью метода компьютерной рентгеновской томографии [4], однако работ, дающих представление о погодичном распределении (тренде) паров воды в спилах, и ее роли как сорбента CO<sub>2</sub> в годичных кольцах, нами не обнаружено. Цель настоящей работы - показать, что анализ изменчивости содержания CO<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>O, извлекаемых под вакуумом из годичных колец спилов деревьев дает возможность расширить наше представление о функциях

CO<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>O в жизни дерева, их связях с изменением климата и тенденциях прироста растительности в условиях изменения параметров окружающей среды.

Измерения содержаний выделенных вакуумным способом CO<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>O из годовичных колец спилов проводились на лазерном фотоакустическом спектрометре с автоматизированной моделью CO<sub>2</sub> – лазера. Измерения выполнялись на 4-х линиях генерации перестраиваемого CO<sub>2</sub>-лазера 10 P (20, 16, 14), совпадающих с линиями поглощения CO<sub>2</sub> и на линии 10R(20), совпадающей с линиями поглощения CO<sub>2</sub> и паров H<sub>2</sub>O. Условия эксперимента (добавление в пробу 100 торр воздуха) позволяют считать коэффициенты поглощения смеси (CO<sub>2</sub> + воздух) на трех линиях генерации CO<sub>2</sub>-лазера приблизительно одинаковыми.

Для подтверждения того, что CO<sub>2</sub> в исследуемых пробах был образован самим деревом, а не поступал из атмосферы, был определен изотопный состав углерода C в CO<sub>2</sub>, выделенном при десорбции из годовичных колец спила. Результаты изотопного анализа обычно выражаются по отношению изотопному стандарту PDB (кальцит окаменелости *Belemnitella Americana* мелового возраста) [ 5 ]:

$$\delta^{13}\text{C}, \text{‰} = \left( \frac{R_{\text{sample}}}{R_{\text{standard}}} - 1 \right) * 1000$$

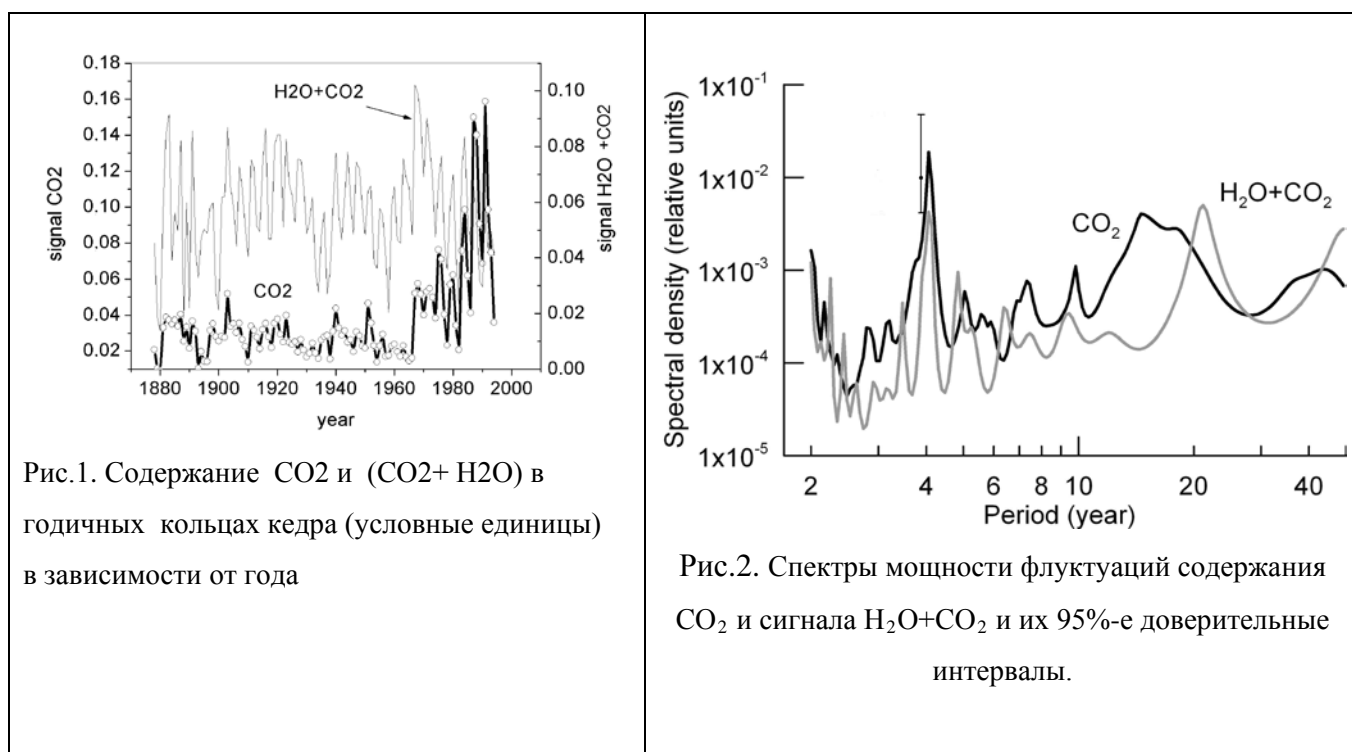
Известно, что отношение изотопов углерода атмосферного CO<sub>2</sub> близко к  $\delta^{13}\text{C} = - 8.07\text{‰}$  а листья и древесина деревьев характеризуются более низкими значениями отношений изотопов углерода ( от  $- 20 \text{‰}$  до  $- 30 \text{‰}$  ) [6 ].

#### *1. Определение изотопного состава углерода извлекаемого из колец древесины CO<sub>2</sub>.*

Изотопный анализ углерода извлекаемого из древесины колец CO<sub>2</sub> был проведен на масс-спектрометре DELTA V Advantage, погрешность анализа составляла  $\pm 0.1^0 /_{00}$  . Результаты измерений показали, что проба обогащена легким изотопом <sup>12</sup>C :  $\delta^{13}\text{C}_{\text{сп}}$  варьируется от  $- 25 \text{‰}$  (1900 г) до  $- 37 \text{‰}$  (1985г.) для кедра. Таким образом, можно с уверенностью утверждать, что CO<sub>2</sub> ,извлекаемый из годовичных колец спилов, не является привнесенным из атмосферы, а связан с метаболическими процессами, в самом дереве.

#### *2. Поиски климатического сигнала.*

Методы вейвлетного анализа, спектрального и кросс-спектрального анализа высокого разрешения, техника цифровой фильтрации временных рядов были использованы для анализа содержания CO<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>O в годовичных кольцах спила кедра [7, 8]. Рисунок 1 иллюстрирует вариации содержания CO<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>O в годовичных кольцах спила кедра, а на рис.2 представлены их спектры мощности. Наиболее заметная особенность спектров – спектральные пики на 4-летнем и 2-летнем периодах. Другие общие особенности спектров – слабые максимумы в окрестности периодов 5 и 10 лет.



Как показали исследования, вариации содержания CO<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>O+CO<sub>2</sub> наиболее тесно связаны с 4-летними и 2-летними вариациями количества осадков в фазе покоя и с аналогичными вариациями нижней облачности в период вегетации при определяющей роли осадков [8]. Многолетние вариации содержаний CO<sub>2</sub> антикоррелируют с приземной температурой в период вегетации.

Реконструкция поведения ширины годичного кольца с изменяющимися окружающими условиями представляет значительный интерес [9]. На Рис.3 представлены вариации ширины годичного кольца кедра и ее реконструкция на основе модели множественной линейной регрессии с учетом изменения температуры, осадков, облачности и солнечной активности.

Полученные результаты показали, что старые спилы содержат ценную информацию, которая может быть использована при расчетах баланса CO<sub>2</sub>, в оценках физиологических процессов происходящих в дереве и расширяет наши познания о роли газов в стволах деревьев, однако для того, чтобы сделать окончательные выводы о роли содержащихся в стволе газов, необходимо провести дальнейшие исследования, на более продолжительном временном отрезке и на большем количестве спилов.

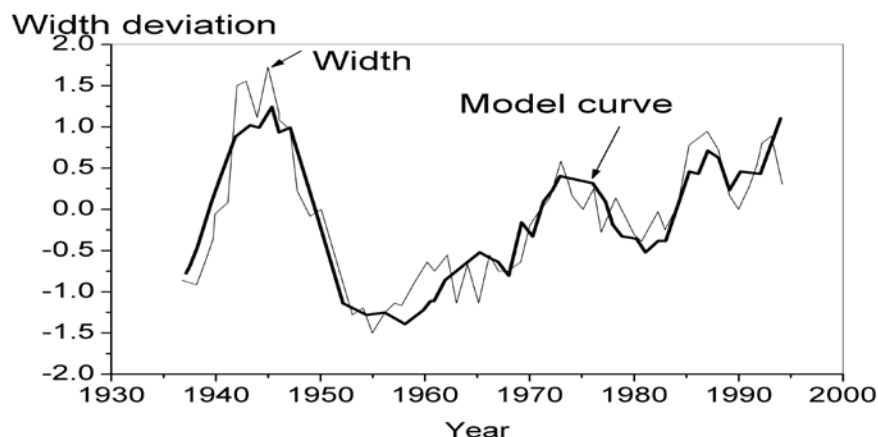


Fig.3. Изменение ширины годовых колец кедр и ее модельное представление.

Литература:

1. Körnen C. Plant CO<sub>2</sub> responses: an issue of definition , time and resource supply// *New Phytol.* 2006.V.172. P.393-411.
2. Angert A., Muhr J., Juarez R.N., Munoz W.A., Kraemer G., Santillan J.R., Barkan E., Mazeh S., Chamber, J.Q., Trumbore S.E. Internal respiration of Amazon tree stems greatly exceeds external CO<sub>2</sub> efflux// *Biogeosci.* 2012.V. 9. P.4979-4991
3. Edwards N. T., Tschaplinski T. J., Norby R.J. Stem respiration increases in CO<sub>2</sub>-enriched sweetgum trees// *New Phytol.* 2002.V. 155 . P. 239-248.
4. Fromm J.H., Sautter I., Matthies D., Kremer J. , Schumacher P. , Ganter C. Xylem water content and wood density in spruce and oak trees detected by highresolution computed tomography // *Plant Physiol.* 2001.V.127. P. 416–425.
5. Hilasvuori E. Environmental and climatic dependences of stable isotope ratios in tree rings on different temporal scales, Ph.D.Thesis. University. Helsinki. 2011, available online at:  
<https://helda.helsinki.fi/bitstream/handle/10138/25679/environm.pdf?sequence=1>
6. McCarroll D., Loader N.J. Stable isotopes in tree rings// *Quaternary Sci. Rev.* 2004.V. 23. P. 771–801.
7. Агеев Б.Г., Груздев А.Н., Матяшенко Г.В., Савчук Д.А., Сапожникова В.А., Пономарев Ю.Н. Вариации и тренды содержания CO<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>O в кольцах спилов хвойных// *Оптика атмосферы и океана.* 2012. V. 25. № 11. P. 1007-1013.
8. Sapozhnikova V. A., Gruzdev A. N., Ageev B. G., Ponomarev Yu. N., Savchuk D.A. Relationship between CO<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>O Variations in Tree Rings of Siberian Stone Pine and Meteorological Parameters // *Doklady Earth Sciences.* 2013.V. 450. № 2. P. 652–657.
9. Breitenmose P., Brönnimann S., Frank, D. Forward modelling of tree-ring width and comparison with a global network of tree-ring chronologie// *Clim. Past Discuss.* 2013. V. 9. P. 4065–4098.

ПРОЯВЛЕНИЕ ЭФФЕКТОВ ВЫСОТНОЙ СТРУКТУРЫ ТРОПОСФЕРЫ В РЯДАХ  
МЕТЕОПАРАМЕТРОВ И НАБЛЮДЕНИЙ СТАНЦИЙ GPS-ГЛОНАСС

А.А. Журавлев, О.Г. Хуторова, В.Е. Хуторов, В.И. Краснов

Казанский федеральный университет, г. Казань, Россия

Представлена методика оценки тропосферной задержки сигнала спутниковых навигационных систем. Этот параметр позволяет наблюдать пространственную и временную изменчивость структуры атмосферы. Используются синхронные наблюдения приемников спутниковых навигационных систем и наземных метеостанций в приземном слое. Исследуется взаимосвязь метеорологических условий у поверхности Земли с вертикальной структурой изменчивости этих параметров.



# МОНИТОРИНГ АЭРОТЕХНОГЕННОГО ЗАГРЯЗНЕНИЯ СНЕГОВОГО ПОКРОВА В ОКРЕСТНОСТЯХ НЕФТЕХИМИЧЕСКОГО ПРОИЗВОДСТВА (НА ПРИМЕРЕ ТОМСКОЙ ОБЛАСТИ)

Е.А. Филимоненко, А.В. Таловская, Е.Г. Язиков

Национальный исследовательский Томский политехнический университет

filimonenkoea@mail.ru, talovskaj@yandex.ru, yazikoveg@tpu.ru

Ключевые слова: нефтехимический завод, твердый осадок снега, пылевая нагрузка, тяжёлые металлы

Аннотация. В работе рассматриваются результаты мониторинга пылевого загрязнения в окрестностях нефтехимического завода г. Томска в 2009-2013 гг. Среднесуточный приток атмосферных аэрозолей на снеговой покров в ближней зоне воздействия нефтехимического завода в среднем на 15 - 35% ниже по сравнению с аналогичными параметрами на удалении 900-1500 от границ предприятия. В составе твердого осадка снега выделен кластер химических элементов Hg-Br-Au-Zn-Cr-Sb-As-Na, отражающий специфику аэротехногенного загрязнения в окрестностях нефтехимического завода. Результаты исследований свидетельствуют об атмосферном переносе загрязнения от нефтехимического завода на расстояния, вероятно значительно превосходящие размеры санитарно-защитной зоны предприятия.

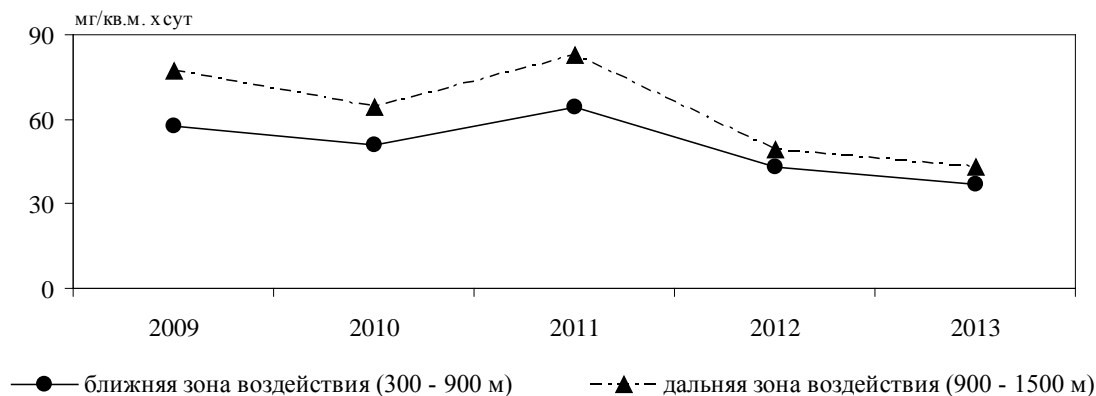
Приоритетными источниками загрязнения атмосферного воздуха в городах России являются такие отрасли промышленности, как черная и цветная металлургия, химическая и *нефтехимическая промышленность*, электроэнергетика, производство промышленных строительных материалов [1]. Предприятия нефтехимической отрасли Томской области являются одними из самых мощных по производству полимеров (полипропилена и полиэтилена) в России. Функционирование таких промышленных гигантов вблизи города обуславливает актуальность мониторинга состояния атмосферного воздуха в окрестностях нефтехимического производства. При этом в качестве надежного индикатора загрязнения атмосферы рядом исследователей используется снеговой покров, так как он является природным фильтром для многих веществ и элементов и интенсивно накапливает загрязняющие вещества из атмосферного воздуха [2-4].

Для контроля пространственно-временного распространения аэротехногенного загрязнения от нефтехимического завода в период с 2009 по 2013 гг. выполняли маршрутный отбор 5 снеговых проб по векторной сети с шагом 300 м в северном направлении от северо-восточной границы завода (в направлении основного ветрового массопереноса загрязнения, преобладают южные и юго-западные ветра). Таким образом, условно была выделена ближняя зона распространения загрязнения (300 - 900 м от территории нефтехимического завода; в пределах санитарно-защитной зоны предприятия), а также условно дальняя зона (от 900 до 1500 м; за пределами санитарно-защитной зоны предприятия). При этом стоит отметить, что

нефтехимический завод расположен на территории так называемого Северного промышленного узла (СПУ) Томского района [5] ввиду этого аэротехногенные потоки загрязняющих веществ от нефтехимического завода могут накладываться на поля рассеяния выбросов от других крупных промышленных объектов СПУ, например, Сибирского химического комбината или теплоэлектроцентрали. Для отбора и подготовки проб снега использовалась стандартная методика [6, 7] с учетом многолетнего практического опыта снегогеохимических исследований на территории Западной Сибири [4, 8]. Объектом исследований является твердый осадок снега, содержащий осевшие твердые частицы атмосферных аэрозолей. Общее количество изученных проб за 5 лет проведения мониторинга составило 25.

Содержание 28 химических элементов (Na, Ca, Sc, Cr, Fe, Co, Zn, As, Br, Rb, Sr, Ag, Sb, Cs, Ba, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu, Hf, Ta, Au, Th, U) в пробах твердого осадка снега определяли инструментальным нейтронно-активационным анализом в ядерно-геохимической лаборатории Международного инновационного научно-образовательного центра «Урановая геология» кафедры геоэкологии и геохимии ТПУ. Содержание Hg определялось методом беспламенной атомной абсорбции в учебно-научной лаборатории микроэлементного анализа данного центра. Полученные результаты аналитических измерений о содержании изучаемых элементов в твердом осадке снега сравнивали с величиной регионального фона (Ср. Васюган, 480 км от г. Томска [9]).

Результаты многолетних наблюдений позволили зафиксировать в окрестностях нефтехимического завода снижение уровня пылевого загрязнения в 2012-2013 гг. на 60% по сравнению с периодом 2009-2011 гг. При этом установлено, что среднесуточный приток твердых атмосферных аэрозолей на снеговой покров в ближней зоне воздействия нефтехимического завода составляет 5,2 - 9,2 фоновых значений (фон - 7 мг/м<sup>2</sup>·сут [9]). Это на 15 - 35% ниже по сравнению с аналогичными параметрами на удалении 900-1500 м от границ предприятия, которые превышают фон в 6,1 - 11,0 раз (рис.). Это может указывать на атмосферный перенос загрязнения от нефтехимического завода на расстояния, возможно значительно превосходящие размеры санитарно-защитной зоны предприятия.



**Рисунок.** Динамика пылевой нагрузки на снеговой покров в окрестностях нефтехимического завода г. Томска в 2009-2013 гг.

По данным анализа нормативной документации нефтехимического завода в рамках изученного спектра химических элементов были выделены те элементы, которые специфичны для выбросов предприятия – Fe, Na, Sb, Cr, Ca. Также ранее было выявлено [3], что индикаторными элементами в твердом осадке снега являются Br и Sb, что связано со сжиганием газа на факелах. Обзор научной литературы [10] позволил дополнить данный перечень такими элементами как As и Zn, которые специфичны для твердых загрязняющих веществ в выбросах нефтехимических заводов.

По результатам классификации данных элементного в составе твердого осадка снега из окрестностей нефтехимического завода с помощью алгоритма объединения (метод Варда, мера расстояния 1-Pearson  $r$ ) был выделен кластер Hg-Br-Au-Zn-Cr-Sb-As-Na, отражающий специфику аэротехногенного загрязнения на рассматриваемой территории. Содержания данных химических элементов в твердом осадке снега в ближней и дальней зоне воздействия нефтехимического завода приведены в таблице.

**Таблица**

Содержание химических элементов в твердом осадке снега из окрестностей нефтехимического завода г. Томска в 2009-2013 гг., мг/кг

Год	Зона воздействия	Na, %	Cr	Zn	As	Br	Sb	Au	Hg
	<i>фон</i>	0,15	110	142 <sup>3</sup>	0,5	2,9	2,3	0,22	0,08 <sup>3</sup>
2009	I <sup>1</sup>	0,59	99	174	11,6	18,7	4,3	0,03	0,42
	II <sup>2</sup>	0,52	128	270	7,2	23,3	5,6	0,04	0,42
2010	I	0,61	105	183	7,3	8,1	4,8	0,02	0,51
	II	0,45	107	181	6,0	8,1	4,7	0,03	0,51
2011	I	0,46	105	269	2,8	5,8	1,6	0,02	0,61
	II	0,55	123	438	2,7	7,6	1,4	0,04	0,61
2012	I	0,55	260	195	8,7	4,3	4,0	0,01	0,37
	II	0,60	177	200	9,6	0,3	5,4	0,01	0,38

2013	I	0,526	106	171	8,5	19,0	2,5	0,03	0,32
	II	0,463	109	131	8,0	6,2	1,9	0,02	0,35

Примечание: <sup>1</sup> - ближняя зона воздействия нефтехимического завода (300 - 900 м), <sup>2</sup> - дальняя зона воздействия нефтехимического завода (900 - 1500 м), <sup>3</sup> - локальный фон (пос. Киреевск, полигон "Фоновый" ИОА СО РАН, 2013 г.)

Среди выделенных специфичных элементов содержания As, Hg, Na и Br в твердом осадке снега из окрестностей нефтехимического завода г. Томска в 2009 – 2013 гг. характеризуются наибольшими превышениями над региональным фоном. Так концентрации As в твердом осадке снега составляют 5,5-19,6 фонов; Hg – 4,2-7,6; Na – 3,3-3,8; Br – 2,2-7,1. При этом содержания данных элементов в твердом осадке снега из ближней и дальней зоны воздействия нефтехимического завода различаются от 10 до 60%, а концентрации Br от 3 до 17 раз выше в ближней зоне воздействия нефтехимического завода по сравнению с таковыми для дальней зоны в 2012-2013 гг.

Содержания Cr, Zn, Sb, Au в твердом осадке снега из окрестностей нефтехимического завода г. Томска в среднем составляют 0,1 - 1,6 фонов. При этом на протяжении всего периода проведения мониторинга концентрации Cr, Zn, Sb, Au в пробах из ближней и дальней зоны воздействия завода сопоставимы между собой.

Выявленная структура пространственного распределения специфичных химических элементов в составе твердого осадка снега в окрестностях нефтехимического завода г. Томска аналогично величине пылевого загрязнения снегового покрова, вероятно, может свидетельствовать о распространении потоков аэротехногенного загрязнения от предприятия на значительные расстояния, превышающие его установленную санитарно-защитную зону.

Таким образом, проведенные исследования позволили выявить пространственно-временную динамику пылевого загрязнения и выявить специфичные химические элементы в составе твердого осадка снега в окрестностях нефтехимического завода г. Томска.

*Работа выполнена при финансовой поддержке Гранта Президента для поддержки молодых российских ученых (МК 951.2013.5) и гранта BP Exploration Operating Company Limited.*

Литература:

1. *Онищенко Г.Г.* Влияние факторов внешней среды на здоровье человека // Иммунология. 2006. Т.27. №6. С. 352-356.
2. *Sakai H., Sasaki T., Saito K.* Heavy metal concentrations in urban snow as an indicator of air pollution // Sci. of Total Environ. 1988. V. 77. № 2–3. P. 163-174.

3. *Язиков Е.Г.* Экогеохимия территорий Западной Сибири: монография / Saarbrucken: LAP LAMBERT Academic Publishing GmbH & Co. KG, Germany. 2011. 360 с.
4. *Язиков Е.Г., Таловская А.В., Жорняк Л.В.* Оценка эколого-геохимического состояния территории г. Томска по данным изучения пылеаэрозолей и почв: монография. Томск: Изд-во ТПУ, 2010. 264 с.
5. *Экология Северного промышленного узла г. Томска. Проблемы и решения / Под редакцией А.М. Адама.* Томск: Изд-во ТГУ, 1994. 260 с.
6. *Саев Ю.Е., Ревич Б. А., Янин Е.П., Смирнова Р.С.* Геохимия окружающей среды. Москва: Недра, 1990. 335 с.
7. *Документы о состоянии загрязнения атмосферы в городах для информирования государственных органов, общественности и населения. Общие требования к разработке, построению, изложению и содержанию.* РД 52.04.667-2005. М.: Метеоагентство Росгидромета, 2006 г. 60 с.
8. *Бортникова С.Б., Рапута В.Ф., Девятова А.Ю., Юдахин Ф.Н.* Методы анализа данных загрязнения снегового покрова в зонах влияния промышленных предприятий (на примере г. Новосибирска) // *Геоэкология.* 2009. № 6. С. 515–525.
9. *Шатилов А.Ю.* Вещественный состав и геохимическая характеристика атмосферных выпадений на территории Обского бассейна: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Томск, 2001. 22 с.
10. *Bosco M.L., Varrica D., Dongarra G.* Case study: Inorganic pollutants associated with particulate matter from an area near a petrochemical plant // *Environ. Res. J.* 2005. V. 99, № 1. P. 18-30.

# ИЗМЕРЕНИЯ ВЕТРА ПО ДРОЖАНИЮ ИЗОБРАЖЕНИЙ УДАЛЕННЫХ ОБЪЕКТОВ

А.Л.Афанасьев<sup>1</sup>, В.А.Банах<sup>1</sup>, А.П.Ростов<sup>1</sup>

<sup>1</sup> *Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск,*

[afanasiev@iao.ru](mailto:afanasiev@iao.ru), [banakh@iao.ru](mailto:banakh@iao.ru), [rostov@iao.ru](mailto:rostov@iao.ru)

**Ключевые слова:** скорость ветра, видеоизображение, пространственно-временная корреляция.

## Аннотация

Проведена экспериментальная апробация пассивного оптического метода оценки поперечной к лучу зрения скорости ветра в атмосфере из анализа искажений, вносимых атмосферной турбулентностью в изображения наблюдаемых объектов. В качестве анализируемых сигналов использовались, флуктуации потоков интенсивности и дрожание центров тяжести выделенных блоков скоростных видеоизображений. Полученные оценки согласуются с показаниями ультразвуковых анемометров.

Известны работы [1-3] по определению скоростей турбулентных потоков лазерными методами на основе анализа пространственно-временной структуры поля флуктуаций излучения, прошедшего случайно неоднородную среду. Физическую основу этих методов составляет теория флуктуаций электромагнитных волн в средах со случайными неоднородностями. В отличие от доплеровских методов, здесь источником информации служат флуктуации интенсивности зондирующего излучения, обусловленные пространственно-временными флуктуациями показателя преломления воздуха. Эти флуктуационные методы во многих случаях позволяют определять поперечный к трассе вектор интегральной скорости без использования сканирования, их реализация не требует громоздких конструкций, как в случае радаров и содаров.

К недостаткам методов относится влияние эффекта насыщения флуктуаций интенсивности на длинных оптических трассах, которое ограничивает возможности используемых кросскорреляционных алгоритмов. Длина трассы в атмосфере, при которой сохраняется работоспособность методов, ограничена несколькими сотнями метров. Попытка устранения данного ограничения реализована в [4], где в качестве излучателя используются две пространственно разнесенных светодиодных матрицы, представляющие собой некогерентный оптический источник излучения. По данным [4] дальность измерений ветра составляет от 500 м до 12 км.

Очевидно, что основным недостатком методов просвечивания с разнесенными источником и приемником является необходимость предварительной организации оптической трассы. Размещение, взаимное наведение и юстировка оборудования для каждой конкретной трассы делает данные методы мало оперативными для многих практических приложений (например, при формировании поправок на боковой ветер при стрельбе из стрелкового оружия).

Наряду с развитием лазерных методов, ведутся исследования [5-8], направленные на разработку пассивных оптических методов дистанционного измерения поперечной скорости ветра, основанных на анализе искажений, вносимых атмосферной турбулентностью в изображения наблюдаемых объектов. В качестве источника пассивные методы используют излучение, рассеянное на природных или искусственных топографических объектах при естественном солнечном освещении.

По сравнению с активными методами реализация пассивных методов не требует использования лазера, исключает необходимость его энергетического питания, наведение и юстировку передающего и приемного каналов, что значительно уменьшает сложность и размеры устройства, снижает вес, энергопотребление, стоимость, повышает оперативность измерений и в ряде случаев является принципиальным преимуществом. При этом сохраняется полезная возможность осуществления дистанционных оценок ветровых параметров усредненных на различных пространственных или временных интервалах.

В данной работе представлен экспериментальный вариант пассивного измерителя бокового ветра. Оптическая система состоит из двух приемных объективов диаметром 10 см, принимающих естественный свет, рассеянный окружающим пейзажем и пространственно разнесенных в поперечной плоскости на фиксированное расстояние 17 см. Изображения, формируемые совмещенными полями зрения двух объективов приемной системы, проецируются системой линз и зеркал на фотоприемную матрицу скоростной видеокамеры сопряженную с компьютером. Внешний вид макета устройства и примеры получаемых изображений, искаженных турбулентными флуктуациями показателя преломления воздуха, показан на рис. 1.

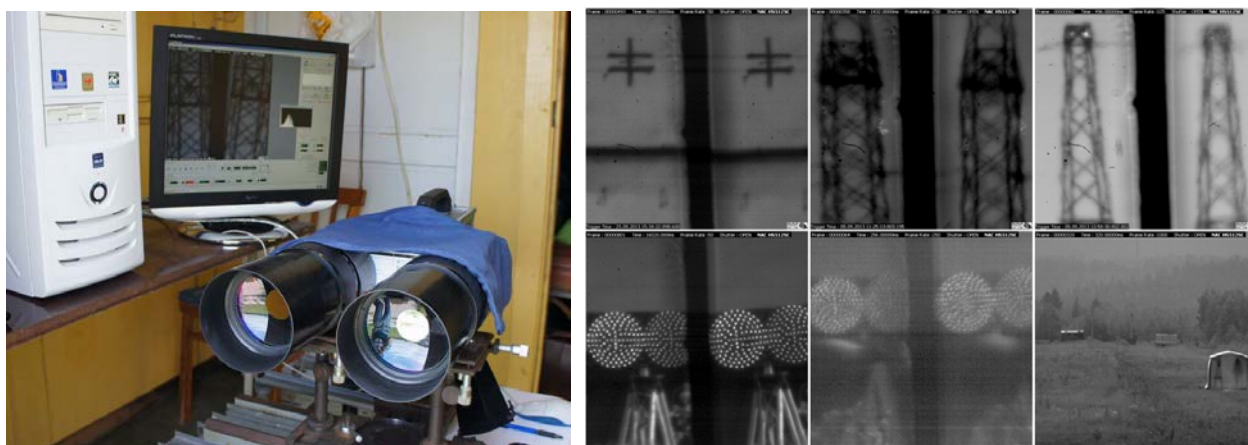


Рис. 1. Общий вид установки и изображения объектов, формируемые стереоскопической приемной системой.

Для анализа изображений использован кросскорреляционный алгоритм. В качестве объектов корреляционного анализа использовались временные ряды флуктуаций центров

тяжести пространственно разнесенных в вертикальном и горизонтальном направлениях выделенных блоков пикселей видеоизображения. По задержке максимума взаимной корреляции, с учетом пространственных разносов и частоты кадров видеосъемки, проводились оценки скорости перемещения оптических неоднородностей за временной период примерно соответствующий ветровому переносу поперек поля зрения приемной системы.

Таким образом, информация о скорости поперечного к лучу зрения ветра, извлекается из измерений пространственно- временных флуктуаций локальных наклонов волнового фронта или градиентов фазы световых волн в пределах диаметров приемных апертур. В отличие от турбулентных мерцаний интенсивности, флуктуации фазы, приобретаемые при распространении в атмосфере от рассеивающего объекта до наблюдателя, не насыщаются с увеличением дистанции и мощности турбулентности, характеризуемой структурной функцией показателя преломления  $C_n^2$ . Это существенно уменьшает ограничения по дальности измерений.

На рис. 2 представлен пример оценки интегральной поперечной скорости ветра из пассивных оптических измерений.

Видеозапись неподвижного удаленного объекта с частотой 125 кадров в секунду проводилась в приземном слое над ровной подстилающей поверхностью на дистанции 470 м и сопровождалась независимыми акустическими измерениями ветра. При обработке в изображениях левого и правого объективов выделялся один и тот же участок размером 20x20 пикселей. Скорость оценивалась по временной задержке максимума взаимной корреляции флуктуаций энергетических центров тяжести выделенных блоков на базе разноса объективов.

Для сравнения на рис. 2 приведены синхронные данные трех ультразвуковых метеостанций расположенных на высотах 1, 3 и 6 метров. На протяжении примерно минутного интервала прослеживается совпадение динамики интегральной и локально измеренных скоростей ветра.

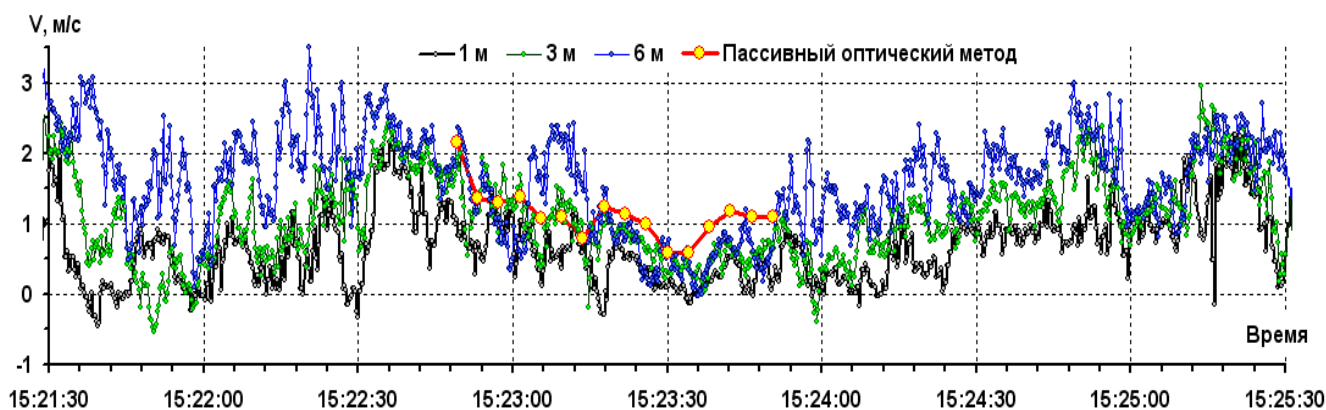


Рис. 2. Примеры оценок интегральной скорости ветра пассивным оптическим методом и акустические измерения.



С целью увеличения потенциала по дальности также были проведены кросскорреляционные измерения скорости ветра и структурной характеристики показателя преломления  $C_n^2$  с использованием в качестве светового источника массива светодиодных излучателей. Объект наблюдения, аналогично [4], представлял собой две пространственно разнесенные светодиодные матрицы в форме дисков диаметром 26 см (широкоапертурный некогерентный источник). На приемном конце размещались один, либо два разнесенных объектива, с помощью которых принимаемое излучение подавалось на фотодетектор либо матрицу скоростной видеокамеры. В этом случае известное фиксированное расстояние, как между излучателями, так и между приемниками позволяет по временной задержке максимума корреляции сигналов рассчитать интегральный по трассе поперечный ветер одновременно несколькими способами.

Проведенные эксперименты показали практическую возможность использования подобных пассивных измерений для оценки интегральных значений поперечного ветра и структурной характеристики показателя преломления в атмосфере на масштабах порядка нескольких километров.

Полученные оценки скорости ветра на основе проведенных пассивных оптических измерений удовлетворительно согласуются с независимыми данными акустических датчиков.

Одним из наиболее востребованных приложений метода может стать расчет поправки на боковой ветровой снос в стрелковой и артиллерийской практике.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ проекты №13-05-00320 и №12-05-00332-а.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Lawrence R.S., Ochs G.R., and Clifford S.F. Use of scintillations to measure average wind across a light beam // *Applied Optics*. 1972. 11(2). pp. 239–243.
2. Wang T-i., Ochs G.R., Lawrence S. Wind measurements by the temporal cross-correlation of the optical scintillations // *Applied Optics*. 1981. V.20. pp.4073-4081.
3. Wang T-i. Optical flow sensor using a fast correlation algorithm. 2003. United States Patent No. US 6,611,319 B2.
4. www.scintec.com BLS2000 Large Aperture Scintillometer for Very Long Paths. 2012.
5. Clifford S.F., Ochs G.R., Wang T-i. Theoretical analysis and experimental evaluation of a prototype passive sensor to measure crosswinds. 1974. NOAA Tech. Report ERL 312-APL 35.
6. Clifford S.F., Ochs G.R., Wang T-i. Optical wind sensing by observing the scintillations of a random scene // *Applied Optics*. 1975. V.14. №12. P.2844-2850.
7. Walters D.L. Passive remote crosswind sensor // *Applied Optics*. 1977. V.16. №10. P.2625-2626.
8. Stell M.F., Moore C.I., Burriss H.R., Suite MR., Vilchec M.J., Davis M.A., Mahon R., Oh E, Rabinovich W.S., Gilbreath G.C., Scharpf W.J., Reed A.E. Passive optical monitor for atmospheric turbulence and windspeed // *Proc. of SPIE* 2004. Vol. 5160. pp. 422-431.

# ОСОБЕННОСТИ ПРОЕКТИРОВАНИЯ ЛАЗЕРНЫХ ОПТИКО-ЭЛЕКТРОННЫХ ПРИБОРОВ ИЗМЕРЕНИЯ ДАЛЬНОСТИ В ОТКРЫТОЙ АТМОСФЕРЕ

С.И. Пырикова

Всероссийский научно-исследовательский институт физико-технических и радиотехнических измерений

[pyrikova@vniiftri.ru](mailto:pyrikova@vniiftri.ru)

Ключевые слова: проектирование, лазерная дальнометрия, приземная атмосфера.

В работе рассматриваются вопросы проектирования и принципы построения лазерных оптико-электронных приборов измерения дальности. Охарактеризованы основные источники погрешностей лазерных дальномеров и методы их снижения. Дана общая характеристика влияния земной атмосферы на распространение лазерного излучения. Приведены количественные характеристики природно-климатических зон приземного слоя атмосферы. Проанализированы пути повышения точности измерения расстояний в приземной атмосфере.

Ключевым моментом в научно-исследовательской и конструкторской разработке является корректно и четко сформулированная задача, ясность понимания путей ее решения и материализации результата в виде конечного продукта. Условия эксплуатации изделия вне стационарных лабораторных условий требуют системного, всесторонне обоснованного научно – методического, инженерного подхода.

Разработка лазерных дальномерных систем для целей эксплуатации в открытой атмосфере, в частности для приземных трасс, предусматривает анализ оптических моделей прозрачности приземного слоя атмосферы тех природно - климатических зон, где предполагается использовать конечный продукт разработки. Следует отметить, что согласно укрупненной классификации типов рельефов Земли насчитывается 14 климатических зон, 21 тип рельефов равнинных платформ [1]. Каждая климатическая зона характеризуется набором ряда параметров, влияющих на вероятность видимости объектов. Дальность топографической видимости сокращают: кривизна земного шара и неровность рельефа.

Проектирование - совокупность расчетно-конструкторских работ с элементами научных исследований, в результате выполнения которых создается техническая документация для изготовления нового оптико-электронного прибора (ОЭП). На основе документации последовательно разрабатывается технологический процесс, технологическая оснастка, изготовление, сборка, электромонтаж, юстировка опытного образца прибора, который подлежит всесторонним испытаниям в лабораторных условиях

и в условиях реальной эксплуатации – на испытательных полигонах. В соответствии ГОСТ 2.103-98 проектирование состоит из последовательных этапов: техническое задание, техническое предложение, эскизный и технический проекты, рабочая документация. Получение принципиальных схем и конструктивных решений предполагает этап эскизного проекта прибора, основными задачами которого являются: 1. обоснование выбора окончательного варианта принципиальной схемы прибора и его основных функциональных элементов; 2. выполнение энергетического расчета фотоприемной системы прибора - определение соотношения между полезным сигналом и шумами (помехами), выбор на основе этих соотношений важнейших параметров ОЭП; 3. габаритный расчет, позволяющий вычертить оптическую схему - «скелет» конструкции будущего прибора [2]. Задача проектирования лазерного дальномера - однокоординатного локатора, связана с обнаружением и определением координат, характеристик цели. Обнаружение цели в лазерной локации состоит в фиксации поступающих на вход приемного устройства системы оптических локационных сигналов путем выделения сигнала на фоне помех [3] и принятия решения о наличии сигнала цели на входе приемника с вероятностями истинного и ложного обнаружения. Внутренними помехами являются шумы фотоприемника и усилительного устройства, внешними – различные оптические помехи (обратного рассеяния и фоновые), возникающие вне передающей и приемной системы локатора.

Измерение координаты цели (наклонной или горизонтальной дальности) сводится к определению значений соответствующих параметров оптических локационных сигналов. В дальномерных локационных методах фиксация дальности до объекта сводится к измерению задержки отраженного оптического сигнала на временной оси или определением фазовой задержки опорного сигнала относительно отраженного. Возможно одновременное измерением указанных параметров.

$$D = \frac{vt}{2}, \quad (1)$$

где  $v$  – скорость распространения волн;

$t$  – время запаздывания сигнала.

В настоящее время скорость распространения электромагнитных волн в вакууме известна с высокой точностью и принята равной:  $c = 299792458 \text{ м/с} \pm 1,2 \text{ м/с}$ . Секунда -

время, равное 9 192 631 770 периодам излучения, соответствующего переходу между двумя сверхтонкими уровнями основного состояния атома цезия-133 [4]. Колебания обладают высокой стабильностью, атомный хронометр за 700 тысяч лет непрерывной работы может накопить ошибку не более одной секунды. Определение метра, связывает единицы длины и времени. Метр – это расстояние, которое свет в вакууме проходит за  $1:299792\,458$ -ю долю секунды (the metre, symbol m, is the unit of length; its magnitude is set by fixing the numerical value of the speed of light in vacuum to be equal to exactly 299 792 458 when it is expressed in the SI unit m s<sup>-1</sup> [Resolution 1 of the 24th meeting of the CGPM (2011)]).

Действительную скорость распространения электромагнитных волн при измерении расстояний определяют по формуле

$$v = \frac{c}{n}, \quad (2)$$

где  $n$  ( $n \approx 1,000296$ ) – показатель преломления воздуха, зависящий от температуры, давления и влажности.

Различают следующие методы измерения расстояний: импульсные, фазовые и фазоимпульсные. Выбор метода определяет постановка задачи, тактико-технические характеристики разрабатываемой технической системы, климатические и прочие условия эксплуатации разрабатываемой системы. Если лазерный локатор работает в открытой атмосфере, необходимо учитывать явления взаимодействия лазерного излучения со средой распространения, а именно: ослабление интенсивности, турбулентность атмосферы, нелинейные эффекты и рассеяние. Например, фон неба – определяющая помеха при работе дальномера в дневное время. Для оценки мощности фонового излучения необходимо знать его спектральную интенсивность. Расчетные зависимости мощности излучения фона определяются соотношениями, приведенными в источнике [5]. Потери интенсивности излучения при распространении в атмосфере приводят к уменьшению дальности действия локатора, что можно скорректировать изменением отражающих свойств цели в оптическом диапазоне и увеличением мощности лазера. Последнее ограничено требованиями к безопасности при работе с лазерным излучением [6,7]. Особенно актуален этот вопрос для работы в условиях приземных трасс.

Лазерная дальномерная система содержит передающее и приемное устройства, разделенные оптическим направленным (волноводный) или ненаправленным (космический, атмосферный, подводный) каналом и характеризуется значительным

числом параметров: длина волны оптического излучения, полоса рабочих частот, угловая расходимость, мощность излучения, дальность действия, диаметр приемного объектива, угол зрения приемной оптической системы, отношение сигнала к шуму.

Источники погрешностей лазерных дальномеров представляют сумму инструментальных погрешностей и погрешностей определения скорости распространения оптического излучения. Важно проанализировать степень влияния основных источников погрешностей на итоговый результат, найти доминирующие и методы их уменьшения. Уменьшение инструментальной погрешности дальномера возможно за счет применения высокостабильных источников и приемников лазерного излучения, исключение влияния градиента температур на выходные параметры лазерного излучения - путем термостабилизации с обратной связью.

#### Список литературы

1. Шипунов А.Г. Семашкин Е.Н. Дальность действия, всесуточность и всепогодность телевизионных и тепловизионных приборов наблюдения. М.: Изд-во Машиностроение, 2011. 218 с.
2. Дикарев В.Н., Илюхин И.М. Методика и примеры эскизного проектирования оптико-электронных приборов управления. М.: Изд-во МГТУ им. Н.Э. Баумана, 2001. 32 с.
3. Основы импульсной лазерной локации. Под редакцией В.Н. Рождествина. М.: Изд-во МГТУ им. Н.Э. Баумана, 2010. 265 с.
4. ГОСТ 8.417-2002. Государственная система обеспечения единства измерений. Единицы величин.
5. Карасик В.Е. Расчет и проектирование лазерных линий связи. М.: Изд-во МГТУ им. Н.Э. Баумана, 1985. 35 с.
6. ГОСТ Р 50723-94. Лазерная безопасность. Общие требования безопасности при разработке и эксплуатации лазерных изделий.
7. Чернышова Е.А., Иванов В.В., Кашуба В.А. Защита от лазерного излучения. М.: Изд-во МГТУ им. Н.Э. Баумана, 1989. 44 с.
8. Карасик В.Е. Орлов В.М. Лазерные системы видения. М.: Изд-во МГТУ им. Н.Э. Баумана, 2001. 350 с.

ПЕРЕСТРАИВАЕМЫЙ В ДИАПАЗОНЕ 9,5–11,5 мкм ВОЛНОВОДНЫЙ  $^{13}\text{CO}_2$ -ЛАЗЕР  
ДЛЯ ЛИДАРНЫХ ПРИЛОЖЕНИЙ

А.И. Карапузиков<sup>1</sup>, С.Б. Черников<sup>1</sup>, В.В. Спицын<sup>1</sup>, Ю.Н. Пономарев<sup>2</sup>, А.А. Бойко<sup>2</sup>,  
И.Б. Кузнецова<sup>3</sup>, М.Ю. Штыров<sup>3</sup>, И.И. Тяхонюк<sup>3</sup>, А.А. Карапузиков<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Институт лазерной физики СО РАН, г. Новосибирск, Россия

<sup>2</sup>Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск, Россия

<sup>3</sup>Новосибирский государственный технический университет, г. Новосибирск, Россия

Разработан автоматизированный волноводный  $\text{CO}_2$ -лазер с ВЧ-возбуждением на основе Z-образного резонатора с перестройкой длины волны излучения по линиям  $^{13}\text{CO}_2$  в диапазоне 9,5–11,5 мкм. Лазер работает в импульсно-периодическом режиме генерации и предназначен для дистанционной диагностики газового состава атмосферы. В Р-ветви (10,99–11,4 мкм) лазера измерены пространственные и амплитудные характеристики лазерного луча на различных линиях, что важно при проведении лидарных измерений.

ИССЛЕДОВАНИЕ ОПТИЧЕСКИХ И МИКРОФИЗИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК  
ПРИЗЕМНОГО АЭРОЗОЛЯ В ГОРОДСКОМ ЗИМНЕМ СМОГЕ ТОМСКА  
В ФЕВРАЛЕ 2014 ГОДА

Е.П. Яушева, В.С. Козлов, М.В. Панченко, В.В. Польшин, С.А. Терпугова, Вас.В. Польшин

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

e-mail: {helen, vkozlov, pmv, victor, swet, pv}@iao.ru

Ключевые слова: зимний городской смог, приземный аэрозоль, массовые концентрации аэрозоля и сажи, распределение частиц по размерам, параметр конденсационной активности

В феврале 2014г. на Аэрозольной станции ИОА СО РАН проведены измерения массовых концентраций сухой основы субмикронного аэрозоля и сажи, относительного содержания сажи, распределений по размерам и суммарных объемов субмикронных и крупнодисперсных частиц, коэффициентов аэрозольного рассеяния под углами  $45^{\circ}$  и  $1.2^{\circ}$  и параметра конденсационной активности аэрозоля. Проанализирована динамика оптико-микрофизических характеристик приземного аэрозоля, исследованы их взаимосвязи и особенности различий в городском зимнем смоге по сравнению с условиями слабозамутненной атмосферы.

**Введение.** Возрастающее антропогенное влияние на экологические и климатические изменения обуславливает значимость детальных исследований временной изменчивости аэрозольных характеристик в условиях городов и урбанизированных территорий. С 1997 года в Академгородке г. Томска на Аэрозольной станции ИОА СО РАН проводятся регулярные измерения оптико-микрофизических характеристик приземного аэрозоля. В последние годы Сибирский регион интенсивно развивается, при этом непрерывно возрастает поток автотранспорта. С 9 по 13 февраля 2014 года в условиях устойчивого антициклона, при полном безветрии и умеренно-морозной погоде в атмосфере сформировался задерживающий слой, который препятствовал рассеиванию выхлопных газов от автотранспорта, дыма от котельных и печного отопления в частном секторе. В г. Томске сформировался устойчивый городской зимний смог. В этот период на Аэрозольной станции ИОА зарегистрированы максимальные с 1997 года уровни значений аэрозольных характеристик в зимнее время. Целью настоящей работы является анализ динамики аэрозольного состава приземной атмосферы в зимнем смоге.

**Аппаратура и методика.** На Аэрозольной станции ИОА в режиме мониторинга измерялись с помощью нефелометра ФАН коэффициент направленного аэрозольного рассеяния сухой основы частиц  $\mu(45^{\circ})$  ( $\text{Мм}^{-1}\text{ср}^{-1}$ ) на длине волны 0.51 мкм, ореольным фотометром проводились измерения коэффициента направленного рассеяния  $\mu$  ( $\text{Мм}^{-1}\text{ср}^{-1}$ ) в диапазоне углов  $1.2^{\circ}$  -  $20^{\circ}$ , с помощью аэталометра МДА регистрировалась массовая концентрация сажи  $M_{BC}$  ( $\text{мкг}/\text{м}^3$ ). Измерения распределений частиц по размерам выполнялись фотоэлектрическим счетчиком

частиц ПКГТА в диапазоне диаметров частиц 0.3-10 мкм. Данные измерений использовались для определения массовой концентрации сухой основы субмикронного аэрозоля, относительного содержания сажи  $P$ , объемного распределения частиц по размерам  $dV/dr$  ( $\text{мкм}^2\text{см}^{-3}$ ) ( $r$  – радиус частиц), а также объемных факторов заполнения (объем аэрозоля в единице объема воздуха) для субмикронных (с диаметрами 0.3-1 мкм) и крупнодисперсных (1-10 мкм) частиц. С помощью активного нефелометра ФАН, содержащего устройство для искусственного увлажнения аэрозольных частиц в воздушном потоке до относительной влажности воздуха  $RH = 90\%$ , регистрировались зависимости  $\mu$  ( $45^\circ$ ) от влажности (гигрограммы) и определялся параметр конденсационной активности частиц  $\gamma$ .

**Результаты измерений.** Сформировавшийся в антициклоне при штилевых условиях запирающий слой способствовал накоплению аэрозольных выбросов в приземном слое городского воздуха (рис.1). В городском зимнем смоге массовые концентрации сухой основы субмикронного аэрозоля и сажи выросли более, чем в 5 раз, объемные факторы заполнения субмикронных и крупнодисперсных частиц - в среднем в 4 раза относительно средних уровней этих характеристик в остальные дни февраля 2014 г., условно «фоновых» значений (табл.1). Наибольшая разовая концентрация сажи в зимнем смоге была зафиксирована 11 февраля 2014 г. в 15 часов и составила  $38 \text{ мкг/м}^3$ . Достигнутая величина оказалась равна максимальной  $M_{BC}$ , наблюдавшейся в г. Томске в период экстремально плотной дымовой мглы от Сибирских лесных пожаров летом 2012 г. [1].

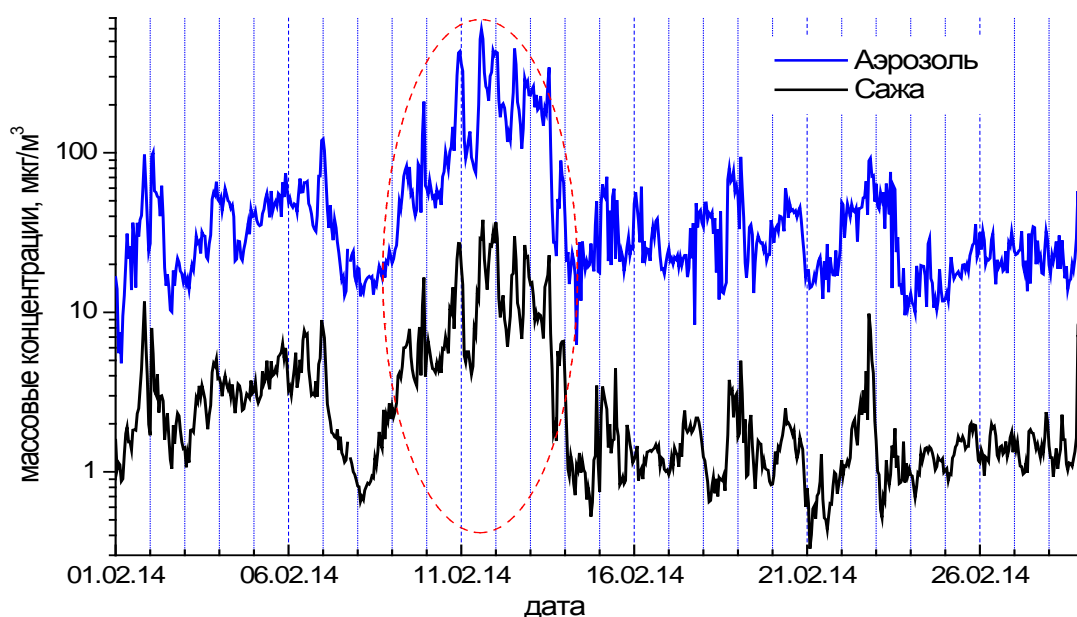


Рис. 1. Временные ходы массовых концентраций субмикронного аэрозоля и сажи. Красным овалом выделен период зимнего смога.



Следует отметить, что относительное содержание сажи в аэрозоле в зимнем смоге по сравнению с «фоновым» уровнем изменялось слабо. В противоположность, дымовые шлейфы лесных пожаров приводили к сильному уменьшению  $P$  по сравнению с незадымленной атмосферой. Следует считать, что основными источниками сажи в городском зимнем смоге послужили продукты высокотемпературного сгорания топлива в двигателях автотранспорта и думы котельных, обеспечивающие большее поступление сажевой компоненты в атмосферу по сравнению с лесными пожарами.

Таблица 1. Средние значения и СКО концентраций аэрозоля ( $M_A$ ) и сажи ( $M_{BC}$ ), объемных факторов заполнения субмикронных частиц  $V_{суб}$  и крупнодисперсных  $V_{кр}$  частиц, отношения средних значений этих параметров в зимнем смоге к средним «фоновым» значениям в феврале 2014 г.  $N$  - количество измерений.

параметр	«фон»	$N_{\text{«фон»}}$	смог	$N_{\text{смог}}$	смог <sub>max</sub> (11.02.2014 15:00)	Отношение средних значений смог/«фон»
$M_A$ (мкг/м <sup>3</sup> )	32 ± 18	551	162 ± 126	120	592	<b>5.1</b>
$M_{BC}$ (мкг/м)	2.0 ± 1.5	551	11.1 ± 8.3	120	38.0	<b>5.6</b>
$V_{суб.}$ (мкм <sup>3</sup> см <sup>-3</sup> )	2.03 ± 1.06	505	8.27 ± 4.31	120	20.4	<b>4.1</b>
$V_{кр.}$ (мкм <sup>3</sup> см <sup>-3</sup> )	0.47 ± 0.37	505	1.68 ± 1.14	120	5.3	<b>3.6</b>

По особенностям временной динамики параметра конденсационной активности  $\gamma$  наблюдалось некоторое снижение его значений в зимнем смоге, но не столь значительное, как это обычно происходит при вторжении дымовых шлейфов лесных пожаров в теплые сезоны года. Отмеченные факты объясняются различиями физико-химической природы частиц в антропогенных дымах и в дымах лесных пожаров. Так, при лесных пожарах эмитируется большое количество смолистых слабодиффузионных частиц. Как следствие, параметр конденсационной активности дымовых частиц уменьшается до экстремально низких значений ( $\sim 0.05$ ) [2].

Несколько более высокая изменчивость объемных распределений частиц по размерам, по сравнению с «фоном», наблюдалась в субмикронном диапазоне частиц. Рисунок 2 иллюстрирует пределы изменчивости средних дифференциальных объемных концентраций частиц различного размера «фоновых» условий (кривая 1) и для зимнего смога (кривая 2), а также максимальные зафиксированные значения в период смога (кривая 3). Средние значения объемного распределения  $dV/dr$  увеличивались от «фоновых» к смоговым условиям в субмикронном диапазоне в 2-6 раз, в грубодисперсном в 2-4 раза. Максимальный рост значений

$dV/dr$  от «фоновых» к смоговой ситуации достигал в субмикронном диапазоне 20 раз, в грубодисперсном – 8 раз.

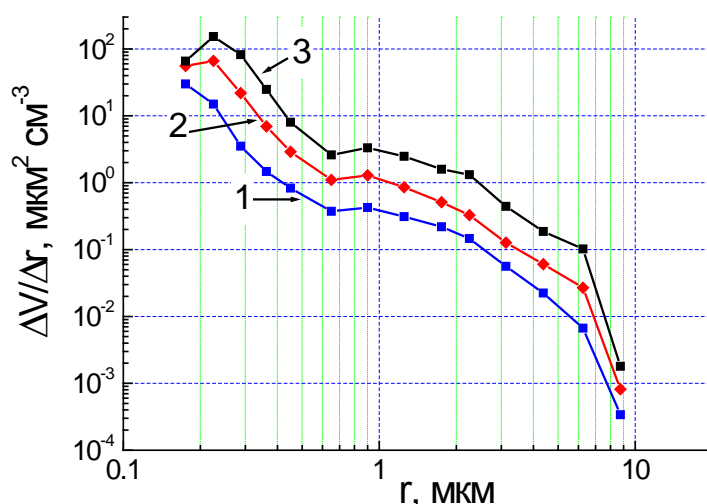


Рис. 2. Средние объемные распределения частиц по размерам: кривая 1 – для «фоновых» периода (1-8, 14-28 февраля), кривая 2 – в зимнем смоге (9-13 февраля). Кривая 3 – максимальные смоговые концентрации (11 февраля в 15 часов).

В городском зимнем смоге по сравнению с «фоновыми» условиями наблюдается значительный рост коэффициентов линейной корреляции между рассмотренными аэрозольными характеристиками (табл. 2).

Таблица 2. Коэффициенты линейной корреляции аэрозольных параметров: массовых концентраций аэрозоля ( $M_A$ ) и сажи ( $M_{BC}$ ), объемного фактора заполнения  $V_{суб}$  и коэффициента рассеяния  $\mu$  ( $45^\circ$ ), объемного фактора заполнения  $V_{гр}$  и коэффициента рассеяния  $\mu$  ( $1.2^\circ$ ).  $N$  - количество измерений.

Параметры	Коэффициенты линейной корреляции			
	«фон»	$N_{\text{«фон»}}$	смог	$N_{\text{смог}}$
$M_{BC} - M_A$	0.72	120	<b>0.94</b>	551
$V_{суб.} - \mu(45^\circ)$	0.72	120	<b>0.98</b>	496
$V_{гр.} - \mu(1.2^\circ)$	0.76	120	<b>0.87</b>	505

**Заключение.** На основе анализа данных круглосуточных измерений коэффициентов направленного аэрозольного рассеяния, распределения частиц по размерам, концентрации сажи и параметра конденсационной активности, выявлены особенности динамики оптико - микрофизических свойств приземного аэрозоля в ситуации городского зимнего смога по сравнению с «фоновыми» условиями. Установленные высокие значения коэффициентов

линейной корреляции в городском зимнем смоге создают возможности для параметризации связей между рассмотренными аэрозольными параметрами.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (грант № 12-05-00395), проекта №4.5 ПФИ Президиума РАН «Исследование долговременных изменений компонент воздуха, определяющих изменение радиационных характеристик атмосферы», программы ОНЗ РАН № 12.2.

### **Литература.**

1. *Е.П. Яушева, В.С. Козлов, М.В. Панченко, С.А. Терпугова, Д.Г. Чернов, В.П. Шмаргунов* Влияние обширных лесных пожаров летом 2012 года на оптические и микрофизические характеристики приземного аэрозоля // Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы: сборник докладов XIX Международного симпозиума [Электронный ресурс]. – Томск: Издательство ИОА СО РАН, 2013. – 1 CD-ROM, С. С115-С119.
2. *Козлов В.С., Панченко М.В., Тумаков А.Г.* О влиянии режима сжигания углеводородных топлив на оптические свойства дымовых аэрозолей. // Оптика атмосферы и океана. 1993. Т. 6. № 10. С. 1278-1288.

ОСОБЕННОСТИ КОНСТРУКЦИИ МОБИЛЬНОГО ЛИДАРА ДЛЯ ИЗМЕРЕНИЯ  
ВЫСОТЫ НИЖНЕЙ ГРАНИЦЫ ОБЛАЧНОСТИ

А.И. Гришин, А.Н. Грицута, А.В. Крючков

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

Представлены особенности конструкции мобильного лидара для измерения высоты нижней границы облачности. А именно, элементы оптической схемы, варианты обеспечения по сохранению соосного расположения приемного и передающего канала, полученные при процедуре юстировки.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВЫСОТЫ НИЖНЕЙ ГРАНИЦЫ ОБЛАКОВ ИЗ ЛИДАРНОГО  
СИГНАЛА

А.И. Гришин, А.В. Крючков

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

Разработан и протестирован упрощенный вариант определения высоты нижней границы облаков из сигнала обратного рассеяния, получаемого в лазерном измерителе высоты нижней границы облачности с безопасным для глаз уровнем интенсивности излучения.

## **ПРИМЕНЕНИЕ МНОГОВОЛНОВЫХ ИК-ЛАЗЕРОВ ДЛЯ ЛИДАРНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ ПРОФИЛЕЙ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ АТМОСФЕРЫ**

*Романовский О.А.<sup>1,2</sup>, Харченко О.В.<sup>1</sup>, Яковлев С.В.<sup>1,2</sup>*

<sup>1</sup>Институт оптики атмосферы им. В.Е.Зуева СО РАН

<sup>2</sup>Национальный исследовательский государственный университет

В работе представлен алгоритм планирования и проведения лидарных измерений профилей метеорологических параметров атмосферы. Найдены длины волн, перспективные для измерения профилей влажности и температуры атмосферы на тропосферных трассах. Выполнен расчет лидарных сигналов для определения профилей влажности и случайных ошибок восстановления профилей влажности и температуры с помощью предложенных длин волн с использованием в качестве источника излучения обертонового СО-лазера. Показана возможность определения фоновых концентраций водяного пара на коротких трассах с использованием Sr-лазера.

ЛАЗЕРНОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ АЭРОЗОЛЬНЫХ ПОЛЕЙ ТРОПОСФЕРЫ НАД  
СУБАРКТИЧЕСКИМИ РАЙОНАМИ СИБИРИ В ПЕРИОД ПРОВЕДЕНИЯ САМОЛЕТНОЙ  
КОМПАНИИ ЯК-АЭРОСИБ 2013г.

И.Э. Пеннер, М.Ю.Аршинов, Ю.С. Балин, Б.Д. Белан, Г.П. Коханенко, В.С. Козлов, Д.Г.Чернов

*Институт Оптики Атмосферы им. В.Е.Зуева СО РАН 634021, г. Томск, пл. Академика Зуева, 1*

Gérard Ancellet<sup>1</sup>, Kathy Law<sup>1</sup>, Jean-Daniel Paris<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*UPMC Univ. Paris 06; Univ. Versailles St-Quentin; CNRS/INSU, LATMOS-IPSL, Paris, France*

<sup>2</sup>*Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement/IPSL, CNRS-CEA-UVSQ, Gif sur Yvette, France*

Радиационно-климатические изменения в субарктических регионах Сибири оказывают существенное влияние на климат Арктики. Одним из факторов этих изменений является пространственно-временная изменчивость содержания парниковых газов, аэрозоля и сажи в тропосфере вследствие лесных пожаров и антропогенной эмиссии. Для исследования этих процессов в рамках совместного Российско-Французского проекта YAK-AEROSIB выполняется цикл полетов самолета-лаборатории ИОА СО РАН ТУ-134 "Оптик" в северо-восточных районах Сибири (55–62°N, 83–130°E). В полетах 19-20 июля 2013г. по маршруту Новосибирск-Томск-Мирный-Якутск-Братск-Новосибирск наряду с контактными измерениями массовых концентраций аэрозоля и сажи проводилось дистанционное зондирование аэрозольных полей лидаром с борта самолета. По результатам зондирования для всех маршрутных участков получены пространственные вертикальные разрезы аэрозольных характеристик до высоты 8.5 км. Приводится траекторный анализ транспорта воздушных масс по модели FLEXPART.

## СРАВНЕНИЯ ПРОФИЛЕЙ ВОДЯНОГО ПАРА И ПРОФИЛЕЙ АЭРОЗОЛЯ

И.Э. Пеннер, М.Ю.Аршинов, Ю.С. Балин, Б.Д.Белан, Б.А.Воронин, Г.П. Коханенко

*Институт Оптики Атмосферы им. В.Е.Зуева СО РАН 634021, г. Томск, пл. Академика Зуева, 1*  
[balin@iao.ru](mailto:balin@iao.ru), [penner@iao.ru](mailto:penner@iao.ru), [michael@iao.ru](mailto:michael@iao.ru), [vba@iao.ru](mailto:vba@iao.ru), [bbd@iao.ru](mailto:bbd@iao.ru), [kokh@iao.ru](mailto:kokh@iao.ru)

Представлено сравнение содержание водяного пара и аэрозоля, полученное в результате комплексного эксперимента в мае 2012 года. Для сравнения использовались данные полученные с использованием лидара и радиозонда. По результатам ночных лидарных измерений аэрозольных слоев и водяного пара методом СКР, можно говорить об очень хорошем согласии с данными измерений радиозонда и о положительной корреляции содержания водяного пара и аэрозоля по слоям.

**Ключевые слова:** лидар, зонд, профили водяного пара

**Key words:** lidar, zond, vertical distribution of water vapor

### Введение

Важнейшим климатообразующим газом, участвующим в радиационных и энергетических процессах земной атмосферы является водяной пар. Основной задачей настоящего исследования было проведение одновременных наземных измерений содержания водяного пара в атмосфере в районе г. Томска при помощи лидара и зонда. Эксперимент проходил 22-23 мая 2012 года в г. Томске (г. Томск,  $56.48^\circ$  с.ш.,  $85.04^\circ$  в.д., 160 м над уровнем моря).

### Зондирование метеопараметров атмосферы

Зондирование метеопараметров осуществлялось с помощью Vaisala DigiCORA® MW31 [1]. Комбинирование данного радиозонда и коррелятора GPS с системой DigiCORA® обеспечивает высокую точность измерений атмосферного давления (P), температуры (t) и относительной влажности воздуха (U), а также постоянное предоставление данных о ветре. Пример радиозондирования, приведенный на рис.1, получен при запуске зонда 23.05.2012 в 01:00 по местному времени. Результаты приведены для всей тропосферы до высоты 12 км.

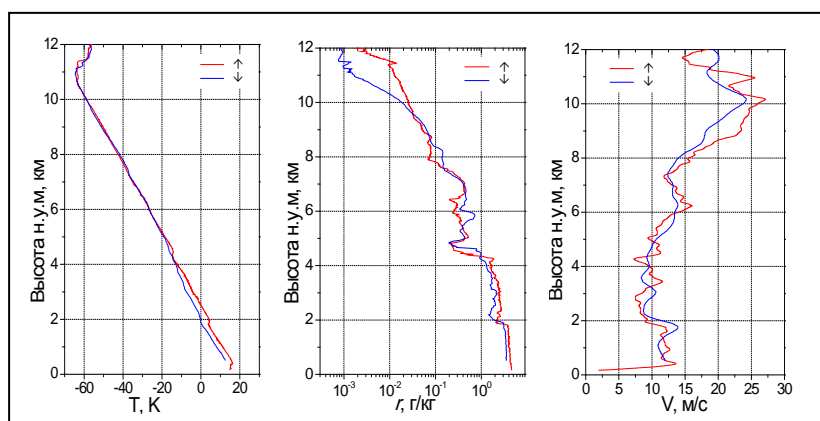


Рис. 1. Вертикальные профили температуры -Т, отношения смеси водяного пара - r, и скорости ветра - V, полученные во время



запуска радиозонда в 01:00 ч 23.05.2012.

### Лидарные измерения

В мае-Июне 2012 года, в рамках комплексного аэрозольного эксперимента, проводилось зондирование аэрозольных полей вертикальной толщи тропосферы с помощью стационарного многочастотного лидара «ЛЮЗА-С». Зондирование выполнялось на трех лазерных длинах волн 355, 532, 1064 нм. Кроме приема эхосигналов упругого обратного рассеяния на этих же длинах волн лидарная система регистрирует в ночное (темное) время суток сигналы комбинационного рассеяния на молекулярном азоте (387 и 607 нм) и водяном паре (407 нм). Более подробно описание лидара и методы восстановления оптических параметров изложены в [3].

На рис.2 показан пространственно-временной разрез аэрозольного поля тропосферы в единицах отношения рассеяния (отношение суммы аэрозольного и молекулярного рассеяния к молекулярному), полученный за сутки измерений 22 Мая 2012г. Белым прямоугольником на рис.2 выделен фрагмент разреза в период, которого проводились измерения лидаром содержания водяного пара в нижней тропосфере, совпадающего по времени запуска радиозонда.

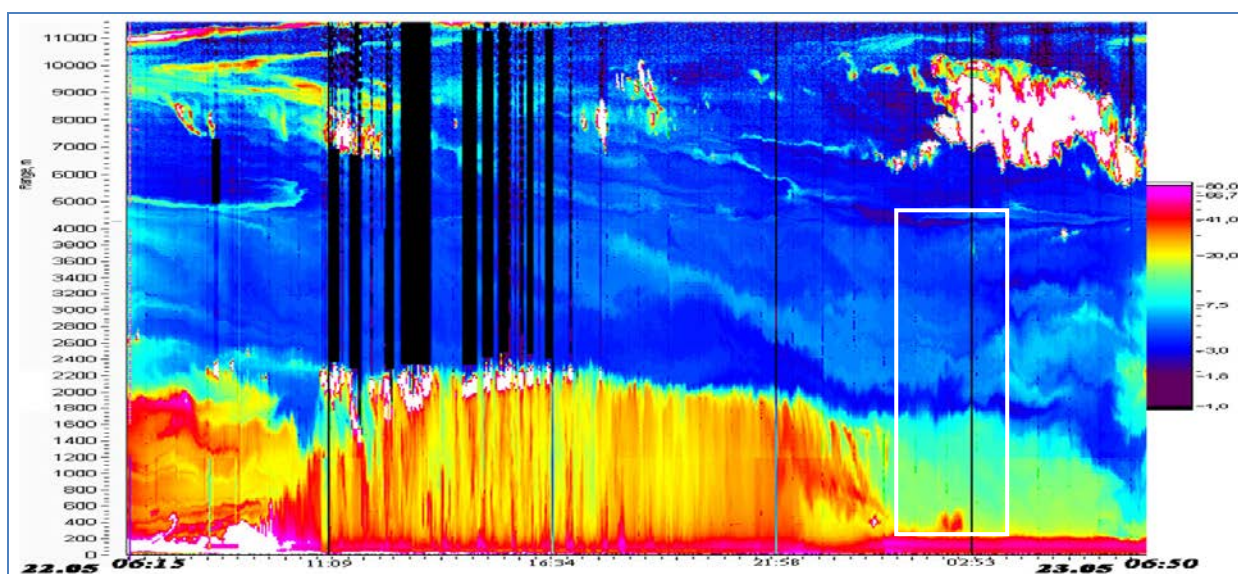


Рисунок 2. Пространственно-временной разрез аэрозольного поля тропосферы в единицах отношения рассеяния по данным зондирования лидаром «ЛЮЗА-С» с 06:15 22.05.2012г. до 06:50 м.в. 23.05.2012г.

Более подробно в развернутом виде данный фрагмент пространственно-временного разреза аэрозольного поля представлен на рис.3. Он охватывает временной интервал с 01:05 до 03:40 м.в. (23 мая 2012 г.), который совпадает с запуском аэрологического зонда. Общее время подъема и спуска зонда составило 2 часа 20 минут. По высоте фрагмент полностью охватывает

планетарный пограничный слой до 2 км и часть свободной атмосферы до 5 км, так как в ней присутствовали устойчиво стратифицированные аэрозольные слои.

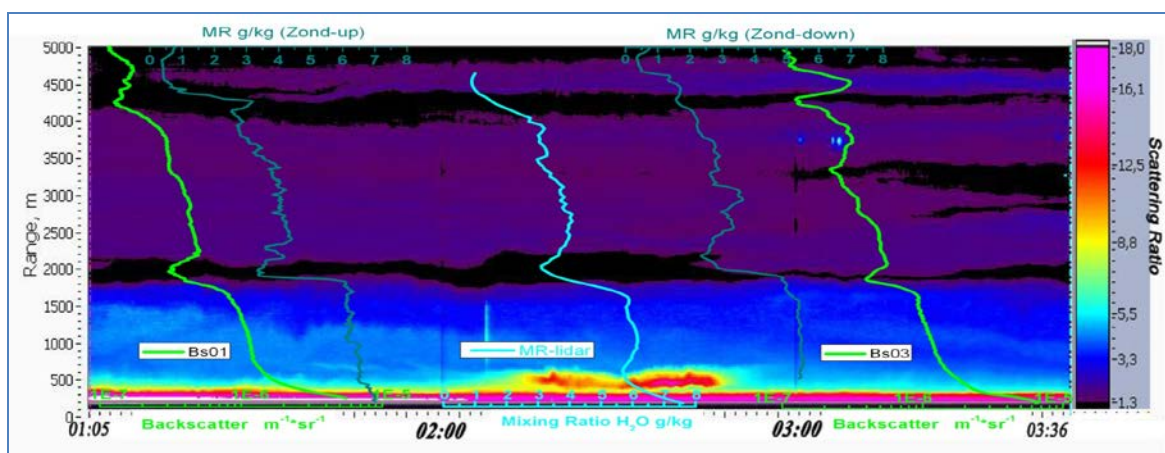


Рис.3. Фрагмент пространственно-временного разреза аэрозольного поля тропосферы в единицах отношения рассеяния (отношение суммы аэрозольного и молекулярного обратного рассеяния к молекулярному) по данным лазерного зондирования за 23 мая 2012 г с 01:05 до 03:40 м.в.

### Корреляция между аэрозолем и водяным паром

На разрезе (рис.3) нанесены усредненные вертикальные профили коэффициентов обратного рассеяния лазерного излучения с длиной волны зондирования 532 нм - Bs01 и Bs03 (Backscatter - кривые зеленого цвета). За первый час подъема зонда с 01:00 до 02:00 – Bs01 слева на рис.3, и за час опускания с 02:30 до 03:30 – Bs03 справа на рис.3. Голубым цветом нанесен вертикальный профиль – MR (Mixing Ratio), восстановленный из данных лидарных измерений за весь временной интервал фрагмента. Оливковым цветом показаны профили отношения смеси водяного пара - MR, измеренные зондом, соответственно при подъеме и спуске. Все профили привязаны к приблизительно соответствующим интервалам времени.

Видна значимая корреляция между профилями коэффициентов обратного рассеяния и отношения смеси водяного пара в воздухе, измеренного разными методами. Между профилем MR-лидара и средним (за подъем и спуск) профилем MR-зонда в пределах высот от 0.5 до 4.5 км коэффициент корреляции составляет 0,95. Между MR-зонда при подъеме и Bs01 – 0,86. Между MR-зонда при спуске и Bs03 – 0,87. Положительная корреляция между аэрозолем и водяным паром обусловлена тем что, аэрозоль преимущественно представлен в нижней тропосфере дисперсионной средой обводненного аэрозоля. Внутри аэрозольного поля происходят взаимосвязанные термодинамические процессы ассимиляции и диссимиляции влаги в поле переменной влажности воздуха.

## Заключение

Анализ данных по содержанию водяного пара в атмосфере, полученных по результатам для 22 мая 2012г., показал, что корреляция между профилями водяного пара и профилями аэрозоля может быть более 85% в районе от 500 до 4500 метров над землей. Положительная корреляция между аэрозолем и полем относительной влажности выделялась и в ранее проведенных экспериментах по изучению влияния влажности на локационное рассеяние в атмосфере [3]. О взаимосвязи светорассеивающих свойств аэрозоля и влажности отмечалось и в работе по исследованию конденсационной активности аэрозоля в приземном слое атмосферы [4].

Больше информации об измерениях аэрозоля и влагосодержания в атмосфере, произведенных в ходе комплексного эксперимента, можно получить в работе [5].

Авторы выражают благодарность сотрудникам лаборатории климатологии атмосферного состава – участникам летной экспедиции – за предоставление информации по зондам.

## Литература

1. <http://www.vaisala.ru/ru/products/soundingsystemsandradiosondes/soundingsystems/Pages/DigiCORA-MW31.aspx>
2. Балин Ю.С., Коханенко Г.П., Пеннер И.Э., Самойлова С.В. Исследование вертикального распределения тропосферных аэрозольных слоев по данным многочастотного лазерного зондирования. Часть 1. Методы восстановления оптических параметров // Оптика атмосферы и океана. 2009. Т. 22, № 04. С. 344-357.
3. Балин Ю.С., Креков Г.М., Самохвалов И.В., Рахимов Р.Ф. Влияние влажности на локационное рассеяние в атмосфере // Метеорология и Гидрология. 1978. №8, стр. 114-119.
4. 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. № 04. С. 314-318.
5. Матвиенко Г.Г., Белан Б.Д., Панченко М.В., Сакерин С.М., Кабанов Д.М., Турчинович С.А., Турчинович Ю.С., Ерёмина Т.А., Козлов В.С., Терпугова С.А., Польшкин В.В., Яушева Е.П., Чернов Д.Г., Одинцов С.Л., Бурлаков Б.Д., Сеница Л.Н., Аршинов М.Ю., Ивлев Г.А., Савкин Д.Е., Фофанов А.В., Гладких В.А., Камардин А.П., Белан Д.Б., Гришаев М.В., Белов В.В., Афонин С.В., Балин Ю.С., Коханенко Г.П., Пеннер И.Э., Самойлова С.В., Антохин П.Н., Аршинова В.Г., Давыдов Д.К., Козлов А.В., Пестунов Д.А., Рассказчикова Т.М., Симоненко Д.В., Складнева Т.К., Толмачёв Г.Н., Белан С.Б., Шмаргунов В.П., Воронин Б.А., Сердюков В.И., Половцева Е.Р., Васильченко С.С., Смирнов С.В., Макарова М.В., Сафатов А.С., Козлов А.С., Малышкин С.Б., Максимова Т.А., Комплексный эксперимент по измерению параметров атмосферы 22 мая 2012 года в г. Томске // Десятое сибирское совещание по климато-экологическому мониторингу: Материалы докладов. / Сборник под. ред. М.В. Кабанова. – Томск. 2013. С.156-171.

Особенности вариаций массовой концентрации приземного аэрозоля и их связь с направлением прихода воздушных масс на Звенигородской научной станции

П.П.Аникин, А.А.Исаков, А.В.Тихонов

Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН

[a.a.isakov@mail.ru](mailto:a.a.isakov@mail.ru)

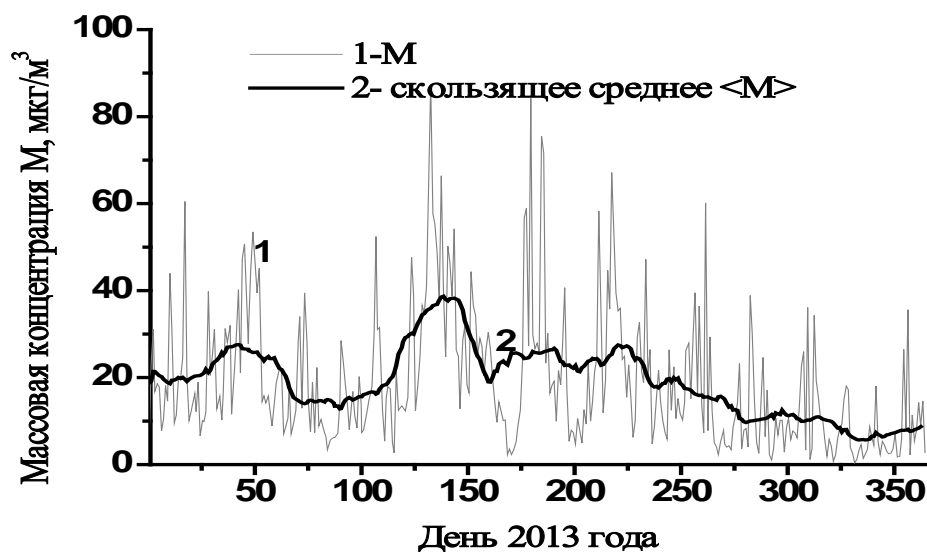
Ключевые слова: Приземный аэрозоль, массовая концентрация, обратные траектории

Направления прихода воздушных масс по расчетам обратных траекторий для Подмосковья демонстрируют наличие в вариациях направлений квазипериодических структур. Такие колебания устойчиво фиксируются для направлений сектора Балтика и Атлантика и эпизодически – для направлений Арктика –Полярный Урал, либо Поволжье, северный Казахстан. При наличии квазипериодических колебаний с двух направлений кривые частот их появлений находятся в противофазе. Существует достаточно устойчивая противофазная связь между вариациями с периодами 80 суток массовой концентрации  $M$  и кривыми реализаций направления прихода воздушных масс из сектора Балтика-Атлантика. Синфазные колебания наблюдаются для вариаций  $M$  и частотой появления «комплиментарного» сектора. В 2004 году это сектор Арктика - Полярный Урал, в 2010 году – сектор Поволжье-Казахстан. Картина квазипериодических колебаний рассмотренных величин достаточно устойчива в первую половину календарного года с января по примерно август, далее она имеет тенденцию быстро разрушаться. Начало колебаний обычно привязано ко климатическому началу зимы в Подмосковье и относительно начала календарного года может меняться в пределах трех недель.

Массовая концентрация приземного аэрозоля - наиболее изменчивая его характеристика, разница между экстремально малыми и экстремально большими ее значениями составляет по нашим данным почти три порядка - от единиц до почти тысячи микрограмм на метр кубический. Сейчас уже можно считать совершенно определенно установлено, что эти вариации носят отнюдь не хаотический характер – регулярно наблюдаются «цуги» трех - пяти квазипериодических колебаний, причем период этих колебаний может меняться от пяти дней до одиннадцати недель[1]. В 2000-2013 году довольно отчетливо проявились многолетние вариации – от минимума величины массовой концентрации в 2001 году через ярко выраженный максимум содержания в 2006 до минимума 2013 года.

Для начала рассмотрим данные анализа полученных на Звенигородской научной станции (далее ЗНС) с помощью спектрополяриметра и серийного нефелометра ФАН результатов 2013 года, составляющих фрагмент двадцатитрехлетнего ряда наблюдений. Последние 2012-2013 годы характеризуются значительным в среднем падением массовой концентрации приземного аэрозоля  $\langle M \rangle$ . Так, для 2013 года была получена для среднегодового значения  $\langle M \rangle$  величина  $19 \text{ мкг/м}^3$  - втрое меньше, чем в 2006 году. С начала лета происходил постепенный спад даже средней величины  $M$ , часты стали ситуации, когда содержание  $M$  опускалось до единиц

микрограммов на метр кубический. Практически в 2013г не реализовывались плотные дымки с



$M > 100 \text{ мкг/м}^3$ .

Рис.1 Временная развертка величины массовой концентрации М (1) и осредненной скользящим осреднением величины  $\langle M \rangle$ .

Базовой величиной для оценки массовой концентрации аэрозоля было значение коэффициента направленного светорассеяния  $D_{11}$  под углом 45градусов на длине волны 0.54 мкм. Оценка производилась по формуле

$$M = D_{11} * 3000$$

Траекторный анализ выполнялся на основе рассчитываемых с помощью программы NOAA HYSPLIT трехсуточных обратных траекторий для региона Подмосковья. Высота «прихода» воздушных масс была выбрана компромиссной 100м. Траектории рассчитывались для 1994-95гг., 2004г, 2006-7гг, 2010-2012гг. Выбор основывался на результатах анализа особенностей спектрально – временного всего ряда значений М за 1991-2013гг. Здесь мы остановимся на разборе данных 2004 и 2010 годов. Все возможные направления прихода воздушных масс были разбиты на восемь равных секторов по 45 угловых градусов. Направление прихода определялось начальной точкой траектории и ее «телом» Примерное соответствие секторов географическим регионам: 1- Российская Арктика, Полярный Урал, 2 – Поволжье и Средний Урал, 3 – аридная зона южного Поволжья, Прикаспия, северного Казахстана, 4- Ростовская область, Кавказ, Турция, 5 – Украина и далее Средиземноморье, 6- Центральна Европа, 7- Балтика, Северная Атлантика, 8- Скандинавия, Баренцево море. Анализ частоты появления траекторий из данного региона проводился так: для каждого выбранного года строилось восемь - по числу секторов- подмассивов из 365 дней по принципу - если в данный день

реализовывался данный сектор, то в массив заносился его номер, в противном случае 0. Каждый из этих массивов подвергся операции скользящего тридцатисуточного осреднения.

Проанализировав частотную повторяемость направлений прихода воздушных масс в Подмоскowie, мы обнаружили устойчиво, от года к году воспроизводящуюся квазипериодичность для масс, приходящих из района Балтики-Атлантики. Для других направлений столь отчетливой периодичности установить не удалось, однако направления прихода с Белого моря и Арктики в 2004 году и Поволжья-Казахстана в 2012г. продемонстрировали подобную периодичность, причем с противофазным по отношению к первому направлению характером. Связь средней за год величины массовой концентрации  $M$  с направлением прихода воздушных масс носит характер тенденции – осредненные по направлению прихода в Подмоскowie величины для районов Балтики, Атлантики, Баренцева моря и Арктики - минимальны, максимальные – характерны для южных направлений – Поволжье, Каспий, Кавказ, в аномальные 2006-2007гг это Украина, Средиземноморье.

Начиная примерно с 2004 года начинается последовательность «аномальных» лет вплоть до примерно 2008 года, когда резко возросло число реализовавшихся плотных и сверхплотных дымок ( $M > 150 \text{ мкг/м}^3$ ). Два года из «аномального» периода мы и выбрали для более тщательного анализа. Для анализа характеристик ансамблей обратных траекторий мы, основываясь на особенностях вариаций массовой концентрации  $M$  за весь период, выбрали 2004год – на восходящей ветви зависимости  $M$ , (максимум среднегодовых значений  $M$  пришелся на 2006г.) [1], и 2010год - нисходящая ветвь зависимости  $M$ . Для всех этих лет были сформированы в соответствии с описанной выше методикой ансамбли направлений прихода воздушных масс в Подмоскowie. Уже предварительный их анализ показал, что в вариациях направлений прихода просматриваются квазипериодические колебания. После этого каждый из ансамблей был разбит на восемь – по числу секторов прихода масс - подансамблей. Для каждого подансамбля зависимость повторяемости каждого конкретного сектора сглаживалась с помощью тридцатисуточного скользящего среднего. Анализ таких сглаженных кривых показал, что для всех рассматриваемых лет в большей или меньшей степени наблюдается квазипериодичность вариаций частоты появления седьмого сектора – Балтика и Атлантика. В дополнение к этому часто наблюдается (для одного и того же года) подобная периодичность в еще одном секторе. Так, для 2004года это первый сектор - Арктика, Полярный Урал, для 2010года – третий сектор – район Поволжья, Прикаспий, северный Казахстан

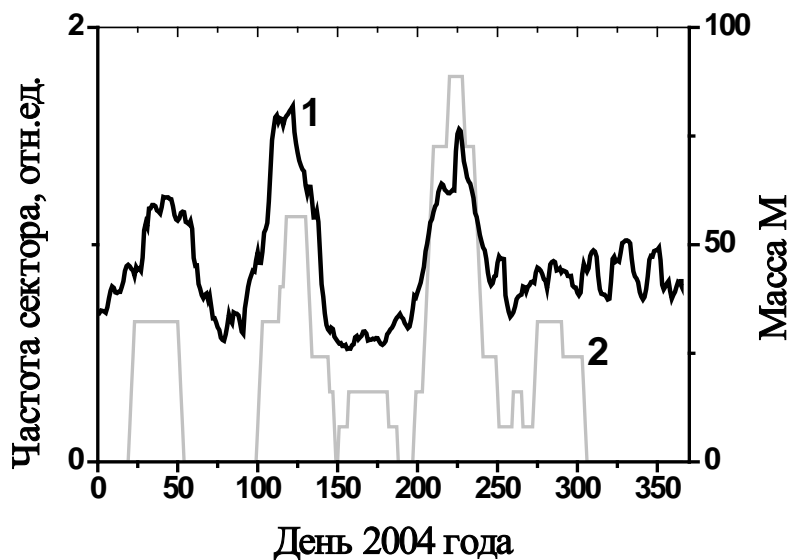


Рис2а. Временная развертка скользящего среднего скользящего среднего величины массовой концентрации М (1) и скользящего среднего частоты (в относительных единицах) прихода воздушных масс из первого сектора (2).

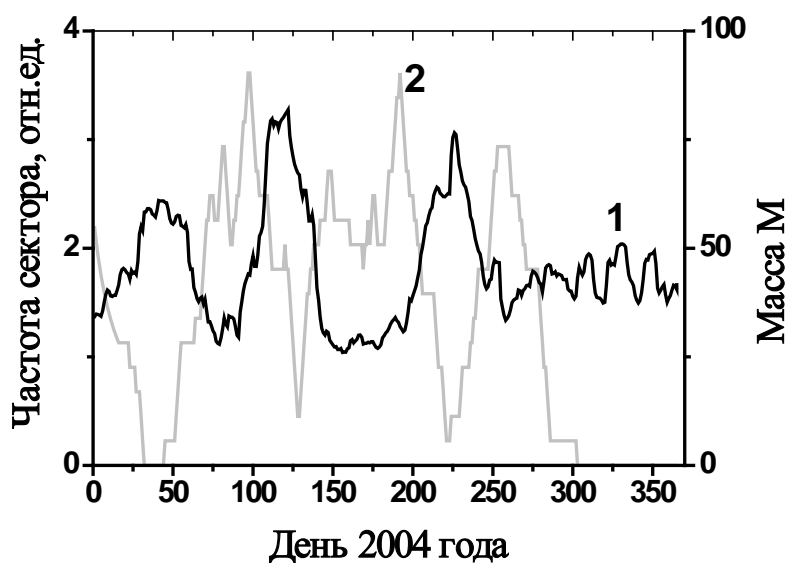


Рис2б. Временная развертка скользящего среднего скользящего среднего величины массовой концентрации М (1) и скользящего среднего частоты (в относительных единицах) прихода воздушных масс из седьмого сектора (2).

Поскольку величины массовой концентрации в Подмоскowie зависят в первую очередь от дальнего переноса воздушных масс, можно ожидать существование связи в характерах вариаций направлений прихода масс и значений массовой концентрации. Реальное существование этой связи демонстрируют рис 2(а, б) На рисунках приведены сглаженные с помощью процедуры скользящего среднего временные развертки  $\langle M \rangle$  и частоты реализации первого – Арктика и Полярный Урал и седьмого – Балтика и Атлантика секторов. На рисунках отчетливо видны противофазные вариации частоты седьмого сектора и массы  $M$  и синфазные массы и частоты первого сектора. В 2010г реализовалась та же картина для седьмого (противофазные колебания) и теперь уже третьего сектора - синфазные колебания. Обратим внимание еще на один момент – как для частот проявления секторов, так и для вариаций массовой концентрации  $M$  связь существует для первой, зимне-весенней половины года, примерно к августу и периодичность, и связь частоты и величины массы  $M$  разрушается. В [1] было отмечено, что начало «цугов» колебаний несколько (в пределах от одной до трех недель) может колебаться относительно календарного начала года.

.  
Работа выполнена при частичной поддержке грантов РФФИ №№ 13-05-00956 и 12-05-009-34-а

1 *Исаков А.А.* О внутригодовой изменчивости массовой концентрации субмикронного приземного аэрозоля в Подмоскowie. //Оптика атмосферы и океана,2010, т23,№1,с9-13.

.2.*Исаков А.А., Тихонов А.В.* Связь параметров аэрозоля Центральной России с воздушными массами. // Оптика атмосферы и океана. 2014. Т. 27. № 03. С. 192-196.



# О ВЫМЫВАНИЕ СУБМИКРОННОГО ПРИВОДНОГО АЭРОЗОЛЯ ОСАДКАМИ В АРКТИЧЕСКОМ И СУБАРКТИЧЕСКОМ РЕГИОНАХ

Вик.В. Польшин, Вас.В. Польшин

<sup>1</sup>Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск

[victor@iao.ru](mailto:victor@iao.ru), [pv@iao.ru](mailto:pv@iao.ru)

**Ключевые слова:** субмикронный аэрозоль, вымывание аэрозоля осадками

**Аннотация:** Анализируются ситуации с вымыванием частиц аэрозоля осадками в субмикронной области размеров в экспериментах, проводившихся в арктических экспедициях NABOS на НЭС «Академик Федоров» и на УПС «Профессор Хлюстин» в августе-сентябре 2013г.

## Введение

Проявление влияния осадков на атмосферный аэрозоль выражается главным образом в вымывании аэрозольных частиц каплями дождя или снегом [1]. Этим вопросам посвящены многочисленные экспериментальные и теоретические работы [2-8]. Большинство таких работ посвящено вопросам индивидуальных случаев выпадения осадков. В ряде работ авторы исследуют влияние осадков на средние концентрации аэрозоля за длительные промежутки времени оценивая месячные, сезонные и межгодовые вариации концентрации аэрозоля, связывая уменьшение концентрации аэрозоля с частотой и количеством осадков [6,7].

Целью настоящей работы является исследование влияние осадков на дисперсный состав аэрозольных частиц, полученных с помощью фотоэлектрических счетчиков применявшихся в морской научной советско-американской экспедиции «АВЛАП/NABOS-2013» на борту НЭС «Академик Федоров» и в морской экспедиции организованной Русским географическим обществом на УПС «Профессор Хлюстин» в августе-сентябре 2013 года. Экспедиция NABOS-2013 проходила в западном секторе российской Арктики в морях Карском, Лаптевых, Восточно-Сибирском и прилегающих частях глубоководной части Арктического бассейна. Экспедиция РГО – в морях Дальнего Востока и восточного сектора Арктики.

В работе рассматривается поведение счетных концентраций и объемов частиц разных диапазонов размеров приводного аэрозоля для конкретных эпизодов, в которых наиболее ярко проявилось влияние осадков на вымывание частиц.

## Состав аппаратуры и методики измерений

В экспедиции NABOS-2013 для измерений дисперсного состава использовался фотоэлектрический счетчик GRIMM 1.108, позволяющий определять счетные концентрации в 15 диапазонах размеров от 0,15 до 10 мкм по радиусу частиц. Исследуемый аэрозоль забирался на высоте около 20 м от водной или ледовой поверхности и поступал по шлангам длиной 0,5 м. Для

улучшения точности определения концентрации крупных частиц более 1 оснащался дополнительным устройством и насосом.

В экспедиции на УПС «Профессор Хлюстин» счетная концентрация частиц определялась с помощью фотоэлектрического счетчика АЗ-10, работающего в 6 диапазонах размеров от 0,15 до 5 мкм по радиусу частиц. Заборное устройство счетчика располагалось примерно в 8 метрах от водной поверхности. Длина шланга заборного устройства составляла около 0,5 м.

Вся аппаратура в экспедициях была полностью автоматизирована и работала в мониторинговом режиме. Забор аэрозоля осуществлялся с периодичностью в 1 час продолжительностью 10 минут. При малых концентрациях атмосферного аэрозоля продолжительность забора увеличивалась до 20-30 минут.

### **Анализ полученных результатов**

Для анализа были отобраны отдельные эпизоды, в которых наиболее сильно проявилось вымывания атмосферными осадками аэрозольных частиц. В экспедиции NABOS-2013 таки днем был 30 августа. В экспедиции УПС «Профессор Хлюстин» – 29 августа.

НЭС «Академик Федоров» 30 августа находился на 80° северной широты к северу от Новосибирских островов на границе открытой воды и льдов. Погода характеризовалась наличием туманов с моросью и мокрым снегом, низкой положительной температурой (около 0,5°С) и высокой скоростью ветра меняющейся от 10 м/с в начале суток до 4 м/с в конце суток.

УПС «Профессор Хлюстин» 29 августа стоял на якоре в бухте за островом Манджур (57,86°с.ш./162,3°в.д.) пережидая прохождение тайфуна. Погода характеризовалась редким туманом с моросью и временами мелким дождиком. Скорость ветра достигала 3-4 м/с. Температура воздуха была около 10-14°С.

На рис.1 и рис.2 для двух экспедиций представлены временные ходы отдельных фракций частиц аэрозоля и функции распределения по объемам для отмеченных дней. Из временного хода рис.1 видно, что максимальный эффект вымывания частиц аэрозоля для ситуации 30.08.2013 (НЭС «Академик Федоров») наступает в 08:00, что соответствует максимальной интенсивности осадков. Интенсивность осадков после 08:00 постепенно падает и полностью прекращается к 23:00. К этому времени спектр размеров восстанавливается к своему первоначальному виду. Для ситуации 29.08.2013 (Рис.2, УПС «Профессор Хлюстин») нам удалось отследить только начальную стадию вымывания аэрозольных частиц. В обоих случаях характер поведения как концентраций отдельных фракций частиц, так и функций распределения по объемам очень схожи. Максимальные изменения наблюдаются для частиц с  $r < 0,4$  мкм. Минимальные – для частиц с  $r \sim 0,4-1,0$  мкм. На рис.3 представлены отношения значений функций  $dV/dr_i$  для разных времен к минимальным значениям  $dV/dr_{\min}$ , то есть для ситуации с максимальным

вымыванием аэрозольных частиц. Из рисунка видно, что максимальный эффект вымывания наблюдается для частиц диапазона  $r = 0,25-0,325$  мкм (отношение  $(dV/dr_i)/(dV/dr_{min})=335$ ). Минимальные значения отношений  $(dV/dr_i)/(dV/dr_{min})$  наблюдаются для частиц среднедисперсного диапазона размеров  $r \sim 0,8-1,0$  мкм. Значения отношения, которые меньше 1 вызваны, скорее всего, локальными вариациями концентраций частиц.

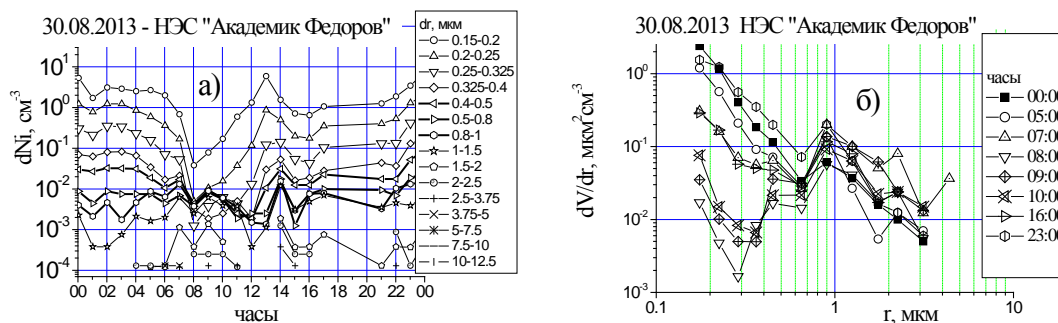


Рис.1. Временной ход концентраций различных фракций частиц аэрозоля  $dN_i$  (а) и функции распределения частиц по объемам  $dV/dr$  (б) измеренные 30.08.2014 фотоэлектрическим счетчиком GRIMM 1.108 на НЭС «Академик Федоров».

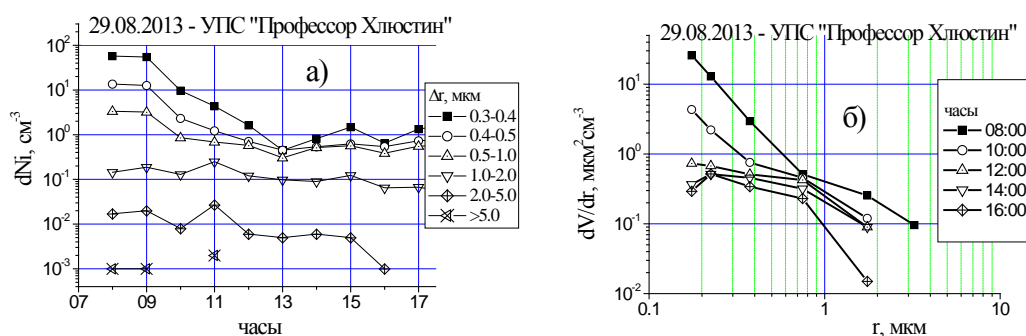


Рис.2. Временной ход концентраций различных фракций частиц аэрозоля  $dN_i$  (а) и функции распределения частиц по объемам  $dV/dr$  (б) измеренные 29.08.2014 фотоэлектрическим счетчиком АЗ-10 на УПС «Профессор Хлюстин».

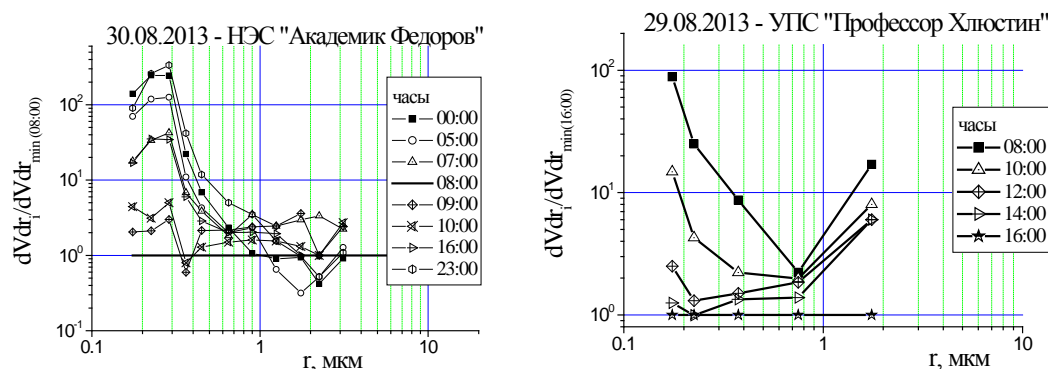


Рис.3. Отношение  $(dV/dr)_i / (dV/dr)_{min}$  для НЭС «Академик Федоров» и УПС «Профессор Хлюстин».

Вымывание субмикронных частиц, вероятнее всего, осуществляется за счет диффузного броуновского осаждения частиц аэрозоля на каплях дождя или снежинках и его эффективность спадает от малых размеров частиц  $r \sim 0,1$  мкм до частиц среднедисперсного диапазона  $r \sim 0,8$  мкм. Частицы грубодисперсного диапазона более  $r \sim 0,8-1,0$  мкм удаляются главным образом за счет инерционного осаждения эффективность которого растет от среднедисперсного к грубодисперсному диапазону [1,3]. Действие этих двух процессов и формирует окончательный вид функции распределения. Полученные нами данные хорошо согласуются и другими экспериментальными данными [8].

Авторы выражают глубокую благодарность непосредственному руководству экспедицией в лице проректора по науке Морского государственного университета им. адм. Г. И. Невельского (г. Владивосток) Букину Олегу Алексеевичу.

Работа выполнена при поддержке Партнерского интеграционного проекта СО РАН №25 и проекта №23 ПФИ Президиума РАН, с использованием данных, полученных по итогам работ в рамках государственного контракта от 26.08.2011 №16.518.11.7093 по теме «Развитие приборной базы и проведение исследований в полярных областях Мирового Океана с использованием уникальной установки научно-экспедиционное судно «Академик Федоров» (УСУ НЭС «Академик Федоров»)» Министерства образования и науки Российской Федерации.

### Литература

1. Химия нижней атмосферы. / Под ред. С. Расула. М.: Мир, 1976. 408 с.
2. Пхалагов Ю.А., Ужegov В.Н. Влияние ливневых дождей на оптические свойства морской прибрежной дымки // Изв. АН СССР. Физ. атмосфер. и океана. 1980. Т. 16, № 4. С. 436-438.
3. Sood S.K., Jackson Y.M.R., Scavenging by snow and ice crystals, in "Precipitation Scavenging" AEC Symposium Series № 22, U.S. Atomic Energy Commission, Oak Ridge, Tenn., 1970. P. 121-136.
4. Ebert P., Kibler M., Mainka A., et al. A field study of particle scavenging by rain drops of different sizes using monodisperse trace aerosol // J. Aerosol Sci., 1998. V. 29, №1-2, P. 173-186.
5. Кыро Е.-М., Gronholm T., Vuollekoski H., and Virkkula A. Snow scavenging of ultrafine particles: Field measurements and parameterization // Bor. Environ. Res. 2009. V. 14, P. 527-538.
6. Плауде Н.О., Стулов Е.А., Паршуткина И.П., Павлюков Ю.Б., Монахова Н.А. Влияние осадков на концентрацию аэрозоля в приземном слое атмосферы // Метеорология и гидрология, 2012, №5, С. 53-63.
7. Jaffe D., Tamura Sh., and Harris J. Seasonal cycle and composition background fine particles along the west coast of the US // Atmos. Environ. 2005. V. 39, № 2. P. 297-306
8. Ивлев Л.С. Химический состав и структура атмосферных аэрозолей. Л.: Изд-во Ленингр. ун-та.1982. 368 С.

# ПЕРЕСТРОЙКА СПЕКТРА РАЗМЕРОВ СУБМИКРОННОГО АЭРОЗОЛЯ В НАЧАЛЕ ВЕСЕННЕГО ПЕРИОДА

Вик.В. Польшин, М.В. Панченко, Вас.В. Польшин, С.А. Терпугова

<sup>1</sup>Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск

[victor@iao.ru](mailto:victor@iao.ru), [pmv@iao.ru](mailto:pmv@iao.ru), [pv@iao.ru](mailto:pv@iao.ru), [swet@iao.ru](mailto:swet@iao.ru)

**Ключевые слова:** субмикронный аэрозоль, перестройка спектра размеров

**Аннотация:** Рассматриваются условия изменчивости субмикронной фракции частиц приземного атмосферного аэрозоля с радиусами  $0,3 \div 0,6$  мкм в переходный период зима-весна в экспериментах, проводившихся на аэрозольной станции ЛОА ИОА СО РАН в 2009-2013 гг. Исследуется взаимосвязь вариаций концентраций частиц и конденсационной активности субмикронного аэрозоля.

## Введение

Наряду с парниковыми газами атмосферный аэрозоль играет важную роль в радиационном балансе Земли. Усиливающийся интерес к экспериментальным исследованиям пространственно-временной изменчивости аэрозоля обусловлен возрастанием роли аэрозоля в рассеянии и поглощении оптического излучения в атмосфере. Во многих климатических задачах требуются современные сведения о пространственно-временных вариациях аэрозоля для уточнения и прогноза общего состояния атмосферы, особенно в тропосфере. Преобладающее число частиц тропосферного аэрозоля, определяющих его оптические и радиационные свойства в видимой части спектра, сосредоточено в субмикронной области. А наиболее чувствительной к изменениям свойств и состава атмосферы, по мнению Юнга [1, 2], является среднедисперсная фракция частиц, сосредоточенная в правой части субмикронного распределения с  $r = 0,2 \div 1$  мкм.

Целью настоящей работы является исследование условий появления среднедисперсной фракции в спектре размеров в начале весеннего периода. Рассматриваются поведение спектра частиц, полученного с помощью фотоэлектрического счетчика, для конкретных весенних эпизодов 2009-2013 гг. в экспериментах, проводившихся Лабораторией оптики аэрозоля Института оптики атмосферы СО РАН в переходной период зима-весна. Исследуется взаимосвязь конденсационной активности субмикронного аэрозоля со степенью выраженности среднедисперсной фракции на фоне субмикронной и грубодисперсной.

## Состав аппаратуры и методики измерений

Счетная концентрация частиц в экспериментах измерялась с помощью полностью автоматизированного фотоэлектрического счетчика частиц ПКГТА-01-0.3 аналогичного [3] находящегося на одном конце трассы фотометра в аэрозольной станции ЛОА на уровне около 8 м от поверхности земли. Диапазон исследуемых размеров частиц составлял  $d = 0,4 \div 10$  мкм. Фотоэлек-

трическим счетчиком измерялись общая концентрация частиц  $N_{A04}$  с размерами больше 0.4 мкм и концентрации частиц  $\Delta N_i$  в 12-и поддиапазонах размеров  $\Delta d_i$ : 0,4÷0,5; 0,5÷0,6; 0,6÷0,7; 0,7÷0,8; 0,8÷0,9; 0,9÷1,0; 1,0÷1,5; 1,5÷2,0; 2,0÷4,0; 4,0÷7,0; 7,0÷10,0 и >10,0 мкм. Для этих же поддиапазонов рассчитывалась дифференциальная функция распределения частиц по объемам  $\Delta V/\Delta r = 4/3 \cdot \pi \cdot r_i^3 \cdot \Delta N_i/\Delta r$ , где  $r_i$  – средний радиус частиц для каждого из поддиапазона, а  $\Delta r$  – ширина этого поддиапазона,  $\Delta r = \Delta d/2$ . Измерения концентраций проводились в автоматическом мониторинговом режиме с периодичностью 1 час и продолжительностью 10 мин для каждого часа.

Параметр конденсационной активности  $\gamma$  определялся на основе изучения зависимости  $\mu(45)$  от относительной влажности воздуха  $RH$  при искусственном увлажнении предварительно осушенного субмикронного аэрозоля. Полученные зависимости аппроксимировались формулой Кастена-Хенела:  $\mu = \mu_0 (1-RH)^{-\gamma}$ , где  $\mu_0$  – коэффициент направленного светорассеяния сухой основы аэрозоля.

### Анализ полученных результатов

В начале весеннего периода нами были обнаружены временные участки на которых происходило сильно выраженная перестройка спектра в области размеров частиц  $r \sim 0,3-0,6$  мкм. Типичная ситуация с такой перестройкой спектра приведена на рис.1 для данных 2013 года 1 апреля. На рисунке среднedisперсная фракция частиц  $r \sim 0,3-0,6$  мкм наиболее выпукло проявилась в 11:00 и 12:00, не проявилась в ночное время (2:00) и более слабо проявилась в 16:00 ÷ 18:00 и 21:00.

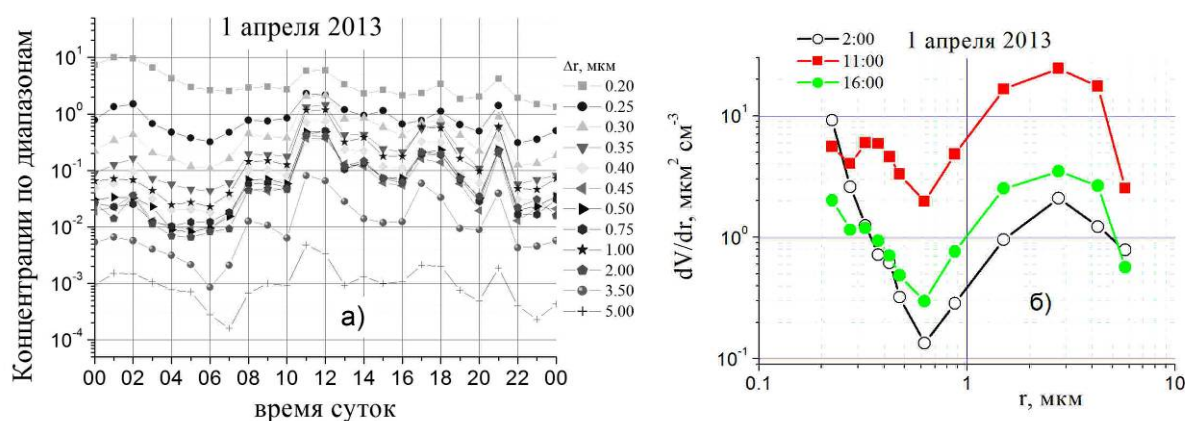


Рис.1. Пример перестройки спектра частиц во временном ходе концентраций по различным диапазонам размеров. Наиболее ярко эта перестройка проявляется для 11:00 и 12:00 – а). Функции распределения объемов частиц  $dV/dr$  в 2, 11, 16 часов – б).

Для анализа условий, в которых происходили такие перестройки спектра, были привлечены метеорологические данные по температуре воздуха, относительной влажности, давлению и

данные об осадках. Привлекались данные представленные на сайте погодных условий (см. [http://rp5.ru/Архив\\_погоды\\_в\\_Томске](http://rp5.ru/Архив_погоды_в_Томске) ) полученных на метеостанции «Южная-29430», а также данные полученные непосредственно в точке измерений.

Анализ ситуаций с перестройкой спектра, когда на распределении  $dV/dr$  выделяется фракция с  $r \sim 0,3-0,6$  мкм, показал, что такие ситуации проявляются в начальный весенний период, когда температура воздуха варьирует около  $0^{\circ}\text{C}$ , в мало меняющихся условиях погоды, как правило внутри одной воздушной массы. Такие эпизоды наблюдались в 2013 году 1, 2, 3, 6 и 8 апреля. В другие годы подобные ситуации проявились: в 2009 – 20 марта ÷ 20 апреля, в 2011 – 20 марта ÷ 9 апреля, в 2012 – 8 ÷ 13 марта.

Все ситуации с выраженным изменением спектра были выделены в отдельный массив А (33 цикла часовых измерений). Критерием отбора была степень выраженности распределения  $dV/dr$  в диапазоне размеров  $r = 0,3\div 0,6$  мкм. В массив А попадали распределения для которых логарифм отношение  $dV/dr_5$  (для пятого поддиапазона размеров –  $\Delta r = 0,4\div 0,45$  мкм) к  $dV/dr_1$  (для первого поддиапазона размеров –  $\Delta r = 0,2\div 0,25$  мкм) был больше чем 1:  $\log((dV/dr_5)/(dV/dr_1)) > 1$ . Этот критерий мы обозначили как P5.

В другой массив В были отобраны циклы измерений не входящие в массив А и для которых выраженности среднedisперсной фракции в спектре  $dV/dr$  не было (53 цикла). В массив В попали в основном ночные измерительные циклы и циклы в сплошной облачности, когда отсутствовало действие солнечного излучения.

Анализ ситуаций с сильным ростом  $dV/dr$  в среднedisперсном диапазоне размеров (массив А) показал, что они соответствуют максимальным значениям температуры воздуха для дневных ситуаций. Это приводит к усилению вертикального турбулентного переноса частиц с подстилающей поверхности размерами более 0,5-1 мкм [4]. С другой стороны, этим ситуациям предшествуют ситуации с осадками (см. рис.2) , когда наиболее сильно вымываются частицы мелкодисперсного диапазона  $r < 0,35$  мкм, а концентрация частиц среднedisперсного диапазона растет за счет высокой относительной влажности воздуха. При этом грубодисперсный диапазон частиц  $r > 1-2$  мкм вымывается значительно слабее. Если вымывание субмикронных частиц осуществляется за счет диффузного осаждения частиц и его эффективность спадает от малых размеров частиц 0,1 мкм до частиц среднedisперсного диапазона 0,3 мкм, то частицы грубодисперсного диапазона более 0,5 мкм удаляются за счет инерционного осаждения, эффективность которого растет от среднedisперсного к грубодисперсному диапазону [2, 5]. Конкуренция этих процессов и сформировала окончательный вид функции распределения

Принимая во внимание высокую конденсационную активность частиц среднedisперсного диапазона [6], мы рассмотрели зависимость параметра P5 отражающего степень выраженно-

сти среднедисперсной фракции  $r \sim 0,3-0,6$  мкм от степени конденсационной активности субмикронного аэрозоля  $\gamma$ , который определяет динамику коэффициента направленного рассеяния под  $45^\circ$  от относительной влажности воздуха. Параметр  $\gamma$  измерялся параллельно на аэрозольной станции ЛОА один раз в сутки или несколько раз в сутки в период интенсивных измерений на протяжении около двух недель в переходный период «зима-весна».

Анализ суммарного массива данных выделенных временных участков различных лет в переходный период «зима-весна» показал, что явной корреляционной зависимости  $\gamma$  от  $P5$  не наблюдается. Эта зависимость наблюдается только на отдельных временных отрезках, когда измерения проводились внутри одной воздушной массы в слабо меняющихся условиях погоды. Такие ситуации продолжались от нескольких до десяти дней. В 2009 году это 1-11 апреля, в 2011 году 20-29 марта, в 2012 году 4-13 марта, в 2013 году 4-6 и 8-11 апреля. Корреляция между  $\gamma$  и  $P5$  составила:  $R = 0,53(2009)$ ;  $0,7(2011)$ ;  $0,6(2012)$ ;  $0,71$  и  $0,53$  (2013) соответственно. Полученные значения корреляции свидетельствуют о том, что высокие значения конденсационной активности аэрозоля соответствуют такой ситуации в атмосфере, когда перестройка в спектре частиц проявляется наиболее ярко и среднедисперсная фракция частиц  $0,3-0,6$  мкм наиболее выпукло выделяется на фоне других частиц субмикронного диапазона. При этом частицы грубодисперсного диапазона  $r > 1$  мкм в процессе конденсационного роста не участвуют, а увеличение их концентрационной активности вызвано, скорее всего, усилением вертикального турбулентного переноса частиц с подстилающей поверхности во второй половине дня.

Работа выполнена при поддержке проекта №4.5 ПФИ Президиума РАН «Исследование долговременных изменений компонент воздуха, определяющих изменение радиационных характеристик атмосферы».

### Литература

1. Юнге Х. Химический состав и радиоактивность атмосферы. М.: Мир. 1965. 424 С.
2. Химия нижней атмосферы. / Под ред. С. Расула. М.: Мир, 1976. 408 с.
3. Шмаргунов В.П., Полькин В.В. Аэрозольный счетчик на базе АЗ-5. // Приборы и техника эксперимента, 2007, №2, с. 165.
4. Кабанов М.В., Панченко М.В. Рассеяние оптических волн дисперсными средами. Часть III. Атмосферный аэрозоль. Томск: Издание Томского филиала СО АН СССР, 1984, 189 С.
5. Sood S.K., Jackson Y.M.R., Scavenging by snow and ice crystals, in «Precipitation Scavenging» AEC Symposium Series № 22, U.S. Atomic Energy Commission, Oak Ridge, Tenn., 1970. P. 121-136.
6. Панченко М.В., Терпугова С.А., Докукина Т.А., Полькин В.В., Яшуева Е.П. Многолетняя изменчивость конденсационной активности аэрозоля в г.Томске // Оптика атмосф. и океана.2012. Т. 25, № 4. С. 314–318.



ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ УСТАНОВКА ИССЛЕДОВАНИЯ ПРОЦЕССОВ  
ОБРАЗОВАНИЕ КАПЕЛЬ В ПЕРЕСЫЩЕННОМ ВОДЯНОМ ПАРЕ В СМЕСИ  
С ВОЗДУХОМ И МОЛЕКУЛЯРНЫМИ ГАЗАМИ

А.В. Климкин<sup>1</sup>, А.Н. Куряк<sup>1</sup>, Ю.Н. Пономарев<sup>1</sup>, А.С. Козлов<sup>2</sup>,  
С.Б. Малышкин<sup>2</sup>, А.К. Петров<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск, Россия

<sup>2</sup>Институт химической кинетики и горения СО РАН, г. Новосибирск, Россия

Облака в атмосфере оказывают существенное влияние на погодные условия, играют значительную роль в процессах обмена энергией между Солнцем, поверхностью Земли и атмосферой. Поэтому важно изучение механизмов образования облаков, процессов, в них протекающих на разных стадиях образования, оценка влияния космического излучения, других природных и антропогенных факторов на эти процессы. Для образования капель в охлажденном водяном паре необходимы центры конденсации. Такими центрами могут выступать заряженные частицы и частицы пыли.

## ИЗМЕНЧИВОСТЬ ПРОЗРАЧНОСТИ ТРАНСФОРМИРОВАННЫХ РЕЧНЫХ ВОД В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ

А. С. Кукушкин, С. А. Хорошун

Морской гидрофизический институт, 99011, г. Севастополь, ул. Капитанская, 2

e-mail: [kukushkinas@mail.ru](mailto:kukushkinas@mail.ru)

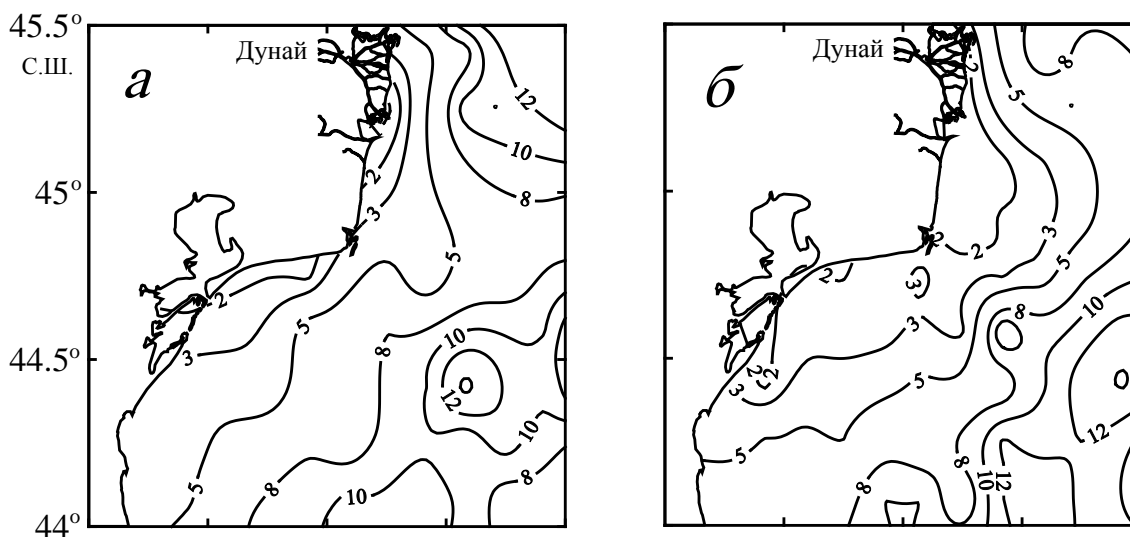
*Ключевые слова:* Черное море, прозрачность, распределение, изменчивость, сток Дуная

По данным многолетних (1963 – 2000 гг.) наблюдений глубины видимости белого диска рассмотрены особенности распределения прозрачности трансформированных речных вод в северо-западной части Черного моря в годовом цикле. Изучена ее сезонная межгодовая изменчивость, обусловленная изменениями объема стока Дуная.

Трансформированные речные воды, образуемые в результате смешения речных и морских вод в северо-западной части Черного моря (СЗЧМ), распространяются в южном направлении как в прибрежной зоне, так вдоль материкового склона [1, 2]. Прозрачность воды может служить хорошим индикатором распространения загрязненных береговых стоков в море из-за больших различий в концентрациях взвешенных и растворенных веществ в этих стоках и морской воде, сохраняющихся на значительных удалениях от берега [3].

В работе приводятся результаты анализа многолетней (1963 – 2000 гг.) сезонной и межгодовой изменчивости глубины видимости белого диска ( $Z_6$ ) в придунайском районе СЗЧМ.

В зимний период прозрачность в приустьевом районе изменялась в пределах 2 – 8 м (рис. 1, а). Изолиния  $Z_6 = 5$  м, характеризующая границу зоны трансформации [1, 4], находилась в 10 – 15 км от берега. Южнее эта граница проходила параллельно береговой черте на расстоянии 27 – 37 км. В весенний период прозрачность в приустьевом районе понижалась (рис. 1, б), а граница зоны трансформации находилась в 15 – 20 км от берега. Южнее её размеры увеличивались (45 – 55 км). В летний период по сравнению с весенним прозрачность в приустьевом районе практически не изменялась, а размеры зоны трансформации несколько уменьшались (рис. 1, в). Южнее эта зона также уменьшалась. В осенний период распределение прозрачности в исследуемом районе было близким к распределению в зимний период (рис. 1, г).



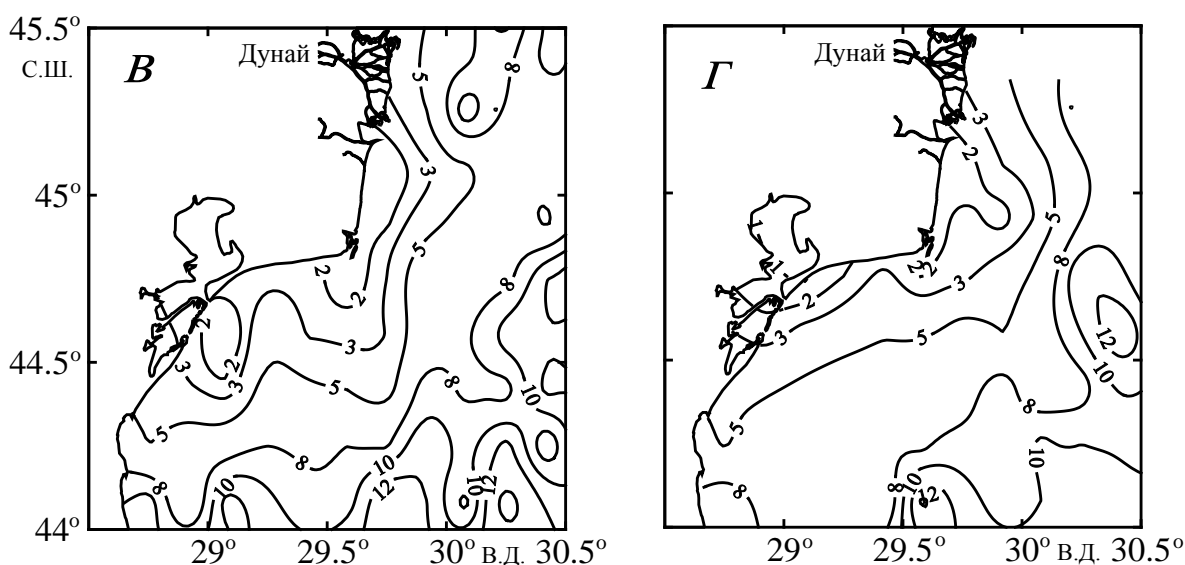


Рис. 1. Распределение глубины видимости белого диска (м) в зимний (а), весенний (б), летний (в) и осенний (г) периоды.

Внутригодовые изменения  $Z_6$  в основном связаны с изменениями содержания взвешенного вещества, которые, в свою очередь, зависят от изменчивости объемов речного стока и региональных метеоусловий. Минимальные значения  $Z_6$  наблюдаются во время половодья (в мае – июне), когда увеличивается содержание взвешенного вещества [1, 3]. В летне-осенний период прозрачность вод повышается, что объясняется понижением биомассы фитопланктона и уменьшением объема стока Дуная. Пониженные значения  $Z_6$  наблюдались в зимне-весенний период в течение 1963 – 1998 гг. на разрезе по  $44^{\circ}10'$  с.ш., отстоящем от устьевой зоны Дуная в южном направлении на расстоянии более 100 км (рис. 2).

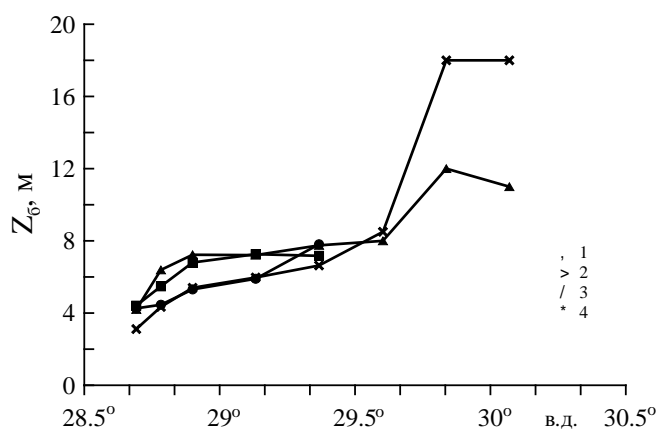


Рис. 2 Среднегодовое распределение  $Z_6$  на разрезе по  $44^{\circ}10'$  с.ш. в январе (1), мае (2), июле (3), и ноябре (4).

Отметим резкое увеличение прозрачности (особенно весной), наблюдаемое на расстоянии  $\sim 70$  км от берега и связанное с границей трансформированных вод Дуная и вод открытого моря. Сезонные изменения положения этой границы и ширины зоны трансформации прослеживаются по положению изолиний  $Z_6 = 5 - 7$  м (рис. 3), которые соответствует значению солёности 16 – 17‰,

принятой за границу зоны трансформации [1, 4]. В полноводном 1977 г. (рис. 3, б) граница этой зоны была более удалена от берега по сравнению с маловодным 1972 г. (рис. 3, а).

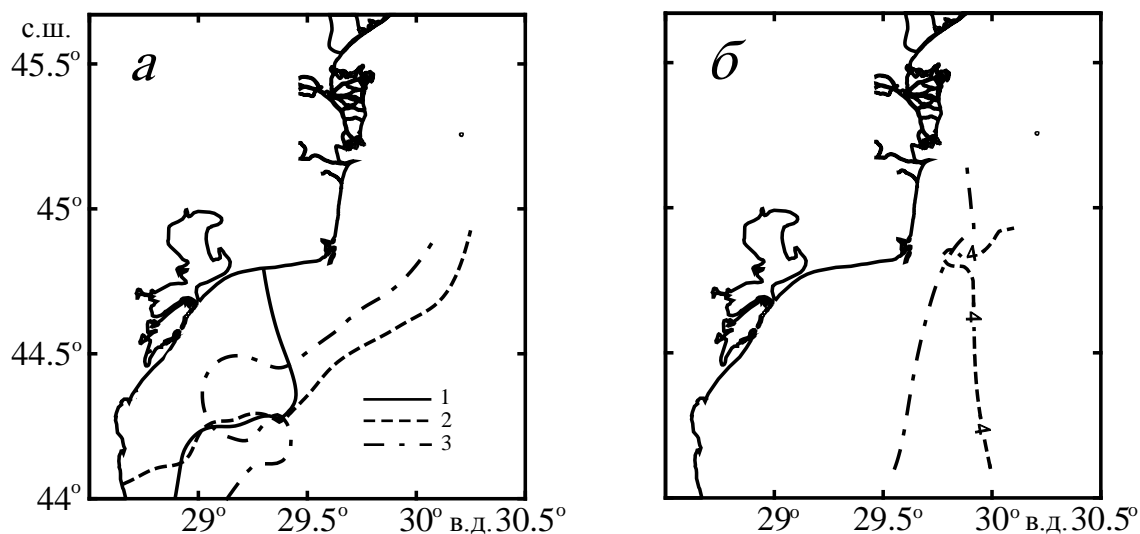
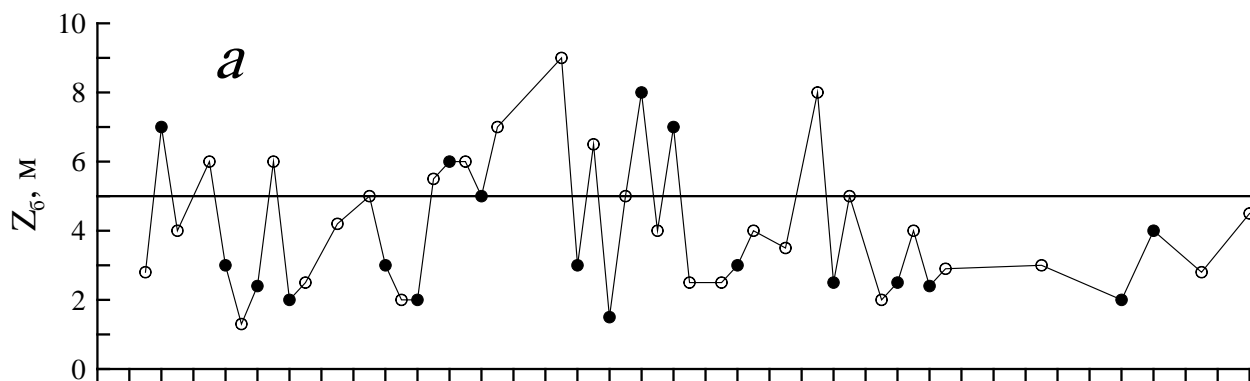


Рис. 3. Положение изолинии  $Z_6 = 5$  м в 1972 г. (а) и 1977 г. (б) в зимний (1), весенний (2) и летний (3) периоды.

Межгодовые изменения прозрачности в прибрежном районе СЗЧМ также зависят от изменения объемов речного стока. Такие изменения  $Z_6$  в двух точках на разрезе по  $44^{\circ}10'$  с.ш. в зимне-весенний период показаны на рис. 4. В прибрежной зоне ( $\sim 15$  км от берега) трансформированные речные воды с прозрачностью  $Z_6 = 5 - 6$  м в основном были зарегистрированы в годы с относительно высоким объемом стока Дуная (1968 – 1971, 1979 – 1982, 1985 – 1988) (рис. 4, а). В годы с пониженным стоком (1964, 1973 – 1976, 1984) прозрачность вод в этой зоне была выше 6 – 7 м, что, видимо, свидетельствует о практически полной трансформации речных вод. На станции, отстоящей от берега на расстоянии 57 – 60 км, прозрачность в среднем была выше по сравнению с прибрежным районом (рис. 4, б). В то же время в годы, когда объем стока Дуная был выше среднего, здесь также наблюдались трансформированные речные воды.



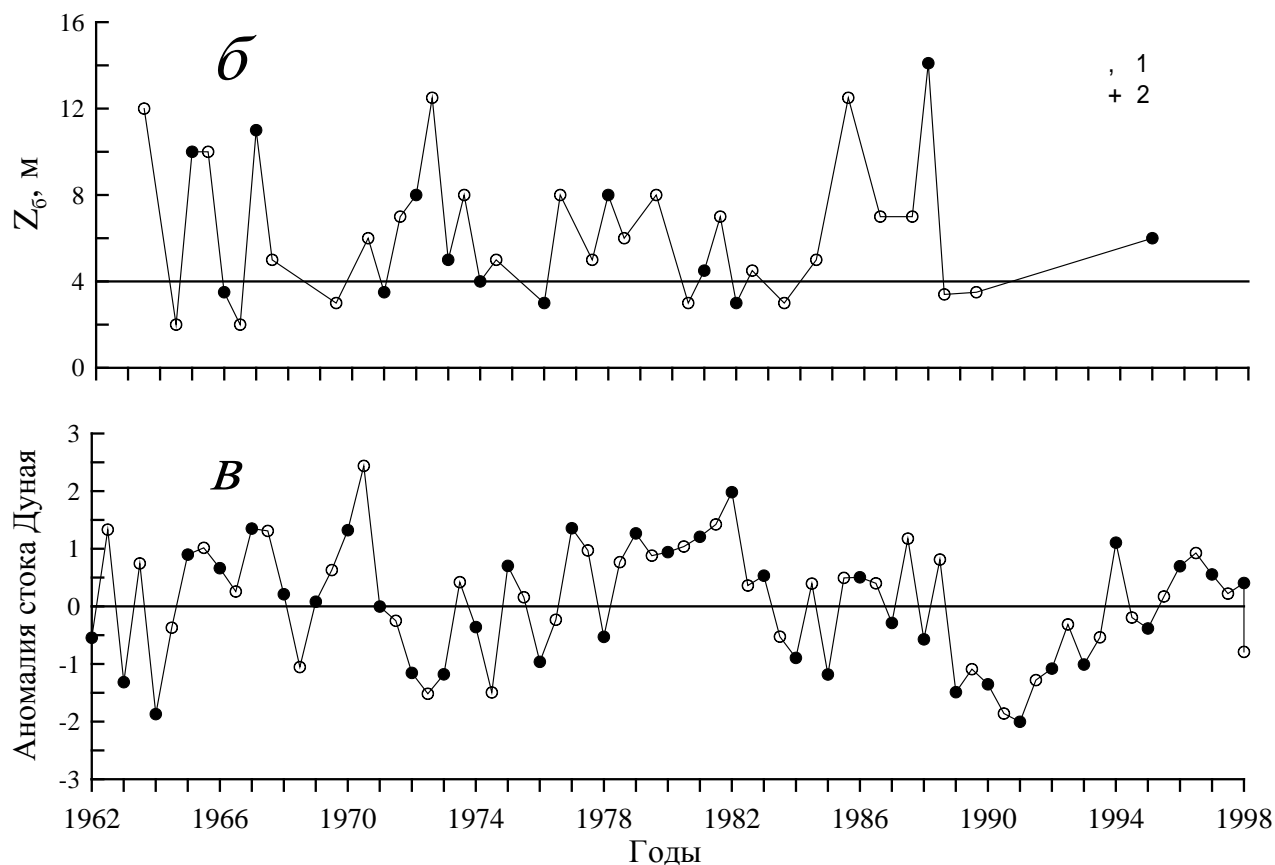


Рис. 4. Межгодовое распределение  $Z_6$  на разрезе по  $44^{\circ}10'$  с.ш. в точках с координатами  $28^{\circ}47'$  в.д. (а) и  $29^{\circ}22'$  в.д. (б) и аномалия объема стока Дуная (в) в зимний (1) и весенний (2) периоды.

1. *Большаков В.С.* Трансформация речных вод в Черном море. Киев: Наукова думка, 1970. 328 с.
2. *Андрианова О.Р., Овчинников И.М.* Особенности трансформации распресненных вод в западной части Черного моря // Метеорол. и гидрол. 1991. № 7. С. 74–79.
3. *Агафонов Е.А., Кукушкин А.С., Прохоренко Ю.А.* Исследование распространения речных вод в северо-западной части Черного моря в весенний гидрологический сезон // Метеорол. и гидрол. 2000. № 8. С. 93–101.
4. *Кукушкин А.С., Агафонов Е.А., Бурлакова З.П., Еремеева Л.В.* Изменчивость прозрачности и содержания взвешенного вещества в поверхностном слое северо-западной части Черного моря // Океанология. 2004. Т. 44. № 6. С. 870–881.

## ВОССТАНОВЛЕНИЕ ЗНАЧЕНИЙ ПРОЗРАЧНОСТИ МОРСКОЙ ВОДЫ НА ОСНОВЕ МОДЕЛИРОВАНИЯ МЕТОДОМ НЕЙРОННЫХ СЕТЕЙ

А.С. Лубков, Е.Н. Воскресенская, А.С. Кукушкин

Морской гидрофизический институт, 99011, г. Севастополь, ул. Капитанская, 2

E-mail: andrey-ls@bigmir.net

*Ключевые слова:* прозрачность, диск Секки, восстановление, нейронная сеть

Описаны результаты восстановления значений глубины видимости диска Секки по данным наблюдений в 1963 – 2000 гг. в северо-западной части Черного моря при помощи метода нейронных сетей. Восстановленные значения сопоставлены с измеренными, а в период их отсутствия (2001 – 2010 гг.) со значениями концентрации хлорофилла.

Прозрачность воды может служить хорошим индикатором распространения загрязненных береговых стоков в море из-за больших различий в концентрациях взвешенных и растворенных веществ в этих стоках и морской воде, сохраняющихся на значительных удалениях от берега [1]. Поэтому изучение прозрачности вод в прибрежной и шельфовой зонах Черного моря в условиях их прогрессирующего загрязнения и эвтрофикации представляет несомненный интерес.

Немногочисленные данные по прозрачности вод в северо-западной части моря не позволили с достаточной степенью достоверности рассмотреть ее межгодовую изменчивость [2]. Компенсировать их отсутствие возможно расчетным путем с использованием модельных расчетов.

В работе использовались среднемесячные данные измерений глубины видимости диска Секки в придунайском районе Черного моря в течение 1963 – 2000 гг. В связи с нерегулярностью проведения экспедиционных работ в рядах данных встречаются пропуски. Поэтому для установления закономерностей формирования аномалий оптических характеристик необходимо иметь непрерывные ряды данных. Для этого была предпринята попытка восстановить ряд на основе имеющихся данных. В качестве предикторов использовались климатические сигналы системы океан-атмосфера и их безразмерные индексы, представляющие нормированные разности атмосферного давления в специфических регионах: NAO (североатлантическое колебание), AO (арктическое), EA (восточноатлантическое), EA/WR (осцилляция между восточной Атлантикой и западной частью России), SCAND (скандинавское), P/E (полярно-евразийское), PNA (тихоокеанско-североамериканское), WP (колебание на западе Тихого океана), SOI (Южное колебание) и PDO (тихоокеанская декадное колебание) [4, 5, 6].

**Методика.** Для восстановления данных использовалась нейронная сеть (НС), представляющая однослойный перцептрон с учителем. Её обучение осуществлялось методом обратного распространения ошибки. В качестве входных сигналов взяты индексы глобальных осцилляций с опережением на один и более месяцев их проявления в черноморском регионе. На выходе НС

имеет один нейрон (рис. 1). В качестве учителя использовалась часть ряда данных наблюдений глубины видимости диска Секки. На основе имеющихся входных данных НС может не только восстанавливать ряд, но и прогнозировать его изменения. Используемая в модели функция активации – сигмоидальная биполярная:  $f(x) = \tanh(\beta x)$  [3].

На предварительном этапе выполнялся поиск связей между индексами и глубиной видимости диска. В ходе обучения НС на каждом шаге итераций оценивались и сопоставлялись коэффициенты корреляции между данными наблюдений и продуктом модели. После завершения цикла определялся максимальный коэффициент корреляции и соответствующей ей номер итерации, на основе которого далее строилась НС. Величина коэффициента корреляции использовалась для процесса отбора лучшего результата.

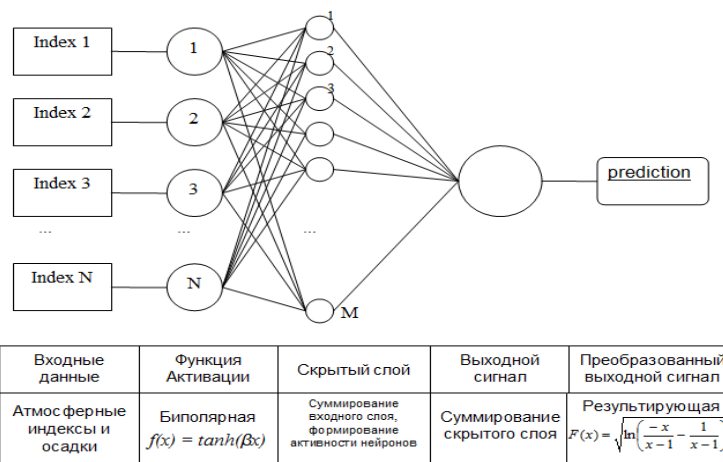


Рис. 1. Структура однослойного перцептрона с одним нейроном на выходе, Index – используемый предиктор, 1..N – преобразованные сигналы предикторов, 1..M – скрытый слой, prediction – обратно преобразованный сигнал выходного нейрона.

Практическое решение задачи показало, что поведение НС не всегда предсказуемо. Используя одни и те же предикторы можно получить существенное различие прогнозов при изменении количества нейронов скрытого слоя или стартовых весов. В то же время, не все предикторы, показавшие возможную связь с глубиной видимости, следует использовать одновременно из-за возможной их ортогональности. Поэтому в ходе работы были перебраны все возможные комбинации предикторов и для каждой из них находились максимальные величины корреляции и соответствующие им итерации. Все стартовые веса приравнивались к константе, равной 0,6. Для восстановления данных были отобраны наиболее удачные конструкции НС. Установлено, что в случае ограниченного количества осредненных за месяц исходных данных не всегда было возможным восстановить среднемесячные ряды. Минимальное количество значений, необходимое для обучения и теста, должно составлять 13–15 значений. В случаях недостатка исходных данных проводилось восстановление рядов по сезонам.

Восстановление данных по прозрачности воды проводилось для сезонов и отдельно для месяцев, в достаточной степени обеспеченных данными (рис. 2, 3). Оценка результатов восстановления выполнялась сопоставлением их с данными наблюдений (таблица). Отметим, что для повышения качества восстановления следует брать промежуток времени не менее двух климатических периодов: один период для обучения, второй период для тестирования модели.

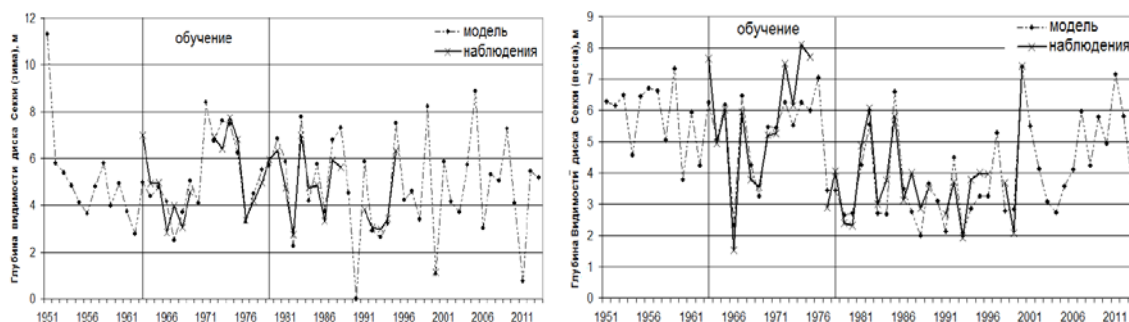


Рис. 2. Межгодовые изменения наблюдаемой (сплошная линия) и восстановленной (штрих-пунктирная линия) глубины видимости диска Секки в зимний (слева) и весенний (справа) сезоны.

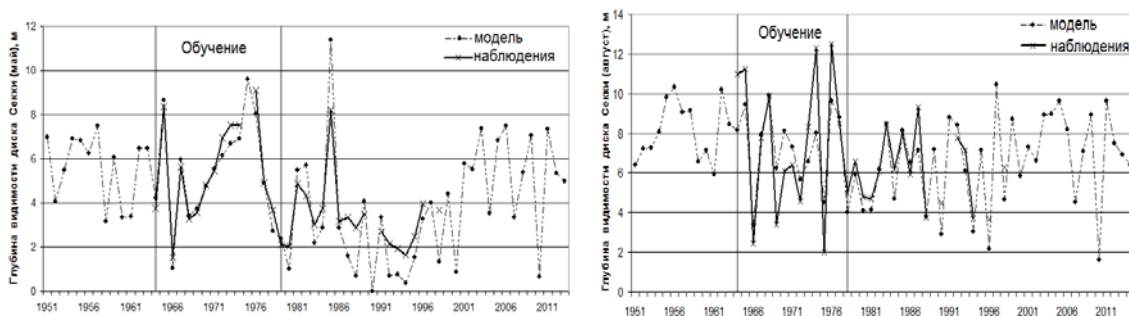


Рис. 3. Межгодовые изменения наблюдаемой (сплошная линия) и восстановленной (штрих-пунктирная линия) среднемесячной глубины видимости диска Секки в мае (слева) и августе (справа).

Поскольку восстановление значений прозрачности проводилось по полученным в 1963 – 2000 гг. данным, то полученные в период с 2001 по 2013 годы данные, когда наблюдения прозрачности не проводились, желательно было проверить. Для проверки использовались спутниковые данные (сканер Sea WiFS) наблюдаемых в исследуемом районе среднемесячных значений концентрации хлорофилла, которые в основном определяют прозрачность воды [2]. Приведенные на рис. 4 межгодовые изменения нормированных значений аномалий концентрации хлорофилла и глубины видимости диска Секки показали, что характер этих изменений находится в противофазе. Увеличение концентрации хлорофилла (положительная аномалия) приводит к понижению прозрачности (отрицательная аномалия) и наоборот. Коэффициент корреляции между ними в мае составил  $-0,41$ , в августе  $-0,62$ , что подтверждает приемлемое для практики качество восстановления.



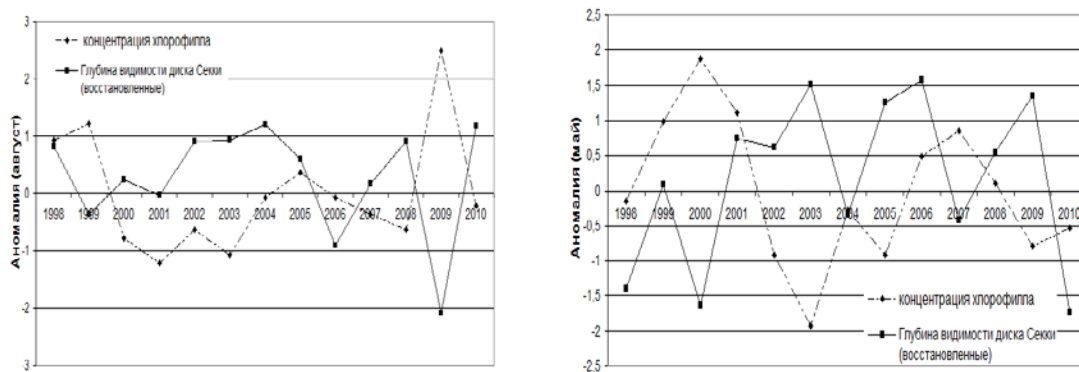


Рис. 4. Аномалии концентрации хлорофилла и глубины видимости диска Секки в августе (слева) и в мае (справа)

### Оценка результатов моделирования

Сезон/месяц	Тест	Длина ряда тестовой выборки	Обучение	Длина ряда обучающей выборки	Среднеквадратическое отклонение модели, м
Зима	0,95	15	0,83	15	1,48
Весна	0,90	20	0,92	15	0,88
Лето	0,91	22	0,81	15	0,89
Май	0,94	17	0,97	15	1,44
Август	0,90	16	0,84	15	1,06
Сентябрь	0,94	15	0,91	13	1,21

1. Агафонов Е.А., Кукушкин А.С., Прохоренко Ю.А. Исследование распространения речных вод в северо-западной части Черного моря в весенний гидрологический сезон // Метеорол. и гидрол. 2000. № 8. С. 93–101.
2. Кукушкин А.С., Воскресенская Е.Н., Маслова В.Н. Особенности формирования поля прозрачности в поверхностном слое северо-западной части Черного моря в зимне-весенний период // Оптика атмосферы и океана. 2010. Т. 23. № 8. С. 730–736.
3. Осовский С. Нейронные сети для обработки информации – М.: Финансы и статистика, 2002. 344 с.
4. URL: <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/telecontents.shtml>
5. URL: <http://www.cgd.ucar.edu/cas/catalog/climind/SOI.signal.ascii>
6. URL: <http://jisao.washington.edu/pdo/PDO.latest>

# МОДЕЛИРОВАНИЕ СКР-ЛИДАРНОГО СИГНАЛА ДЛЯ ЛОКАЛИЗОВАННОГО ИСТОЧНИКА ЗАГРЯЗНЕНИЯ АТМОСФЕРЫ

С.М. Бобровников<sup>1,2</sup>, Е.В. Горлов<sup>1,2</sup>, В.И. Жарков<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН

<sup>2</sup> Национальный исследовательский Томский Государственный Университет

E-Mail: bsm@iao.ru; gorlov\_e@iao.ru; zharkov@iao.ru

**Ключевые слова:** лидар, комбинационное рассеяние, газовый анализ, атмосфера.

## Аннотация

Рассмотрена математическая модель процесса зондирования атмосферы на основе эффекта СКР в УФ области спектра. Разработанная модель позволяет, опираясь на спектроскопическую информацию об объекте обнаружения, параметры среды распространения излучения и параметры приемопередающей аппаратуры, рассчитывать величину ожидаемого лидарного сигнала и оптимизировать характеристики СКР-лидара. Представлены результаты расчетов дистанционного обнаружения паров некоторых химических соединений в атмосфере с помощью СКР-лидара, построенного на базе эксимерного лазера на среде KrF.

Особое место в исследовании газового состава атмосферы занимают лидарные методы. Эти методы наиболее перспективны, т.к. позволяют получать информацию о пространственно-временном распределении примесей в атмосфере дистанционно и оперативно. Возможность регистрации всех компонентов спектра одновременно в широком диапазоне частотных сдвигов делает метод на основе эффекта *спонтанного комбинационного рассеяния* (СКР) привлекательным для дистанционной диагностики окружающей среды.

Использование многоканального спектроанализатора в приемной аппаратуре СКР-лидара имеет свои особенности и требует единого подхода при проектировании лидарной системы, который позволил бы осуществить согласование всех элементов приемопередающего оптического тракта лидара. При этом выбор источника возбуждающего излучения является важным этапом разработки СКР-лидара, во многом определяющим его облик и потенциальные возможности.

При создании систем дистанционного контроля химического состава окружающей среды с небольшой дальностью действия (5–300 м), когда возрастание потерь не столь существенно сказывается на потенциале лидара, лазерный источник с длиной волны излучения короче 250 нм кажется достаточно привлекательным, поскольку обеспечивает как высокое сечение взаимодействия (в том числе за счет возможного предрезонансного усиления), так и выгодное расположение частотных сдвигов в «солнечно-слепой» области спектра (200–300 нм). При этом вероятность перекрытия спектров СКР и флуоресценции существенно меньше, чем при возбуждении более длинноволновым излучением [1, 2]. Именно поэтому при проектировании

СКР-лидара в качестве источника возбуждающего излучения был выбран эксимерный лазер на среде KrF (длина волны излучения 248,3 нм) [3].

Перед проектированием СКР-лидара нужно провести количественные оценки величины ожидаемого сигнала и оптимизировать характеристики лидара. Для решения этой задачи, очевидно, необходимо построить математическую модель процесса зондирования с использованием эффекта СКР. При этом в качестве входных данных модели, неизбежно, потребуется как спектроскопическая информация об объектах обнаружения, так и полный набор сведений о свойствах среды распространения излучения, так же как и необходимые технические характеристики компонентов аппаратуры лидара.

В самом общем случае, мощность лидарного отклика за один лазерный импульс можно записать в виде интеграла свертки:

$$P(t) = \int_0^t S(t-\tau) \cdot H(r_0, \tau) d\tau, \quad (1)$$

где  $S(t)$  – форма лазерного импульса;  $H(r_0, t)$  или  $H(r_0, r)$  – импульсная переходная характеристика системы лидар-атмосфера, при фокусировке приемопередатчика на расстояние  $r_0$ ;  $r$  – расстояние от лидара до рассеивающего слоя;  $t$  – временная координата сигнала, связанная с расстоянием  $r$  через скорость распространения светового импульса:

$$t = \frac{2 \cdot r}{c}, \quad (2)$$

где  $c$  – скорость света.

Импульсную переходную характеристику системы лидар-атмосфера можно записать как:

$$H(r_0, r) = \frac{A}{r^2} \cdot K_0(\lambda_x) \cdot \eta(\lambda_x) \cdot T(\lambda_0, r) \cdot T(\lambda_x, r) \cdot \beta_\pi(\lambda_x, r_0, r) \cdot g(r_0, r), \quad (3)$$

где  $A$  – площадь приемной апертуры;  $K_0(\lambda_x)$  – коэффициент пропускания приемного оптического тракта лидара;  $\eta(\lambda_x)$  – квантовая эффективность фотодетектора;  $\lambda_x$  – длина волны принимаемого излучения;  $\lambda_0$  – длина волны зондирующего излучения;  $T(\lambda_0, r)$  и  $T(\lambda_x, r)$  – спектральная прозрачность атмосферы для излучения с длиной волны  $\lambda_0$  и  $\lambda_x$  соответственно;  $\beta_\pi(\lambda_x, r_0, r)$  – коэффициент обратного рассеяния;  $g(r_0, r)$  – геометрическая функция лидара.

Для лидара, использующего эффект СКР, коэффициент обратного рассеяния можно выразить через сечение СКР и концентрацию [4]:

$$\beta_\pi(\lambda_x, r_0, r) = \frac{d\sigma(\lambda_x)}{d\Omega} \cdot C_n(r_0, r), \quad (4)$$

где  $d\sigma(\lambda_x)/d\Omega$  – дифференциальное сечение СКР назад исследуемого компонента,  $C_n(r_0, r)$  – концентрация исследуемого компонента.

С учетом того, что сечение СКР не зависит от плотности мощности лазерного импульса и при условии интегрирования лидарного сигнала по всей трассе зондирования, можно при вычислении интеграла от выражения (9) воспользоваться свойством преобразования Фурье для свертки. Тогда энергия, поступающая на фотоприемник со всей трассы, за один лазерный импульс при фокусировке передатчика и приемника на расстояние  $r_0$  вычисляется как:

$$E(r_0) = \int_0^{\infty} P(t) dt = \int_0^{\infty} S(t) dt \cdot \int_0^{\infty} H(r_0, r) dr \quad (5)$$

С учетом:

$$\int_0^{\infty} S(t) dt = \int_0^{\tau_0} S(t) dt = W \quad (6)$$

где  $\tau_0$  – эффективная длительность лазерного импульса,  $W$  – энергия в лазерном импульсе уравнение (5) примет вид:

$$E(r_0) = \int_0^{\infty} P(t) dt = W \cdot \int_0^{\infty} H(r_0, r) dr \quad (7)$$

С учетом (3) и (7) величина лидарного сигнала в числах фотонов за один лазерный импульс при фокусировке передатчика на расстояние  $r_0$ , примет вид:

$$N(r_0) = n_0 \cdot A \cdot K_0(\lambda_x) \cdot \eta(\lambda_x) \cdot \frac{d\sigma(\lambda_x)}{d\Omega} \int_0^{\infty} \frac{1}{r^2} \cdot T(\lambda_0, r) \cdot T(\lambda_x, r) \cdot C_n(r_0, r) \cdot g(r_0, r) dr \quad (8)$$

где  $n_0$  – число фотонов в лазерном импульсе, определяемое выражением:

$$n_0 = \frac{W \cdot \lambda_0}{h \cdot c} \quad (9)$$

где  $h$  – постоянная Планка.

Расчет лидарного сигнала требует информации о параметрах лидара и об объекте исследований. С учетом выбранного лазерного источника (эксимерный лазер на среде KrF) и требований предъявляемых к спектральной аппаратуре лидара можно рассчитать параметры лидарной системы. Предполагаемые технические характеристики СКР-лидара представлены в таблице 1.

Технические характеристики СКР-лидара

Приемная оптическая система:	
Диаметр приемной апертуры, мм	240
Лазер:	
Длина волны излучения, нм	248,3
Ширина линии излучения, см <sup>-1</sup>	1
Энергия в импульсе, мДж	20
Частота повторения импульсов, Гц	100
Блок спектральной селекции:	
Спектральное разрешение, см <sup>-1</sup>	8
Коэффициент пропускания (250–270 нм), %	50
Фотодетектор:	
Квантовая эффективность (250–270 нм), %	13

С помощью модели (8) был проведен расчет лидарных откликов при зондировании паров некоторых химических соединений (четырёххлористого углерода, ацетона и двуокиси серы), на которых предполагалось проводить оценку чувствительности СКР-лидара. При этом рассчитывались зависимости времени обнаружения вещества от дальности обнаружения при фокусировке приемопередающей системы лидара в область локализации паров загрязняющего вещества. При этом протяженность облака паров загрязняющих веществ вдоль трассы зондирования принималась равной 10 м ( $\pm 5$  м от плоскости фокусировки приемопередающей системы лидара) с однородной концентрацией 1 ppm (рисунок 1).

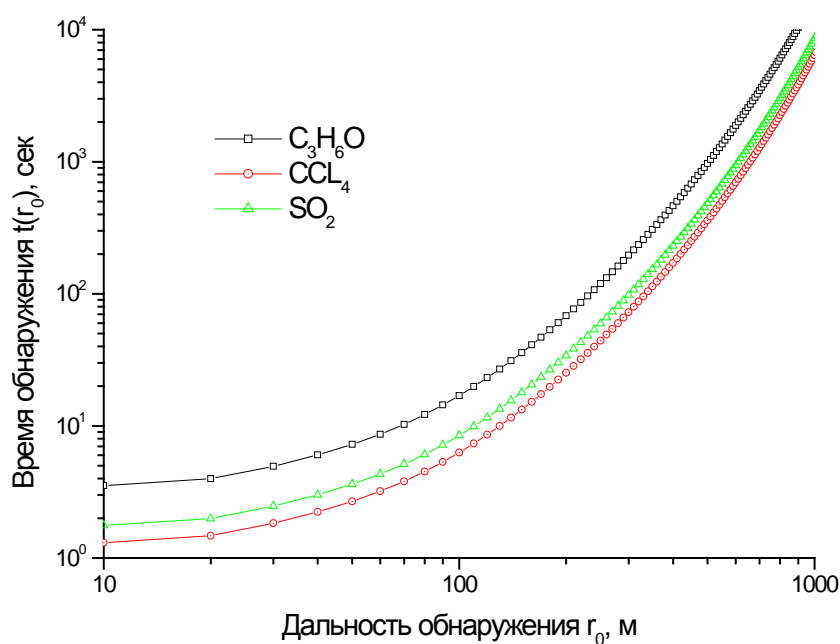


Рисунок 1 – Зависимость времени обнаружения загрязняющих веществ от дальности обнаружения

Как видно из рисунка, времена обнаружения исследуемых загрязняющих веществ существенно отличаются, что объясняется различием их дифференциальных сечений СКР. Также из рисунка видно, что попытка обнаружения загрязняющих веществ на больших дальностях (более 500 м) приводит к нелинейному возрастанию времени измерения и потере оперативности контроля. Это обстоятельство объясняется ослаблением сигналов СКР за счет интенсивного поглощения атмосферным озоном. Результаты расчетов показывают, что увеличение времени накопления сигнала позволяет сохранить предельную чувствительность СКР-лидарного метода при обнаружении загрязняющих компонентов атмосферы на дальностях до 500 м.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке гранта Президента РФ по поддержке ведущих научных школ НШ-4714.2014.5.

1. Ray M.D., Sedlacek A.J. Ultraviolet mini-Raman lidar for stand-off, *in-situ* identification of chemical surface contaminants // Rev. Sci. Inst. 2000. V. 71, N 9. P. 3485-3489.
2. Arthur J.S, and Mark D.R. Short-range, Non-contact Detection of Surface Contamination Using Raman Lidar // Proc. SPIE 4577. 2001. P. 95–104.
3. Бобровников С.М., Горлов Е.В., Жарков В.И. Лидар для обнаружения взрывчатых веществ // Изв. вузов. Физика. – 2012. – №9/2. С. 276–279.
4. Лазерный контроль атмосферы / Под ред. Э.Д. Хинкли М.: Мир, 1979. – 416 с.

**ПАССИВНОЕ ИК ЗОНДИРОВАНИЕ АТМОСФЕРНЫХ ГАЗОВ СО СПУТНИКА С  
ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ИСКУССТВЕННО СОЗДАНЫХ КОРРЕЛЯЦИОННЫХ  
СПЕКТРАЛЬНЫХ ФИЛЬТРОВ**

С.Ф. Баландин

Институт оптики атмосферы имени В.Е. Зуева СО РАН

634021, г.Томск, пл. Академика Зуева, 1

E-mail:bal@iao.

Предложен новый метод оптической корреляционной фильтрации атмосферных спектров для восстановления содержания атмосферных газов в вертикальных слоях атмосферы. Рассчитаны аппаратурные функции и их погрешности за счёт влияния паров воды в нижнем слое атмосферы для восстановления  $\text{CO}_2$  в спектральном диапазоне 1038-1088  $\text{cm}^{-1}$ .

Высокое быстродействие прибора, возможность использования слабых естественных источников зондирующего излучения, малая чувствительность к вариациям его яркости, минимальный поток выходных данных выгодно отличают газокорреляционную радиометрию [1,2] от других оптических методов дистанционного анализа атмосферных газов (классической спектрорадиометрии, диодной спектроскопии, лидаров и даже Фурье-спектроскопии). Эти преимущества особо ощутимы, когда требуется оперативное картографирование распределения конкретного газа в фиксированном слое атмосферы. Однако в ряде случаев прямое применение данного метода для спутниковых измерений может оказаться сильно затруднённым или даже не реализуемым по техническим причинам, например, при использовании химически активных газов или слишком большом оптическом пути излучения в корреляционной кювете. Для решения этой проблемы в данной работе рассматривается метод корреляционной спектральной селекции сигналов без использования газовых кювет.

### **1. Методика калибровки каналов.**

Тепловое ИК излучение Земли проходит атмосферу и попадает на телескоп Полосовой фильтр вырезает исследуемый участок спектра. Далее излучение поступает в спектроанализатор, где разлагается в спектр и регистрируется фотоматрицей, электрические сигналы с которой разделяются на два канала А и В и, затем, направляются в компьютер 10. При этом, сигнал по каналу В проходит корреляционный фильтр, где осуществляется его математическая фильтрация на линиях поглощения измеряемого газа по аналогии с газовым корреляционным фильтром. Для предварительной оценки возможностей проведения измерений полей концентраций атмосферных газов данным методом мы на данном этапе исследований

будем учитывать только тепловое излучение Земли и его спектральное ослабление на атмосферной трассе. Полосовой фильтр имеет прямоугольную спектральную характеристику в интервале  $\delta\lambda = (\lambda_1 - \lambda_2)$ , и соответствует полосе поглощения измеряемого примесного газа в атмосфере. Тогда разность и сумму измеряемых сигналов  $U_1, U_2$  по каналам **A** и **B** можно представить в виде.

$$\left. \begin{aligned} U_1 - U_2 &= \langle I_0(\lambda) c_1(\lambda) T_{\text{атм}}(\lambda) T_{\text{ф}}(\lambda) \rangle_{\Delta\lambda} - \langle I_0(\lambda) c_2(\lambda) T_{\text{атм}}(\lambda) \rangle_{\Delta\lambda} \\ U_1 + U_2 &= \langle I_0(\lambda) c_1(\lambda) T_{\text{атм}}(\lambda) T_{\text{ф}}(\lambda) \rangle_{\Delta\lambda} + \langle I_0(\lambda) c_2(\lambda) T_{\text{атм}}(\lambda) \rangle_{\Delta\lambda} \end{aligned} \right\}, \quad (1)$$

где  $I_0(\lambda)$  – интенсивность теплового собственного излучения земной поверхности;  $c_1(\lambda), c_2(\lambda)$  – передаточные функции по каналам **A** и **B**, зависящие от оптических и электрических свойств этих каналов;  $T_{\text{атм}}(\lambda)$  – функция пропускания атмосферного канала на трассе Земля-спутник;  $T_{\text{ф}}(\lambda)$  – математическая функция применяемого корреляционного спектрального фильтра.

Если  $I_0(\lambda), c_1(\lambda), c_2(\lambda)$  не зависят от  $\lambda$  спектральном интервале измерений  $\delta\lambda$ , то

$$\left. \begin{aligned} U_1 - U_2 &= I_0 \left[ c_1 \langle T_{\text{атм}}(\lambda) T_{\text{ф}}(\lambda) \rangle_{\Delta\lambda} - c_2 \langle T_{\text{атм}}(\lambda) \rangle_{\Delta\lambda} \right] \\ U_1 + U_2 &= I_0 \left[ c_1 \langle T_{\text{атм}}(\lambda) T_{\text{ф}}(\lambda) \rangle_{\Delta\lambda} + c_2 \langle T_{\text{атм}}(\lambda) \rangle_{\Delta\lambda} \right] \end{aligned} \right\}, \quad (2)$$

где 
$$\langle T_{\text{атм}}(\lambda) \rangle_{\Delta\lambda} = 1/\delta\lambda \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} e^{-\tau_{\text{атм}}(\lambda)} d\lambda, \quad (3)$$

$$\langle T_{\text{атм}}(\lambda) T_{\text{ф}}(\lambda) \rangle_{\Delta\lambda} = 1/\delta\lambda \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} e^{-\tau_{\text{атм}}(\lambda)} e^{-\tau_{\text{ф}}(\lambda)} d\lambda, \quad (4)$$

Калибровку сигналов  $U_1$  и  $U_2$  производим в отсутствии атмосферы и измеряемого газа. В этом случае

$$U_1 - U_2 = I_0 \left[ c_1 \langle T_{\text{атм}}(\lambda) T_{\text{ф}}(\lambda) \rangle_{\Delta\lambda} - c_2 \langle T_{\text{атм}}(\lambda) \rangle_{\Delta\lambda} \right] = 0. \quad (5)$$

При 
$$T_{\text{атм}}(\lambda) = 1, \quad \langle T_{\text{атм}}(\lambda) \rangle_{\Delta\lambda} = 1, \quad (6)$$

$$\left[ c_1 \langle T_{\text{ф}}(\lambda) \rangle_{\Delta\lambda} - c_2 \right] = 0, \quad (7)$$

Тогда 
$$\langle T_{\text{ф}}(\lambda) \rangle_{\Delta\lambda} = c_2 / c_1. \quad (8)$$



Определим измеряемую аппаратурную функцию в виде:

$$\Gamma = \frac{c_1 \langle T_{\text{атм}}(\lambda) T_{\text{ф}}(\lambda) \rangle_{\Delta\lambda} - c_2 \langle T_{\text{атм}}(\lambda) \rangle_{\Delta\lambda}}{c_1 \langle T_{\text{атм}}(\lambda) T_{\text{ф}}(\lambda) \rangle_{\Delta\lambda} + c_2 \langle T_{\text{атм}}(\lambda) \rangle_{\Delta\lambda}} \quad (9)$$

$$= \frac{[\langle T_{\text{ф}}(\lambda) T_{\text{атм}}(\lambda) \rangle_{\Delta\lambda} - \langle T_{\text{ф}}(\lambda) \rangle_{\Delta\lambda} \langle T_{\text{атм}}(\lambda) \rangle_{\Delta\lambda}]}{[\langle T_{\text{ф}}(\lambda) T_{\text{атм}}(\lambda) \rangle_{\Delta\lambda} + \langle T_{\text{ф}}(\lambda) \rangle_{\Delta\lambda} \langle T_{\text{атм}}(\lambda) \rangle_{\Delta\lambda}]},$$

где  $\langle T_{\text{ф}}(\lambda) \rangle_{\Delta\lambda} = \frac{1}{\delta\lambda} \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} e^{-\tau_{\text{ф}}} d\lambda$  - (10)

спектральная функция пропускания корреляционного фильтра. Функция пропускания атмосферного канала может быть выражена в виде:

$$\langle T_{\text{атм}}(\lambda) \rangle_{\Delta\lambda} = \prod_{i=1}^n \prod_{j=1}^k \langle T_{\text{атм}}(\lambda) \rangle_{ij}, \quad (11)$$

где индекс  $j$  относится к газам, содержащимся в  $i$  слое атмосферы. При калибровке каналов

$$\langle T_{\text{атм}}(\lambda) \rangle_{\Delta\lambda} = \langle T_{\text{кал}}(\lambda) \rangle_{\Delta\lambda}, \quad T_{\text{атм}}(\lambda) = T_{\text{кал}}(\lambda) \quad (12)$$

и соотношение (9) преобразуется к виду

$$\Gamma = \frac{[\langle T_{\text{ф}}(\lambda) T_{\text{кал}}(\lambda) \rangle_{\Delta\lambda} - \langle T_{\text{ф}}(\lambda) \rangle_{\Delta\lambda} \langle T_{\text{кал}}(\lambda) \rangle_{\Delta\lambda}]}{[\langle T_{\text{ф}}(\lambda) T_{\text{кал}}(\lambda) \rangle_{\Delta\lambda} + \langle T_{\text{ф}}(\lambda) \rangle_{\Delta\lambda} \langle T_{\text{кал}}(\lambda) \rangle_{\Delta\lambda}]} \quad (13)$$

Из (13) видно, что при выполнении условий калибровки измеряемая функция  $\Gamma$  не зависит от интенсивности теплового излучения поверхности Земли. В случае, если  $I_0(\lambda)$  зависит от  $\lambda$  спектральном интервале  $\delta\lambda$ , то аппаратурная функция

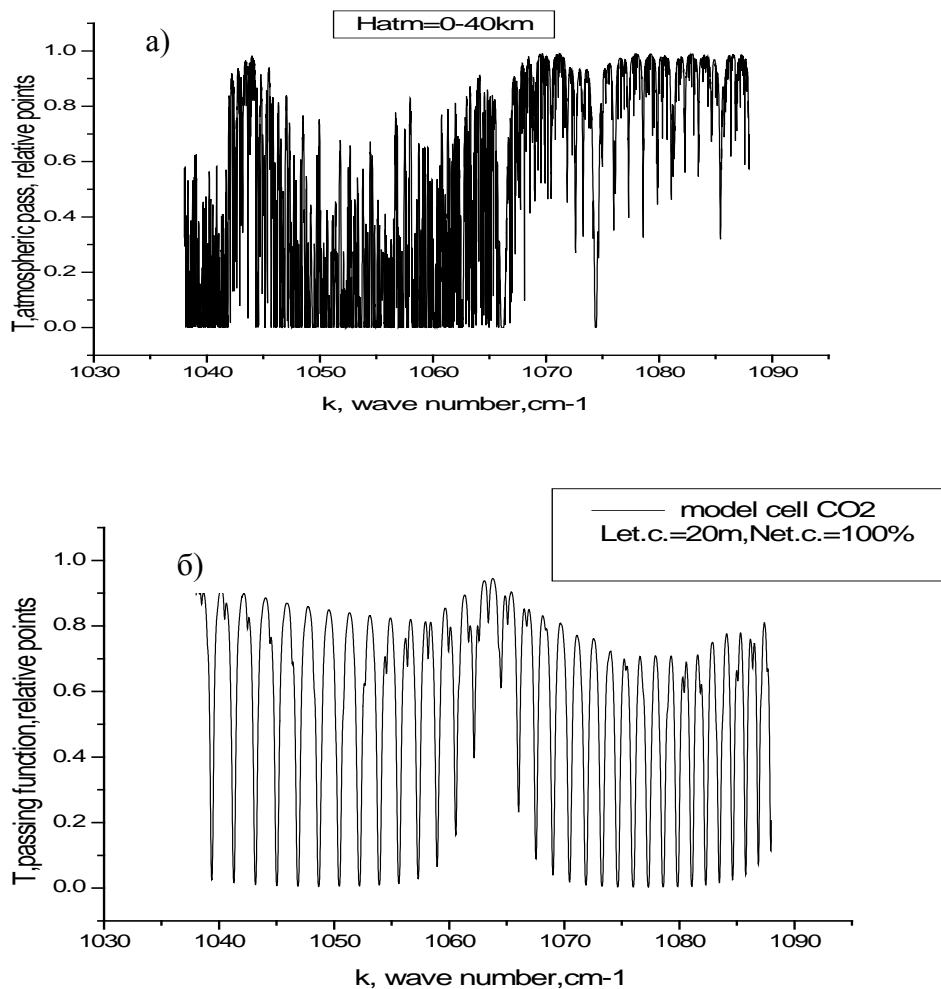
$$\Gamma = \left\{ \frac{[\langle I_0(\lambda) T_{\text{ф}}(\lambda) T_{\text{атм}}(\lambda) \rangle_{\Delta\lambda} - \langle T_{\text{ф}}(\lambda) \rangle_{\Delta\lambda} \langle I_0(\lambda) T_{\text{атм}}(\lambda) \rangle_{\Delta\lambda}]}{C249} \right\}$$

$$\left[ \langle I_0(\lambda) T_{\phi}(\lambda) T_{\text{атм}}(\lambda) \rangle_{\Delta\lambda} + \langle T_{\phi}(\lambda) \rangle_{\Delta\lambda} \langle I_0(\lambda) T_{\text{атм}}(\lambda) \rangle_{\Delta\lambda} \right] \quad (14)$$

также зависит от интенсивности теплового потока с поверхности Земли и эту зависимость необходимо учитывать в расчётах.

## 2. Результаты расчёта аппаратных функций.

Для апробации данной методики был выбран участок спектра в области 1038-1088  $\text{cm}^{-1}$  для измерений  $\text{CO}_2$ , наиболее зашумлённый атмосферными газами. На рис 1 приведены интегральный спектр ослабления вертикальной 40 км трассы выбранного участка, спектр элонной корреляционной газовой кюветы и спектр искусственного спектрального фильтра. На рис.2 показаны результаты расчётов аппаратных функций для данных фильтров при низком и высоком содержании паров воды в нижней (0-5 км) атмосфере.



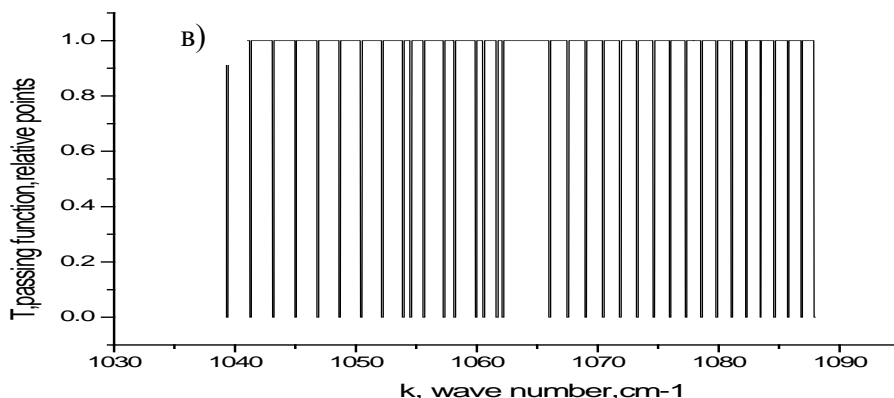


Рис.1. Пропускание атмосферы и корреляционных фильтров в области 1038-1088 см<sup>-1</sup>: а) атмосфера, б) эталонная корреляционная кювета с CO<sub>2</sub> (N<sub>эт.к.</sub>=100%, L<sub>эт.к.</sub>=20м); в) корреляционный спектральный фильтр для высот 0-5 км;

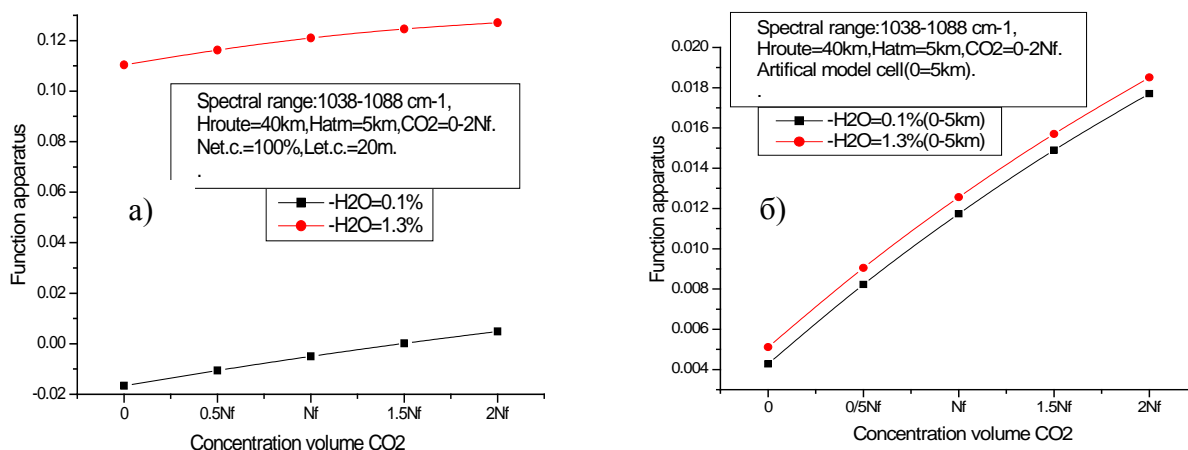


Рис.2. Аппаратурные функции с CO<sub>2</sub> для эталонной корреляционной кюветы (а) и искусственно созданного спектрального фильтра (б).

Хорошо видно, что при использовании газовой корреляционной кюветы ошибка при спутниковых измерениях CO<sub>2</sub> за счёт изменения концентрации паров воды паров воды в нижней атмосфере может составлять более 100%, в то время как при использовании искусственно созданного спектрального фильтра – не более 8%.

### Основные выводы.

1. Предложенный метод оптической фильтрации на основе искусственно созданных корреляционных фильтров показал свою работоспособность и эффективность.
2. При апробации данного метода на примере корреляционной фильтрации CO<sub>2</sub> в нижнем (0-5км) слое атмосферы показано возможность уменьшения погрешности измерений за

счёт влияния паров воды в этом слое более чем на порядок по сравнению с использованием стандартной эталонной газовой кюветы.

3. Использование данного метода для спутниковых измерений атмосферных газов позволяет произвольно по своему выбору конструировать корреляционный спектральный фильтр, что может дополнительно повышать точность определения концентраций этих газов в слоях атмосферы.

1. Виролайнен Я.А., Поляков А.В. Учёт рассеяния излучения в наземных газо-корреляционных измерениях общего содержания метана // Исследование земли из космоса. 2004. №4. С. 1-7.

2. Тимофеев Ю.М. Спутниковые методы исследования газового состава атмосферы // Физика атмосферы и океана. Известия АН СССР. 1989. Т.25. №5. С.451-472.

# СПЕКТРЫ ПОГЛОЩЕНИЯ ГАЗОФАЗНЫХ СЛЕДОВ ВВ И ВЕЩЕСТВ-МАРКЕРОВ В ТЕРАГЕРЦОВОМ-ДИАПАЗОНЕ

Б.Г.Агеев, О.Ю.Никифорова

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

ageev@iao.ru; nik@iao.ru

**Ключевые слова:** следы взрывчатых веществ, газы-маркеры, спектр поглощения, ТГц диапазон, атмосферный воздух.

С использованием базы данных HITRAN-2008 рассчитаны спектры поглощения газовых смесей, имитирующих атмосферный воздух с присутствием газофазных веществ-маркеров взрывчатых веществ (ВВ) в терагерцовом диапазоне спектра. Проанализирована эффективность терагерцового лазера с оптической накачкой для детектирования присутствия ВВ.

Развитие лазерной техники открывает все более широкие возможности для диагностики присутствия в окружающем воздухе следов взрывчатых веществ (ВВ) или сопутствующих им газов-маркеров оптическими методами [1]. Наряду с традиционным для газоанализа ИК-диапазоном интерес может представлять также терагерцовая область спектра, где расположены вращательные линии поглощения многих легких молекул [2]. Спектры поглощения отдельных ВВ в терагерцовом диапазоне имеются в литературе [3, 4]. В работе [5] в широком спектральном диапазоне исследовано поглощение парами ацетона – веществом, являющимся ингредиентом такого ВВ, как триперекись ацетона (ТАТР). Присутствие ВВ может сопровождаться присутствием или увеличением в окружающем воздухе концентраций окислов азота, угарного газа, перекиси водорода, аммиака и других газов [6]. Параметры спектральных линий этих газов представлены в базе данных HITRAN, что позволяет рассчитать спектры поглощения в требуемом спектральном диапазоне с необходимым спектральным разрешением.

В работе представлены спектры поглощения газовых смесей для спектрального диапазона  $25\text{--}150\text{ см}^{-1}$ , рассчитанные по данным атласа HITRAN-2008 [7] для атмосферного давления и температуры 296 К с разрешением  $0.02\text{ см}^{-1}$ . На рисунке 1 представлены спектры поглощения для бинарных смесей некоторых газов с  $\text{N}_2$ .

Были рассчитаны также спектры поглощения газовых смесей, имитирующих атмосферный воздух с присутствием одного из сопутствующих веществ: газ-маркер + 21%  $\text{O}_2$  + 0.8%  $\text{H}_2\text{O}$  + 400 млн $^{-1}$   $\text{CO}_2$  + 1.7 млн $^{-1}$   $\text{CH}_4$  +  $\text{N}_2$  для различных концентраций газа-маркера с учетом континуального поглощения водяного пара [8, 9]. На рисунке 2 представлен модельный спектр атмосферного воздуха с различным содержанием аммиака. ПДК по  $\text{NH}_3$  составляет 20 мг/м $^3$  (28 млн $^{-1}$ ) [10]; содержание в чистом атмосферном воздухе около 2 млрд $^{-1}$  [11]. Аналогичные расчеты были проведены также для угарного газа, перекиси водорода и окислов азота [12].

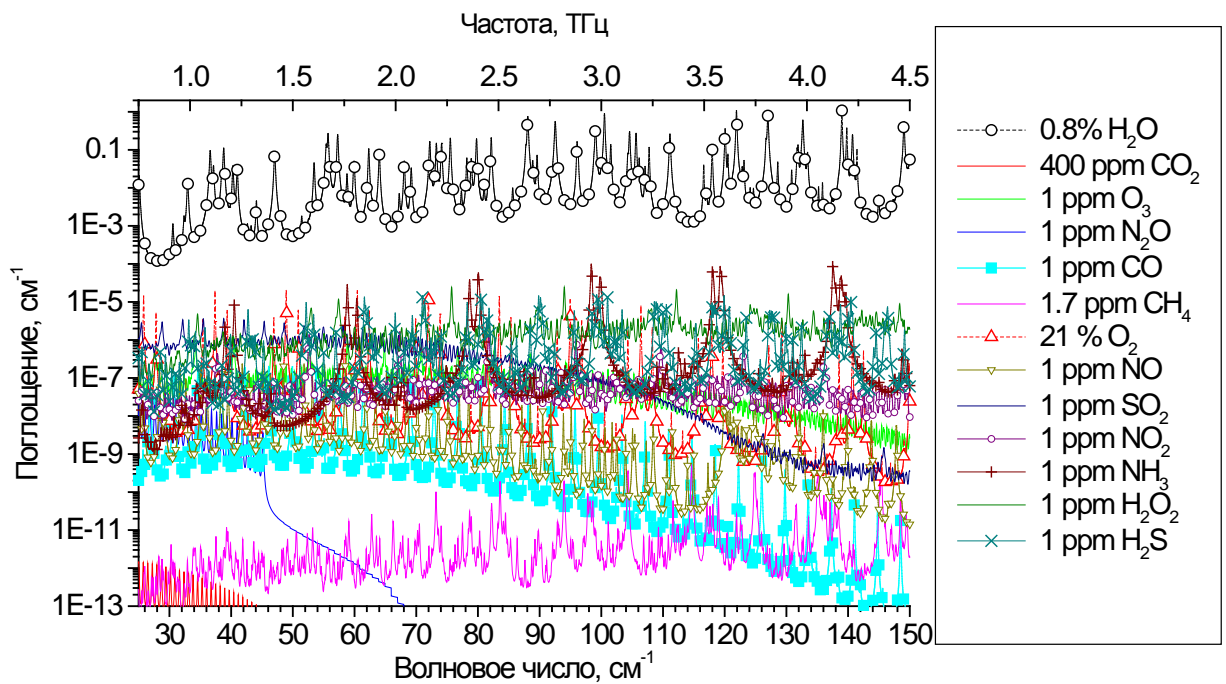


Рис. 1. Спектры поглощения ряда газов в ТГц диапазоне, рассчитанные по данным HITRAN-2008.

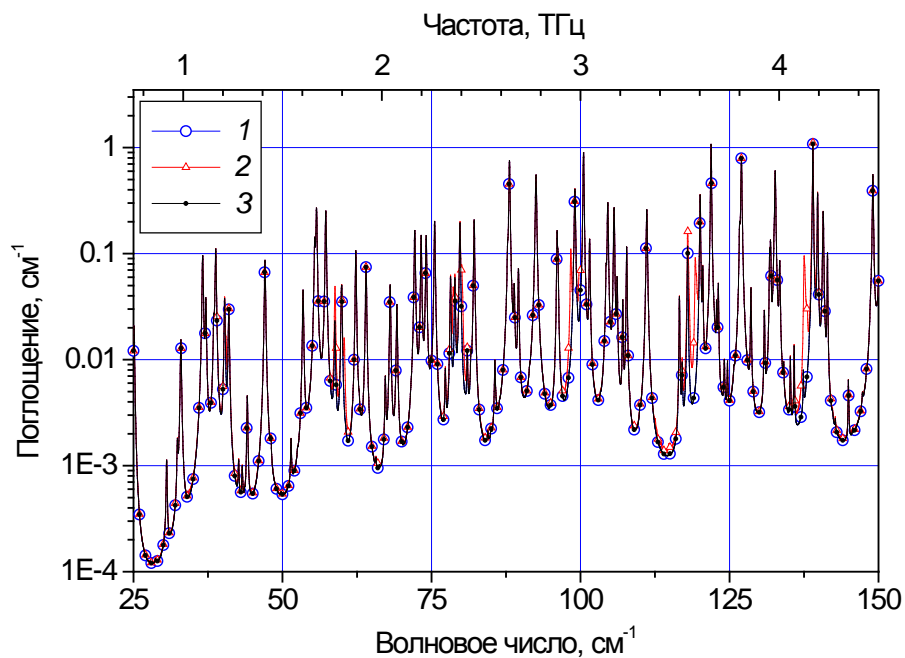


Рис. 2. Спектр поглощения газовой смеси при атмосферном давлении и температуре 296 К:  
 1 – 21% O<sub>2</sub> + 0.8% H<sub>2</sub>O + 400 млн<sup>-1</sup> CO<sub>2</sub> + 1.7 млн<sup>-1</sup> CH<sub>4</sub> + N<sub>2</sub>;  
 2 – 0.1% NH<sub>3</sub> + 21% O<sub>2</sub> + 0.8% H<sub>2</sub>O + 400 млн<sup>-1</sup> CO<sub>2</sub> + 1.7 млн<sup>-1</sup> CH<sub>4</sub> + N<sub>2</sub>;  
 3 – 2 млрд<sup>-1</sup> NH<sub>3</sub> + 21% O<sub>2</sub> + 0.8% H<sub>2</sub>O + 400 млн<sup>-1</sup> CO<sub>2</sub> + 1.7 млн<sup>-1</sup> CH<sub>4</sub> + N<sub>2</sub>.

Предельно допустимые концентрации и концентрации рассматриваемых газов-маркеров в чистом атмосферном воздухе представлены в таблице 1.

Таблица 1. ПДК и концентрации газов-маркеров в чистом атмосферном воздухе

№	Газ-маркер	ПДК, мг/м <sup>3</sup> [10]	Концентрация в атмосферном воздухе, млн <sup>-1</sup>	Литература
1	NH <sub>3</sub>	20	0.002	[11]
2	CO	20	15	[13]
4	NO <sub>2</sub>	5	0.1	[14]
5	NO		0.05	[15]
6	N <sub>2</sub> O		0.3	[16]
3	H <sub>2</sub> O <sub>2</sub>		0.005	[17]

Участки спектра шириной 4 см<sup>-1</sup> вблизи линий генерации терагерцового лазера с оптической накачкой (в диапазоне 1.04 – 4.25 ТГц) были проанализированы более детально. На рисунке 3 представлен фрагмент расчетного спектра H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> в области 1.04 ТГц. Стрелкой на рисунке изображена лазерная линия.

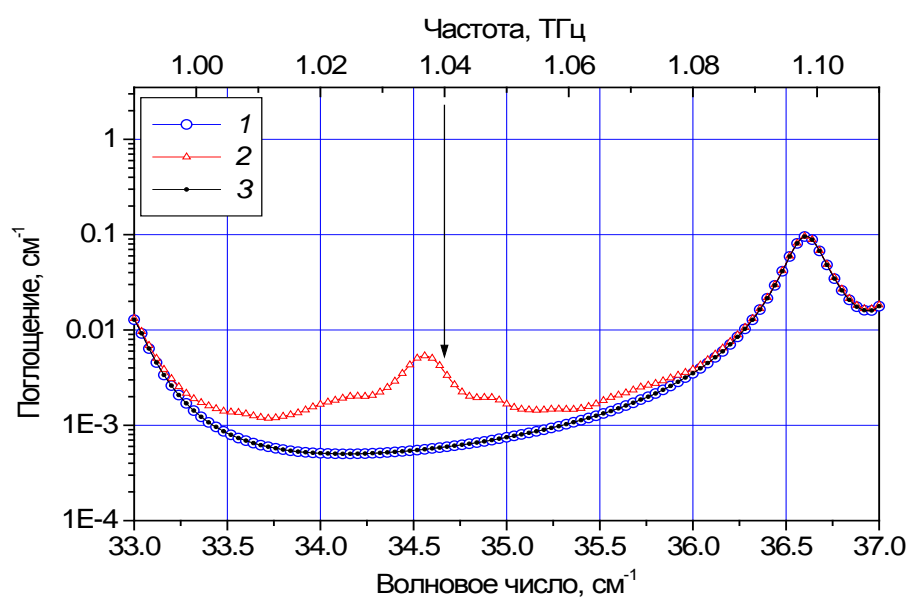


Рис. 3. Фрагмент спектра H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> и NO<sub>2</sub> в области 1.04 и 1.63 ТГц  
 1 – 21% O<sub>2</sub> + 0.8% H<sub>2</sub>O + 400 млн<sup>-1</sup> CO<sub>2</sub> + 1.7 млн<sup>-1</sup> CH<sub>4</sub> + N<sub>2</sub>  
 2 – 0.1% H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> + 21% O<sub>2</sub> + 0.8% H<sub>2</sub>O + 400 млн<sup>-1</sup> CO<sub>2</sub> + 1.7 млн<sup>-1</sup> CH<sub>4</sub> + N<sub>2</sub>  
 3 – 5 млрд<sup>-1</sup> H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> + 21% O<sub>2</sub> + 0.8% H<sub>2</sub>O + 400 млн<sup>-1</sup> CO<sub>2</sub> + 1.7 млн<sup>-1</sup> CH<sub>4</sub> + N<sub>2</sub>

Выполненные расчеты показали, что 1) наиболее сильное мешающее влияние при обнаружении следов газофазных ВВ и газов-маркеров по спектрам поглощения воздуха в ТГц

диапазоне обусловлено влиянием водяного пара; 2) по спектрам поглощения воздуха в ТГц диапазоне возможно обнаружение угарного газа, аммиака, перекиси водорода и окислов азота при их содержании на уровне нескольких сотен млн<sup>-1</sup>; 3) использование лазера ТГц диапазона на парах органических веществ с оптической накачкой перспективно главным образом для обнаружения перекиси водорода.

Работа выполнена в рамках Проекта № 9 Программы фундаментальных исследований СО РАН.

1. Григорьев Г.Ю., Карапузиков А.И., Набиев Ш.Ш., Надеждинский А.И., Пономарев Ю.Н., Понуровский Я.Я., Юдин А.М. Комплексная лазерно-оптическая система обнаружения взрывчатых веществ в открытой атмосфере // Вопросы оборонной техники. Серия 16. 2009. Вып. 1-2. С. 86–96.
2. [http://ipmras.ru/UserFiles/20\\_years/Vax.pdf](http://ipmras.ru/UserFiles/20_years/Vax.pdf).
3. [www.uml.edu/~SlingerLand\\_E\\_THzAbsEner...](http://www.uml.edu/~SlingerLand_E_THzAbsEner...)
4. [www.physics.ucf.edu/~D%26S%2007%20TN...](http://www.physics.ucf.edu/~D%26S%2007%20TN...)
5. [maxwell.uncc.edu/~Peale\\_OSA-THz\\_2007.pd...](http://maxwell.uncc.edu/~Peale_OSA-THz_2007.pd...)
6. Nadezhdinskii A.I., Ponurovskii Ya.Ya., Stavrovskii D.B. Non-contact detection of explosives by means of a tunable diode laser spectroscopy // *Appl. Phys. B*. 2008. V. 90. № 2. P. 361–364.
7. [www.cfa.harvard.edu/hitran](http://www.cfa.harvard.edu/hitran)
8. Ptashnik I.V., McPheat R.A., Shine K.P., Smith K.M. and Williams R.G. Water vapor self-continuum absorption in near-infrared windows derived from laboratory measurements // *J. Geophys. Res.* 2011. V. 116. P. D16305.
9. Ptashnik I.V., McPheat R.A., Shine K.P., Smith K.M. and Williams R.G. Water vapour foreign continuum absorption in near-infrared windows from laboratory measurements // *Phil. Trans. Roy. Soc. A*. 2012. V. 370. P. 2557–2577.
10. Вредные вещества в промышленности. Справочник для химиков, инженеров и врачей. В трех томах. Том III. Неорганические и элементарноорганические соединения / Под. Ред. Н.В. Лазарева, И.Д. Гадаскиной. Л.: Химия, 1977. 608 с.
11. Osada K., Ueda S., Egashira T., Takami A., Kaneyasu N. Measurements of gaseous NH<sub>3</sub> and particulate NH<sub>4</sub><sup>+</sup> in the atmosphere by fluorescent detection after continuous air–water droplet sampling // *Aerosol and Air Quality Research*. 2011. V. 11. P. 170–178.
12. Агеев Б.Г., Никифорова О.Ю. Терагерцовые спектры поглощения парами взрывчатых и сопутствующих веществ // Программы для ЭВМ. Базы данных. Топологии интегральных микросхем. 2014. № 2(88). 2014620127. [Электронный ресурс] URL: [http://www1.fips.ru/Electronic\\_bulletin/Programs\\_db\\_topology/201402/Index.htm](http://www1.fips.ru/Electronic_bulletin/Programs_db_topology/201402/Index.htm) (Дата обращения: 02.04.2014).
13. Heidarnazhad H., Pirzeh A., Dastgiri S. Study of carbon monoxide (CO) level in ambient air of Tabriz streets // *Tanaffos*. 2004. V. 3. № 10. P. 47–52.
14. <http://cleanairinlondon.org/sources/highest-no2-in-europe>
15. Scholz W., Rabl P. Unexpectedly low decrease of NO<sub>2</sub> air pollution – Correlation with ozone concentration and altered exhaust emissions // 2nd conf. Environment & Transport, incl. 15th conf. Transport and Air Pollution. Reims, France, 12–14 June 2006. Proceedings No. 107, Vol. 2. Inrets ed. Arceuil, France. 2006. P. 264–269.
16. Gomes da Silva M., Miklós A., Falkenroth A., Hess P. Photoacoustic measurement of N<sub>2</sub>O concentrations in ambient air with a pulsed optical parametric oscillator // *Appl. Phys. B*. 2006. V. 82. P. 329–336.
17. Hua W., Chen Z.M., Jie C.Y., Kondo Y., Hofzumahaus A., Takegawa N., Chang C.C., Lu K.D., Miyazaki Y., Kita K., Wang H.L., Zhang Y.H., and Hu M. Atmospheric hydrogen peroxide and organic hydroperoxides during PRIDE-PRD'06, China: their concentration, formation mechanism and contribution to secondary aerosols // *Atmos. Chem. Phys.* 2008. V. 8. P. 6755–6773.



# КОНЦЕНТРАЦИЯ УГЛЕКИСЛОГО ГАЗА В ВЫДЫХАЕМОМ ВОЗДУХЕ ЗДОРОВЫХ ЛИЦ И ПАЦИЕНТОВ С РАЗЛИЧНЫМИ ЗАБОЛЕВАНИЯМИ

Б.Г.Агеев, О.Ю.Никифорова

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

[ageev@iao.ru](mailto:ageev@iao.ru); [nik@iao.ru](mailto:nik@iao.ru)

**Ключевые слова:** анализ выдыхаемого воздуха, оптико-акустическая спектроскопия, многоволновой CO<sub>2</sub>-лазер, концентрация углекислого газа.

По спектрам поглощения проб, зарегистрированным с помощью лазерного оптико-акустического газоанализатора на базе CO<sub>2</sub>-лазера, определены значения концентрации углекислого газа в выдыхаемом воздухе здоровых доноров и пациентов с различными заболеваниями.

В настоящее время все более широкое распространение получает неинвазивная диагностика заболеваний по исследованию проб выдыхаемого воздуха [1, 2]. Наряду с молекулами-биомаркерами различных заболеваний, выдыхаемый воздух содержит несколько процентов углекислого газа, концентрация которого также свидетельствует о состоянии здоровья человека [3, 4]. С помощью внутривибрирующего лазерного оптико-акустического газоанализатора ИЛРА-1 на базе перестраиваемого по частоте волноводного CO<sub>2</sub>-лазера [5], были зарегистрированы сканы спектров поглощения проб выдыхаемого воздуха здоровых лиц и пациентов с различными заболеваниями. Используемый в ИЛРА волноводный CO<sub>2</sub>-лазер излучает на 61-й линии основного изотопа молекулы углекислого газа (<sup>12</sup>C<sup>16</sup>O<sub>2</sub>). Результатом исследования пробы выдыхаемого воздуха является файл с записью спектра поглощения пробы на длинах волн излучения лазера – скан спектра.

Поскольку выдыхаемый человеком воздух не является гомогенным, первые 150 мл представляют пространство верхних дыхательных путей, где газового обмена нет, для анализа использовался резервный объем выдоха, производимый пациентом в шприц после соответствующей инструкции и под контролем медработника [6]. Для анализа использовались газовые пробы выдыхаемого человеком воздуха без селекции газовых компонентов. Для сбора проб выдыхаемого воздуха применялся калибровочный газовый шприц от серийного спирометра объемом 1 литр. Мундштуковая часть была сменяемой, чтобы избежать риска передачи инфекции от обследуемого к обследуемому. Регистрация скана спектра поглощения проводилась непосредственно сразу после забора пробы. Для каждой пробы было зарегистрировано по 1 скану спектра поглощения.

Группу обследуемых составили пациенты с различными соматическими заболеваниями, находившиеся на лечении в Областной клинической больнице и в 3-й городской больнице

г. Томска: по 11 – с бронхиальной астмой и ишемической болезнью сердца (ИБС), 12 – с внебольничной пневмонией, 17 – с хронической обструктивной болезнью легких (ХОБЛ), 3 – с язвенной болезнью желудка, 4 – с язвенной болезнью двенадцатиперстной кишки (ДПК). Контрольный забор проб выдыхаемого воздуха проводился у здоровых доноров (студентов Сибирского государственного медицинского университета (117 проб)).

Для калибровки газоанализатора были проведены измерения сканов спектра поглощения поверочной газовой смеси 0,5 % CO<sub>2</sub> в N<sub>2</sub>. Было зарегистрировано 4 скана спектра поглощения поверочной газовой смеси, по 2 скана в начале и в конце всей серии измерений. Из-за значительного разброса данных, соответствующих спектральным линиям в области 9 мкм, были проанализированы лишь фрагменты сканов, соответствующие диапазону спектра 931–986 см<sup>-1</sup>. Фрагменты сканов спектра поглощения поверочной газовой смеси в диапазоне 931–986 см<sup>-1</sup> представлены на рисунке 1.

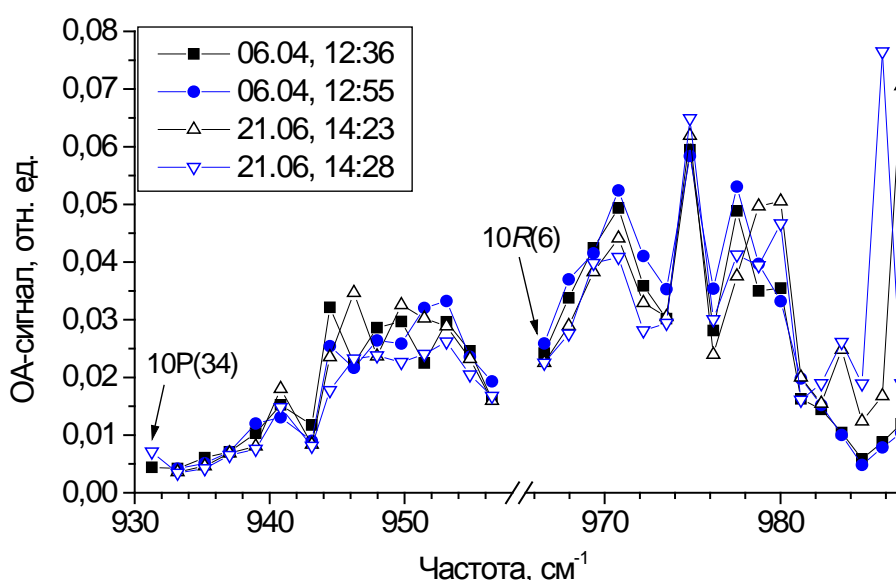


Рис. 1. Фрагменты сканов спектра поглощения поверочной газовой смеси в диапазоне 931–986 см<sup>-1</sup>.

Наряду с поглощением углекислого газа, поглощение излучения в указанной области спектра может также быть обусловлено присутствием в выдыхаемом воздухе других газовых составляющих. Из анализа были исключены данные, полученные для 10R-ветви генерации лазера из-за возможного поглощения бензола. Поскольку вблизи линий генерации 10P(34) и 10P(32) имеются линии поглощения аммиака, а вблизи линии 10P(16) – линия поглощения водяного пара, данные, соответствующие этим линиям, также не были использованы при определении концентрации углекислого газа в анализируемых образцах выдыхаемого воздуха.

Так как коэффициенты поглощения углекислого газа на линиях генерации CO<sub>2</sub>-лазера отличаются менее чем вдвое, концентрация углекислого газа в пробах выдыхаемого воздуха определялась по одноволновой методике на каждой из оставшихся линий 10P-ветви. В процессе обработки было обнаружено, что меньшие значения концентрации в большинстве случаев соответствовали поглощению на линиях 10P(24) и 10P(18). Различия между двумя этими значениями как правило не превосходили 0,5%. Более высокие значения концентрации CO<sub>2</sub>, полученные по величине поглощения на других линиях, могут быть обусловлены поглощением другими газами, присутствующими в выдыхаемом воздухе. На рисунке 2 представлены средние значения концентраций углекислого газа в выдыхаемом воздухе для каждого обследуемого, рассчитанные по величине поглощения на линиях 10P(24) и 10P(18). На рисунке показаны также медиана и квартильные распределения полученных данных, соответствующих бронхолегочным заболеваниям и ИБС. Из-за недостаточного количества обследуемых с язвенной болезнью желудка и двенадцатиперстной кишки, для этих заболеваний медиана и квартильные распределения не представлены.

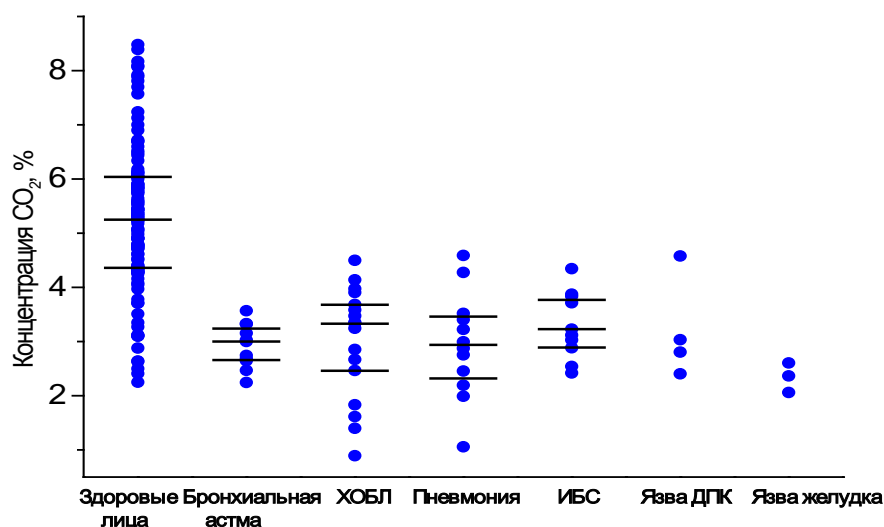


Рис. 2. Значения концентрации CO<sub>2</sub> в выдыхаемом воздухе здоровых лиц и пациентов с различными заболеваниями.

Из рисунка видно, что значения концентрации углекислого газа в выдыхаемом воздухе здоровых доноров несколько выше, чем у пациентов с различными заболеваниями. Полученные значения концентраций углекислого газа в выдыхаемом воздухе пациентов, страдающих бронхиальной астмой, согласуются с результатами работы [2], однако результаты, полученные для здоровых доноров несколько выше, чем было получено в работе [7] для 40 волонтеров в

возрасте от 21 до 61 лет. Возможно, это связано с тем, что возраст здоровых доноров в данном исследовании не превосходил 22 лет. Большие различия в значениях, полученных для здоровых доноров, могут быть обусловлены тем, что взятие проб у них проводилось в различное время дня, как в утренние часы, так и в послеполуденные, вместе с тем, в работе [8] отмечено различие в наблюдаемой концентрации CO<sub>2</sub> в выдыхаемом воздухе в разное время суток.

Работа выполнена в рамках Проекта П.11.2.4 Программы фундаментальных исследований СО РАН.

1. Бинги В.Н., Степанов Е.В., Чучалин А.Г., Миляев В.А., Москаленко К.Л., Шулагин Ю.А., Янгуразова Л.Р. Высококчувствительный анализ NO, NH<sub>3</sub> и CH<sub>4</sub> в выдыхаемом воздухе с помощью перестраиваемых диодных лазеров // Труды института общей физики им. А.М. Прохорова. 2005. Т. 61. С. 189-204.
2. Shorter J.H., Nelson D.D., McManus J.B., Zahniser M.S., Sama S.R., Milton D.K. Clinical study of multiple breath biomarkers of asthma and COPD (NO, CO<sub>2</sub>, CO and N<sub>2</sub>O) by infrared laser spectroscopy // J. Breath Res. 2011. V. 5. 037108.
3. Кузнецов В.И., Тараканов С.А., Рыжаков Н.И., Коган В.Т., Козленок А.В., Рассадина А.А. Метод высококчувствительной неинвазивной диагностики функционального состояния организма // Вестник новых медицинских технологий. Электронный журнал.. 2013. № 1. [Электронный ресурс] URL: <http://www.medtsu.tula.ru/VNMT/Bulletin/E2013-1/4167.pdf> (Дата обращения 02.04.2014).
4. Лапицкий Д.В., Ермолкевич Р.Ф., Метельский С.М., Ряполов А.Н., Маничев И.А., Щербицкий В.Г. Возможности капнометрии в скрининге заболеваний органов дыхания и сердечно-сосудистой системы // [www.bsmu.by/militarymedicine/54e3e3a1b9fd1db3826be06448965b50](http://www.bsmu.by/militarymedicine/54e3e3a1b9fd1db3826be06448965b50) (Дата обращения 02.04.2014).
5. Агеев Б.Г., Кистенев Ю.В., Красноженов Е.П., Никифорова О.Ю., Никотин Е.С., Никотина Г.С., Пономарев Ю.Н., Фокин В.А. Диагностика инфекционных и бронхо-легочных заболеваний человека с использованием оптико-акустической спектроскопии выдыхаемого воздуха // Оптика атмосферы и океана. 2008. Т. 21. № 12. С. 1108–1114.
6. Агеев Б.Г., Кистенёв Ю.В., Некрасов Е.В., Никифорова О.Ю., Никотин Е.С., Никотина Г.С., Пономарёв Ю.Н., Уразова О.И., Филинюк О.В., Фокин В.А., Янова Г.В. Оценка проб выдыхаемого воздуха методом лазерной оптико-акустической спектроскопии у больных туберкулезом легких. // Бюллетень сибирской медицины. 2012. № 4. С. 116–120.
7. Stamyr K., Vaitinen O., Jaakola J., Guss J., Metsälä M., Johanson G., Halonen L. Background levels of hydrogen cyanide in human breath measured by infrared cavity ring down spectroscopy // Biomarkers. 2009. V. 14. №. 5. P. 285–291.
8. Лукаш С.И. Разработка методики измерения CO<sub>2</sub> в выдыхаемом воздухе // Комп'ютерні засоби, мережі та системи. 2011. № 10. С. 119–125.

# ИССЛЕДОВАНИЕ СЧЕТНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ АТМОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ В НИЖНЕЙ ТРОПОСФЕРЕ НАД ФОНОВЫМ РАЙОНОМ И МЕГАПОЛИСОМ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ САМОЛЁТА-ЛАБОРАТОРИИ

Б.Д.Белан, А.В.Козлов, Д.В.Симоненков, Г.Н.Толмачев, В.В.Царюк\*

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

\*Томский университет систем управления и радиоэлектроники

[bbd@iao.ru](mailto:bbd@iao.ru), [simon@iao.ru](mailto:simon@iao.ru), [tsaruk.viky@yandex.ru](mailto:tsaruk.viky@yandex.ru)

**Ключевые слова:** атмосферный аэрозоль, счётное распределение, пограничный слой атмосферы (ПСА)

**Аннотация.** В работе приводится сравнение данных счетного распределения атмосферного аэрозоля, измерявшегося аэрозольным счетчиком GRIMM 1.109, установленном на самолете-лаборатории Ту-134 «Оптик», в нижнем слое тропосферы над фоновым районом юго-запада Новосибирской области и областным центром в ходе зондировочных полётов Новосибирск – Ордынское – Новосибирск в 2011-2013 гг. Представлены усредненные распределения счётной концентрации аэрозоля за 3 года для тёплого и холодного сезонов. Показано, что в холодный период характерно накопление антропогенного аэрозоля в пределах городского ПСА, чему, видимо, способствуют многочисленные инверсии, которые в теплый период быстро разрушаются развивающейся турбулентностью, способствующей проникновению антропогенного аэрозоля города в свободную тропосферу.

Аэрозоль представляет собой целый ряд взвешенных в воздухе примесей в твердом, жидком и смешанных, многофазных, состояниях, составляет в целом очень малую долю массы атмосферы ( $10^{-9}$ ), но играет несоизмеримо большую по сравнению с этой долей роль в процессах формирования её радиационного поля, погоды и климата. Помимо природных, или естественных, аэрозолей, в атмосферу проникает большое количество так называемых искусственных (промышленных или антропогенных) аэрозолей, которые зачастую наносят непоправимый ущерб растительному и животному миру, нередко представляют весьма серьезную опасность для здоровья людей, как сами по себе, так и участвуя в различных физико-химических превращениях в атмосфере. Антропогенный вклад в аэрозольную массу атмосферы Земли оценивается в среднем величиной 12 %. При этом почти все выбросы искусственных аэрозолей осуществляются на урбанизированных 3-4 % площади территории суши, где проживает больше половины населения планеты [1]. Поэтому знание свойств и состава атмосферного аэрозоля, включая его антропогенную фракцию, имеет большое значение для задач экологии, климатологии, физики и химии атмосферы.

В 2011 году ИОА СО РАН совместно с СибНИА им. С.А.Чаплыгина (г.Новосибирск) был создан самолет-лаборатория Ту-134 «Оптик», позволяющий исследовать состав и параметры атмосферы во всем достигаемом пространственном диапазоне установленными на его борту средствами измерения. Комплекс оборудования включает в себя контактные и дистанционные

приборы и датчики, позволяющие измерять газовый и аэрозольный состав атмосферы на разных высотах, при одновременном контроле метеорологических величин и навигационных параметров. Специально разработанное программное обеспечение производит сбор, обработку, контроль и визуализацию измеряемых величин на самолете [2].

Для измерения субмикронного и крупнодисперсного аэрозоля использовался лазерный спектрометр аэрозоля фирмы GRIMM, модель 1.109, диапазон измеряемых частиц: 0,25 – 32 мкм, с близкой к логнормальной разбивкой на 31 канал; погрешность  $\pm 5\%$ ; продолжительность одного измерения (частота) – 6 сек.

Зондирование атмосферы на самолете-лаборатории Ту-134 «Оптик» проводится, начиная с марта 2011 года, с почти ежемесячной периодичностью в тропосферном слое высотой до 7 км над Караканским бором, расположенном юго-западнее Новосибирска на границе с Алтайским краем (условно фоновый район). В фоновом районе зондирование производилось на 8 высотных эшелонах: 7000, 5500, 4000, 3000, 2000, 1500, 1000 и 500 м. Взлёт и посадка выполнялись на северо-восточной окраине Новосибирска, то есть набор высоты сразу после взлёта и снижение перед посадкой осуществлялось над мегаполисом или в непосредственной близости от него. Учитывая, что в самом начале полета выход приборов на стационарный режим измерений не всегда достигался над городом, мы использовали обратный полетный трек для выборки городских измерений, тем более что возвращение в город осуществлялось, как правило, на высотных эшелонах 2100-1800 м, что позволило получить данные по дисперсному составу аэрозоля не только в фоновой, но и в городской атмосфере, по крайней мере, в нижнем слое тропосферы (< 2км), характеризуемом в последнем случае как пограничный слой городской атмосферы.

По полученным за 3 года данным дисперсного состава аэрозоля от 0,25 мкм были посчитаны средние значения счётной концентрации аэрозоля по каждому из 31 каналу измерения лазерного спектрометра GRIMM 1.109 для нижней тропосферы (2000-500м) фонового района юго-запада Новосибирской области, и на тех же высотах и ниже – для района города Новосибирска, а также для нередко наблюдаемой при снижении над городом подинверсионной зоне отдельно. Измерения показали, что в районе города Новосибирска содержание аэрозольных частиц по всему измеряемому лазерным спектрометром аэрозоля диапазону устойчиво превышает содержание частиц в фоновом районе. Такая закономерность очевидно связана с большим вкладом в атмосферу города источников аэрозольных частиц искусственного (промышленного) происхождения, их газов-предшественников и паров аэрозолеобразующих соединений. При этом был очевиден как их разный сезонный вклад, так и распределение в пограничном слое городской атмосферы в разные периоды года.

Чтобы выяснить сезонные особенности дисперсного состава атмосферного аэрозоля в фоновом районе и районе мегаполиса, распределения счётной концентрации были рассмотрены в зависимости от времени года. Измерения за все три года были условно разделены на два периода: тёплый – с апрель по октябрь, и холодный – с ноября по март. Средние кривые счётной концентраций аэрозоля для фонового района и района города Новосибирска, а также в подинверсионном слое в городе или вблизи него, представлены в виде соответствующих графиков на рис.1 и 2.

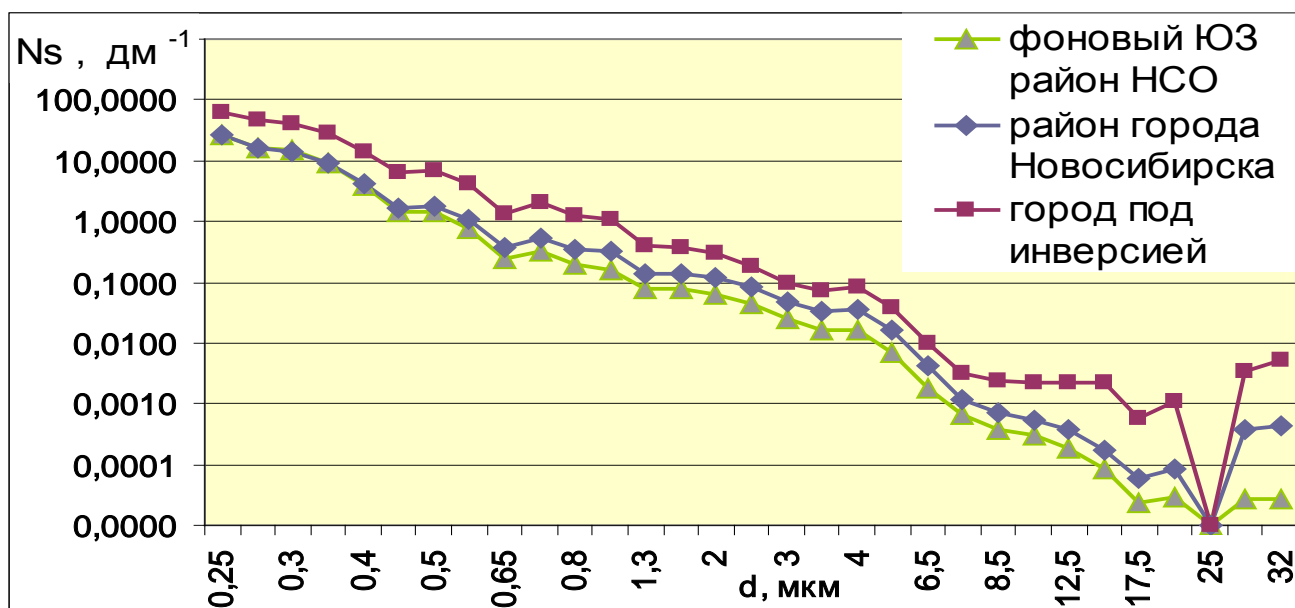


Рис.1. Графики средней счётной концентрации аэрозоля с  $D > 0,25$  мкм за холодный период, построенные по их средним значениям, измеренным над фоновым и городским районами.

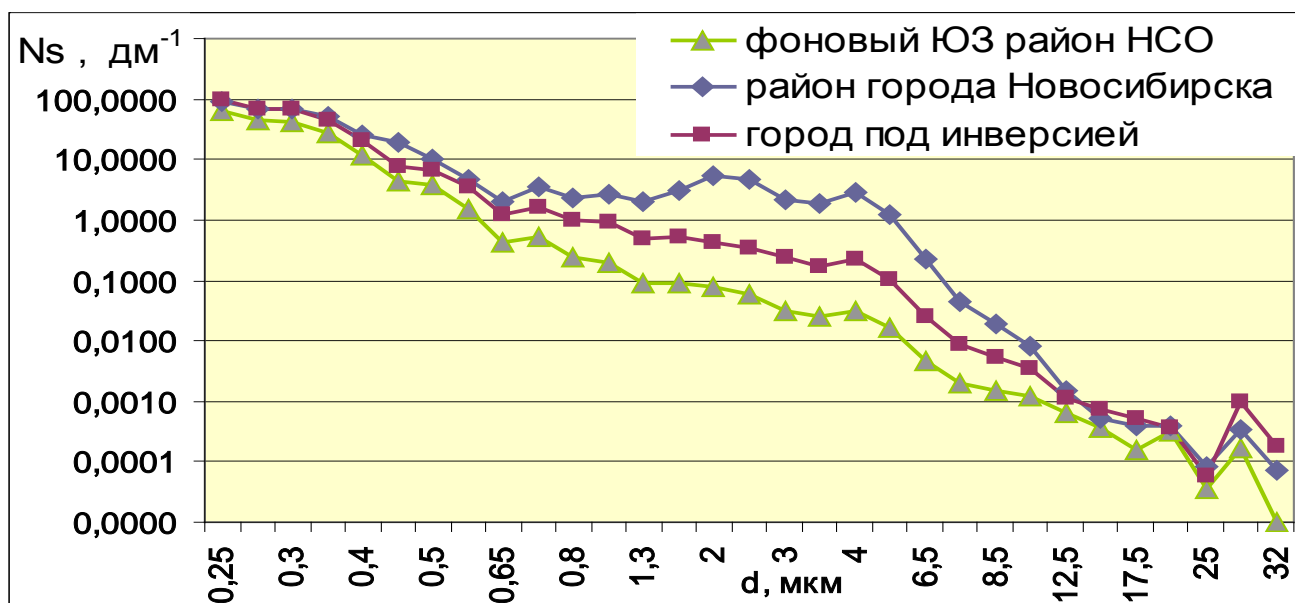


Рис. 2. Графики средней счётной концентрации аэрозоля  $d > 0,25$  мкм за тёплый период, построенные по средним значениям, измеренным над фоновым и городским районами.

Рис. 1 показывает, что в холодный период в районе города Новосибирска содержание аэрозольных частиц по всему измеряемому лазерным спектрометром аэрозоля GRIMM 1.109 диапазону незначительно превышает содержание частиц в фоновом районе. При этом в холодный период отмечается явное накопление частиц аэрозоля в подинверсионном слое атмосферы мегаполиса и его пригородов от полупорядка величины в микродисперсной области до 2-х порядков величины для грубодисперсной фракции, по сравнению с фоновым районом. Причем диффузия примесей через инверсионный слой городской шапки весьма незначительна: почти отсутствует для самых мелких частиц, и постепенно растет к области крупных частиц.

Графики рис. 2 показывают, что в тёплый период в районе города Новосибирска содержание аэрозольных частиц по всему измеряемому лазерным спектрометром аэрозоля GRIMM 1.109 диапазону превышает содержание частиц в фоновом районе. При этом, по сравнению с холодным периодом, положение кривых дисперсного состава летом для района города имеет инверсный характер практически во всем диапазоне, за исключением самых крупных частиц размером в десятки мкм. Особенно велика эта обратная разница для счётной концентрации в среднелдисперсном диапазоне частиц, достигая порядка величины в области 2 - 7,5 мкм. Вероятно, что в тёплый период развитые турбулентные потоки в большей степени способствуют выносу аэрозоля из города, чему способствует и меньшее развитие инверсионных слоев.

Таким образом, отдельное, но совместное рассмотрение сезонного распределения счётной концентрации аэрозоля в районе крупного мегаполиса, каковым является г.Новосибирск, обнаруживает существенно различающийся характер распространения аэрозоля в ПСА в непосредственной близости от города и в подинверсионном слое в городе или вблизи него в тёплый и холодный сезон. Большее развитие инверсий в холодный период способствует накоплению антропогенного аэрозоля на территории города. Тёплый период характеризуется лучшей турбулентностью в атмосфере, меньшей развитостью инверсий, и, как следствие, выносом городского аэрозоля в свободную атмосферу.

Работа выполнена при поддержке Фонда глобальных исследований окружающей среды для Национальных институтов Министерства окружающей среды Японии, программы Президиума РАН №4, программы ОНЗ РАН №5, междисциплинарных интеграционных проектов СО РАН №35, №70 и №131, грантов РФФИ № 14-05-00526, №14-05-00590.

1. Аэрозоль и климат. Под ред. К.Я.Кондратьева. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 544 с.
2. Анохин Г.Г., Антохин П.Н., Аршинов М.Ю., и др. Самолёт-лаборатория Ту-134 «ОПТИК». Оптика атмосферы и океана. 2011. Т. 24. N 9. Сс. 805-816.



# КОНТРАСТ ОПТИЧЕСКИХ ИЗОБРАЖЕНИЙ НА ГРАНИЦАХ ЕСТЕСТВЕННЫХ СЛИКОВ И РЯБИ

А. С. Запевалов, Н. Е. Лебедев, С. В. Станичный

Морской гидрофизический институт, г. Севастополь

e-mail: [sevzepter@mail.ru](mailto:sevzepter@mail.ru), [nick\\_leb@mail.ru](mailto:nick_leb@mail.ru), [sstanichny@mail.ru](mailto:sstanichny@mail.ru)

*Ключевые слова:* оптические изображения, контраст слик-рябь.

Анализируются оптические контрасты между зонами сликков, созданными естественными процессами и зонами ряби. Определены величины уклонов морской поверхности, при которых происходит инверсия оптического контраста слик-рябь.

Процессы, протекающие в океане и приземном слое атмосферы, меняют уровень шероховатости морской поверхности, что позволяет проводить их исследования средствами дистанционного зондирования, установленными на космических аппаратах [1]. Одним из их проявлений являются зоны поверхности, где короткие ветровые волны частично подавлены – слики. Слики оказывают значительное влияние на отражение света морской поверхностью [2, 3].

Целью настоящей работы является анализ инверсий контраста оптических изображений при зеркальном отражении от морской поверхности прямого солнечного излучения, а также расчет уклонов морской поверхности, при которых наблюдается инверсия.

*Формирование оптического изображения.* Примем, что прямоугольная система координат, в которой определены уклоны морской поверхности, ориентирована таким образом, что ось  $Ox$  совпадает с азимутальным направлением падающих солнечных лучей. Зеркальное отражение в направлении космического аппарата происходит, если для уклонов морской поверхности  $\xi_x$ ,  $\xi_y$  выполняются условия [4]

$$\xi_x = -\frac{\sin \theta_s + \sin \theta_r \cos \varphi}{\cos \theta_s + \cos \theta_r}, \quad \xi_y = -\frac{\sin \theta_r \sin \varphi}{\cos \theta_s + \cos \theta_r}, \quad (1)$$

где  $\theta_s$  и  $\theta_r$  – зенитные углы падающего и отраженного лучей света соответственно,  $\varphi$  – азимутальный угол между направлениями падающего и отраженного лучей.

Двунаправленная функция рассеяния, определяющая уровень отраженного морской поверхностью солнечного излучения может быть представлена в виде [4]

$$F = \Phi(\theta_s, \theta_r, \varphi) Fr(\theta_s, \theta_r, \varphi) P(\xi_x, \xi_y), \quad (2)$$

где  $\Phi(\theta_s, \theta_r, \varphi)$  – геометрический коэффициент;  $Fr(\theta_s, \theta_r, \varphi)$  – коэффициент Френеля;  $P(\xi_x, \xi_y)$  – двумерная плотность вероятностей компонент уклонов морской поверхности.

Проанализируем две предельные ситуации, когда направление ветра совпадает с азимутальным направлением солнечных лучей и когда направление ветра ортогонально падающим лучам. Для компонент уклонов и их статистических характеристик введем обозначение: индекс  $u$  соответствует компоненте, ориентированной вдоль направления ветра, индекс  $c$  – поперек направления ветра. Учитывая (2), получаем выражение, описывающее оптический контраст

$$K(\theta_s, \theta_r, \varphi) = \frac{Fr_S(\theta_s, \theta_r, \varphi)P_S(\xi_x, \xi_y)}{Fr_R(\theta_s, \theta_r, \varphi)P_R(\xi_x, \xi_y)}, \quad (3)$$

где индексы  $S$  и  $R$  соответствуют области слика и области ряби.

*Контрасты в сликах, созданные внутренними волнами.* Из (3) следует, что контраст между сликом и рябью возникает в результате изменения коэффициента Френеля и изменения дисперсии уклонов морской поверхности. Если слики созданы вариациями скорости ветра или поверхностного течения, то изменениями коэффициента Френеля можно пренебречь.

Модель, описывающая двумерное распределение компонент уклонов, ориентированных вдоль  $\xi_u$  и поперек  $\xi_c$  направления ветра, имеет вид [5]

$$P(\xi_c, \xi_u) = \frac{1}{2\pi\sigma_c\sigma_u} \exp\left(-\frac{\tilde{\xi}_c^2 + \tilde{\xi}_u^2}{2}\right) \left[ 1 - \frac{1}{2}C_{21}H_2(\tilde{\xi}_c)H_1(\tilde{\xi}_u) - \frac{1}{6}C_{03}H_3(\tilde{\xi}_u) + \right. \\ \left. + \frac{1}{24}C_{40}H_4(\tilde{\xi}_c) + \frac{1}{4}C_{22}H_2(\tilde{\xi}_c)H_2(\tilde{\xi}_u) + \frac{1}{24}C_{04}H_4(\tilde{\xi}_u) \right], \quad (4)$$

где  $\sigma_c^2$  и  $\sigma_u^2$  – дисперсии поперечной и продольной компонент уклонов;  $C_{ij}$  – коэффициенты ряда Грама-Шарлье (первый индекс соответствует поперечной компоненте уклона, второй продольной);  $H_i$  – полиномы Чебышева-Эрмита  $i$ -го порядка соответственно;  $\tilde{\xi}_c = \xi_c/\sigma_c$ ;  $\tilde{\xi}_u = \xi_u/\sigma_u$ . Отметим, что модель (4) справедлива в ограниченной области изменений уклонов морской поверхности [6]. Эта область определяется условием  $|\xi_u| < 2.5\sigma_u$ ,  $|\xi_c| < 2.5\sigma_c$ .

Для дальнейшего анализа воспользуемся результатами натурных исследований изменчивости тонкой топографической структуры морской поверхности при переходе от штиля к ветровому волнению [7]. Измерения проводились с океанографической платформы Морского гидрофизического института НАН Украины. Аппаратура и условия измерений описаны в работе [8].

Статистические моменты уклонов морской поверхности, полученные в сликах, образованных внутренними волнами, и в зонах ряби между сликами, приведены в табл. 1. Величины статистических моментов соответствуют скорости ветра 3.5 м/с.

Табл. 1. Характеристики уклонов в зонах ряби и сликов, созданных внутренними волнами.

Параметр	$\sigma_c^2$	$\sigma_u^2$	$C_{21}$	$C_{03}$	$C_{04}$	$C_{22}$	$C_{40}$
Рябь	0.0170	0.0279	0.02	0.06	0.40	0.23	0.33
Слик	0.0086	0.0138	0.02	0.04	0.37	0.09	0.31

На рис. 1 приведены сечения двумерной плотности вероятностей уклонов морской поверхности  $P(\xi_c = 0, \xi_u)$  и  $P(\xi_c, \xi_u = 0)$  в зонах слика и ряби, а также рассчитанные на их основе оптические контрасты слик-рябь. Инверсии оптического контраста соответствует переход параметра  $K$  через единицу. Здесь инверсия происходит при  $|\xi_u| \approx 0.184$  и при  $|\xi_c| \approx 0.150$ .

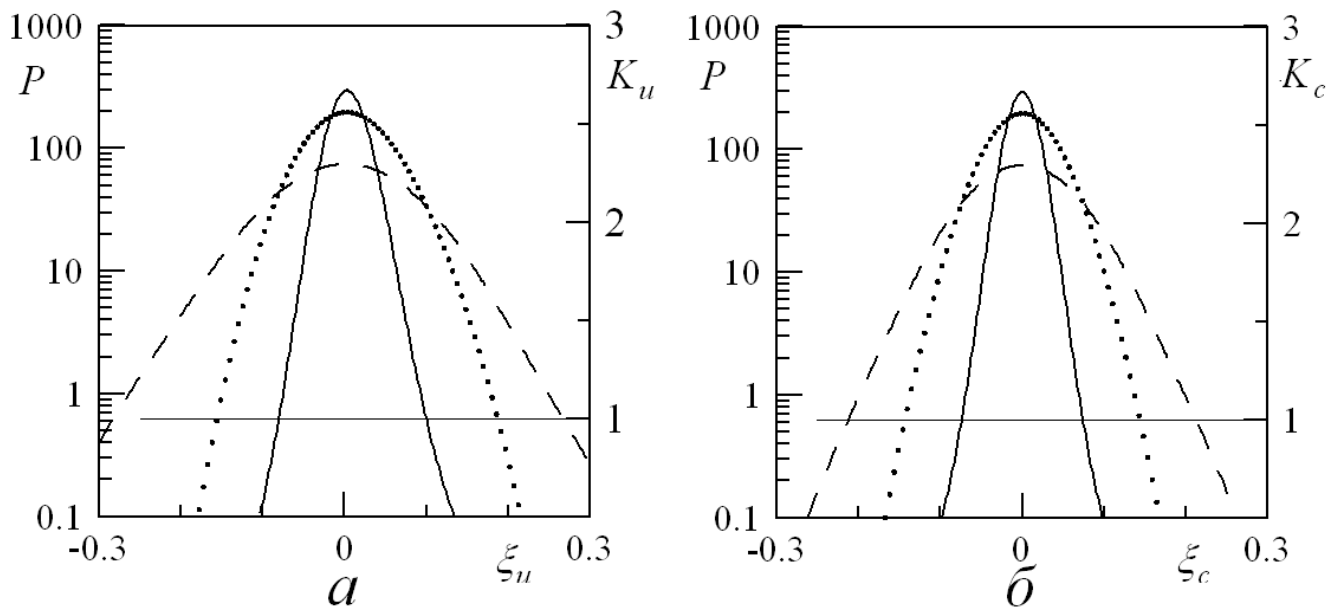


Рис. 1. Характеристики морской поверхности в зонах сликов, созданных внутренними волнами (точки) и в зонах ряби (пунктиры) и оптические контрасты слик-рябь (сплошные линии): а – зондирование вдоль направления ветра, б – поперек направления ветра.

*Штилевые слики.* Наиболее часто штилевые слики наблюдаются вблизи берега, когда они возникают в области “ветровой тени”. В табл. 2 приведены характеристики уклонов в штилевом слике и в зоне ряби. Характеристики в зоне ряби получены для скорости ветра 1.5 м/с.

Табл. 2. Характеристики уклонов в зонах ряби и в зонах штилевых сликов

Параметр	$\sigma_c^2$	$\sigma_u^2$	$C_{21}$	$C_{03}$	$C_{04}$	$C_{22}$	$C_{40}$
Рябь	0.0048	0.0079	0.02	0.06	0.40	0.23	0.33
Слик	0.00172	0.0026	0.14	-0.13	0.14	0.04	0.14

При ветре над зоной ряби, равном 1.5 м/с, инверсия оптического контраста происходит при  $\xi_u = -0.081$  или  $\xi_u = 0.098$ . Несимметричность точек инверсии контраста вызвана более высокой асимметрией распределений продольной компоненты уклонов, чем в сликах от внутренних волн. Параметр  $K_c$  переходит через единицу при  $|\xi_c| \approx 0.072$ . При скорости ветра над рябью 7 м/с ее энергия значительно возрастает и соответственно распределение уклонов поверхности становится более широким. Инверсия происходит при  $|\xi_u| \approx 0.12$  или при  $|\xi_c| \approx 0.084$ .

*Наблюдения с космического аппарата.* Зная величины уклонов, при которых их плотности вероятностей в зонах слика и ряби равны, можно определить, при каких значениях угла  $\theta_r$ , наблюдается инверсия контраста в зоне слик-рябь. Рассмотрим ситуацию, когда падающий солнечный луч и луч, отраженный в направлении космического аппарата, лежат в одной вертикальной плоскости. Будем полагать, что направление ветра совпадает или перпендикулярно азимутальному направлению падающего солнечного луча.

Нетрудно показать, что в указанной ситуации инверсия контраста происходит при угле  $\theta_r = \theta_s + \arctg \xi_K$ , где  $\xi_K$  – величина уклона, при которой плотности вероятностей в зонах слика и ряби равны. Если слики образованы внутренними волнами, то  $\arctg \xi_K = 10.4^\circ$  для ветра, направленного вдоль азимута солнечных лучей и  $\arctg \xi_K = 8.5^\circ$  для ветра, направленного перпендикулярно азимуту солнечных лучей. Если регистрируются штилевые слики, то над область ряби при скорости ветра 1.5 м/с,  $\arctg \xi_K$  меняется от  $4.1^\circ$  до  $5.6^\circ$ ; при скорости ветра над рябью 7 м/с,  $\arctg \xi_K$  меняется от  $4.8^\circ$  до  $6.8^\circ$ .

## Литература

1. Коротаяев Г.К., Пустовойтенко В.В., Радайкина Л.Н. Дистанционное зондирование морей и океанов. Развитие работ в области спутниковой океанологии // Развитие морских наук технологий в Морском гидрофизическом институте за 75 лет. Севастополь: МГИ, 2004. С. 585-625.
2. Запелалов А.С. Зависимость статистики бликов зеркального отражения при лазерном зондировании морской поверхности от характеристик ее локальных уклонов // Оптика атмосферы и океана. 2000. Т. 13. № 12. С. 1123-1127.
3. Zapevalov A. S. Probability of mirror reflection glitters during oblique sounding of the sea surface // Oceanology. – 2005. Т. 45. № 1. С. 11-15
4. Bréon F.M., Henriot N. Spaceborne observations of ocean glint reflectance and modeling of wave slope distributions // J. Geoph. Res.: Oceans 2006 Vol. 111, No C6.
5. Cox C., Munk W. Measurements of the roughness of the sea surface from photographs of the sun glitter // J. Optical. Soc. America. 1954a. V. 44, № 11. P. 838–850.
6. Запелалов А.С., Лебедев Н.Е. Моделирование статистических характеристик поверхности океана при дистанционном зондировании в оптическом диапазоне // Оптика атмосферы и океана. 2014. Т. 27, № 1. С. 28-33.
7. Христофоров Г.Н., Запелалов А.С., Бабий М.В. Измерения параметров шероховатости морской поверхности при переходе от штиля к ветровому волнению // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1992а. Т.28, № 4. С. 424–431.
8. Бабий В.И., Гайский В.А., Запелалов А.С., Ерошко А.А., Шаповалов Ю.И. Создание позиционных измерительных комплексов // Развитие морских наук и технологий в Морском гидрофизическом институте НАН Украины за 75 лет, Севастополь: МГИ. 2004. С. 657–661.

# ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЛИДАРНОГО СИГНАЛА ДВУКРАТНОГО РАССЕЙЯНИЯ ОТ КАПЕЛЬНЫХ ОБЛАКОВ

Е.В. Ни, В.В. Брюханова

Национальный исследовательский Томский государственный университет

[leo@elefot.tsu.ru](mailto:leo@elefot.tsu.ru), [wolf.ni@yandex.ru](mailto:wolf.ni@yandex.ru)

Ключевые слова: облака, двукратное рассеяние, лазерное зондирование

Исследованы особенности формирования сигнала двукратного рассеяния от угла поля зрения приёмной системы лидара и от глубины зондирования капельного облака различной микроструктуры.

Облака играют большую роль в формировании и изменении климата. От формы и размеров частиц, из которых они состоят, зависит количество солнечной радиации, проходящей через атмосферу Земли и поступающей на земную поверхность. Для определения микроструктуры (фазового состава, формы и размеров частиц) аэрозольных образований широко используются контактные методы, но измерения этими методами носят локальный характер и имеют низкую оперативность. Метод лазерного зондирования лишен этих недостатков, что делает его более предпочтительным при исследовании микроструктуры облаков.

В большинстве работ интерпретация данных лидарных экспериментов основывается на решении уравнения лазерного зондирования, полученного с учетом однократного рассеяния [1] и справедливого для значений оптической толщины  $\tau \leq 1$ , в то время как решение многих практических задач связано с зондированием оптически плотных образований (например, облаков, туманов или антропогенного аэрозоля), для которых  $\tau \geq 1$ . Поэтому возникает проблема учета многократного рассеяния. В общем случае мощность лидарного сигнала определяется суммой мощностей отдельных кратностей [1]:

$$P(r) = P^{(1)}(r) + P^{(2)}(r) + \dots + P^{(n)}(r).$$

Явление многократного рассеяния в аэрозольной среде в полной мере описывается уравнением переноса излучения (УПИ), которое до сих пор в общем виде не решено. Наиболее распространенными методами его решения являются метод Монте-Карло, имитирующий процесс блуждания фотонов в рассеивающей среде, и метод малоуглового приближения, с помощью которого удалось описать закономерности распространения узких коллимированных пучков излучения в рассеивающих средах, представляющих интерес для лазерного зондирования атмосферы. Однако метод Монте-Карло не позволяет получить искомое решение в аналитическом виде, а метод малоуглового приближения использует индикатрисы рассеяния, не соответствующие реальным.

Технические возможности современных лидаров позволяют принимать сигнал из глубины облака с расстояний, не превышающих значения оптической толщи  $\tau \leq 4$ . Исследование лидарного сигнала путем численного решения УПИ методом Монте-Карло [2] показало, что вклад многократно рассеянного излучения определяется тремя факторами: расстоянием до зондируемого объекта  $H$ , угловой апертурой приемника  $\theta_0$  и величиной объемного коэффициента ослабления  $\sigma_0$ , которые связаны параметром  $\eta = \sigma_0 H \text{tg}(\theta_0/2)$ .

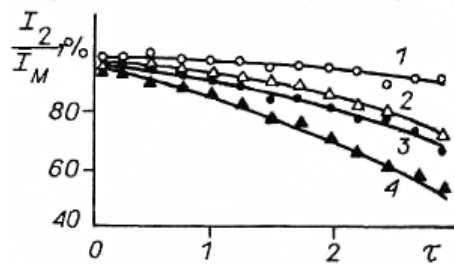


Рисунок 1 – Вклад двукратного рассеянного излучения в сигнал многократного рассеяния 1 –  $\eta=0.035$ ; 2 –  $\eta=0.11$ ; 3 –  $\eta=0.20$ ; 4 –  $\eta=0.55$  [2]

Так, при зондировании капельных облаков с коэффициентом рассеяния  $\sigma_0 = 20 \text{ км}^{-1}$ , расположенных на высоте 3.5 км лидаром с углом поля зрения приемной системы 1 мрад значение  $\eta$  составляет 0.035. В этом случае (рис. 1) интенсивность сигнала двукратного рассеяния составляет не менее 90% от интенсивности сигнала многократного рассеяния. Таким образом, при зондировании капельных облаков лидарный сигнал с достаточной точностью можно описать в приближении двукратного рассеяния [1]:

$$P(r) = P^{(1)}(r) + P^{(2)}(r) = P^{(1)}(r)[1 + \delta(r)],$$

где  $P^{(1)}(r)$ ,  $P^{(2)}(r)$  – мощности компонент лидарного сигнала, обусловленных рассеянием 1-й и 2-й кратностей, соответственно;  $r$  – расстояние от лидара до рассеивающего объема;  $\delta(r) = P^{(1)}(r)/P^{(2)}(r)$  – относительный вклад двукратного рассеяния в лидарный сигнал.

Сигнал двукратно рассеянного излучения, в отличие от сигнала однократного рассеяния, зависит от угла поля зрения приемной системы лидара т.к. с увеличением последнего увеличивается рассеивающий объем, формирующий рассеянное излучение, а, следовательно, увеличивается и уровень сигнала двукратного рассеяния.

Мощность лидарного сигнала двукратного рассеяния от удаленного однородного аэрозольного образования по трассе зондирования имеет вид [1]:

$$P^{(2)}(r) = \frac{P_0 A c \tau_u \sigma_0^2}{4\pi r^2} e^{-2\tau(r)} [I_1 + I_2],$$

где

$$I_1 = \sigma_0 (r - H) \int_0^{\gamma_1} \chi(\gamma) \chi(\pi - \gamma) \operatorname{tg} \frac{\gamma}{2} d\gamma, \quad I_2 = \frac{\sigma_0 r \theta_0}{2} \int_{\gamma_1}^{\pi/2} \chi(\gamma) \chi(\pi - \gamma) d\gamma, \quad \gamma_1 = 2 \operatorname{arctg} \frac{r \operatorname{tg} \theta_0 / 2}{r - H},$$

$P_0$  – мощность посылаемого в среду излучения;  $A$  – площадь апертуры приёмной системы;  $c$  – скорость света;  $\tau_u$  – длительность импульса излучения;  $\tau$  – оптическая толщина исследуемого объёма;  $H$  – высота нижней границы облака (НГО);  $\theta_0$  – угол поля зрения приёмной системы лидара;  $\sigma(r)$  – коэффициент рассеяния;  $\chi(r, \gamma)$  – индикатриса рассеяния.

Нами была исследована зависимость относительного вклада двукратного рассеяния в лидарный сигнал  $\delta(r)$  и интегральных параметров  $I_1$  и  $I_2$  от глубины зондирования, угла поля зрения приёмной системы лидара и размеров частиц капельных облаков нижнего яруса. Вследствие шероховатости (неоднородности) границ облака рассматривались глубины зондирования от 50 м. На рис. 2 и 3 приведены результаты расчета с использованием моделей средне- и крупнокапельных облаков с широким (параметр формы  $\mu=2$ ) и узким ( $\mu=10$ ) распределением частиц по размерам [3] с высотой НГО  $H=1000$  м.

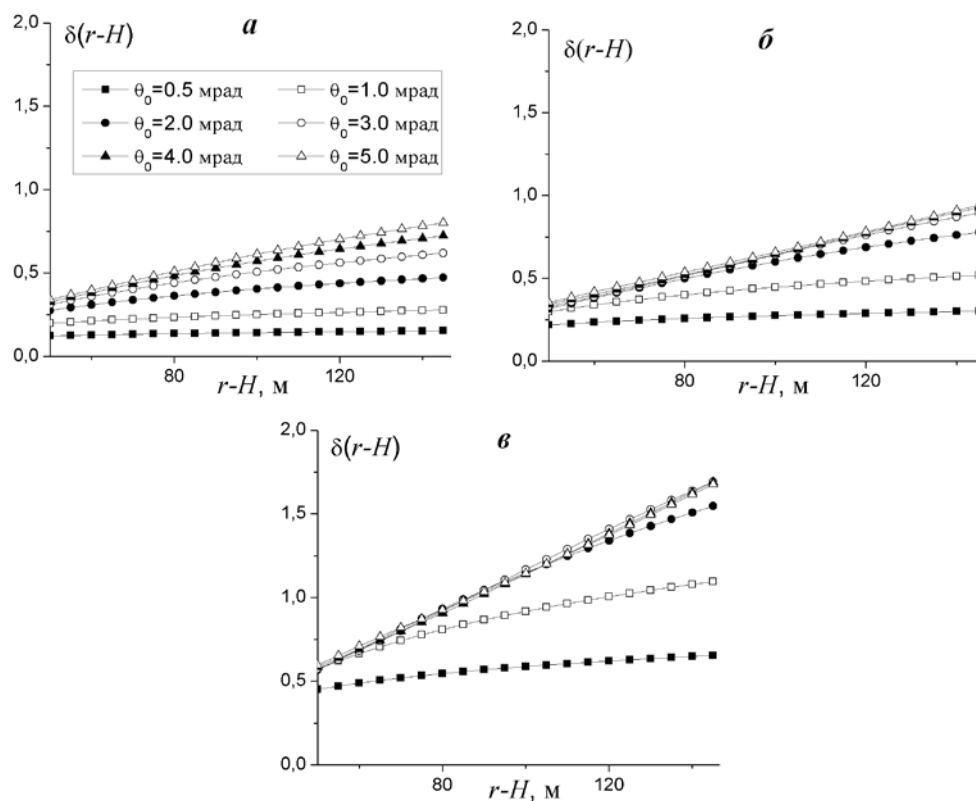


Рисунок 2 – Зависимость относительного вклада двукратного рассеяния в лидарный сигнал от глубины зондирования: а)  $r_m=6$  мкм,  $\mu=10$ ; б)  $r_m=6$  мкм,  $\mu=2$ ; в)  $r_m=10$  мкм,  $\mu=2$ .

Как следует из результатов расчета (рис. 2), вклад двукратного рассеяния в лидарный сигнал сравним с мощностью сигнала однократного рассеяния. Вкладом интегрального параметра  $I_1$  (рис. 3 а,в,д) в лидарный сигнал двукратного рассеяния можно пренебречь. Зависимость  $I_2(r-H)$  носит нелинейный характер, а величина  $I_2$  (рис. 3 б,г,е) при

фиксированной глубине зондирования определяется микроструктурой облака, углом поля зрения приемной системы лидара и высотой НГО.

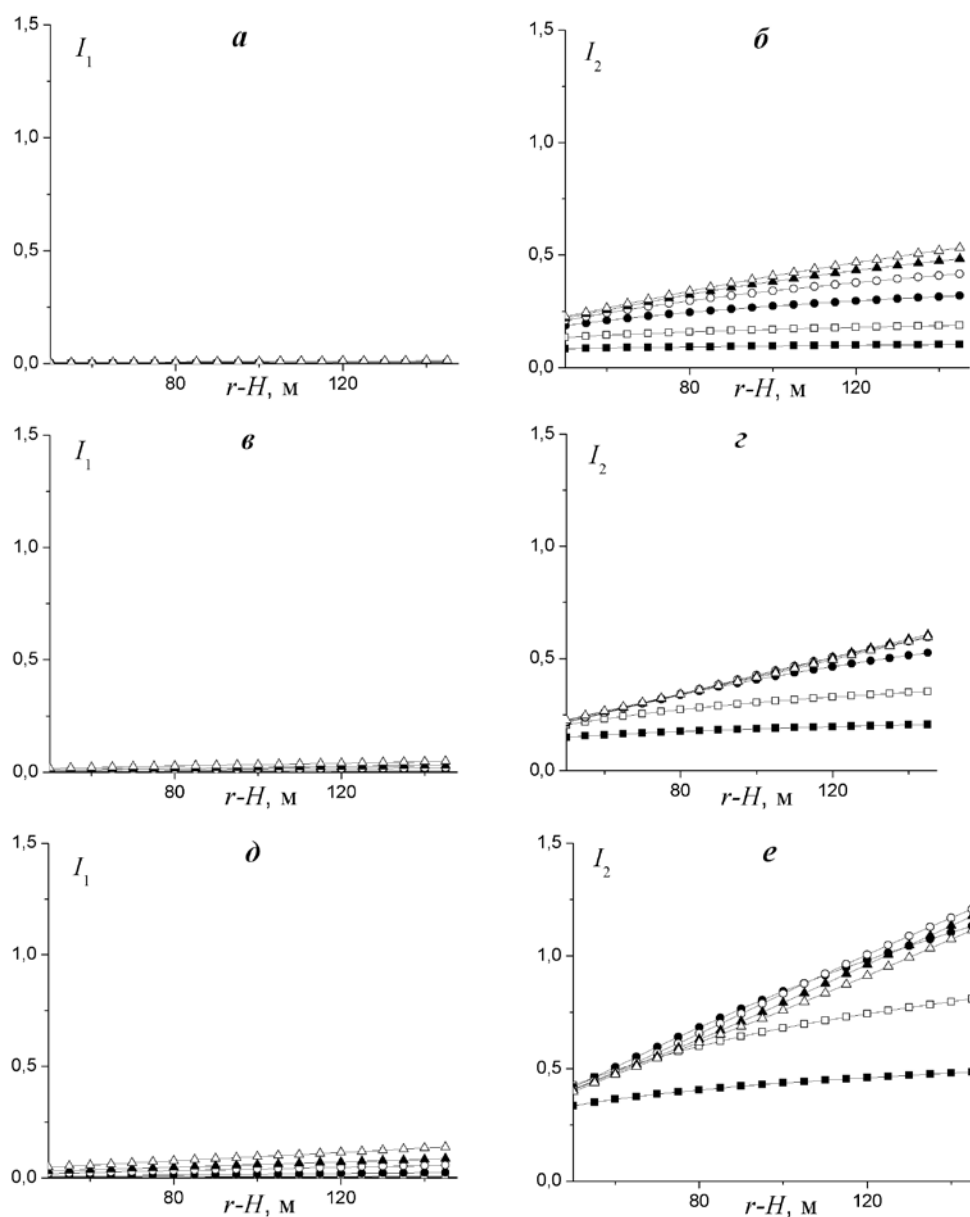


Рисунок 3 – Зависимость интегрального параметра  $I_1$  (а, в, д) и  $I_2$  (б, г, е) от глубины зондирования  $r-H$ : а, б)  $r_m=6$  мкм,  $\mu=10$ ; в, г)  $r_m=6$  мкм,  $\mu=2$ ; д, е)  $r_m=10$  мкм,  $\mu=2$

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке Минобрнауки РФ в рамках «Программы повышения конкурентоспособности ТГУ».

1. Зуев В.Е., Кауль Б.В., Самохвалов И.В., Кирков К.И., Цанев В.И. Лазерное зондирование промышленных аэрозолей. Новосибирск: Наука, 1986. 188 с.
2. Креков Г.М., Кавкьянов С.И., Крекова М.М. Интерпретация сигналов оптического зондирования атмосферы. Новосибирск: Наука, 1986. 185 с.
3. Зуев В.Е. Распространение лазерного излучения в атмосфере. Москва: Радио и связь, 1981. 288 с.



# СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ЛИДАРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ АЭРОЗОЛЯ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ И ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Л.Г.Свердлик<sup>(1)</sup>, Б.Б.Чен<sup>(2)</sup>,

Киргизско-Российский Славянский университет, Бишкек, Киргизская Республика

<sup>(1)</sup> [lsverdlik@istc.kg](mailto:lsverdlik@istc.kg), <sup>(2)</sup> [lidar@istc.kg](mailto:lidar@istc.kg)

Ю. С. Балин<sup>(3)</sup>, Г. П. Коханенко<sup>(4)</sup>, И. Э. Пеннер<sup>(5)</sup>, С. В. Самойлова<sup>(6)</sup>

Институт Оптики Атмосферы, Томск, Россия

<sup>(3)</sup> [balin@iao.ru](mailto:balin@iao.ru), <sup>(4)</sup> [kokh@iao.ru](mailto:kokh@iao.ru), <sup>(5)</sup> [penner@iao.ru](mailto:penner@iao.ru), <sup>(6)</sup> [ssv@seversk.tomsknet.ru](mailto:ssv@seversk.tomsknet.ru)

В период с 2006 по 2009г на лидарных станциях в Теплоключенке (Киргизия, 42<sup>0</sup>N, 78<sup>0</sup>E) и Томске (РФ, 56<sup>0</sup>N, 85<sup>0</sup>E) проводились регулярные измерения в рамках проекта Cis-LiNet – лидарной сети на территории стран СНГ. Мы представляем результаты статистического анализа спектральных характеристик оптических параметров – коэффициента ослабления, оптической толщи и лидарного отношения (величины, обратной к значению индикатрисы рассеяния для 180<sup>0</sup>) – для пограничного слоя и свободной тропосферы.

*Ключевые слова:* аэрозоль, лидар, пограничный слой, свободная тропосфера

## 1. Введение

Аэрозоль является одной из ключевых атмосферных составляющих; он играет существенную роль в формировании ее оптического состояния и требует детального исследования его оптических и микрофизических свойств. Из-за высокой изменчивости времени жизни тропосферного аэрозоля, неоднородности его высотного и пространственного распределений требуются постоянные наблюдения за состоянием аэрозоля, в том числе и с использованием лидарных систем. Зондирование аэрозоля с помощью многочастотного лидара в настоящее время является инструментом, обеспечивающим наиболее полную и качественную информацию о вертикальном распределении оптических и микрофизических свойств аэрозоля.

По мнению руководителей проекта GALION (GAW Aerosol Lidar Observation Network, [www.wmo.int](http://www.wmo.int)) для изучения тропосферного аэрозоля рекомендуется лидарная система, использующая Nd:YAG лазер в качестве источника излучения. В дневное время наблюдений система позволяет регистрировать сигналы, обусловленные упругим рассеянием (УР), для трех длин волн (355, 532, 1064нм). В ночное время, дополнительно, существует возможность регистрации сигналов, обусловленных комбинационным рассеянием (КР), для 387 и 607нм. Лидарные системы с подобными характеристиками используются для рутинных наблюдений за состоянием тропосферы в лидарных сетях, в т.ч. лидарной сети на территории стран СНГ (Cis-LiNet) [1].

Мы представляем результаты регулярных измерений, проводившихся подобными лидарными системами, в двух пунктах наблюдений – Теплоключенке, Киргизия, 42<sup>0</sup>N, 78<sup>0</sup>E, (ЛСТ, [2]), и Томске, РФ, 56<sup>0</sup>N, 85<sup>0</sup>E (ЛОЗА-С, [3]). Обе системы входят в Cis-LiNet, обладают унифицированной системой регистрации сигналов и применяют единые алгоритмы для восстановления высотных профилей оптических коэффициентов [1]. Последнее позволяет использовать результаты их измерений для исследования процессов дальнего переноса аэрозоля.

Лидарная станция ЛСТ является единственной в Центральной Азии, где проводятся измерения характеристик аэрозоля с использованием многочастотного лидара. Расположение ЛСТ в непосредственной близости от пустыней Средней Азии и бассейна Аральского моря определяет ее существенную роль в изучении закономерностей пылевых выносов. По данным ЛСТ имеют место два относительных максимума пылевого заполнения тропосферы: весной (март-апрель) и летом (июнь). Как показывает анализ обратных траекторий воздушных масс, дальний перенос аэрозоля, сформированного в Центральной Азии, является вторым по значимости при заполнении тропосферных слоев в Томске: 34% для слоя вовлечения и 16% для средней тропосферы (подробнее см. [4]). Сопоставление данных зондирования на ЛСТ и ЛОЗА-С является необходимым этапом исследования переноса аэрозольного загрязнения (пыли из районов северного Китая, Монголии и Аральского бассейна и дыма российских лесных и торфяных пожаров) между Центральной Азией и Западной Сибирью и трансформации оптических (физических) характеристик аэрозольных частиц.

## **2. Оборудование, методология**

Возможности ЛСТ и ЛОЗА-С с точки зрения доступной информации об оптических коэффициентах представлены в Таблице 1, используемые методы и возможные ошибки восстановления – в Таблице 2. Наличие поляризационных измерений позволяет контролировать вклад несферических частиц при исследовании пылевых выносов. Ниже мы представляем средние характеристики аэрозольных слоев, полученные на основе регулярных измерений в безоблачные дни наблюдений. Для ЛСТ в период с июля 2008 по июнь 2009 было проведено 111 сеансов лидарных наблюдений. На ЛОЗА-С измерения выполнялись с октября 2006 по октябрь 2007 года. Всего за указанный период было сделано 84 измерения; дневные измерения проводились в 14:00 – 15:00 местного времени, ночные – через два часа после захода солнца.

Таблица 1.

	ЛСТ	ЛОЗА-С
К-т обратного рассеяния	355, 532, 1064нм	355, 532, 1064нм
Коэффициент ослабления	387нм	387, 607нм
Деполяризация	532нм	532нм
Высотный диапазон	0.8 – 12км	0.5 – 15км

Таблица 2.

Коэффициенты	Ошибки, %	Методы восстановления
Обратное рассеяние (355нм)	5	УР-сигнал / КР-сигнал
Ослабление (355нм)	10	Дифференцирование КР
Обратное рассеяние (532нм)	4	УР-сигнал / КР-сигнал
Ослабление (532нм)	6	Дифференцирование КР
Обратное рассеяние (1064нм)	7	Метод Клетта

### 3. Результаты измерений

Основная масса аэрозоля сосредоточена в пограничном слое (ПС), состоящем из нескольких подслоев. Его высота имеет четкую сезонную зависимость: средние значения составляют 1.5км зимой и 3км летом для ЛСТ, 1.2км зимой и 2.3км летом для ЛОЗА-С. До тропопаузы расположены т.н. слои свободной тропосферы (СТ). Средние значения аэрозольной оптической толщи  $\tau_a(532)$  в теплое время наблюдений составляют 0.16 для ЛСТ и 0.19 для ЛОЗА-С. Оптические характеристики аэрозоля в ПС и СТ, полученные на обеих станциях в теплый период наблюдений, представлены в Таблице 3. Данные включают средние значения (дисперсии) коэффициентов обратного рассеяния  $\beta_a(\lambda_i)$ , [км<sup>-1</sup>ср<sup>-1</sup>], для трех длин волн, а также лидарного отношения  $S_a(532)$ , [ср], для  $\lambda = 532$ нм.

В ПС, как показывают результаты наблюдения на обеих станциях, средние значения  $\beta_a(355)$  и  $\beta_a(1064)$  близки и лежат в пределах стандартных отклонений. Значения  $\beta_a(532)$  и  $S_a(532)$  для ЛСТ существенно ниже; соответственно, в объемном распределении преобладают крупные частицы. Отношение объемов мелкодисперсной и крупнодисперсной фракций для ЛСТ составляет  $V_f/V_c \sim 0.2$ , для ЛОЗА-С  $V_f/V_c > 1$ . В СТ, напротив, для ЛСТ характерны большие значения  $\beta_a(355)$  при сопоставимых значениях  $\beta_a(532)$ ,  $\beta_a(1064)$  и преобладание в объемном распределении мелких частиц,  $V_f/V_c \sim 2$ ; для ЛОЗА-С  $V_f/V_c < 1$ .

Таблица 3.

Слой	Станция	$\beta_a(355) * 10^4$	$\beta_a(532) * 10^4$	$\beta_a(1064) * 10^4$	$S_a(532)$
ПС	ЛСТ	23 (9)	5.1 (2.1)	3.4 (1.1)	36 (25)
ПС	ЛОЗА-С	19.4 (12.8)	12.8 (10)	5.6 (3.2)	51 (8.3)
СТ	ЛСТ	10 (5)	2.4 (0.9)	1.1 (0.5)	-
СТ	ЛОЗА-С	1.9 (0.45)	1.4 (0.35)	0.65 (0.15)	49.7 (5.7)

### Литература

1. Чайковский А.П., Иванов А.П., Балин Ю.С., Ельников А.В., Тулинов Г.Ф., Плюснин И.И., Букин О.А., Чен Б.Б. Лидарная сеть CIS-LiNet для мониторинга аэрозоля и озона: методология и аппаратура. // Оптика атмосферы и океана. 2005. Т. 18. № 12. С. 1066-1072
2. Chen B.B., Sverdlik L.G, Kozlov P.V. Optics and microphysics of atmospheric aerosol. Bishkek, 2004. 222 P
3. Самойлова С. В., Балин Ю. С., Коханенко Г. П., Пеннер И. Э. Исследование вертикального распределения тропосферных аэрозольных слоев по данным многочастотного лазерного зондирования. Часть 1. Методы восстановления оптических параметров // Оптика атмосф. и океана. 2009. Т. 22. N 4. С. 344-357
4. Самойлова С. В., Балин Ю. С., Коханенко Г. П., Пеннер И. Э. Аэрозольные слои свободной тропосферы: геометрические и оптические свойства // Настоящий сборник. 2014

# РОБАСТНЫЕ АЛГОРИТМЫ ИДЕНТИФИКАЦИИ СИГНАЛОВ В ЗАДАЧАХ ЛИДАРНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ АТМОСФЕРЫ

В. А. Симахин, О.С. Черепанов

Курганский госуниверситет

E-mail: sva\_full@mail.ru, ocherepanov@inbox.ru

Ключевые слова: лазерное зондирование, регрессия, робастный, адаптивный

Аннотация: в применении к проблеме лазерного зондирования атмосферы и океана предложены и исследуются робастные оценки параметрической регрессии взвешенного метода максимального правдоподобия. Исследования показывают, что предложенные оценки регрессии являются эффективными.

## 1. Постановка задачи

Ключевые слова: Лидарное зондирование, регрессия, робастный, адаптивный, взвешенный метод максимального правдоподобия.

Аннотация: В работе рассматривается задача идентификации при обработке данных лазерного и акустического зондирования атмосферы при наличии выбросов в экспериментальных данных. Исследуется эффективность полученных оценок регрессии взвешенного метода максимального правдоподобия. Найдены выражения для эффективности. Показано, что оценки регрессии взвешенного метода максимального правдоподобия являются более эффективными по сравнению с рядом известных робастных оценок для разных распределений выбросов как симметричных, так и асимметричных.

## 2. Постановка задачи

Задача идентификации (построение математических моделей) на основе экспериментальных данных широко применяется в задачах лазерного и акустического зондирования атмосферы: системы идентификации и диагностики объектов с различной светорассеивающей способностью, зависимости пикового звукового давления от энергии лазерного импульса, модели температурной зависимости сечений поглощения озона в УФ-области и т.д. В математическом плане данная проблема относится к задаче регрессии, методы и алгоритмы решения которой хорошо отработаны при типовых условиях. Но исследования задачи регрессии при наличии выбросов (нетипичных наблюдений) показали, что стандартные методы могут приводить к значительным ошибкам полученных оценок регрессии [1], [2]. К этому могут приводить помехи различного рода, имеющие как внешний, так и внутренний, присущий различным детекторам, характер. Робастная статистика предлагает ряд методов и алгоритмов получения устойчивых к возмущениям в экспериментальных данных оценок регрессии [1-4]. Но критерии робастности и эффективности являются противоречивыми, и робастные алгоритмы идентификации на широком классе распределений могут быть низкоэффективными для какого-то отдельно взятого конкретного распределения измеренных параметров.

Рассмотрим классическую задачу регрессии

$$y=r(x,\theta) + \varepsilon,$$

где  $x$  - случайная величина с известной функцией распределения  $G_1$  и плотностью распределения  $g_1$ ;  $r(x,\theta)$  - функция регрессии известного типа, определенная с точностью до

подлежащего оценке вектора параметров  $\theta=(\theta_0, \dots, \theta_{k-1})$ ;  $\varepsilon$  - независимая от  $x$  случайная величина с известной функцией распределения  $G_2$  и симметричной плотностью распределения  $g_2$ . По имеющимся независимым наблюдениям  $(x_i, y_i), i=1..N$  необходимо оценить вектор параметров  $\theta$ .

К настоящему времени предложено большое количество методов и алгоритмов решения данной задачи. В тоже время исследования [1-4] показали, что эффективность параметрических оценок регрессии очень сильно зависит от выбросов измеренных параметров как по оси  $y$ , так и по оси  $x$ . Ранее был предложен целый ряд методов получения робастных оценок рассматриваемой регрессии - [1-4]. Среди них можно выделить подход Шурыгина [4], который позволяет получать устойчивые оценки параметров, учитывая выбросы и по оси  $x$ . Основные методы синтеза оценок в робастной статистике базируются на получении "максимально робастной" оценки на некоторых классах распределений (супермоделях). Такой подход является излишне пессимистическим. Оценки, оставаясь работоспособными на супермодели, могут быть низкоэффективными для конкретных распределений. Это приводит к идее построения адаптивных оценок.

В данной работе рассматриваются и исследуются робастные параметрические оценки регрессии, адаптивные по отношению к выбросам. Для этого был использован взвешенный метод максимального правдоподобия (ВММП) [5-7], который позволяет синтезировать робастные оценки на классе устойчивых оценок [4].

### 3. Оценки параметров регрессии взвешенного метода максимального правдоподобия

Оценки вектор- параметра  $\theta$  на основе ВММП определяются системой уравнений вида:

$$\sum_{i=1}^N \varphi_j(x_i, y_i, \theta_N) = 0, j=0..k-1,$$

$$\varphi_j(x, y, \theta) = \frac{\partial}{\partial \theta_j} \ln f_2(\varepsilon, \theta) f_1^{l_1}(x) f_2^{l_2}(\varepsilon),$$

где  $\varepsilon=y - r(x, \theta)$ ;  $\varphi_j(x, y, \theta)$  – оценочная вектор-функция;  $l=(l_1, l_2)$  – вектор параметров радикальности, определяющий робастность оценки.

При  $l=(0,0)$  получаем оценки максимального правдоподобия (ОМП), при  $l=(0.5,0.5)$  – радикальные оценки (РО) и при  $l=(1,1)$  - оценки максимальной устойчивости (ОМУ) соответственно.

Интегральная квадратичная погрешность регрессии определяется в виде [4]:

$$R = tr((E\dot{r}\dot{r}^T)H(E\varphi\varphi^T)H),$$

$$E\dot{r}\dot{r}^T = \left( \frac{\partial}{\partial \theta_1} r(x, \theta), \dots, \frac{\partial}{\partial \theta_{k-1}} r(x, \theta) \right)^T,$$

где  $H = (E\dot{\phi})^{-1}$ ;  $E\dot{\phi}$  - матрица производных  $\left\{ \frac{\partial}{\partial \theta_k} \phi_j \right\}$ .

Исследование интегральной квадратичной погрешности показывает, что при наличии выбросов среди измеренных параметров имеются оптимальные значения параметров  $l_1, l_2$ , которые минимизируют  $R$ , что и позволяет строить адаптивные робастные алгоритмы типа [7] по поиску оптимальных  $l_1$  и  $l_2$ .

#### 4. Оценки параметров линейной регрессии для типовых распределений

В данной работе проводится исследование эффективности адаптивных оценок ВММП линейной регрессии. Рассматривается класс распределений с разной степенью затаенности их «хвостов» (обобщенно-нормальное распределение четвертой степени (ОНР4), нормальное распределение (НР), распределения Лапласа (РЛ), распределения Коши (РК)) при наличии выбросов симметричного и асимметричного типа как по оси  $x$ , так и по оси  $y$ .

Рассматривалась традиционная модель линейной регрессии  $y=3x+I+\varepsilon$ , где  $x$  – случайная величина, подчиненная стандартному нормальному распределению,

Использовались три модели выбросов значений измеряемых величин:

- модель 1 - асимметричные выбросы по функционалу  $\varepsilon$ :

$$f(x, \varepsilon) = g_1(x) \left( (1-p)g_2(\varepsilon) + pg_2\left(\frac{\varepsilon}{3\sigma}\right) \right);$$

- модель 2 - симметричные выбросы по  $\varepsilon$ :

$$f(x, \varepsilon) = g_1(x)((1-p)g_2(\varepsilon) + pg_2(\varepsilon - a_1));$$

- модель 3 - асимметричные выбросы по параметру  $x$ :

$$f(x, \varepsilon) = (1-p)g_1(x)g_2(\varepsilon) + pg_1(x - a_2)g_2(\varepsilon - a_3).$$

Ниже, для примера, приведены уравнения для оценки вектора параметров  $\theta$  для нормального распределения.

$$\sum_{i=1}^N \varepsilon_i g_1^{l_1}(x_i) g_n^{l_2}(\varepsilon_i) = 0, \quad \sum_{i=1}^N x_i \varepsilon_i g_1^{l_1}(x_i) g_n^{l_2}(\varepsilon_i) = 0,$$

Относительная эффективность оценки определяется как  $\varepsilon = \frac{V}{V_{opt}}$ , где  $V$  – интегральная

вариация регрессии,  $V_{opt}$  – интегральная вариация регрессии, имеющей минимальную вариацию среди рассматриваемых оценок.

Ниже в таблицах используются следующие обозначения: МНК – оценки метода наименьших квадратов; МНМ – оценки метода наименьших модулей; ОМП – оценки максимального правдоподобия; РО – радикальные оценки; ОМУ – оценки максимальной устойчивости; ОХ – оценка Хьюбера; ОТ – оценки Тьюки; АОР4С – адаптивная оценка ВММП для обобщенно-нормального распределения 4-ой степени; АОНР - адаптивная оценка ВММП для нормального распределения; АОРЛ – адаптивная оценка ВММП для распределения Лапласа; АОРК – адаптивная оценка ВММП для распределения Коши.

В таблице 1 приводятся результаты вычисления эффективности для обобщенно-нормального распределения четвертой степени.

Таблица 1

Эффективность оценок для обобщенно-нормального распределения четвертой степени

Эффективн.	МНК	МНМ	ОМП	РО	ОМУ	ХО	ТО	АОР4С	АОНР	АОРЛ	АОРК
Модель 1	0,074	0,269	0,008	0,723	0,449	0,468	0,609	<b>1,000</b>	0,655	0,271	0,251
Модель 2	0,588	0,379	0,064	0,846	0,547	0,693	0,716	<b>1,000</b>	0,734	0,379	0,322
Модель 3	0,049	0,058	0,001	0,721	0,448	0,058	0,607	<b>1,000</b>	0,697	0,295	0,250

В таблице 2 приводятся результаты вычисления эффективности для нормального распределения.

Таблица 2

Эффективность оценок на нормальном распределении

Эффективн.	МНК	МНМ	ОМП	РО	ОМУ	ХО	ТО	АОР4С	АОНР	АОРЛ	АОРК
Модель 1	0,099	0,584	0,099	0,764	0,496	0,752	0,976	0,856	<b>1,000</b>	0,592	0,611
Модель 2	0,707	0,705	0,707	0,806	0,530	0,980	0,997	0,847	<b>1,000</b>	0,705	0,668
Модель 3	0,065	0,117	0,065	0,752	0,488	0,085	0,961	0,843	<b>1,000</b>	0,633	0,599

В таблице 3 приводятся результаты вычисления эффективности для распределения Лапласа.

Таблица 3

Эффективность оценок на распределении Лапласа

Эффективн.	МНК	МНМ	ОМП	РО	ОМУ	ХО	ТО	АОР4С	АОНР	АОРЛ	АОРК
Модель 1	0,052	0,917	0,917	0,816	0,576	0,481	0,674	0,415	0,782	<b>1,000</b>	0,895
Модель 2	0,316	0,990	0,990	0,799	0,565	0,596	0,628	0,400	0,754	<b>1,000</b>	0,875
Модель 3	0,035	0,146	0,146	0,825	0,582	0,050	0,681	0,419	0,790	<b>1,000</b>	0,901

В таблице 4 приводятся результаты вычисления эффективности для распределения Коши.

Таблица 4



## Эффективность оценок на распределении Коши

Эффективн.	МНК	ММП	ОМП	РО	ОМУ	ХО	ТО	АОР4С	АОНР	АОРЛ	АОРК
Модель 1	0	0	1,000	0,815	0,595	0	0	0,605	0,938	0,852	<b>1,000</b>
Модель 2	0	0	1,000	0,819	0,681	0	0	0,597	0,939	0,856	<b>1,000</b>
Модель 3	0	0	0,987	0,815	0,595	0	0	0,605	0,938	0,833	<b>1,000</b>

### Заключение

По результатам исследования оценок можно сделать следующие выводы:

- 1). Методы непараметрической статистики могут быть весьма эффективными при обработке результатов дистанционного зондирования, особенно в условиях сильного зашумления сигналов внешними и аппаратурными помехами.
- 2). Оценки ВММП являются наиболее эффективными среди рассматриваемых оценок.
- 3). Оценки ММП и МНК низкоэффективны при наличии выбросов для всех моделей, особенно на моделях 1 и 3.
- 4). Оценки Хьюбера и Тьюки [1] оказываются низкоэффективными для распределений с выбросами по оси  $x$ .
- 5). Оценки ВММП, синтезированные для конкретных распределений, даже с адаптацией по параметрам радикальности, могут оказаться достаточно низкоэффективными при изменении распределения. Это говорит о том, что требуется адаптация оценок и по виду распределения (непараметрический подход).

### Литература

1. Хампель Ф., Рончетти Э., Рауссеу П., Штаэль В. Робастность в статистике. – М.: Мир, 1989.- 512с.
2. Хьюбер П. Робастность в статистике. – М.: Мир, 1984. - 303с.
3. Цыпкин Я. З. Основы информационной теории идентификации. – М.: Наука, 1984.- 320с.
4. Шурыгин А. М. Прикладная статистика. Робастность. Оценивание. Прогноз. – М.: Финансы и статистика, 2000. - 223с.
5. Симахин В. А. Непараметрическая статистика. Ч II. Теория оценок. – Курган: Изд-во КГУ, 2004. - 163с.
6. Simakhin V.A. Nonparametric robust regression estimate // Proceeding SPIE, vol. 6522, 2006, 130-139 p.
7. Симахин В. А. Робастные непараметрические оценки. - LAMBERT Academic Publishing, Germany, 2011, 292 с

# ПРОГРАММА ДЛЯ ВОССТАНОВЛЕНИЯ ВЫСОТНЫХ ПРОФИЛЕЙ ОЗОНА ИЗ ДАННЫХ ЛАЗЕРНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ АТМОСФЕРЫ

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

Учреждение Российской академии наук Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева Сибирского  
отделения РАН пл. Академика Зуева, 1, 634021, г. Томск, Россия

e-mail: [nevzorov@iao.ru](mailto:nevzorov@iao.ru)

Ключевые слова: Лазерное зондирование, лидар, озон, программа

Приводится описание разработанной программы восстановления высотных профилей озона из данных лидарных измерений. Программа позволяет проводить расчет высотных профилей концентрации озона по методу дифференциального поглощения и рассеяния для трех пар длин волн 272/289 нм, 299/341 нм, 308/353 нм.

Лазерное зондирование вертикального распределения стратосферного озона осуществляется на Сибирской лидарной станции Института оптики атмосферы СО РАН (г. Томск: 56,5<sup>0</sup> с.ш.; 85,0<sup>0</sup> в.д.) с 1989 года. За этот период были созданы ряд лидаров по зондированию озона:

- Лидар на основе лазерного передатчика на парах меди (длины волн 272/289 нм) и приемного телескопа с зеркалом диаметром 2,2 м – высотный диапазон восстановления озона 2-4,5 км;
- Лидар на основе лазерного передатчика Nd:YAG лазера (длина волны 299/341 нм) и приемного телескопа с зеркалом диаметром 0,5 м – высотный диапазон восстановления озона 4-18 км;
- Лидар на основе лазерного передатчика эксимерного ХеС1 лазера (длина волны 308/353 нм) и приемного телескопа с зеркалом диаметром 0,5 м – высотный диапазон восстановления озона 12-40 км.

В течение этого времени формировалось и программное обеспечение для восстановления высотных профилей концентрации озона (ВРО) из данных лидарных измерений. В данной работе представлен окончательный вариант программы восстановления ВРО для трех пар длин волн 272/289 нм, 299/341 нм, 308/353 нм.

Рассмотрим алгоритм расчета вертикального распределения озона. Исходные выражения для определения концентрации озона при лидарном зондировании атмосферы методом

дифференциального поглощения и рассеяния имеют вид:

$$n(H) = \frac{1}{\underbrace{k_{on}(H) - k_{off}(H)}_A} \cdot \left\{ \underbrace{\frac{d}{dH} \left[ \ln \frac{N_{off}(H)}{N_{on}(H)} \right]}_B + \underbrace{\frac{d}{dH} \ln \left[ \frac{\beta_{off}^a(H) + \beta_{off}^m(H)}{\beta_{on}^a(H) + \beta_{on}^m(H)} \right]}_C + \underbrace{2 \cdot [\alpha_{off}^a(H) - \alpha_{on}^a(H)]}_D + \underbrace{2 \cdot [\alpha_{off}^m(H) - \alpha_{on}^m(H)]}_F \right\} \quad (1)$$

где на соответствующих длинах волн (на линии поглощения – *on* и вне линии поглощения - *off*)  $N(H)$ - зарегистрированный эхо-сигнал;  $C$  – аппаратная постоянная;  $\alpha^a$  - коэффициент ослабления аэрозольного рассеяния;  $\beta^a$  - коэффициент обратного аэрозольного рассеяния;  $k$ - коэффициент поглощения;  $n(H)$  – концентрация озона.

В выражении А формулы 1 используются коэффициенты поглощения  $k_{on}(H), k_{off}(H)$ .

Согласно [1] реальные изменения температуры в атмосфере могут вызвать изменения коэффициента поглощения озона при увеличении ошибки 9%. Поэтому в алгоритме восстановления ВРО целесообразно использовать коррекцию на температурную зависимость  $k_{on}(H, T), k_{off}(H, T)$ . Значения коэффициентов поглощения озона в зависимости от температуры для разных длин волн приведены в таблице 1 [2,3].

Таблица 3 – Сечения поглощения озона ( $\text{см}^2$ ) для диапазона 218 – 295 К на длинах волн зондирования озона.

№	Длина волны, нм	Температура, К				
		218	228	243	273	295
On line						
1	272	$6.8 \cdot 10^{-18}$	$6.8 \cdot 10^{-18}$	$7.0 \cdot 10^{-18}$	$7.05 \cdot 10^{-18}$	$7.1 \cdot 10^{-18}$
2	299	$4.1 \cdot 10^{-19}$	$4.1 \cdot 10^{-19}$	$4.25 \cdot 10^{-19}$	$4.3 \cdot 10^{-19}$	$4.6 \cdot 10^{-19}$
3	308	$1.2 \cdot 10^{-19}$	$1.2 \cdot 10^{-19}$	$1.2 \cdot 10^{-19}$	$1.26 \cdot 10^{-19}$	$1.36 \cdot 10^{-19}$
Off line						
1	289	$1.5 \cdot 10^{-18}$	$1.5 \cdot 10^{-18}$	$1.5 \cdot 10^{-18}$	$1.55 \cdot 10^{-18}$	$1.6 \cdot 10^{-18}$
2	341	$6 \cdot 10^{-22}$	$6 \cdot 10^{-22}$	$6 \cdot 10^{-22}$	$6 \cdot 10^{-22}$	$1.2 \cdot 10^{-21}$
3	353	$6.5 \cdot 10^{-23}$	$7.5 \cdot 10^{-23}$	$1 \cdot 10^{-22}$	$1.5 \cdot 10^{-22}$	$2.2 \cdot 10^{-22}$

Аппроксимировав полиномом табличные значения для пар длин волн 272/289 нм, 299/341 нм, 308/353 нм получаем зависимости коэффициентов поглощения озона от температуры, которые представлены на рисунке 1.

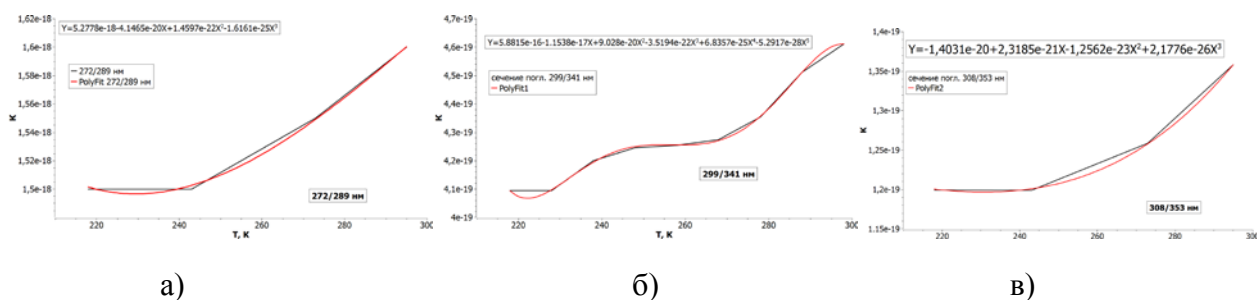


Рисунок 1. Зависимости коэффициентов поглощения озона от температуры для пар длин 272/289 нм – а), 299/341 нм – б), 308/353 нм – в)

Таким образом, коэффициенты поглощения озона в зависимости от температуры  $K$  для трех пар длин волн имеют вид:

$$K_{272}(H,T) - K_{289}(H,T) = 5.2777E-18 - 4.1465E-20 \cdot (T(H)-273) + 1.4598E-22 \cdot (T(H)-273)^2 - 1.61605E-25 \cdot (T(H)-273)^3 \quad (2)$$

$$K_{299}(H,T) - K_{341}(H,T) = 5.8815E-16 - 1.1538E-17 \cdot (T(H)-273) + 9.0281E-20 \cdot (T(H)-273)^2 - 3.5194E-22 \cdot (T(H)-273)^3 + 6.8356E-25 \cdot (T(H)-273)^4 - 5.2918E-28 \cdot (T(H)-273)^5 \quad (3)$$

$$K_{308}(H,T) - K_{353}(H,T) = -1.4031E-20 + 2.3185E-21 \cdot (T(H)-273) - 1.2562E-23 \cdot (T(H)-273)^2 + 2.1775E-26 \cdot (T(H)-273)^3 \quad (4)$$

При больших значениях аэрозольного наполнения атмосферы обратное аэрозольное рассеяние в несколько раз превышает молекулярное, что при неучтенных рассеивающих и ослабляющих свойствах атмосферы на зондирующих длинах волн дает существенные искажения восстановленного озонового профиля [4,5]. В рассматриваемом алгоритме расчета ВРО аэрозольная коррекция учитывается в выражениях  $C$  и  $D$  формулы (1) введением реального распределения отношения рассеяния  $R_{off}(H)$ , в то время как в обычной «невозмущенной» атмосфере расчет ВРО можно проводить при значениях  $R_{off}(H) = 1$ .

В программе применяется линейное сглаживание как для входных лидарных данных, так и результатов восстановления. Линейное сглаживание (сглаживание скользящим средним) является хорошо известной процедурой и широко применяется при обработке данных эксперимента в различных областях естествознания. Линейное сглаживание является частным случаем числовой фильтрации обладающего случайной ошибкой сигнала фильтром с прямоугольным окном и весовыми коэффициентами равными единице [6].

Программа позволяет: считывать лидарные данные и записывать результаты восстановления в формате ASCII; проводить сглаживание скользящим средним лидарных сигналов и результатов восстановления. Для уменьшения ошибок восстановления в программе введена температурная

коррекция коэффициентов поглощения озона. При восстановлении лидарных сигналов на длинах волн зондирования 272/289 нм и 299/341 нм необходимо учитывать большую концентрации аэрозоля в диапазоне высот 0-20 км, поэтому в данной программе учитывается коррекция на аэрозоль. Для расчетов в программе введены среднеширотные сезонные модельные значения высотного распределения температуры и коэффициента обратного молекулярного рассеяния для зимы и лета. Примеры восстановленных профилей концентрации вертикального распределения озона представлены на рисунке 2.

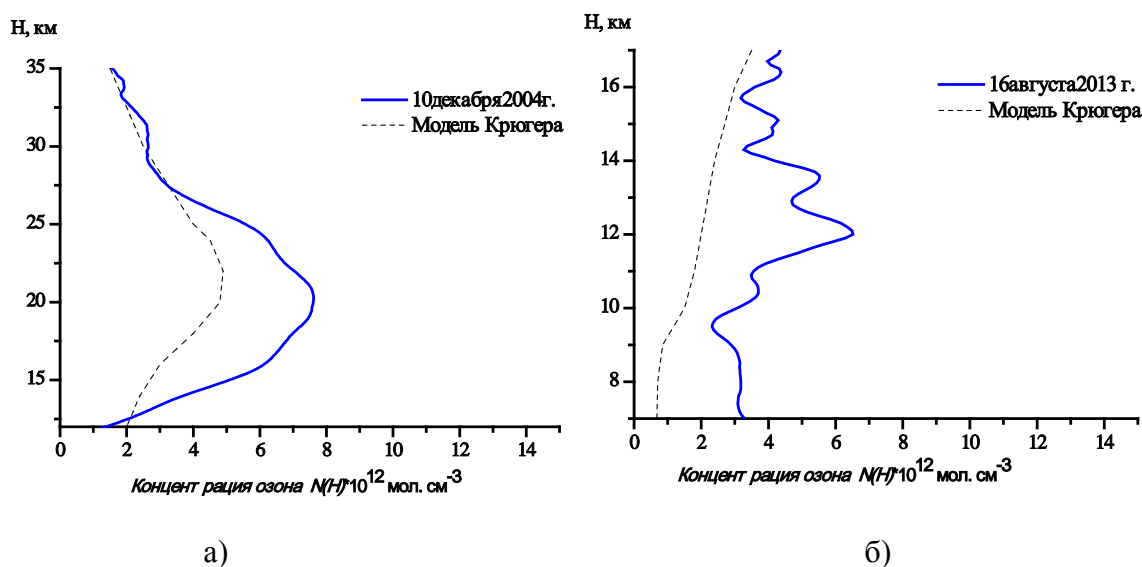


Рисунок 2. Восстановленные вертикальные профили концентрации озона на длинах волн зондирования 308/353 нм - а) и 299/341 нм – б)

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Президента РФ по поддержке ведущих научных школ НШ-4714.2014.5 «Лазерное зондирование атмосферы и океана»

#### ЛИТЕРАТУРА

1. В.Н. Маричев, А.В. Ельников О методе лазерного зондирования атмосферного озона на длинах волн 308 и 532 нм // Оптика атмосферы и океана, 1, №5, 1988, с.77-82.
2. Malicet, J; Daumont, D; Charbonnier, J; et al. ozone uv spectroscopy .2. absorption cross-sections and temperature-dependence. - journal of atmospheric chemistry Volume: 21 Issue: 3 Pages: 263-273 DOI: 10.1007/BF00696758 Published: JUL 1995
3. Zhu, H; Qu, ZW; Grebenshchikov, SY; et al. The Huggins band of ozone: Assignment of hot bands. - JOURNAL OF CHEMICAL PHYSICS Volume: 122 Issue: 2 Article Number: 024310 DOI: 10.1063/1.1825380 Published: JAN 8 2005
4. Ельников А.В., Зуев В.В. Двухчастотное лазерное зондирование озона стратосферы в условиях ее сильного аэрозольного наполнения. // Оптика атмосферы и океана. 1992. Т. 5. № 10. С. 1050.
5. Бондаренко С.Л., Ельников А.В., Зуев В.В. Влияние оптических характеристик аэрозоля на результаты лазерного зондирования озона при аэрозольной коррекции исходных данных. // Оптика атмосферы и океана. 1993. Т. 6. № 10. С. 1268-1277.
6. [http://ihtik.lib.ru/2012.03\\_ihtik\\_mathematic/2012.03\\_ihtik\\_mathematic\\_11862.rar](http://ihtik.lib.ru/2012.03_ihtik_mathematic/2012.03_ihtik_mathematic_11862.rar)

# ОБЛАСТЬ ЗНАЧЕНИЙ ПАРАМЕТРОВ ГАЗО-АЭРОЗОЛЬНОЙ СРЕДЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИХ НЕОБХОДИМОСТЬ СОВМЕСТНОГО УЧЕТА ОБОИХ КОМПОНЕНТОВ ПРИ РАСЧЕТЕ ПРОПУСКАНИЯ ИК ИЗЛУЧЕНИЯ

О.К. Войцеховская<sup>1</sup>, О.В. Шефер<sup>2</sup>, Д.Е. Каширский<sup>1,3</sup>

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

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

<sup>3</sup>Сибирский физико-технический институт им. В.Д. Кузнецова Национального исследовательского Томского государственного университета, г. Томск, Россия

vok@elefot.tsu.ru, shefer-ol@mail.ru, danilak@mail2000.ru

**Ключевые слова:** молекулярное поглощение, аэрозольное рассеяние, ослабление

**Аннотация.** Проведено численное исследование функции пропускания в ИК диапазоне длин волн для различных микрофизических и оптических параметров газо-аэрозольной среды. Определены граничные значения концентрации и эффективных размеров частиц, когда доминирует вклад одной из составляющих или же необходим учет их совместного влияния на общее ослабление рассматриваемой средой.

В настоящее время для изучения трансформации лучистой энергии при прохождении ее через различные атмосферные образования требуется развитие теории переноса с учетом физических характеристик изучаемой среды [1, 2]. При этом необходимо учитывать ряд эффектов, влияющих на проходящее излучение сквозь газо-аэрозольную облако. Однако к настоящему времени вопрос о совместном влиянии эффектов молекулярного поглощения и аэрозольного рассеяния на ослабление излучения недостаточно освещен, а существующие представления зачастую не подкреплены численными расчетами. В данной работе рассмотрена количественная зависимость пропускания газо-аэрозольной среды от микрофизических и оптических свойств ее компонентов.

Лучистый поток энергии, проходя через среду, трансформируется. Часть излучения рассеивается частицами, другая – поглощается веществом, переходя в тепло. Приведем основные формулы, реализованные в вычислительном алгоритме.

Функция пропускания (ФП) среды, обусловленная частицами, имеет вид

$$T = \exp(-\alpha_{\text{ext}} \cdot h), \quad (1)$$

где  $h$  – путь, который проходит излучение в слое,  $\alpha_{\text{ext}}$  – коэффициент ослабления для аэрозольной среды. Для системы частиц коэффициент ослабления можно представить как

$$\alpha_{\text{ext}} = N \cdot \bar{C}_{\text{ext}}, \quad (2)$$

где  $N$  – концентрация частиц, однородных по форме в единице объема,  $\bar{C}_{\text{ext}}$  – эффективное сечение ослабления. При расчете оптических характеристик для полупрозрачного шара использовали формализм теории Ми [3].

В качестве модели отдельной частицы выбрана частица сферической формы, позволяющая адекватно описывать множество эффектов, связанных с трансформацией излучения полидисперсной средой. Частица имеет радиус  $R$  и комплексный показатель преломления  $\tilde{n} = n + i \cdot \chi$  ( $n$  определяет преломление, а  $\chi$  – поглощение частицей).

Молекулярное поглощение излучения, преобразующее поглощенную энергию в тепловую, вносит свой вклад в трансформацию исходного лучистого потока. Функция пропускания без учета влияния аэрозоля для однородной трассы длиной  $h$  с концентрацией молекул  $\eta$  определяется согласно закону Бугера.

$$T = \exp(-k_v \cdot \eta \cdot h), \quad (3)$$

где  $k_v$  – коэффициент молекулярного поглощения. Основная задача заключается в расчете коэффициента поглощения по методологии (line by line), которая основывается на использовании баз данных по параметрам спектральных линий (ПСЛ), содержащих центры, интенсивности, полуширины и энергии нижнего уровня колебательно-вращательных переходов. Отметим, что при нормальных температурах наиболее полными является база данных по ПСЛ «NITRAN 2012» [4], включенная как архив в разработанную авторами информационно-вычислительную систему «ТРАВА» [5].

Одновременный учет поглощения и аэрозольного ослабления проводился по следующей схеме. Прозрачность газовой среды вычислялась как произведение функций пропускания, каждая из которых учитывает одну составляющую общего ослабления (молекулярную или аэрозольную). Этот подход равносителен определению оптической толщины как суммы оптических толщин, определяемых с учетом каждого эффекта отдельно.

Нами выполнено численное исследование указанной ФП излучения ближнего и среднего диапазонов длин волн, трансформированного системой частиц сферической формы.

Рис. 1 иллюстрирует спектральные зависимости функции пропускания от волнового числа ( $\nu$ ) для систем частиц, имеющих разные эффективные размеры. В области среднего ИК



Рис. 1. Спектральная зависимость функции пропускания при  $h=10$  м,  $\chi=0.1$ : 1–  $R=5$  мкм; 2–  $R=10$  мкм; 3–  $R=15$  мкм; 4–  $R=20$  мкм. (а) –  $n=1.31$ ,  $N=10^5$  л $^{-1}$ ; (б) –  $n=1.7$ ,  $N=10^5$  л $^{-1}$ ; (в) –  $n=1.7$ ,  $N=10^4$  л $^{-1}$

диапазона длин волн наблюдается резкое снижение функции пропускания. При этом скорость изменения  $T(v)$  тем выше, чем больше размеры частиц. При увеличении значения показателя преломления появляются осцилляции ФП, причем с увеличением  $R$  их частота увеличивается, а амплитуда уменьшается (см. рис. 1 а и б). Очевидно, полидисперсные среды становятся более прозрачными при меньшей концентрации частиц. На соответствующих кривых рис. 1 б и в наблюдаем, что значения ФП становятся существенно выше, и при этом их осцилляционный характер сохраняется. Для крупных частиц, для области длин волн, когда  $\lambda$  меньше  $R$ ,  $T(v)$  практически не меняется. Этот факт особенно важен при решении обратных задач оптики газовых сред, так как позволяет рассматривать ослабление крупными частицами как фоновое.

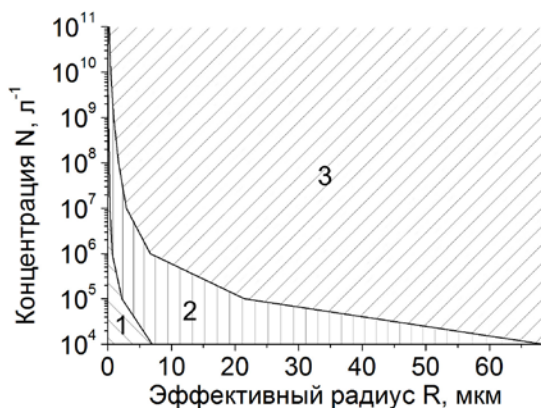


Рис. 2. Характер пропускания в зависимости от размеров частиц и их концентрации частиц в единице объема при  $n=1.5$ ,  $\chi=0.1$  для  $\lambda$  от 1 мкм до 12 мкм. 1–  $T(\lambda)>0.95$ ; 2–  $0.05<T<0.95$ ; 3–  $T<0.5$

определенные значения концентрации и эффективного радиуса, когда влиянием аэрозоля можно пренебречь с погрешностью не более 5%. Аналогично, область 3 демонстрирует случай, когда влияние молекулярной компоненты среды с ошибкой менее 5% пренебрежимо мало. Центральная область 2 указывает множество значений  $N$  и  $R$ , при которых учет обеих составляющих ослабления средой обязателен для обеспечения точности расчета функции пропускания не менее чем на 95%.

Опираясь на расчеты прозрачности среды при учете только ослабления за счет частиц, мы определили граничные условия для параметров аэрозольного состава, при которых следует учитывать обе составляющие при расчете общего ослабления излучения. Кроме того, определили варианты ФП, когда достаточно рассматривать только влияние каждого из эффектов в отдельности.

По результатам расчета функции пропускания для случая превалирующего влияния аэрозольной среды показаны особенности спектрального хода, обусловленные

В реальной атмосфере на ослабление излучения оказывает в той или иной степени, как молекулярное поглощение, так и аэрозольная экстинкция. При этом наибольший интерес представляет определение границ, при которых следует учитывать обе составляющие ослабления полидисперсной средой.

На рис. 2 приведены граничные условия для  $R$  и  $N$ , иллюстрирующие области учета молекулярного поглощения и аэрозольного рассеяния при  $n=1.5$ ,  $\chi=0.1$  для  $\lambda$  от 1 мкм до 12 мкм. Координаты области 1 представляют



микрофизическими параметрами среды. Нейтральный ход этой оптической величины прослеживается, когда средние размеры частиц более чем на порядок превышают величину длины волны. Наиболее яркая ее зависимость наблюдается, когда размеры частиц соизмеримы с длиной волны падающего излучения. При этом скорость изменения спектральной зависимости ФП однозначно можно связать со средними размерами частиц тестируемой среды.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (рег. № 13-07-98027) и в рамках реализации государственного задания Минобрнауки России на 2014÷2016 гг., № НИР 645.

1. *Alam K., Trautmann T., Blaschke T., Subhan F.* Changes in aerosol optical properties due to dust storms in the Middle East and Southwest Asia// *Remote Sensing of Envir.* 2014. V. 143. P. 216-227.
2. *Eleveld M.A., Daphne van der Wal, Thijs van Kessel.* Estuarine suspended particulate matter concentrations from sun-synchronous satellite remote sensing: Tidal and meteorological effects and biases// *Remote Sensing of Envir.* 2014. V.143. P. 204-215.
3. *Г. ван де Хюлст.* Рассеяние света малыми частицами. Москва. Иностранная литература, 1961. 536 с.
4. *Rothman L.S., Gordon I.E., Babikov Y. and et. al.* The HITRAN2012 molecular spectroscopic database// *J. Quant. Spectr. Rad. Trans.* 2013. V.130. P. 4-50.
5. А.с. 2013617114 РФ. TRAVA. Программа для моделирования процессов переноса излучения в однородных и неоднородных газовой-аэрозольных средах / Каширский Д.Е., Войцеховская О.К., Егоров О.В.; Томский гос. ун-т. Опубл. 20.09.2013.

## CASE WITH DUST FORECAST MODEL

K. Oguz and C. Dundar

Research Department, Turkish State Meteorological Service, Ankara, Turkey

According to the Earth Observatory dust storms are considered to be natural hazards, which affect the ecosystem. The main aim of this study is to analyze the desert dust transport and local dust contributions in Turkey by using the BSC-DREAM8b model which runs at Turkish State Meteorological Service besides satellite and groundbased observations. With this main aim, efficiency of the model were analyzed with some test experiments. In this context, the study period were selected when the dust outbreak occurred. Therefore, the study was focused on the date of 18 April 2012 by investigating Aerosol Index product from OMI sensor and PM10 concentrations from air quality stations which are controlled by the Ministry of Environment and Urban Planning in Turkey. After the meteorological conditions were investigated, Aerosol Optical Depth and Surface Concentration were obtained by using different versions of the BSCDREAM8b model with some test experiments. All these model outputs were compared to satellite and ground-based data. As a result, dust transport event was analyzed in detail with model forecast and satellite data. The existence of local dust sources were detected in the case study period associated with high aerosol optical depth. It was also observed that dusts emitted from these arid sources were better caught by BSC-DREAM8b v1.0 than v2.0. The results obtained show that the local dust storms have to an important contribution in the air quality levels in Turkey as confirmed by the model simulations.

## ОЦЕНКА ЭФФЕКТИВНОСТИ ПРИБЛИЖЕНИЯ ДВУКРАТНОГО РАССЕЯНИЯ ДЛЯ ЛАЗЕРНОГО ГИДРООПТИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

В.В. Брюханова<sup>1</sup>, В.С. Шаманаев<sup>2</sup>

*1 - Томский государственный университет, leo@elefot.tsu.ru*

*2 - Институт оптики атмосферы СО РАН, shvs@iao.ru*

Оптические свойства морской воды определяются ее оптически активными компонентами: чистой водой, растворенными неорганическими и органическими веществами, а также минеральной и органической взвесью. Это приводит к высокой оптической плотности (мутности) воды и к существенной изменчивости оптических характеристик океанской воды. Так, например, коэффициент рассеяния варьирует от нескольких сотых до единиц  $\text{м}^{-1}$  [1], а индикатриса рассеяния до 20 раз более вытянута, чем атмосферная [2, 8].

Для численного решения прямой задачи лазерного зондирования моря наиболее эффективен метод Монте-Карло, но это - численный метод, не имеющий аналитического решения. Это затрудняет решение обратной задачи. Метод малоуглового приближения [4], позволяющий получить аналитическое решение, изначально оперирует с усредненными по глубине светорассеивающими характеристиками и не может описывать пространственные профили исследуемой среды. В то же время при определенных условиях [3, 5] для описания лидарного сигнала от оптически плотных образований может быть использовано приближение двукратного рассеяния лазерного излучения.

В данной работе рассмотрены несколько типов индикатрис рассеяния света, пригодных для описания особенностей морской воды, имеющей весьма вытянутую вперед индикатрису рассеяния света. На основе анализа результатов решения прямой задачи оценены как определяющие параметры уравнения лазерного зондирования в приближении двукратного рассеяния, так и те, которыми можно пренебречь. Сравнение результатов проведенных расчетов с результатами моделирования методом Монте-Карло и имеющимися экспериментальными данными позволяет оценить применимость данного подхода к реальным исследованиям.

Так., в работе [5] был предложен метод расчетов с использованием эллиптической геометрии рассеяния света в мутной среде.

Как известно, в реальных физических экспериментах состояние поляризации излучения может быть записано в виде четырехэлементной матрицы-столбца (вектор -параметра Стокса)  $\{S_1 S_2 S_3 S_4\}$ . Рассмотрим случай, когда излучение лазера линейно поляризовано. В этом случае вектор Стокса зондирующего импульса можно записать в виде  $\{S_{10} S_{20} 0 0\}$ , и  $S_{10}=S_{20}$ . По каноническому определению степень частичной поляризации однозначно определяется соотношением:

$$P = \frac{(S_2^2 + S_3^2 + S_4^2)^{1/2}}{S_1} \quad (1)$$

При однократном обратном рассеянии линейно поляризованного излучения на ансамблях сферических частиц не происходит поворота плоскости поляризации рассеянного излучения относительно зондирующего.

В задачах лазерного зондирования информативно более простой является степень деполяризации (или просто деполяризация)

$$\delta = \frac{1-P}{1+P} = \frac{S_1 - S_2}{S_1 + S_2} = \frac{I_I}{I_{II}}. \quad (2)$$

Ранее отмечалось, что многократное рассеяние линейно поляризованного света на системах полидисперсных сферических частиц (таких, как мелкий фитопланктон или капли облачного аэрозоля), также приведет к деполаризации излучения при обратном рассеянии. При этом доля многократного рассеяния (МКР) по отношению к однократному зависит от целого ряда параметров, таких как индикатриса рассеяния, концентрация гидрозолей, расстояние до зондируемого объема (при работе с борта летательного аппарата) и глубина в нём, угол поля зрения приемной системы. Первые количественные данные об этом были получены численными вычислениями методом Монте-Карло [6]. При этом методе возможен учет практически любых кратностей рассеяния, но сами численные расчеты весьма трудоемки.

Из рассмотренных работ по двукратному [5] рассеянию следует, что общий эхо-сигнал

$$P(r) = P^1(r)[1 + \Delta(r)] \quad (3)$$

Здесь  $P^1(r)$  - сигнал, подчиняющийся приближению однократного рассеяния,  $r$  - расстояние, а  $\Delta(r)$  - функционал, описывающий изменение во времени или пространстве доли двукратно рассеянного излучения в общем эхо-сигнале  $P(r)$ .

Добавка  $\Delta(r)$  сама по себе является суммой составляющих, сформированных различными компонентами матрицы рассеяния. Однако для сферических частиц, и линейно поляризованного света, как известно, значимыми являются только элементы матрицы  $d_{11}$ ,  $d_{12}$ ,  $d_{33}$  и  $d_{34}$ . Рассмотрим эти компоненты так, как это было практически использовано в работе [7].

$$\delta_{\perp} = \frac{P_{\perp}^{(2)}(r)}{P^{(1)}(r)} = \frac{\pi r^2}{2 \beta \pi} [I_1 + I_2 + I_3 + I_4] \quad (4)$$

В квадратные скобки заключены следующие выражения:

$$I_1(r) = \int_0^{\varphi_1} U(\varphi) \int_H^r \frac{\sigma(x)}{r^2 - (2r-x)x \sin^2 \varphi / 2} d\varphi dx$$

$$I_2(r) = \int_{\varphi_1}^{\pi/2} U(\varphi) \int_{x_1(\varphi)}^r \frac{\sigma(x)}{r^2 - (2r-x)x \sin^2 \varphi / 2} d\varphi dx$$

$$I_3(r) = \int_{\varphi_3}^{\varphi_2} U(\varphi) \int_{x_2(\varphi)}^r \sigma(x) x^{-2} d\varphi dx \quad (5)$$

$$I_4(r) = \int_0^{\varphi_2} U(\varphi) \int_H^r \sigma(x) x^{-2} d\varphi dx$$

Здесь  $H$  - расстояние до зондируемого объёма,  $\theta_0$  - полный угол поля зрения приемной системы. Пределы интегрирования

$$\begin{aligned} \varphi_1 &= \operatorname{arctg} \frac{r\theta_0}{2(r-H)}; & \varphi_2 &= \operatorname{arctg} \frac{H\theta_0}{2(r-H)}; \\ \varphi_3 &= 2\operatorname{arctg} \frac{r\theta_0}{4\Delta r}; \\ x_1(\varphi) &= r\left(1 - \frac{\theta_0}{4} \operatorname{ctg} \varphi / 2\right); & x_2 &= r\left(1 - \frac{\theta_0}{2 \sin(\varphi - \theta_0 / 2)}\right). \end{aligned} \quad (6)$$

Функция  $U(\varphi)$  вычисляется с использованием элементов матрицы рассеяния  $P_1(\varphi)$ ,  $P_2(\varphi)$  и  $P_3(\varphi)$  для системы светорассеивающих частиц, так или иначе затабулированных в различных литературных источниках. Особенностью гидрооптического зондирования является то, что индикатриса рассеяния сильно вытянута, и при интегрировании её малоугловой части необходимо использовать переменный шаг интегрирования, согласованный со степенью вытянутости. Элемент матрицы  $P_4(\varphi)$  близок к нулю и может не учитываться.

$$U(\varphi) = \left[ \frac{P_1(\varphi) + P_2(\varphi)}{8\pi} \cdot \frac{P_1(\pi - \varphi) + P_2(\pi - \varphi)}{8\pi} + \frac{P_3(\varphi)P_3(\pi - \varphi)}{16\pi^2} \right] \sin \varphi \quad (7)$$

Запись для отношения параллельного поляризованного компонента двукратно рассеянного эхо-сигнала к эхо-сигналу однократного рассеяния производится в соответствии с выражением

$$\frac{P_1^{(2)}(r)}{P^{(1)}(r)} = \delta_{II}(r) = \frac{3\pi}{2} \frac{r^2}{\beta\pi} \left[ I_1' + I_2' + I_3' + I_4' \right]$$

Интегралы в квадратных скобках вычисляются по тем же формулам (6) - (7), но функция  $U(\varphi)$  заменяется на  $V(\varphi)$ :

$$V(\varphi) = \left[ \frac{P_1(\varphi) + P_2(\varphi)}{8\pi} \cdot \frac{P_1(\pi - \varphi) + P_2(\pi - \varphi)}{8\pi} \cdot \frac{P_3(\varphi)P_3(\pi - \varphi)}{16\pi^2} \right] \sin \varphi \quad (8)$$

Отношение общего потока двукратно рассеянного излучения к потоку однократно рассеянного  $P^2/P^1 = \delta = \delta_{II} + \delta_{\perp}$ , а деполяризация

$$\delta(r) = \frac{\delta_{\perp}(r)}{1 + \delta_{II}(r)} \quad (9)$$

Естественно, в тех случаях, когда анализ поляризации не нужен, а в сигнале достаточно знания только его энергетики, УЛЗ для двукратного рассеяния упрощается. Для однородного рассеивающего объёма с коэффициентом рассеяния  $\sigma$ , индикатрисой рассеяния  $X(\gamma)$  на удалении  $H$  от лидара имеем [3]:

$$P(r) = P^1(r) \left\{ 1 + \frac{\tau(r)}{\beta\pi} \left[ \Gamma_1(\gamma_1) + \frac{r}{H} \Gamma_1(\beta_2) \right] + \frac{\tau_d(r)}{4\beta\pi} \left[ \Gamma_2(\gamma_1) + \Gamma_2(\beta_2) \right] \right\} \quad (10)$$

Здесь

$$\Gamma_1(\xi) = \int_0^{\xi} x(\gamma)x(\pi - \gamma)tg\gamma / 2d\gamma;$$

$$\Gamma_2(\xi) = \int_{\xi}^{\pi/2} x(\gamma)x(\pi - \gamma)d\gamma;$$

$$\gamma_1 = 2arctg \frac{rtg\theta_{\Pi} / 4}{r - H};$$

$$\beta_2 = 2arctg \frac{Htg\theta_{\Pi} / 4}{r - H}.$$
(11)

Оптическая толща  $\tau(r)=\sigma(r-H)$ , а оптический размер объема рассеяния  $\tau_d(r)=4\sigma(r)tg\theta_{\Pi}/4$ .

И, наконец, расчёты показывают, что до тех пор, пока глубина зондирования не слишком сильно превышает оптический диаметр рабочей диаграммы лидара, доля двукратного рассеяния является превалирующей и может адекватно использоваться для описания лидарного эхосигнала.

Работа выполнена при частичной поддержке Гранта Президента РФ по поддержке ведущих научных школ НШ-4714.2014.5.

1. Океанология. Физика океана. Т.1. Гидрофизика океана / Под ред. В.М. Каменкевича, А.С. Моница. М.: Наука, 1978. – 455 с.
2. Шифрин К.С. Введение в оптику океана. Л.: Гидрометеиздат, 1983. – 280 с.
3. Зуев В.В., Кауль Б.В., Самохвалов И.В. и др. Лазерное зондирование промышленных аэрозолей. Новосибирск: Наука, 1986. – 173 с.
4. Дистанционный контроль верхнего слоя океана. Под ред. М.В.Кабанова.Новосибирск.Наука.1991, 149 с.
5. . Кауль Б.В., Самохвалов И.В. Уравнение лазерной локации атмосферы в приближении двукратного рассеяния с учетом поляризационных эффектов. // Изв. ВУЗов. Сер.: Физика, 1976, N.1, С.80-85.
- 6.Крекова М.М., Креков Г.М., Шаманаев В.С., Пеннер И.Э. Оценки поляризационных характеристик сигнала лидара от морской воды, содержащей стратифицированные неоднородности. //Оптика атм. и океана, 1994, т.7, №1, с.67-75.
7. Лазерное зондирование тропосферы и подстилающей поверхности. Под ред.В.Е. Зуева. Новосибирск. Наука..1987.262 с.
8. Иванов А.П. Физические основы гидрооптики. Минск. Наука и техника.1975.504 с.

# СРАВНЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ДИСТАНЦИОННЫХ СПЕКТРОФОТОМЕТРИЧЕСКИХ И ЛИДАРНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ O<sub>3</sub>, NO<sub>2</sub> И ТЕМПЕРАТУРЫ С ДАННЫМИ СПУТНИКОВЫХ ИЗМЕРЕНИЙ.

О.Е. Баженов, В.Д.Бурлаков, Ю.В. Гриднев, М.В. Гришаев, С. И. Долгий, А.П. Макеев, А.В. Невзоров, Сальникова Н.С.

*Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН*

[boe@iao.ru](mailto:boe@iao.ru), [burlakov@iao.ru](mailto:burlakov@iao.ru), [yuri@iao.ru](mailto:yuri@iao.ru), [dolgi@iao.ru](mailto:dolgi@iao.ru), [map@iao.ru](mailto:map@iao.ru), [nevzorov@iao.ru](mailto:nevzorov@iao.ru),  
[salnikova\\_1953@mail.ru](mailto:salnikova_1953@mail.ru)

*Ключевые слова: атмосфера, спектрофотометрия, лазерное зондирование, спутниковые измерения.*

Рассматриваются результаты дистанционных спектрофотометрических и лидарных измерений общего содержания озона, двуокиси азота и температуры, полученные на Сибирской лидарной станции (СЛС) Института оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН (Томск: 56,5° с.ш.; 85,0° в.д.) в сравнении с результатами аналогичных спутниковых измерений. Наземные измерения общего содержания озона осуществляются озонометром М-124, измерения содержания NO<sub>2</sub> выполняются автоматизированным спектрофотометром. Наземные лидарные измерения температуры – измерительным комплексом СЛС. Эти измерения сравниваются с данными шар-зондовых и спутниковых измерений. Спутниковые измерения осуществляются аппаратурой TOMS и IASI.

На Сибирской лидарной станции (СЛС) Института оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН (ИОА СО РАН). в Томске (56,5° с.ш.; 85,0° в.д.) ведутся наземные дистанционные измерения методами лазерного зондирования и спектрофотометрии аэрозольно-газового состава атмосферы и температуры. Измеряются рассеивающие характеристики стратосферного аэрозольного слоя, общее содержание озона (OCO), содержание двуокиси азота (NO<sub>2</sub>), вертикальное распределение температуры от тропосферы до мезосферы. В докладе рассматриваются некоторые результаты спектрофотометрических (OCO), (NO<sub>2</sub>) и лидарных измерений температуры, полученные на СЛС в сравнении с аналогичными результатами спутниковых измерений.

## **Измерения OCO**

Измерения OCO ведутся с помощью озонометра М-124 с 1993 г. Для сравнения наших данных использовались спутниковые измерения OCO, которые восстанавливаются с помощью двух алгоритмов: OMI-TOMS и OMI-DOAS [1]. Первый алгоритм основан на версии TOMS V8. Измерения проводятся в 4 дискретных спектральных областях, с центрами на 313, 318, 331 и 360 нм. Во втором алгоритме используется гиперспектральная особенность OMI (Ozone Monitoring Instrument). Он основан на принципе Differential Optical Absorption Spectroscopy

(DOAS). В восстановлении участвуют измерения в спектральном интервале 331.1-336.6 нм. Основным отличием двух алгоритмов является то, что в DOAS устраняется влияние аэрозоля, облачности, диоксида серы и подстилающей поверхности путем спектральной подгонки, а в алгоритме TOMS для этого применяется эмпирическая подгонка. Кроме этого, в алгоритме TOMS используется климатология высоты облачного покрова, полученная на основе спутниковых измерений в ИК области, а в алгоритме DOAS используется информация об облачности, полученная из измерений OMI в полосе поглощения O<sub>2</sub>-O<sub>2</sub> на длине волны 470 нм. Единого, устоявшегося алгоритма обработки данных спутниковых измерений пока не принято. Качественный ход долговременных изменений ОСО при использовании различных алгоритмов совпадает.

На рис. 1 показаны ряды измерений за первую половину 2013 г., выполненных прибором M-124 и обработанных алгоритмом OMI-DOAS.

На рис. 2 сравниваются данные измерений за 2005 – 2013 гг. озонметром M-124 со спутниковыми данными, обработанными различными алгоритмами. Представлены относительные разности между значениями M-124 и результатами спутниковых измерений, сглаженные во временном окне 365 дней. Для данных, полученных OMI и обработанных алгоритмом OMI-TOMS, принято обозначение OMTO, а для данных, основанных на алгоритме OMI-DOAS, принято обозначение OMDO.

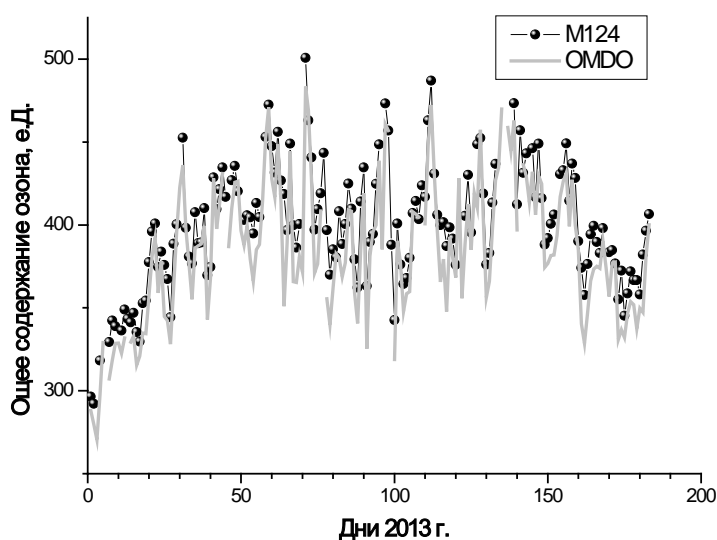


Рис. 1. Сравнение измерений общего содержания озона с помощью озонметра M-124 и аппаратуры TOMS (спутниковые измерения восстановлены с использованием алгоритма OMI-DOAS) за первую половину 2013 г.



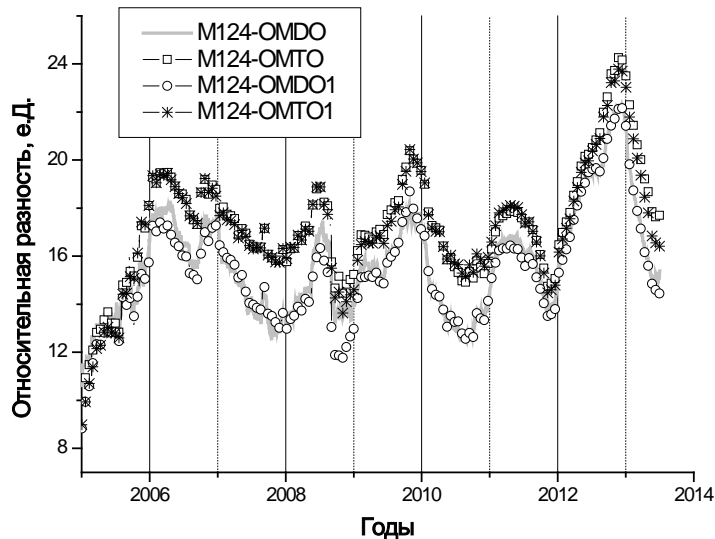


Рис. 2. Относительные расхождения между результатами измерения общего содержания озона с помощью озонметра М-124 и на основе аппаратуры TOMS за период 2005 – 2013 гг.

Спутниковые данные восстановлены с помощью двух алгоритмов для двух близлежащих географических точек Томск – OMDO, OMTO и Томск 1 – OMDO 1, OMTO 1.

Относительное расхождение между наземными и спутниковыми данными, восстановленными с помощью алгоритма OMI-DOAS, в среднем за год составило 13 е.Д. (3.5% от среднего за год) в 2010 г. и 16 е.Д. (4.7%) в 2011 г. Напомним, что 2012 г. был очень засушливым, с большим количеством пожаров в летнее время, что, по-видимому, сказалось на точности измерений. В результате с середины и до конца 2012 г. разногласие спутниковых и наземных измерений росло. Вплоть до августа 2012 г. это, по-видимому, было связано с повышенным замутнением и задымлением атмосферы. В конце 2012 г. спутниковые измерения указывали на пониженное общее содержание озона, а наземные – обычный сезонный рост озона. Как следствие, расхождение составило 18 е.Д. в первой половине и 23 е.Д. во второй половине 2012 г. В 2013 г. разногласие между наземными и спутниковыми данными сократилось и составило 16 е.Д. за первую половину года.

### Измерения содержания NO<sub>2</sub>

Измерения содержания NO<sub>2</sub> выполняются автоматизированным спектрофотометром, который регистрирует спектр рассеянного в зените солнечного излучения в диапазоне длин волн 430 - 450 нм со спектральным разрешением 0.9 нм. По деформации спектра определяется содержание двуокиси азота в наклонном столбе атмосферы, в зависимости от зенитного угла Солнца. Измерения проводятся в сумеречное время суток, когда солнечный зенитный угол изменяется от 83° до 96°. Из данных о наклонном содержании двуокиси азота в атмосфере, путем решения обратной задачи, восстанавливается вертикальное распределение двуокиси азота в 10 слоях

толщиной по 5 км каждый в высотном диапазоне от 0 до 50 км [2]. Спутниковый прибор OMI, для определения содержания  $\text{NO}_2$ , использует метод DOAS регистрируя спектр рассеянной атмосферой Земли солнечной радиации в широком диапазоне длин волн в ультрафиолетовой и видимой частях спектра, со спектральным разрешением 0.5 нм и пространственным разрешением  $13 \times 24 \text{ км}^2$  в надире [3]. Для определения содержания  $\text{NO}_2$  в вертикальном столбе атмосферы используется спектральный диапазон 415 – 465 нм. В докладе используются данные OMI за период с октября 2004 года по декабрь 2012 г. Для сравнения взята выборка данных измерений ОС  $\text{NO}_2$  в стратосферном столбе прибором OMI над Томском находящаяся в открытом доступе на сайте Центра валидации данных Aura [4].

Поскольку наземные измерения выполняются в сумеречное время суток, то их необходимо методом интерполяции были приведены ко времени измерения со спутника, с учетом фотохимических процессов. Спутниковые измерения над Томском проводились дважды в день в разное время, поэтому при сопоставлении данных использовались результаты обоих измерений, а наземные измерения интерполировались к моментам измерения со спутника.

На рисунке 3 представлены значения ОС  $\text{NO}_2$  в стратосферном столбе по результатам измерений со спутника (прибор OMI) и наземных измерений, интерполированным ко времени наблюдения со спутника. Как видно из рисунка данные измерения со спутника достаточно точно совпадают с данными наземных измерений. Временные ряды имеют годовой ход с максимальными значениями летом и минимальными - зимой.

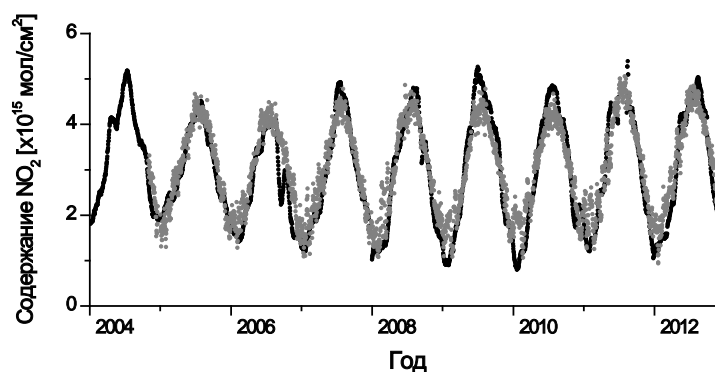


Рисунок 3. Содержание  $\text{NO}_2$  в вертикальном столбе стратосферы (10 – 50 км) над Томском по результатам измерений с помощью спутника (прибора OMI) и наземных измерений, интерполированных ко времени наблюдения со спутника

На рисунке 4 представлена разность между значениями наземных измерений и данными спутниковых наблюдений (серые кружки). Среднеквадратический разброс значений составляет  $0.53 \times 10^{15}$  мол/см<sup>2</sup>. Средняя разность имеет положительное значение и составляет  $(0,19 \pm 0,01)$  мол/см<sup>2</sup>. Значения содержания  $\text{NO}_2$  в стратосфере по данным наземных наблюдений несколько выше значений спутниковых измерений, однако, средняя разность низка и находится в

пределах точности наземных и спутниковых измерений. Скользящее среднее по 30 дням (жирная линия) демонстрирует выраженный сезонный ход. Коэффициент корреляции для рассматриваемого периода наблюдений составляет 0.91.

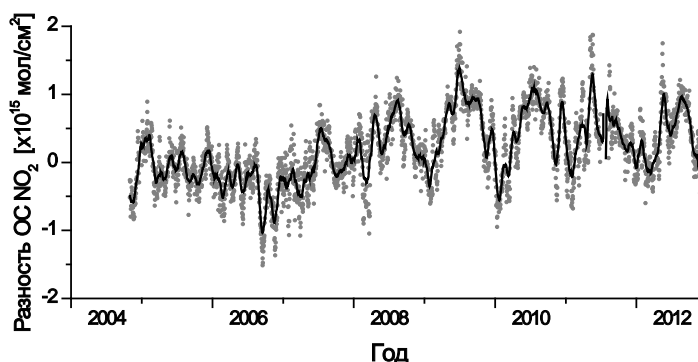


Рисунок 4. Разность суточных значений содержания NO<sub>2</sub> в стратосфере между наземными и спутниковыми измерениями, наблюдаемыми над Томском.

### Измерения температуры.

На высотах выше 30 км, где аэрозоль практически отсутствует (в фоновых условиях), интенсивность Рэлеевского лидарного сигнала (на длине волны зондирующего излучения 532 нм) определяется чисто молекулярным рассеянием, что позволяет восстанавливать из этих сигналов молекулярную плотность и температуру средней атмосферы, поскольку плотность линейно зависит от температуры, и так как сигналы комбинационного рассеяния (КР) от молекулярного азота (на длине волны 607 нм) также не имеют прямого вклада от аэрозольного рассеяния, то есть число регистрируемых рассеянных фотонов прямо пропорционально молекулярной плотности атмосферы, что позволяет восстанавливать профили вертикального распределения температуры.

Проводилось сравнение результатов лидарных измерений температуры с одновременными шар-зондовыми измерениями в Томске и спутниковыми измерениями (IASI). Данные спутникового зондирования высотных профилей температуры получены из измерений гиперспектрального зондировщика атмосферы IASI (спутник MetOP, ESA). На основе измерений и обработки данных прибора IASI можно получать профили температуры и влажности, содержания атмосферных газов.

Восстановление профилей температуры осуществляется на основе стандартных методик EUMETSAT и NASA [5]. Данные по одновременным лидарным, шар-зондовым и спутниковым измерениям температуры представлены на рисунке 5.

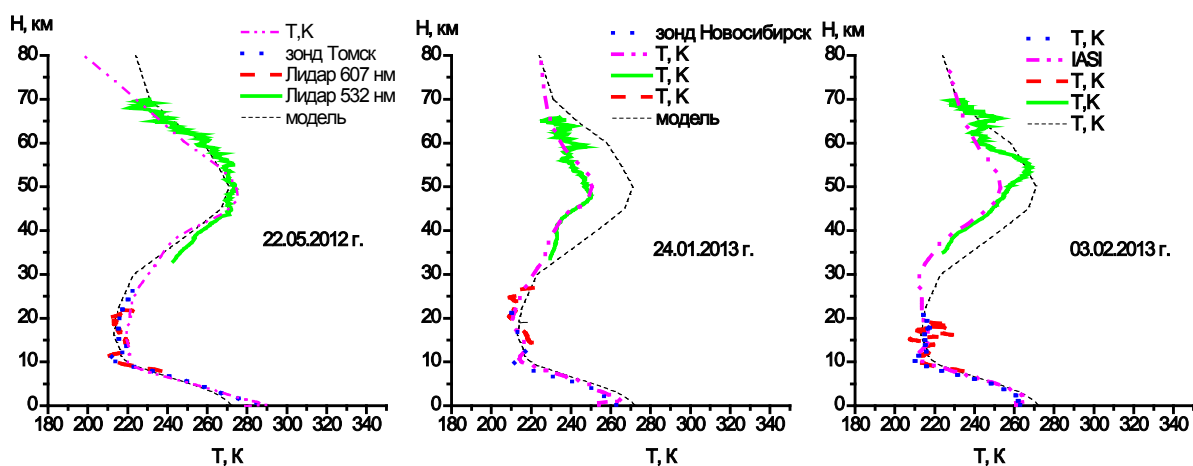


Рисунок 5 – Примеры одновременных лидарных, шар-зондовых и спутниковых измерений температуры

Из рисунка видно практически полное совпадение профилей вертикального распределения температуры в нижней стратосфере из данных лидарных измерений по сигналам комбинационного рассеяния от молекулярного азота на длине волны 607 нм и данных шар-зонда. При этом наблюдается выраженная тропопауза на высоте около 11 км. Спутниковые измерения температуры тропопаузу прописывают не так четко и превышают шар-зондовые. Причины этого лежат как в различии пространственного разрешения спутниковых, лидарных и шар-зондовых измерений, так и в различии погрешностей этих измерений.

### Выводы

При сравнении данных по ОСО лучшее согласие показывают данные измерений с помощью озонметра М-124 и данные на основе алгоритма OMDO. Как правило, измерения М-124 превышают спутниковые данные.

Сравнение наземных измерений  $\text{NO}_2$  на СЛС со спутниковыми (аппаратура OMI) показало, что зимние значения содержания  $\text{NO}_2$  по данным спутниковых наблюдений больше значений, получаемых из наземных наблюдений, а летние – меньше. Однако, среднестатистическое расхождение значений для стратосферы небольшое и не выходит за пределы ошибок измерений.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке интеграционного проекта СО РАН 131а, гранта РФФИ, 11-01-00673\_а., и гранта Президента РФ по поддержке ведущих научных школ НШ-4714.2014.5.

### Литература

1. <http://avdc.gsfc.nasa.gov/>
2. McKenzie R.L., Johnston P.V., McElroy C.T., Kerr J.B., Solomon J.B. Altitude distributions of stratospheric constituents from ground-based measurements at twilight // J Geophys. Res. 1991. V. 96. № 8. P. 15499-15511

3. Boersma K.F., Busela E.J., Brinksma E.J., Gleason J.F. OMI algorithm theoretical basis document. Volume IV OMI trace gas algorithms //ATBD-OMI-02. NASA Goddard Space Flight Centr/ Ed. K. Chance. Greenbelt, Md., 2002. P. 15-36.
4. [http://avdc.gsfc.nasa.gov/pub/data/satellite/Aura/OMI/V03/L2OVP/OMNO2/aura\\_omi\\_l2ovp\\_omno2\\_v03\\_tomsk.txt](http://avdc.gsfc.nasa.gov/pub/data/satellite/Aura/OMI/V03/L2OVP/OMNO2/aura_omi_l2ovp_omno2_v03_tomsk.txt).
5. August, T., et al, IASI on Metop-A: Operational Level 2 retrievals after five years in orbit// Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer. July 2012. V 113, Issue 11, p. 1340-1371.

# ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ ПРИЗЕМНЫХ ТУРБУЛЕНТНЫХ ПОТОКОВ

А.Л. Афанасьев, А.П. Ростов, Н.А. Шефер

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

[afanasiev@iao.ru](mailto:afanasiev@iao.ru), [rostov@iao.ru](mailto:rostov@iao.ru), [shefer@iao.ru](mailto:shefer@iao.ru)

**Ключевые слова:** вертикальные турбулентные потоки, пульсационные измерения, приземный слой.

## Аннотация

Рассматриваются результаты обработки данных, полученных с помощью многопараметрического измерителя турбулентных микропульсаций компонент скорости ветра, температуры, влажности, давления и концентрации аэрозольных частиц. Приводятся результаты статистической обработки экспериментальных временных рядов коэффициента аэрозольного рассеяния (нефелометр), компонент скорости ветра и температуры (ультразвуковой анемометр-термометр). Параллельно 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 физике атмосферных процессов над земной поверхностью важнейшим из микрометеорологических феноменов является турбулентность. Турбулентность является мощным механизмом передачи энергии и переноса различных примесей, более чем на порядок превышающим интенсивность молекулярного переноса. В результате в пограничном слое атмосферы возникают турбулентные потоки различных субстанций – импульса, тепла, водяного пара, газов и аэрозольных составляющих.

Изучение локальной и короткопериодической изменчивости турбулентных полей скорости ветра, температуры, влажности, аэрозоля приземного слоя является необходимым для понимания механизмов взаимодействия между атмосферой и подстилающей поверхностью. Многие закономерности этих процессов изучены не достаточно полно вследствие ограниченности использованных экспериментальных материалов, либо требуют подтверждения на более обеспеченных статистических ансамблях.

Но все еще сравнительно малоизученными остаются локальные процессы в атмосферном пограничном слое, где определяющую роль играют эффекты взаимодействия потока с подстилающей поверхностью и механизмы турбулентного обмена. Особенно это касается изучения пульсаций аэрозоля.

Таким образом, целью проведенного эксперимента и будущих экспериментов является изучение приземного слоя на основе долговременных комплексных измерений турбулентных параметров.

Измерения проводились с помощью многопараметрического измерителя характеристик атмосферы. Прибор предназначен для проведения длительных синхронных измерений пульсаций скорости ветра, температуры, влажности и коэффициента направленного аэрозольного светорассеяния в приземном слое.

Измеритель представляет собой компактный прибор, который объединяет в своем составе акустический измеритель трех компонент скорости ветра и температуры, оптический инфракрасный измеритель микропульсаций абсолютной влажности, датчики температуры, давления, и относительной влажности, а также одноугловой нефелометр открытого типа, для измерений пульсаций коэффициента аэрозольного рассеяния и оценки пульсаций концентрации атмосферного аэрозоля. Измерения динамических и термодинамических характеристик турбулентности также сопровождаются измерениями солнечной радиации. Изученность полей температуры, влажности, скорости ветра и аэрозоля крайне неравномерны, а измерение пульсаций производится разными методами, в разные сроки, так что данные этих измерений зачастую оказываются несопоставимыми. Поэтому прямые пульсационные измерения являются до сих пор актуальными в плане уточнения характерных значений турбулентных параметров.

Измерение рядов метеопараметров осуществлялось с частотой 3 гц. Получены синхронные временные ряды микропульсаций абсолютной влажности, температуры, компонент скорости ветра, коэффициента аэрозольного рассеяния. Как уже отмечалось, именно турбулентные потоки определяют перенос тепла, влаги и аэрозоля воздушными течениями, интенсивность испарения с поверхности почвы, формируют в конечном итоге микроклимат приземного слоя и влияют на развитие крупномасштабных движений в атмосфере.

На рисунке 1 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. Получено было много длительных серий измерений. Здесь по оси отложено 8192 точки, что соответствует 40 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 рассчитанной абсолютной влажности (из относительной влажности, виртуальной температуры и давления). Солнечную

радиацию полезно измерять, для интерпретации длительных измерений, чтобы отслеживать разные ситуации.

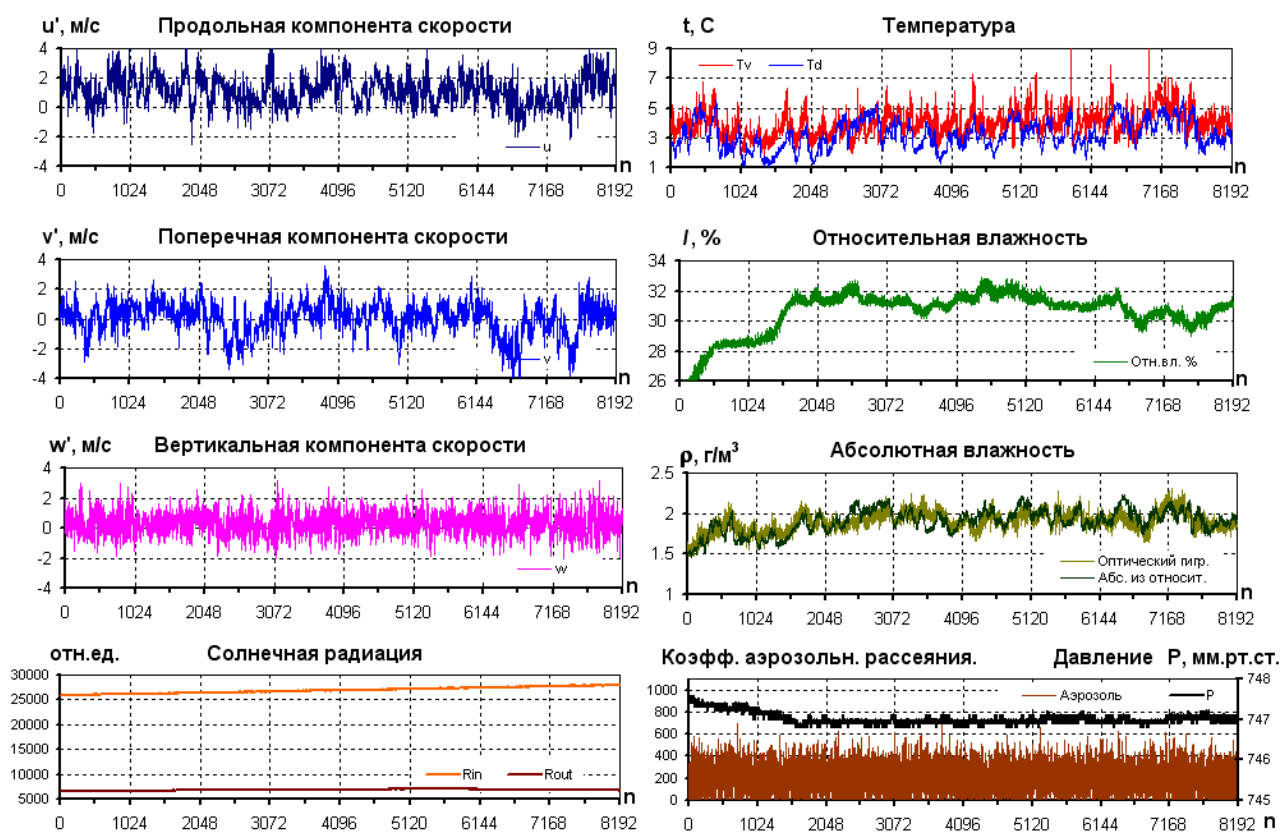


Рис.1. Измеряемые пульсации метеопараметров.

Вертикальные турбулентные потоки импульса  $\tau$ , тепла  $H_b$  и аэрозоля  $H_A$  проще и точнее определяются прямым методом из пульсационных наблюдений путем осреднения соответствующих произведений:

$$\tau = -\rho \langle u' w' \rangle,$$

$$H_b = c_p \rho \langle w' T' \rangle,$$

Здесь  $\rho$  - плотность воздуха;  $c_p$  - теплоемкость при постоянном давлении;  $u'$  - пульсационная составляющая продольной скорости ветра;  $w'$  - пульсация вертикальной скорости;  $T'$  - пульсационная составляющая температуры.

В дальнейшем записанная информация подвергается более детальной статистической обработке. С применением БПФ рассчитываются одномерные спектры флуктуаций для всех измеряемых параметров, а также взаимные спектры, спектры когерентности и фазы. Затем уже обратным БПФ вычисляются авто и взаимные корреляционные функции.

Проведены оценки суточных ходов для вертикальных турбулентных потоков явного и скрытого тепла, влаги, количества движения и аэрозоля в приземном слое атмосферы. Для расчетов потоков применялся так называемый прямой метод, главной трудностью которого



является выбор правильного интервала осреднения. Очевидно, что время осреднения (для потока) должно быть достаточно большим по сравнению с периодом турбулентных пульсаций, но малым по сравнению с характерным временем медленных изменений величин в нестационарном турбулентном потоке.

На рисунке 2 показаны взаимные корреляционные функции пульсаций метеопараметров. Между температурой и абсолютной влажностью хорошая корреляционная зависимость. Корреляционная функция между абсолютной влажностью и скоростью ветра повторяет график температура – скорость ветра, т.к. имеется высокая корреляция между температурой и абсолютной влажностью.

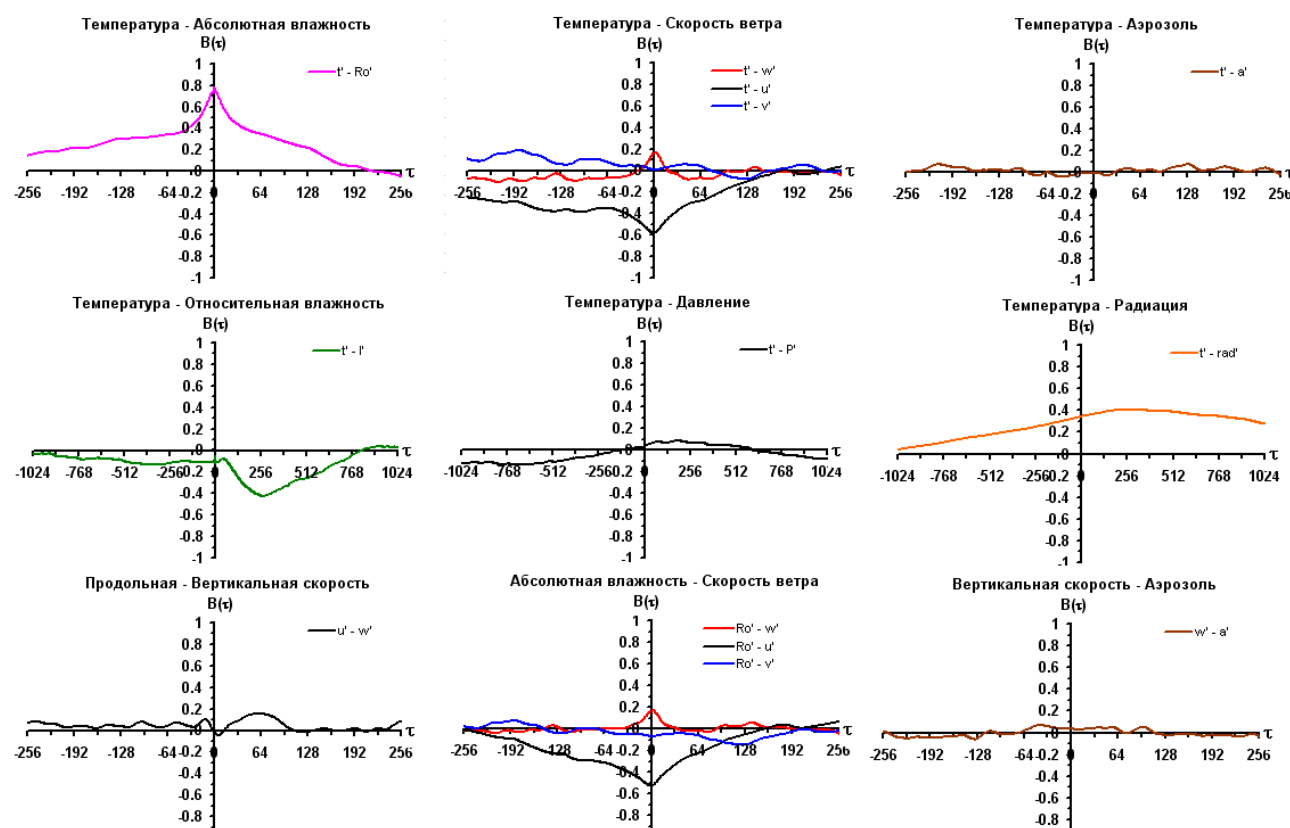


Рис. 2. Взаимные корреляционные функции пульсаций метеопараметров.

В результате проведенных экспериментов можно сказать, что подобные комплексные автоматизированные измерения представляют хорошую возможность для исследования турбулентности приземного слоя, где требуются синхронные данные для большого числа гидрометеорологических параметров. Положительной стороной прибора являются высокая точность и частота регистрации пульсации скорости и температуры. Полученные данные могут быть использованы для теоретического обобщения и выявления новых закономерностей поведения мелкомасштабной турбулентности приземного слоя атмосферы.

Работа выполнена при финансовой поддержке Минобрнауки РФ, госконтракт №8325.

# ОНТОЛОГИИ ПРИ ОБРАБОТКЕ ДАННЫХ ДЗЗ ДЛЯ ОПИСАНИ ЗАСТРОЙКИ

А. И. Рюмкин<sup>1</sup>, М. М. Кабанов<sup>1,2</sup>, С. Н. Капустин<sup>1,2</sup>

1. Томский государственный университет, 2. ИМКЭС СО РАН

Онтологии, Распознавание образов, Компьютерное моделирование

В работе рассмотрен подход к представлению априорной информации для распознавания элементов городской застройки по материалам аэрокосмосъемки, основанный на онтологии, описывающей градостроительные объекты и отношения между ними.

При построении ГИС управления региональным развитием необходимо распознавание элементов подстилающей поверхности по материалам аэрокосмосъемки [1-3]. Особенно сложно такое распознавание снимков застроенных территорий [3,4]. Повысить его надежность можно при максимальном использовании априорной информации о структуре городской застройки и взаимосвязях элементов с помощью инструментария онтологий.

В задачах информационного сопровождения в области градостроительства и управления муниципальными образованиями на сегодняшний день назрела острая необходимость в создании единой идеологии и программного инструментария, объединяющих разнородные данные о всей совокупности объектов, имеющих отношение к муниципальному образованию. Комплексное решение в данной области должно предоставлять следующие возможности:

1. Использование априорной информации и инструментов анализа данных на основе онтологий для аккумуляции начальной базы данных и базы знаний по конкретной предметной области (computer-assisted input).
2. Создание объединенной модели муниципального образования на основе накопленных данных, объединяющее все аспекты краткосрочной и долгосрочной деятельности изучаемого объекта в рамках единого программно-вычислительного комплекса.
3. Мониторинг и анализ текущей ситуации в рамках объединенной модели.
4. Поддержка решений по планированию и развитию в рамках объединенной модели.

Таким образом, для решения всей совокупности задач, перечисленных выше, необходимо создать единую модель данных и знаний (онтологию), описывающую основные характеристики объектов муниципальных образований и отношения между ними. Подобная модель базируется на двух категориях входящих данных и знаний:

1. Нормативные документы, регламентирующие градостроительство в РФ [5,6]
2. Существующие теоретические наработки в области применения онтологий в ГИС в целом и в области описания городских территорий в частности. [7-9]

Естественным образом, при создании единой онтологической модели, необходимо разделять нормативные требования, как некоторый каркас регламентированных отношений между сущностями, и реальное описание пространственных и иных отношений, сложившихся на практике. Нормативный слой модели при этом позволяет выявлять существующие несоответствия регламенту и накладывает ограничения при решении задач планирования.

Для применения созданных моделей в ГИС и при распознавании также необходимо разделять уровни принятия решений. В данном случае рассматривались четыре уровня масштабирования – региональный, городской, районный, квартальный. Каждый из уровней должен иметь свое адекватное масштабу представление в ГИС, между тем как в онтологии они образуют единую иерархию знаний о предметной области.

Для определения отношений использованы подходы мереологии, описывающие аксиоматику часть-целое в рамках онтологии, мереотопологии, расширяющие отношения для качественного описания пространственных отношений между объектами [10], кроме того, в связи с необходимостью интеграции с ГИС, было принято решение применять и количественные описания пространственных свойств объектов, поскольку, в общем случае, необходимо предусмотреть возможность использования различных ГИС для работы с онтологией (открытая архитектура).

Для разработки онтологии используется открытый редактор онтологий Protege v3.4.8 и плагин OpenMap для интеграции пространственных данных.

В рамках работы проведено исследование существующих подходов к применению онтологий в связке с ГИС к задачам городского планирования (townontology), проведена первичная формализация нормативных документов для создания полноценной нормативной онтологии в области градостроительства. Выделены основные образующие классы онтологии, такие как район жилой застройки, объекты общего пользования, дорожная сеть, зона зеленых насаждений и пр. Определены базовые отношения между классами.

В рамках исследования предметной области выявлено, что важным фактором, определяющим городскую структуру и задающим важные свойства классов в онтологии, является городское зонирование. Нормативные документы выделяют (но не ограничивают) следующие основные зоны: Жилые зоны, Общественно-деловые зоны, Производственные зоны, Зоны инженерной и транспортной инфраструктур, Зоны рекреационного назначения, Зоны сельскохозяйственного использования, Зоны особо охраняемых объектов, Зоны специального назначения, Зоны размещения военных объектов, Иные виды территориальных зон.

Таким образом, принадлежность территории к определенной зоне определяет подкласс в онтологии, обладающий уникальным набором свойств и отношениями часть-целое с набором других классов (в концептуальной модели) и экземпляров (в конкретной утилитарной модели).

Кроме того, из вышеизложенного видно, что структура классов данного уровня является открытой для добавления, как классов зонирования, так и подклассов во многих типах зон.

При создании онтологии, формализующей структуры городского планирования и застройки необходимо также учитывать и существование параллельных классификаций в зонировании, определяемых другими нормативными документами, экспертными оценками и аналитическими соображениями. В частности, в [5,6] содержатся прямые отсылки на существование следующих возможных зон: зоны исторической застройки, историко-культурных заповедников; зоны охраны памятников истории и культуры; зоны особо охраняемых природных территорий; водоохранные зоны и прибрежные защитные полосы; зоны залегания полезных ископаемых; зоны, имеющие ограничения для размещения застройки в связи с неблагоприятным воздействием природного и техногенного характера.

Рассматривая другой уровень городского планирования необходимо рассмотреть такие классы как район и квартал – прямо определяемые в нормативных документах [5,6]. Необходимо учитывать, что понятие квартала (микрорайона), как правило, подразумевает его полное включение в какую-то из вышеперечисленных зон, в то время как район может занимать несколько зон разного назначения. Несмотря на то, что в [5] с. 5.4 оба эти понятия вводятся по отношению к жилой зоне, мы вынуждены указать на то, что в реальности, даже и в нормативных документах, а тем более в обиходном словоупотреблении, эти понятия имеют гораздо более широкий смысл. Поэтому они должны быть отражены в онтологии как более общие независимые классы, отношения мерологии для которых могут быть весьма нетривиальны.

Продолжая следовать подходу «сверху-вниз» к описанию типовой модели градостроительного планирования и мониторинга, необходимо двигаться от зон и районов, внимательно анализируя и прорабатывая все абстрактные и конкретные классы, задействованные на данном уровне, задавая параметры каждого класса и отношения между ними, к большей детализации – на уровень кварталов и отдельных объектов застройки. Полная непротиворечивая онтология городской застройки, в идеале должна включать в себя детализацию до уровня отдельных зданий и построек, коммуникаций и элементов дорожной сети, каждый элемент при этом представлен экземпляром соответствующего класса с полностью описанными параметрами и отношениями с другими классами (и экземплярами классов).

Поскольку на данном этапе работы основной задачей было создание концептуальной онтологии, описывающей структуру классов и отношения между ними, базируясь на существующих подходах и нормативах предметной области, а не моделирование конкретной муниципальной единицы с экземплярами классов, мы ограничились заданием основных правил и сущностей на уровне до квартала, определяющих основные формальные нормативы.

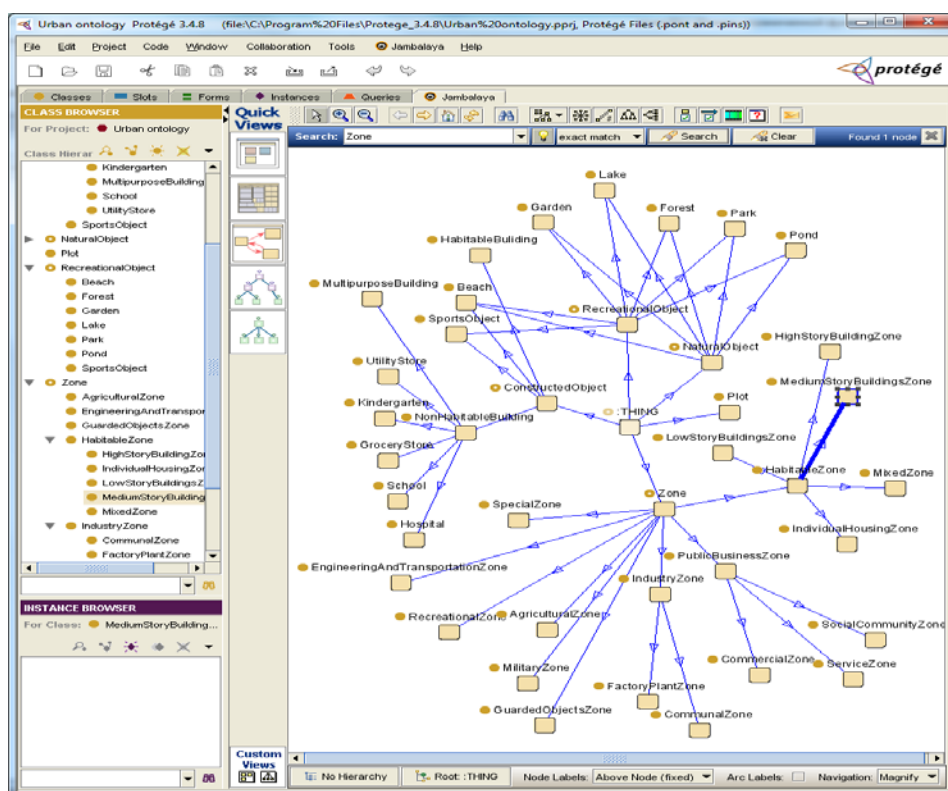


Рис. 1. Фрагмент структуры классов верхнего уровня.

#### Литература

1. Рюмкин А.И., Кравченко Г.Г. Организация регионального развития на основе геоинформационных технологий. // Геоинформатика. / Geoinformatika. 2007. № 2. С. 36-42.
2. Протасов К.Т., Рюмкин А.И. Непараметрический алгоритм распознавания объектов подстилающей поверхности земли по данным аэрокосмической съемки // Вестник Томского государственного университета. 2002. № 275. С. 41-46.
3. Ryumkin A.I., Kabanov M.M., Kapustin S.N., Fuks A.L., Chumichev I.I. Control of the territory condition using the space survey in optical range // Pattern Recognition and Image Analysis. (Advances in Mathematical Theory and Applications). 1999. T. 9. № 2. С. 380.
4. Рюмкин А.И. О геоинформатике в Томском государственном университете и научно - производственном объединении «Сибгеоинформатика» // Вестник Томского государственного университета. 2002. № 275. С. 33-40.
5. СНиП 2.07.01-89 (2000) Градостроительство. Планировка и застройка городских и сельских поселений (взамен СНиП II-60-75)
6. Градостроительный кодекс Российской Федерации от 29 декабря 2004 г. N 190-ФЗ
7. A. Buccella, A. Cechich, P. Fillotrani. Ontology-driven geographic information integration: A survey of current approaches // Computers & Geosciences, Volume 35, Issue 4, April 2009. P. 710-723
8. U. Visser, H. Stuckenschmidt, G. Schuster, T. Vuyele. Ontologies for geographic information processing // Computers & Geosciences, Volume 28, Issue 1, February 2002, P. 103-117
9. N. Schuurman. Spatial Ontologies // International Encyclopedia of Human Geography, 2009, P. 377-383.
10. Casati, R. & Varzi, A. C. Parts and places: the structures of spatial representation Cambridge, MA and London: MIT Press (Bradford Books), 1999. 241 P.

# ПРОВЕРКА КВАЗИДВУХЛЕТНЕЙ ЦИКЛИЧНОСТИ ОБЩЕГО СОДЕРЖАНИЯ ОЗОНА НАД ТЕРРИТОРИЕЙ РОССИИ ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВОЙ АППАРАТУРЫ TOMS

О.Е. Баженов, А.П. Макеев

Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, 634021, г. Томск, пл. Академика

Зуева 1, E-mail: [boe@iao.ru](mailto:boe@iao.ru)

Ключевые слова: общее содержание озона, экваториальный зональный ветер, квазидвухлетняя цикличность

Проанализирована картина квазидвухлетней цикличности общего содержания озона над северными территориями России по данным спутниковой аппаратуры TOMS. Показано, что весь рассматриваемый период можно разделить на три интервала: до 2002-2004 гг., интервал между 2002-2004 гг. и 2008-2010 гг., и период после 2008-2010 гг. Квазидвухлетняя цикличность достаточно четко проявляется в 1-й и 3-й периоды и искажена во 2-ом периоде.

Квазидвухлетняя цикличность (КДЦ) экваториального зонального ветра в стратосфере – одно из самых значительных явлений экваториальной циркуляции в стратосфере. Она характеризуется чередующимися восточными и западными фазами зональных ветров со средним периодом 27–28 месяцев, диапазоном изменчивости 22–34 месяцев и максимальной амплитудой, наблюдаемой на уровне 70–10 гПа в атмосфере. Данные колебания влияют не только на распределение ветров и температуры в экваториальных областях, но также на нагревание стратосферы и перенос малых газовых составляющих, например, озона, в полярные широты. КДЦ характеризуется индексом зонального ветра, полученного путем измерения ветра в нижней стратосфере экваториальных областей. После обнаружения ветрового КДЦ последовало открытие КДЦ общего содержания озона (ОСО), вначале в экваториальных областях, а затем и во внетропических широтах. Разность фаз между КДЦ ОСО и КДЦ экваториальных ветров зависит от широты. Колебания ОСО и ветра на экваторе синфазны, а колебания ОСО в арктических широтах и ветра на экваторе – противофазны. Очередность нисходящих западных и восточных ветров по-видимому определяется поглощением в стратосфере вертикально распространяющихся экваториальных гравитационных волн Кельвина и Россби, генерируемых в тропосфере. Данная волновая стимуляция зонального потока приводит в действие вторичную средне-меридиональную циркуляцию в широтно-высотной плоскости, с нисходящими движениями вдоль экватора в периоды западного сдвига и восходящими движениями в периоды восточных сдвиговых перемещений. В западной сдвиговой фазе экваториального зонального ветра вблизи экватора происходит нисходящее движение из более высоких областей (выше приблизительно 28 км) в слой 30–50 гПа вследствие максимального адиабатического охлаждения в наиболее теплой фазе температурного

КДЦ на экваторе. Ниже 28 км химическое время жизни озона относительно велико по сравнению с масштабом динамических процессов, в то время как выше 28 км его химическое время жизни очень мало. Таким образом, относительное нисходящее движение воздуха через эту область ведет к увеличению ОСО в связи с тем, что на уровнях выше 28 км озон быстро замещается в процессе химического производства. В то же время, и посредством того же механизма, усиленное движение вверх от уровня 30–50 гПа (и нисходящее движение ниже этого уровня) происходит в субтропических широтах и приводит к дефициту озона в этих областях. Во время восточного сдвигового перемещения имеет место обратный процесс, приводящий к росту озона в субтропиках и его сокращению над экваториальной зоной [1]. В дальнейшем меридиональная циркуляция переносит воздушные массы в стратосферу полярных областей.

На Сибирской лидарной станции Института оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН (Томск: 56,48°с.ш., 85,05°в.д.) измерения ОСО ведутся с помощью озонметра М-124 с 1993 г. Относительная средняя разность между наземными (М-124) и спутниковыми (TOMS) измерениями составила 17 е.Д. в 2011 г., 19 е.Д. в 2012 г. и 16 е.Д. в 2013 г. [2]. Для наглядности будем сравнивать данные по зональному ветру со спутниковыми измерениями ОСО. Отметим, что КДЦ общего содержания аэрозолей и озона в стратосфере над Томском за период 1986-2003 гг. исследовалось в работе [3]. Было показано присутствие во временном ходе ОСО колебаний, модулируемых квазидвухлетней цикличностью зональной скорости ветра в экваториальной стратосфере, с преимущественно пониженным ОСО в западной фазе КДЦ и повышенным ОСО в восточной.

На рисунке представлены зависимости за период 1996-2013 гг. для четырех точек северного полушария: Диксона, Якутска, Иркутска и Томска. При представлении экваториальных ветров принято считать, что зональные ветра в западной фазе КДЦ имеют положительные значения, а ветра в восточной фазе КДЦ - отрицательные. Интенсивность и направление меридиональной циркуляции изменяется со временем. Она сильнее в зимней полусфере, чем в летней ввиду установления более значительного температурного градиента между экватором и полюсом в тропосфере, способствующего более высокой волновой активности, модулирующей циркуляцию Брюера-Добсона (ЦБД). Более высокий уровень волнового форсинга в северной полусфере является причиной сезонных изменений восходящих движений (upwelling) в тропиках [4]. Поэтому, в дополнение к полному ряду ОСО, была проведена проверка сигнала КДЦ озона отдельно для весенних месяцев (периода озонового максимума в средних широтах). Для этого рассчитывалось среднее ОСО для марта и апреля. Полный ряд ОСО сглаживался скользящим средним по 365-ти точкам.

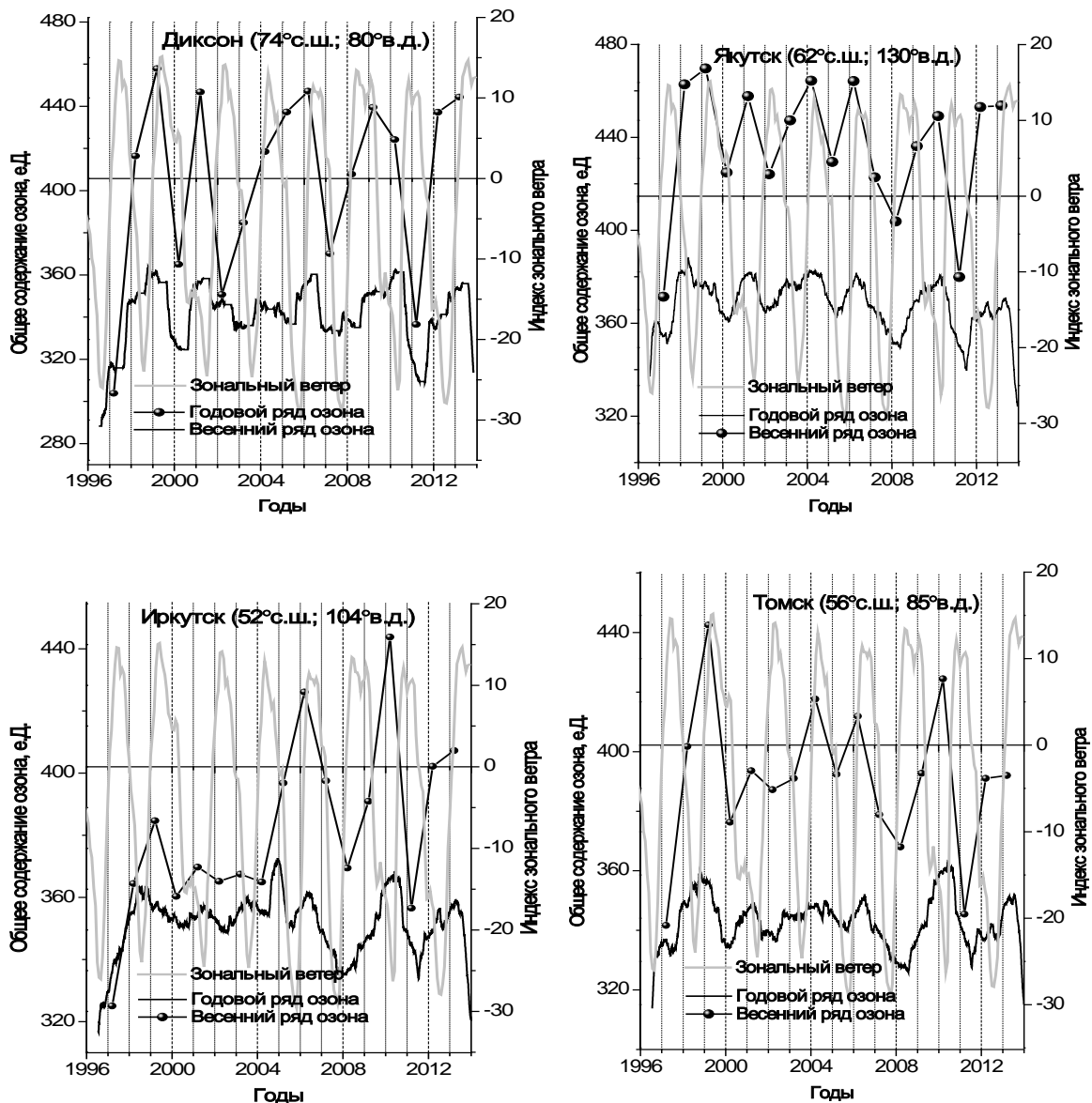


Рисунок. Индекс зонального ветра, полный временной ряд ОСО и ряд средних весенних (март-апрель) значений. Полный ряд сглажен скользящим средним по 365-ти точкам.

Картина КДЦ во внетропических широтах несколько сложнее, чем на экваторе. В отличие от КДЦ зонального ветра, КДЦ озона проявляет сложную временную зависимость и асимметричную широтную структуру. Экстремумы имеют тенденцию возникать в зимне-весенний период вне зависимости от текущей фазы экваториального КДЦ. Это трудно объяснить только с помощью КДЦ. Вероятно, в результате наложения сезонного хода и КДЦ возникает более сложное распределение озона во внетропических широтах [5]. На основе анализа рисунков весь рассматриваемый период можно разделить на три интервала: до 2002-2004 гг., интервал между 2002-2004 гг. и 2008-2010 гг., и период после 2008-2010 гг. Картина КДЦ достаточно четко проявляется в 1-й и 3-й периоды и искажена во 2-ом периоде. Следует



отметить, что 2011 г. совпал с западной фазой КДЦ, что обусловило слабость ЦБД в этот период, и могло стать одной из причин арктической озоновой дыры 2011 г.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке гранта Президента РФ по поддержке ведущих научных школ НШ-4714.2014.5

1. Echer E., Guarnieri F.L., Rigozo N.R., Vieira L.E.A. A study of the latitudinal dependence of the quasi-biennial oscillation in Total Ozone Mapping Spectrometer total ozone // *Tellus*. 2004. N 56A. P. 527–535.

2. Баженов О.Е. Сравнение наземных измерений общего содержания озона в Томске со спутниковыми данными // XX юбилейная Рабочая группа “Аэрозоли Сибири”: Тезисы докладов. Томск, 26-29 ноября 2013 г.

3. Зуев В.В., Ельников А.В., Бурлаков В.Д. Результаты исследования квазидвухлетних колебаний содержания аэрозолей и озона в стратосфере над Томском за период 1986-2003 гг. // *Оптика Атмосферы и Океана*. 2004. Т. 17. № 12. С. 991-995.

4. Punge H.J., Konopka P., Giorgetta M.A., Müller R. Effects of the quasi-biennial oscillation on low-latitude transport in the stratosphere derived from trajectory calculations // *J. Geophys. Res.* 2009. V. 114, D03102. doi:10.1029/2008JD010518.

5. Gray L.J., Dunkerton T.J., The role of the seasonal cycle in the quasi-biennial oscillation of ozone // *J. Atmos. Sci.* 1990. V. 47. N 20. P. 2429-2451.

## ИЗМЕРЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ NO<sub>2</sub> И O<sub>3</sub> НА СИБИРСКОЙ ЛИДАРНОЙ СТАНЦИИ 16-29 СЕНТЯБРЯ 2013 Г.

О.Е. Баженов, М.В. Гришаев, Н.С. Сальникова, А.П. Макеев

Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН

634021, г. Томск, пл. Академика Зуева, 1, E-mail: [boe@iao.ru](mailto:boe@iao.ru), [elnikov@iao.ru](mailto:elnikov@iao.ru)

Ключевые слова: общее содержание диоксида азота, вертикальные профили, общее содержание озона

В докладе приводятся измерения NO<sub>2</sub> и O<sub>3</sub> на Сибирской Лидарной Станции в период комплексного эксперимента 16-29 сентября 2013 г. Зафиксировано, что вторжения северных воздушных масс приводят к повышению общего содержания как озона, так и NO<sub>2</sub>. Рост O<sub>3</sub> обусловлен тем, что северные воздушные массы обогащены озоном. Рост NO<sub>2</sub> связан с переносом холодных арктических масс воздуха, содержащих молекулы резервуары нечетного азота и хлористого нитрозила, из слабо освещенных полярных областей в средние широты, где в результате фотолиза из молекул резервуаров происходит образование двуокиси азота.

На Сибирской лидарной станции (СЛС) ИОА СО РАН автоматизированным спектрофотометром, начиная с января 1996 года, ведутся регулярные измерения содержания двуокиси азота в атмосфере (одна из компонент азотного каталитического цикла разрушения озона). Спектрофотометр регистрирует спектр рассеянного в зените солнечного излучения в диапазоне длин волн 430 - 450 нм в сумеречное время суток, когда солнечный зенитный угол изменяется от 83° до 96°. По деформации спектра производится расчет наклонного содержания NO<sub>2</sub> вдоль траектории регистрируемого излучения. Из данных о наклонном содержании двуокиси азота в атмосфере, путем решения обратной задачи, восстанавливается вертикальное распределение двуокиси азота в 10 слоях толщиной по 5 км каждый в высотном диапазоне от 0 до 50 км, а затем вычисляется общее содержание двуокиси азота как сумма по всем слоям. Методика восстановления профиля двуокиси азота заимствована из работы [1].

В рамках комплексного эксперимента проводились измерения содержания двуокиси азота в атмосфере с 16 по 29 сентября 2013 года во время утренних и вечерних сумерек. На рисунке 1 представлены профили содержания двуокиси азота в столбе атмосферы для утренних и вечерних наблюдений. Проведенный анализ профилей показал, что максимальные значения содержания NO<sub>2</sub> находятся в слое 30-35 км. Это на 5 км выше, чем средний статистический профиль для данного времени года. Значения в максимуме соответствуют среднестатистическим значениям, кроме 19, 25, 27 сентября для утренних наблюдений и 20, 27 сентября для вечерних. Значения максимумов в указанные дни превышают в полтора - два раза среднее, однако эти значения не превышают четырех кратного значения среднеквадратического отклонения. Также следует отметить 17, 20, 21, 28, 29 сентября, когда значения содержания NO<sub>2</sub> в тропосфере имели большие значения, что связано либо с неустойчивыми погодными

условиями либо с переносом воздушных масс загрязненных двуокисью азота промышленного происхождения. Профиль для утренних наблюдений 28 сентября можно вообще не рассматривать, поскольку он восстановился некорректно.

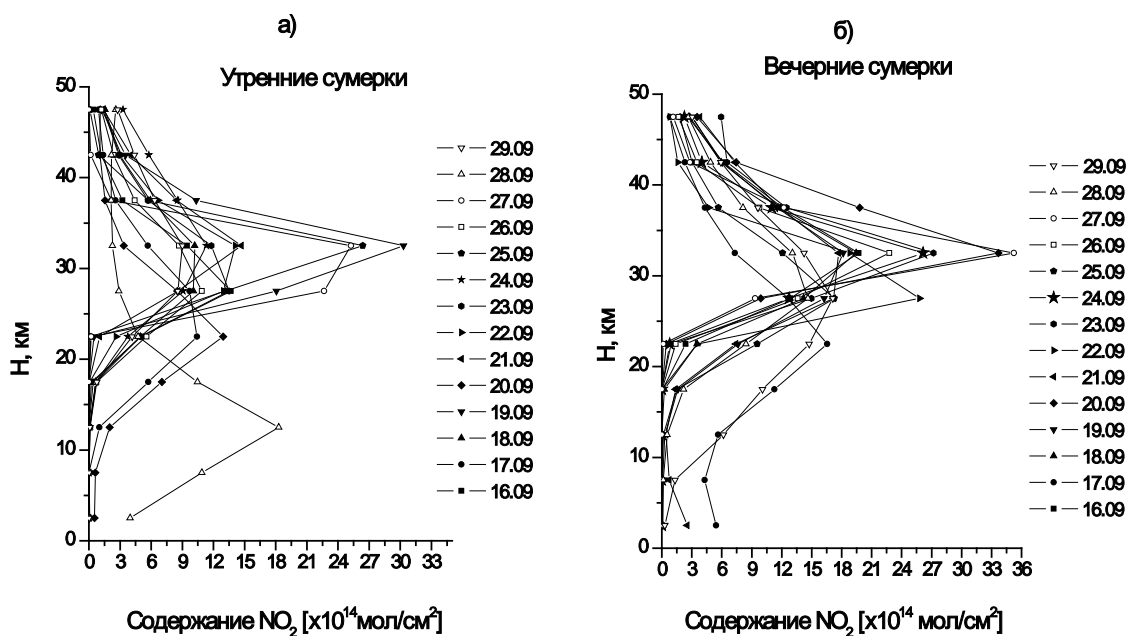


Рисунок 1. Вертикальные профили содержания двуокиси азота для утренних (а) и вечерних (б) наблюдений во время проведения комплексного эксперимента с 16 по 29 сентября 2013 г.

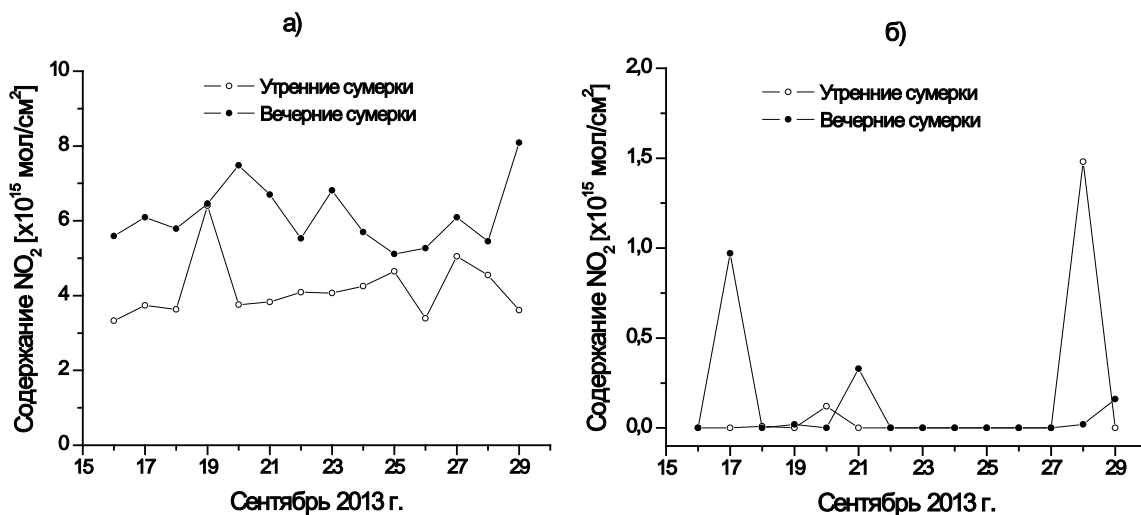


Рисунок 2. Содержание двуокиси азота в стратосферном столбе (а) и тропосферном столбе (б) атмосферы.

Измерения общего содержания озона (ОСО) на Сибирской лидарной станции Института оптики атмосферы им. В.В. Зуева СО РАН (Томск: 56,48°с.ш., 85,05°в.д.) ведутся с помощью озонметра М-124 с 1993 г. В период комплексного эксперимента проводились измерения ОСО

в атмосфере с 16 по 29 сентября 2013 года. На рисунке 3 представлены измерения ОСО в сравнении со среднестатистической моделью за 1997-2011 гг. [2].

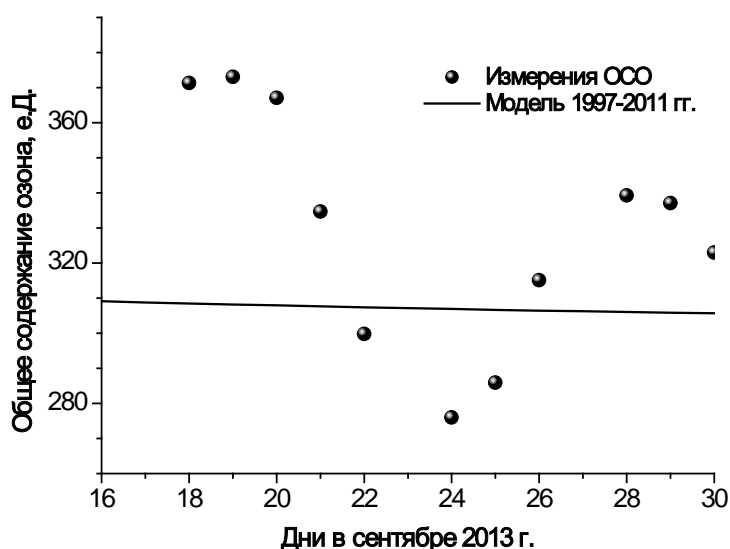


Рисунок 3. Измерения ОСО на Сибирской лидарной станции в период 18-21 сентября 2013 г. в сравнении со среднестатистической моделью за 1997-2011 гг.

В период 18-21 сентября преобладали ветра южных направлений, что обусловило повышенное ОСО (21%) по сравнению со среднестатистической моделью. 22-23 сентября направление ветра стало преимущественно южным и ОСО понизилось (10%). 26 сентября ветер вновь стал преимущественно северным и вызвал повышение ОСО (11%) по сравнению с нормой.

Из сравнения рисунков 2 и 3 можно сделать вывод о том, что в период преобладающих северных ветров происходит повышение общего содержания как озона, так и  $\text{NO}_2$ . Рост  $\text{O}_3$  обусловлен тем, что северные воздушные массы обогащены озоном. Рост  $\text{NO}_2$  связан с переносом холодных арктических масс воздуха, содержащих молекулы резервуары нечетного азота и хлористого нитрозила, из слабо освещенных полярных областей в средние широты, где в результате фотолиза из молекул резервуаров происходит образование двуокиси азота.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке гранта Президента РФ по поддержке ведущих научных школ НШ-4714.2014.5

1. McKenzie R.L. Johnston P.V. McElroy C.T., Kerr J. B., Solomon J. B. Altitude distributions of stratospheric constituents from ground-based measurements at twilight // J. Geophys. Res. 1991. V. 96. № D8. P. 15499-15511.
2. Макеев А.П., Баженов О.Е. Сравнение долговременных трендов общего содержания озона до и

после весенней озоновой аномалии 2011 г. по данным наземных (ТОМСК: 56,48°С.Ш., 85,05°В.Д.) и спутниковых спектрофотометрических измерений // Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы: Тезисы докладов XIX международного симпозиума. Барнаул: Изд-во ИОА СО РАН. 2013. С.89.

# ВЗАИМОСВЯЗЬ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ СТРУКТУРЫ АЭРОЗОЛЯ И ВЛАЖНОСТИ ВО ВРЕМЯ ПРОХОЖДЕНИЯ ВНУТРЕННЕЙ ГРАВИТАЦИОННОЙ ВОЛНЫ

Г.П.Коханенко, С.А.Терпугова.

Институт оптики атмосферы СО РАН, г. Томск

kokh@iao.ru, swet@iao.ru

Ключевые слова: аэрозоль, влажность, внутренняя волна

Во многих случаях аэрозоль может рассматриваться как пассивная примесь, которая полностью захватывается горизонтальными и вертикальными воздушными потоками. Поэтому структура аэрозольного поля, наблюдаемая с помощью лидара, позволяет визуализировать стратификацию атмосферы и разнообразные атмосферные движения. Однако при вертикальных движениях происходит изменение относительной влажности воздуха, что приводит к связанному с этим изменению в рассеивающих свойствах аэрозоля. В докладе описывается возможный механизм появления вертикальных структур ("стеночек") в аэрозольном поле во время прохождения внутренней волны.

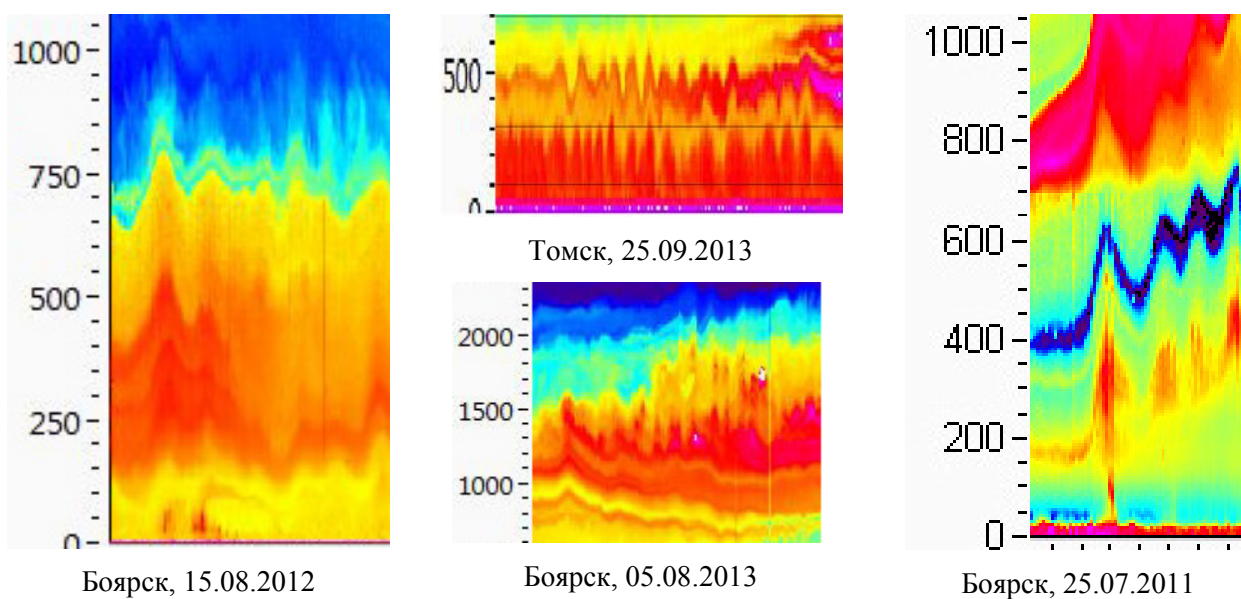


Рис. 1. Пример наблюдения аэрозольных структур, связанных с прохождением ВГВ. Шкала высот - в метрах

При лидарных измерениях аэрозольного рассеяния в атмосфере часто наблюдаются структуры, имеющие вид вертикальных "стеночек", имеющих высоту от сотни метров до километра. Период прохождения отдельных волн в таких структурах составляет обычно несколько минут. Появление подобных "стеночек" всегда связано с видимым волнообразным движением на границе слоя (как правило, верхней), при этом протяженность по вертикали "стенки" превышает амплитуду колебаний границы, захватывая весь колеблющийся слой. Характерно также, что в соприкасающихся слоях с синхронными колебаниями "стенки"

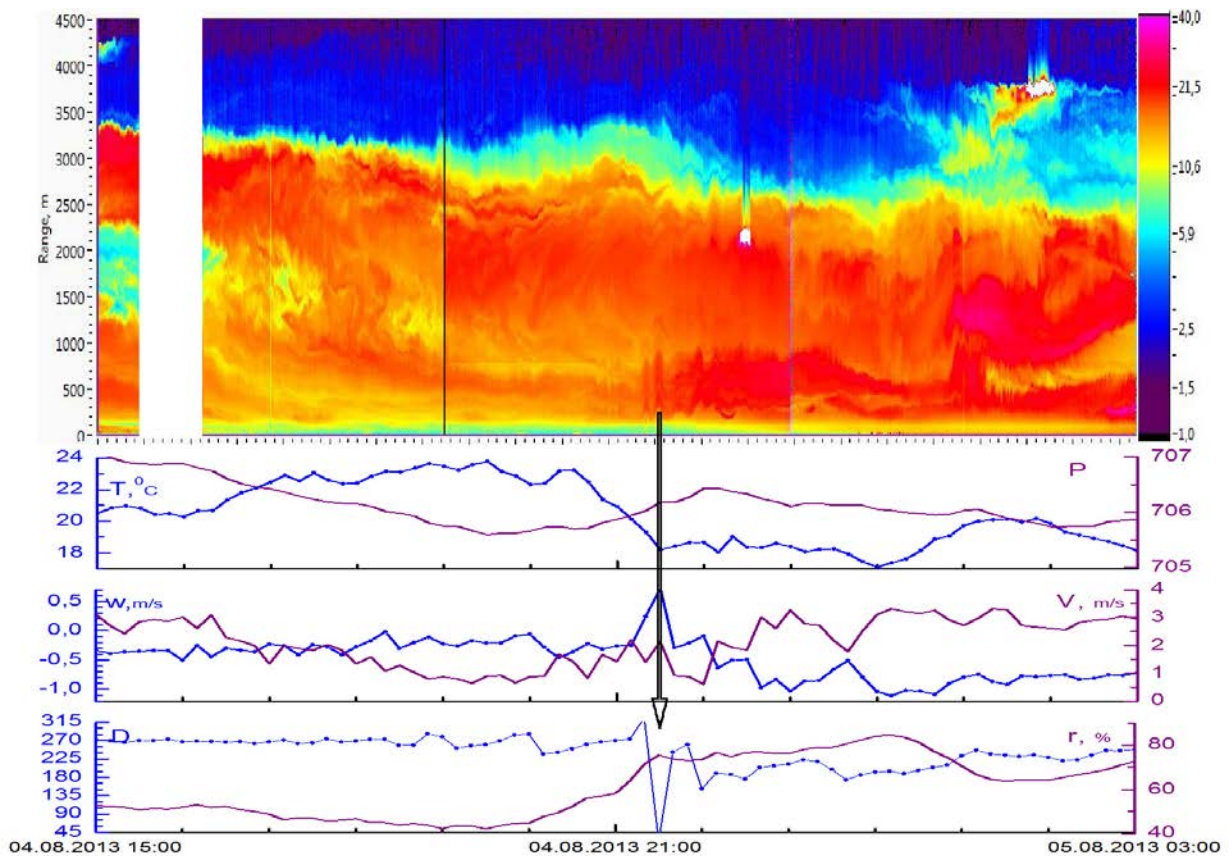


Рис. 2а. Запись ВГВ в августе 2013 г. Цветовая шкала - отношение рассеяния для  $\lambda=1064$  нм. В нижней рамке метеоданные: D, V - направление и скорость ветра,  $\gamma$ - относительная влажность, w- скорость вертикального ветра.

могут отсутствовать (пример- правая картинка на рис. 1). Возникает впечатление о существовании продольных волн, вызывающих сжатие-разрежение в концентрации аэрозоля по всей высоте слоя. Однако, во-первых, такие волны не известны. Далее, поскольку скорость ветра быстро растет с высотой от долей до десятка м/с, реальное и длительное

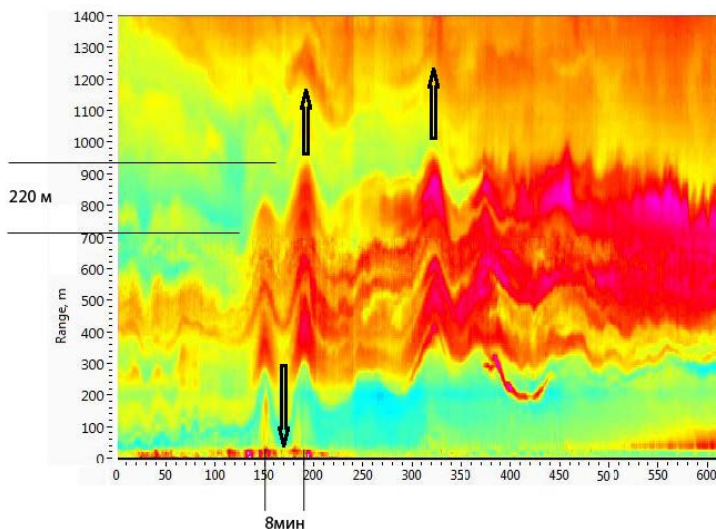


Рис. 2б. Фрагмент записи

время существующее образование в виде столба аэрозоля повышенной концентрации не может оставаться вертикальным, вершина его будет перемещаться быстрее основания. Нами предлагается механизм, позволяющий объяснить существование подобных структур только в результате вертикальных движений воздуха в поле внутренней волны.



Схему движения аэрозольных слоев под действием внутренней волны рассмотрим на примере записи 4 августа 2013 года, сделанной в п. Боярск, на берегу оз. Байкал. Образование волны инициировано сменой направления ветра и возникновением вертикального подъема воздуха в 21:30. Одновременно падает температура воздуха, а относительная влажность в приземном слое возрастает до 75%. Амплитуда вертикальных смещений слоев превышает 200 м, период прохождения волны через вертикаль лидара 8-10 минут. Видимые аэрозольные уплотнения начинаются с минимального доступного лидару расстояния от поверхности (20 м) и протягиваются до высоты пограничного слоя (2500 м).

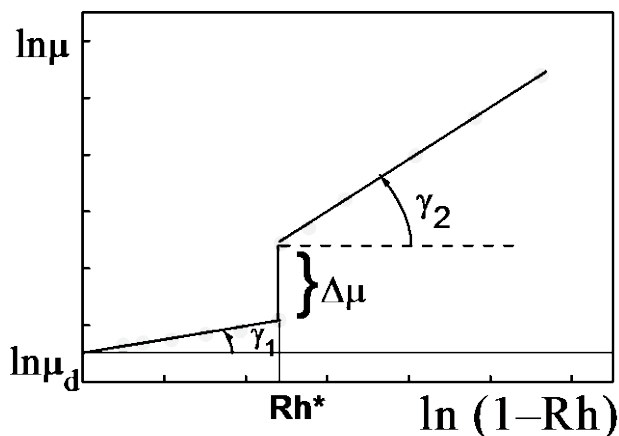


Рис. 3. Гигрограмма типа  $G_2$  – «ступенька»

некотором значении относительной влажности  $Rh$ ,  $\mu_d$  – коэффициент рассеяния сухой основы аэрозольных частиц,  $\gamma$  – параметр конденсационной активности. Значение параметра  $\gamma$  для разных сезонов варьирует в пределах 0–0.8. Среди всего набора экспериментальных

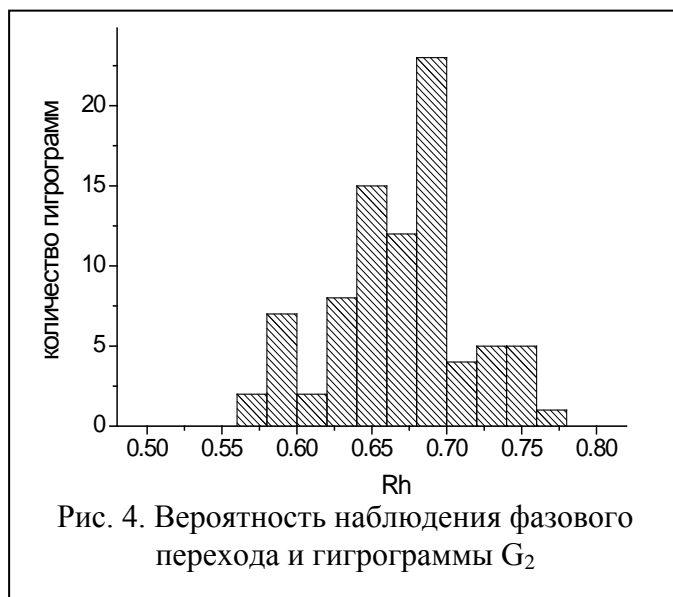


Рис. 4. Вероятность наблюдения фазового перехода и гигрограммы  $G_2$

Известно, что рассеивающие свойства аэрозольных частиц зависят от относительной влажности воздуха, при этом в 60% случаев зависимости коэффициента направленного рассеяния от относительной влажности воздуха могут быть с приемлемой точностью представлены в виде

однопараметрического представления  $\mu = \mu_d (1-Rh)^{-\gamma}$ , где  $\mu$  – коэффициент направленного рассеяния аэрозоля при

зависимостей коэффициента рассеяния от относительной влажности воздуха, помимо однопараметрического представления в атмосфере с определенной частотой наблюдаются еще два характерных типа гигрограмм, одна из которых представлена на рис. 3 [1]. При реализации гигрограммы типа  $G_2$  (с ярко выраженным фазовым переходом) увеличение коэффициента рассеяния при фазовом переходе  $\Delta\mu$  составляет, как



правило, 30–70%. Одним из параметров, определяющим вероятность существования гистограммы типа  $G_2$ , является значение относительной влажности. Гистограмма значений относительной влажности  $Rh^*$ , при котором наблюдается фазовый переход, показана на рис. 4. Во все сезоны наиболее часто фазовый переход происходит при значении  $Rh^* \approx 70\%$ .

Рассмотрим изменение относительной влажности воздуха в восходящем потоке. Предположим, что объем воздуха по адиабатическому процессу перемещается с высоты  $h_1$  на высоту  $h_2 = h_1 + 300$  м. Изменение давления  $P_2/P_1 = 0.9632$ , температуры  $t_2 = t_1 - 2.94$  °С. Изменение относительной влажности  $Rh$  происходит по закону

$Rh_2 = Rh_1 (P_2/P_1)^{10 \left( \frac{7.45t_1}{235+t_1} - \frac{7.45t_2}{235+t_2} \right)}$ . Значения начальной и конечной влажности представлены в таблице 1.

Начальная влажность $Rh_1$	Конечная влажность $Rh_2$
40%	46%
50%	58%
65%	75%

Понятно, что при достаточно увлажненном воздухе, если относительная влажность по всей высоте вовлеченного в колебания слоя находится в диапазоне 50-75 %, возможен фазовый переход при подъеме и опускании воздушных масс, который и вызовет изменение коэффициента рассеяния аэрозольных частиц на величины порядка 20-40%, что и наблюдается в лидарных измерениях. В слоях с низкой влажностью этого не наблюдается. При влажности, близкой к насыщению, наблюдается конденсация водяного пара в восходящем участке внутренней волны.

1. Терпугова С.А., Докукина Т.А., Яшова Е.П., Панченко М.В. Сезонные особенности проявления различных типов гистограмм коэффициента рассеяния // Оптика атмосферы и океана, 2012. Т. 25. № 11. С. 952-957.

# ИНТЕГРАЛЬНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ АТМОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ, ВОССТАНОВЛЕННЫЕ ПО ДАННЫМ МНОГОЛЕТНИХ ФОТОМЕТРИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ В Г. ТОМСКЕ В ЗИМНИЙ ПЕРИОД

Т.В. Бедарева, Т.Б. Журавлева, И.М. Насртдинов

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

btv@iao.ru, ztb@iao.ru, wizard@iao.ru

Ключевые слова: аэрозоль, обратная задача, солнечная радиация

Аннотация. Представлены оптические (индикатриса и альbedo однократного рассеяния) и микрофизические (распределение частиц по размерам, комплексный показатель преломления аэрозольного вещества) характеристики аэрозоля, восстановленные с использованием алгоритма SSMART по данным измерений спектральной прозрачности атмосферы и яркости неба в солнечном альмукантарате, выполненных на Томской станции AERONET в зимний период. Обсуждаются результаты их сопоставления с данными, представленными на сайте AERONET на уровне достоверности Level 1.5. Анализируются как отдельные, так и усредненные по расширенному множеству атмосферных реализаций решения обратной задачи аэрозольного светорассеяния.

Ранее в нашей работе [1] был предложен алгоритм решения обратной задачи аэрозольного светорассеяния, обеспечивающий восстановление функции распределения частиц по размерам, комплексного показателя преломления, индикатрисы и альbedo однократного рассеяния аэрозоля по данным наземных спектральных измерений аэрозольной оптической толщи ( $\tau_a$ ) и индикатрисы яркости неба. Первая версия алгоритма, SSMART 1.1 (Sun-Sky Measurements for Aerosol ReTrieval), была реализована в предположении о (i) сферичности аэрозольных частиц, (ii) инвариантности комплексного показателя преломления относительно длины волны и размера частиц, и апробирована на данных фотометрических измерений Томской станции AERONET (56° 29' с.ш., 84° 57' в.д.) в условиях умеренного и повышенного аэрозольного замутнения безоблачной атмосферы в *летний* период [2]. Анализ результатов апробации показал, что восстановленные с использованием нашего алгоритма оптические и микроструктурные характеристики аэрозоля и представленные на сайте AERONET (<http://aeronet.gsfc.nasa.gov>) данные согласуются между собой в пределах, определяемых методическими ошибками и погрешностями измерений. Установлена высокая степень соответствия между средними значениями альbedo однократного рассеяния и фактора асимметрии индикатрисы рассеяния излучения, полученными с использованием кода SSMART 1.1 для условий умеренного замутнения атмосферы ( $\tau_a < 0,4$ ,  $\lambda = 440$  нм) в летний сезон, и данными модели, разработанной по результатам самолетного зондирования фоновой атмосферы на территории Западной Сибири [3]: максимальное различие в спектральном диапазоне 440-870 нм не превышает ~5%.

В настоящей работе представлены оптические и микрофизические характеристики аэрозоля, восстановленные с использованием как нашего алгоритма [1], так и алгоритма AERONET [4] по данным фотометрических измерений в г. Томске в зимний период. Анализируются как отдельные, так и усредненные по расширенному множеству атмосферных реализаций решения обратной задачи аэрозольного светорассеяния. Поскольку все рассмотренные случаи характеризовались умеренным замутнением атмосферы, используемые в работе результаты решения обратной задачи методом [4] соответствовали уровню достоверности Level 1.5.

На рисунке 1 представлены примеры функции распределения частиц по размерам (Рис. 1, а), спектральной изменчивости альbedo однократного рассеяния  $\omega_a$  и фактора асимметрии индикатрисы рассеяния излучения  $g_a$  (Рис. 1, б), восстановленные для двух различных атмосферных ситуаций с аэрозольной оптической толщиной  $\tau_a = 0,27$  (13.02.2009) и  $\tau_a = 0,14$  (25.02.2009) ( $\lambda = 440$  нм).

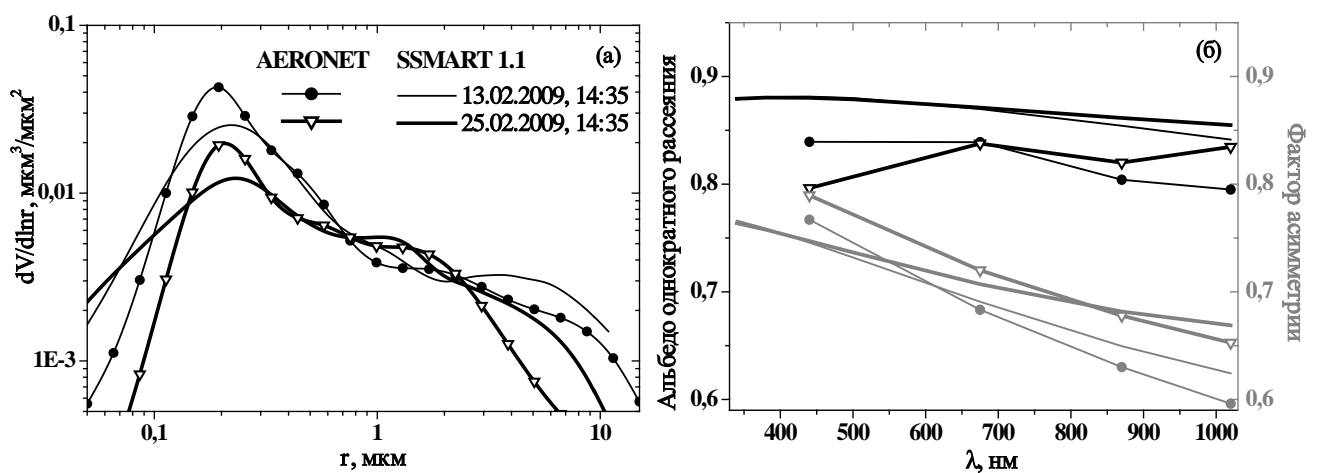


Рис. 1. (а) Распределение частиц по размерам и (б) спектральная зависимость альbedo однократного рассеяния и фактора асимметрии индикатрисы рассеяния излучения для двух различных атмосферных ситуаций (г. Томск, февраль 2009 г.)

Результаты сравнения показывают, что (i) объемные концентрации частиц с доминирующей мелкодисперсной фракцией находятся в удовлетворительном согласии друг с другом; (ii) значения  $\omega_a$ , восстановленные с использованием нашего подхода, несколько завышены по сравнению с данными AERONET; (iii) при использовании разных методов решения обратной задачи разница между  $g_a$  в зависимости от длины волны  $\lambda$  может быть как положительной, так и отрицательной. Вместе с тем, эти различия находятся в пределах погрешностей, обусловленных методическими особенностями используемых подходов, среди которых следует отметить – в первую очередь – инвариантность комплексного показателя преломления относительно длины волны в методе [1]. Отметим также, что и спектральный ход и сами

значения  $\omega_a$  и  $g_a$ , полученные на базе нашего алгоритма, в рассматриваемых атмосферных ситуациях находятся ближе друг к другу по сравнению с подходом О. Дубовика и М. Кинга [4].

Для сопоставления *средних* значений было отобрано 70 различных реализаций, полученных в зимний период 2003-2010 гг. и удовлетворяющих условию  $\tau_a < 0,4$  в канале  $\lambda = 440$  нм и  $\tau_a > 0,05$  в канале  $\lambda = 1020$  нм.

Результаты сопоставления показали, что независимо от применяемого метода решения обратной задачи доминирующей в распределении частиц по размерам является мелкодисперсная фракция аэрозольных частиц (Рис. 2, Табл. 1). Согласно алгоритму [1] в области радиусов частиц  $r \approx 1$  мкм имеет место локальный максимум, который не наблюдается в спектрах, восстановленных по алгоритму AERONET. Восстановленная без учета спектрального хода мнимая часть комплексного показателя преломления завышена по сравнению с данными, представленными на сайте AERONET, тогда как значения действительной части показателя преломления отличаются в меньшей степени (Табл. 1).

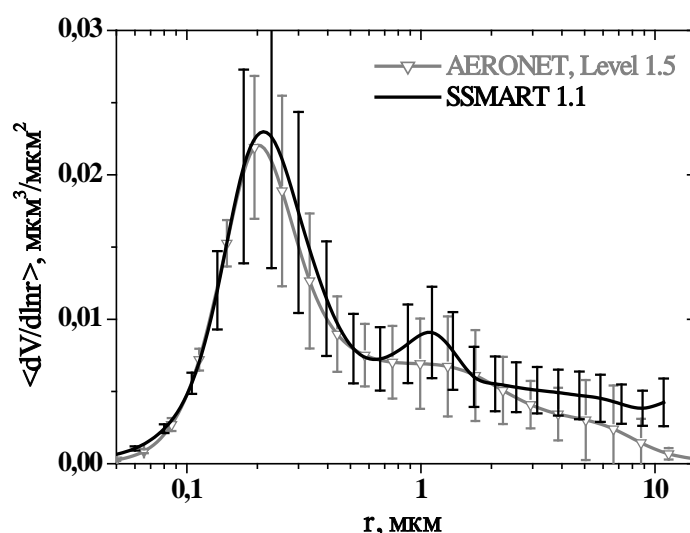


Рис. 2. Среднее для зимнего периода распределение частиц по размерам, восстановленное различными методами решения обратной задачи

Табл. 1. Микрофизические характеристики аэрозоля в столбе атмосферы, декабрь-февраль 2003-2010 гг.

Параметр	Алгоритм	
	SSMART 1.1	AERONET
Эффективный радиус, мкм	$0,27 \pm 0,06$	$0,28 \pm 0,05$
Объемная концентрация, $\text{мкм}^3/\text{мкм}^2$	$0,03 \pm 0,01$	$0,04 \pm 0,02$
Комплексный показатель преломления	$1,45(\pm 0,03) - i \times 0,029(\pm 0,012)$	440 нм: $1,43(\pm 0,05) - i \times 0,033(\pm 0,012)$ ; 675 нм: $1,42(\pm 0,03) - i \times 0,031(\pm 0,013)$ ; 870 нм: $1,44(\pm 0,03) - i \times 0,039(\pm 0,019)$ ; 1020 нм: $1,46(\pm 0,04) - i \times 0,047(\pm 0,028)$

Значения альbedo однократного рассеяния, восстановленные двумя разными методами, находятся в хорошем соответствии друг с другом, за исключением спектрального канала  $\lambda = 1020$  нм (Рис. 3, а): в этом канале наблюдается наибольшее расхождение в значениях мнимой части показателя преломления ввиду методических особенностей используемых алгоритмов. Средние значения фактора асимметрии в зимний период согласуются между собой в пределах 0,02-0,03.

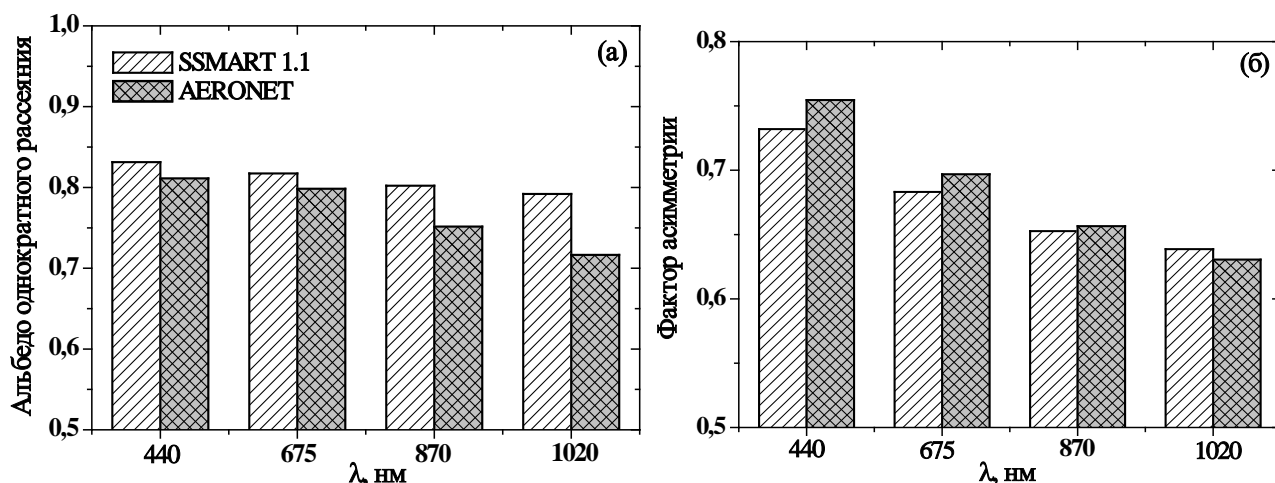


Рис. 3. Средние спектральные значения (а) альbedo однократного рассеяния и (б) фактора асимметрии, восстановленные на основе фотометрических измерений в зимний сезон

Авторы выражают благодарность М.В. Панченко и С.М. Сакерину за предоставленную возможность использования данных AERONET. Работа выполнена при частичной поддержке Отделения наук о Земле РАН (проект 12.2).

#### Литература

1. 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 1: Тестирование алгоритма // Оптика атмосфер. и океана. 2012. Т. 25. № 7. С. 602-612.
2. 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 атмосфер. и океана. 2012. Т. 25. № 9. С. 768-777.
3. Panchenko M.V., Zhuravleva T.B., Terpugova S.A., Polkin V.V., and Kozlov V.S. An empirical model of optical and radiative characteristics of the tropospheric aerosol over West Siberia in summer // Atmos. Meas. Tech. 2012. V. 5. N 7. P. 1513-1527.
4. Dubovik O, King M. A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements // J. Geophys. Res. D. 2000. V. 105. N 16. P. 20673-20696.

# СРАВНЕНИЕ ОДНОПАРАМЕТРИЧЕСКИХ И ДВУХПАРАМЕТРИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ АЭРОЗОЛЬНОГО ОСЛАБЛЕНИЯ

Н.Н. Щелканов

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

snn@iao.ru

Ключевые слова: однопараметрическая модель, двухпараметрические модели, аэрозольное ослабление

Проведено сравнение трех аэрозольных моделей: однопараметрической модели аэрозольного ослабления для приземного слоя аридной зоны Казахстана, двухпараметрической модели для горизонтальных трасс и двухпараметрической модели для горизонтальных и наклонных трасс. Показано, что двухпараметрическая модель для горизонтальных и наклонных трасс является наилучшей среди рассмотренных моделей.

На рисунках 1-3 приводится сравнение коэффициентов аэрозольного ослабления на длине волне 10,6 мкм измеренных  $\alpha_n(10.6)$  и рассчитанных  $\alpha_p(10.6)$  по одной **однопараметрической** и двум **двухпараметрическим** моделям аэрозольного ослабления. Такое сравнение проведено на основе весеннего подмассива 1987 г., насчитывающего 126 спектров.

В первом случае (рисунок 1) для расчета  $\alpha_p(10.6)$  использовалась сезонная однопараметрическая модель весенней дымки, в которой в качестве входного параметра использовался коэффициент аэрозольного ослабления на длине волны 0.69 мкм  $\alpha(0.69)$  [1]

$$\alpha_p(10.6) = 0.402 * \alpha(0.69) + 0.008. \quad (1)$$

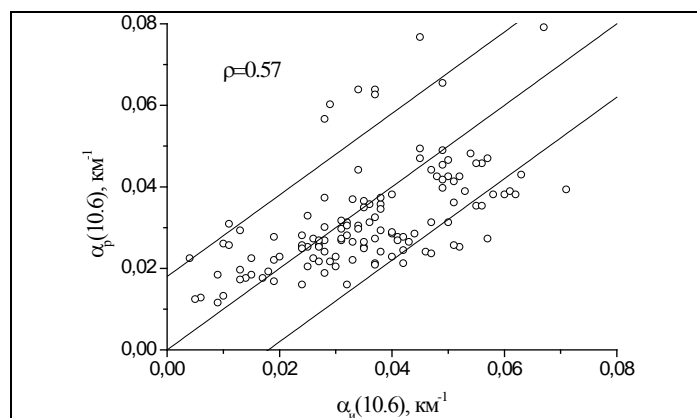


Рисунок 1 - Сравнение коэффициентов аэрозольного ослабления излучения в области 10.6 мкм, измеренных  $\alpha_n(10.6)$  и рассчитанных  $\alpha_p(10.6)$  по однопараметрической модели (1).

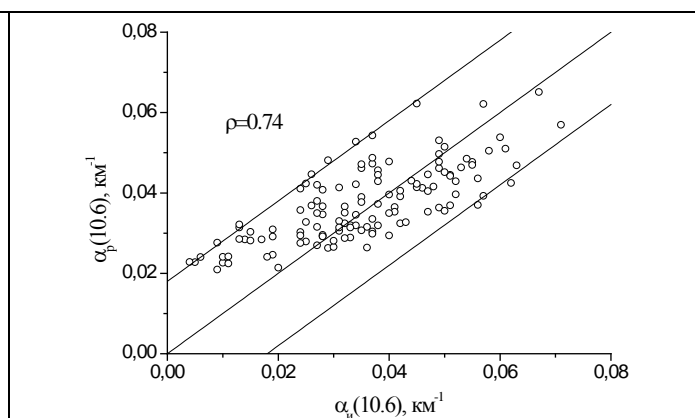


Рисунок 2 - Сравнение коэффициентов аэрозольного ослабления излучения в области 10.6 мкм, измеренных  $\alpha_n(10.6)$  и рассчитанных  $\alpha_p(10.6)$  по двухпараметрической модели (2).

Здесь коэффициент корреляции между  $\alpha_n(10.6)$  и  $\alpha_p(10.6)$  равен 0.57, а среднеквадратическая погрешность восстановления  $\alpha_p(10.6)$  по  $\alpha(0.69)$  составляет  $0.010 \text{ км}^{-1}$ .

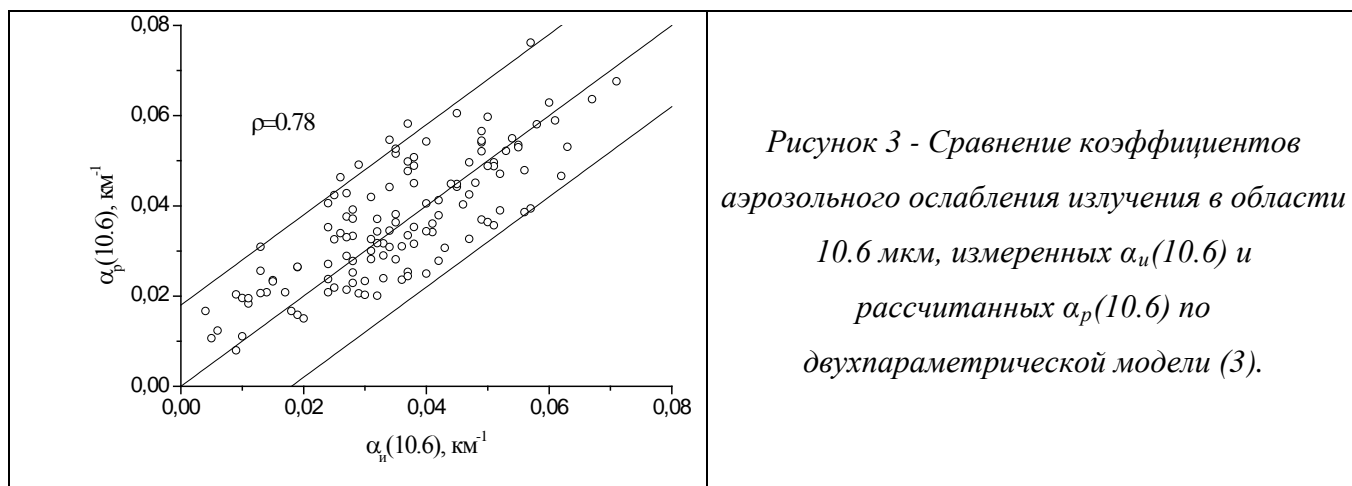


Рисунок 3 - Сравнение коэффициентов аэрозольного ослабления излучения в области 10.6 мкм, измеренных  $\alpha_u(10.6)$  и рассчитанных  $\alpha_p(10.6)$  по двухпараметрической модели (3).

Во втором случае (рисунок 2) для расчета  $\alpha_p(10.6)$  использовалась **двухпараметрическая модель** с входными параметрами  $\alpha(0.69)$  и  $\alpha(0.48)$  [2]

$$\alpha(\lambda) = \alpha_{с.м.}(0.69) \left( \frac{\lambda}{0.69} \right)^{-n} + \alpha_{г.д.}(0.69) \frac{K(\lambda)}{K(0.69)}, \quad (2)$$

где  $\alpha_{с.м.}(0.69) = 0.67\alpha(0.48) - 0.26\alpha(0.69) - 0.023$ ,  $\alpha_{г.д.}(0.69) = 1.26\alpha(0.69) - 0.67\alpha(0.48) + 0.023$ , - коэффициенты ослабления субмикронной и грубодисперсной фракциями аэрозольных частиц на длине волны 0.69 мкм;  $\alpha(0.48)$ ,  $\alpha(0.69)$ - значения коэффициентов аэрозольного ослабления на длинах волн 0.48 и 0.69 мкм;  $K(\lambda)$ ,  $K(0.69)$ - коэффициенты представляющие собой относительный спектральный ход коэффициента ослабления грубодисперсной фракции аэрозольных частиц;  $n = -\ln\{[\alpha(0.48) - K(0.48)/K(0.69)] / [\alpha(0.69) - \alpha_{г.д.}(0.69)]\} / \ln(0.48/0.69)$ .

При этом коэффициент корреляции между  $\alpha_u(10.6)$  и  $\alpha_p(10.6)$  составил 0.74, а среднеквадратическая погрешность восстановления  $\alpha_p(10.6)$  по  $\alpha(0.69)$  и  $\alpha(0.48)$  уменьшилась до  $0.008 \text{ км}^{-1}$ .

В третьем случае (рисунок 3) для расчета  $\alpha_p(10.6)$  использовалась вторая версия двухпараметрической модели для расчета аэрозольных оптических толщ атмосферы в зенит и коэффициентов аэрозольного ослабления в приземном слое атмосферы (с входными параметрами  $\alpha(0.69)$  и  $\alpha(0.48)$ ) [3]

$$\tau(\lambda) = (\tau_1 - \tau_2) \cdot k_1 \cdot (1 + k_2 \cdot \tau_2) \cdot \left( \frac{\lambda}{\lambda_2} \right)^{-n} + (\tau_2 - (\tau_1 - \tau_2) \cdot k_1 \cdot (1 + k_2 \cdot \tau_2)) \cdot \frac{K(\lambda)}{K(\lambda_2)}, \quad (3)$$

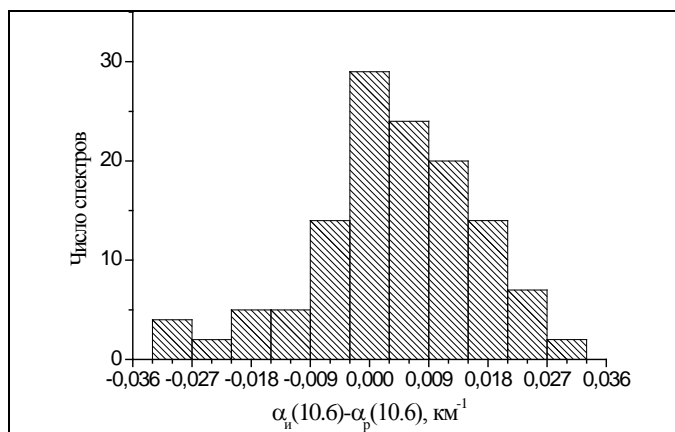
где  $\tau_1$  и  $\tau_2$ - аэрозольные оптические толщ атмосферы в зенит или коэффициенты аэрозольного ослабления в приземном слое атмосферы на длинах волн  $\lambda_1$  и  $\lambda_2$  ( $\lambda_1 < \lambda_2$ ) в коротковолновой области спектра,  $k_1$ ,  $k_2$  – параметры подгонки,  $K(\lambda)$ ,  $K(\lambda_2)$ - коэффициенты представляющие

собой относительный спектральный ход аэрозольных оптических толщ атмосферы для грубодисперсной фракции частиц,  $n = -\ln\{[\tau_1 - (\tau_2 - (\tau_1 - \tau_2) k_1 (1 + k_2 \tau_2)) K(\lambda_1)/K(\lambda_2)] / [(\tau_1 - \tau_2) k_1 (1 + k_2 \tau_2)]\} / \ln(\lambda_1/\lambda_2)$ .

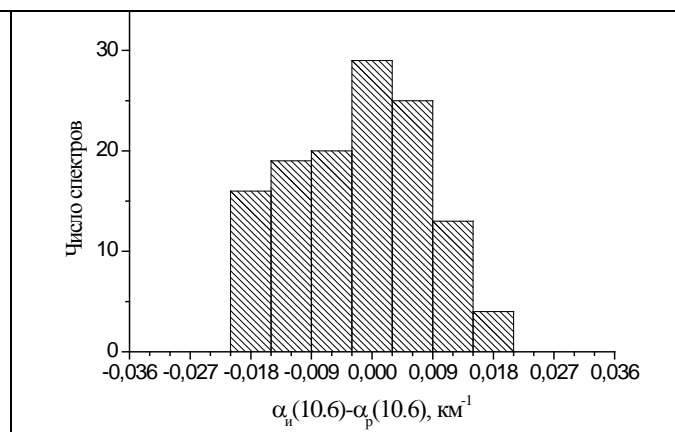
В этом случае коэффициент корреляции между  $\alpha_{и}(10.6)$  и  $\alpha_{р}(10.6)$  увеличился до 0.78, а среднеквадратическая погрешность восстановления  $\alpha_{р}(10.6)$  по  $\alpha(0.69)$  и  $\alpha(0.48)$  уменьшилась до  $0.006 \text{ км}^{-1}$ .

На рисунках 1-3 штриховыми линиями обозначены коридоры  $\pm 0.018 \text{ км}^{-1}$ . Если на рисунке 1 за пределами этого коридора находится 23 точки (18%), на рисунке 2 – 12 точек (10%), то на рисунке 3 – только 6 точек (5%).

На рисунках 4-5 приведены распределения разницы между коэффициентами аэрозольного ослабления на длине волне 10,6 мкм, измеренными  $\alpha_{и}(10.6)$  и рассчитанными  $\alpha_{р}(10.6)$  по одной однопараметрической и двум двухпараметрическим моделям аэрозольного ослабления.



*Рисунок 4 - Распределение разницы между коэффициентами аэрозольного ослабления на длине волне 10,6 мкм, измеренными  $\alpha_{и}(10.6)$  и рассчитанными  $\alpha_{р}(10.6)$  по однопараметрической модели (1).*



*Рисунок 5 - Распределение разницы между коэффициентами аэрозольного ослабления на длине волне 10,6 мкм, измеренными  $\alpha_{и}(10.6)$  и рассчитанными  $\alpha_{р}(10.6)$  по двухпараметрической модели (2).*

Из рисунков 4-6 видно, что третье распределение (Рисунок 6) лучше других соответствует нормальному закону распределения.

В таблице 1 приведены средние значения и среднеквадратические отклонения (СКО) разницы между коэффициентами аэрозольного ослабления на длине волне 10,6 мкм, измеренными  $\alpha_{и}(10.6)$  и рассчитанными  $\alpha_{р}(10.6)$  по одной однопараметрической и двум двухпараметрическим моделям аэрозольного ослабления.



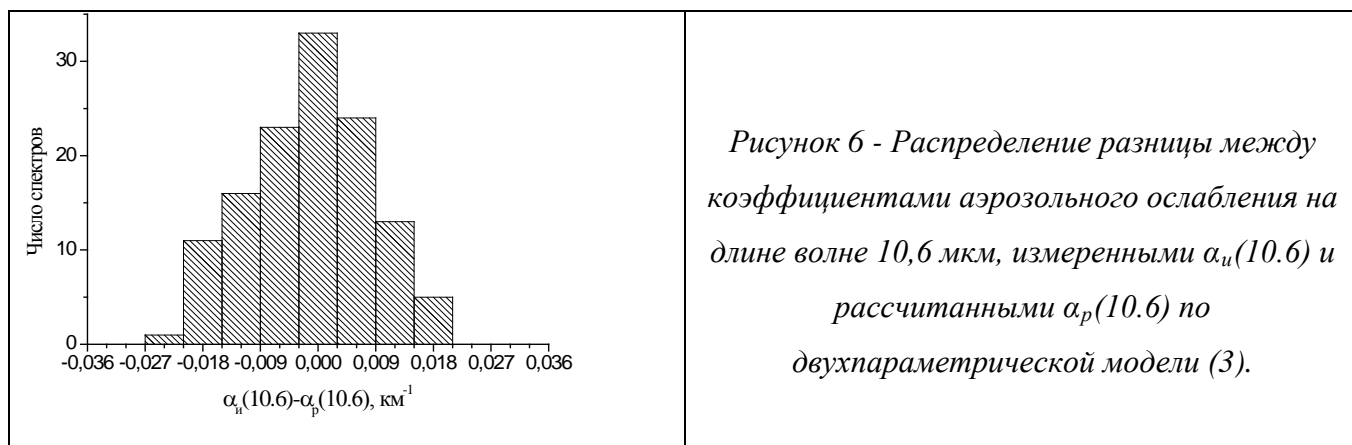


Таблица 1. Средние значения и среднеквадратические отклонения разницы между коэффициентами аэрозольного ослабления на длине волне 10,6 мкм, измеренными  $\alpha_n(10.6)$  и рассчитанными  $\alpha_p(10.6)$  по одной однопараметрической и двум двухпараметрическим моделям аэрозольного ослабления

$\alpha_n(10.6) - \alpha_p(10.6)$	Среднее, $\text{км}^{-1}$	СКО, $\text{км}^{-1}$
$\alpha_p(10.6)$ - однопараметрическая модель (1)	0.003	0.013
$\alpha_p(10.6)$ - двухпараметрическая модель (2)	-0.002	0.010
$\alpha_p(10.6)$ - двухпараметрическая модель (3)	-0.001	0.009

Из таблицы 1 видно, что при использовании двухпараметрической модели (3) разность  $\alpha_n(10.6) - \alpha_p(10.6)$  и ее СКО оказались минимальными. При этом величина разности составила - 0.001  $\text{км}^{-1}$ , а СКО - 0.009  $\text{км}^{-1}$ .

Таким образом, результаты сравнения коэффициентов аэрозольного ослабления измеренных  $\alpha_n(10.6)$  и рассчитанных  $\alpha_p(10.6)$  и анализа их разности для трех моделей по всем сравниваемым параметрам (число точек, выпадающих за пределы коридора  $\pm 0.018 \text{ км}^{-1}$ , близость к нормальному закону распределения, минимум среднего значения и его СКО) показали, что **двухпараметрическая модель для горизонтальных и наклонных трасс наилучшим образом описывает экспериментальные данные.**

1. Щелканов Н.Н., Пхалагов Ю.А. Однопараметрические модели аэрозольного ослабления для приземного слоя аридной зоны Казахстана // Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы: Сборник докладов XIX Международного симпозиума. [Электронный ресурс – 1 CD-ROM]. ISBN 978-5-94458-138-9. - Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2013. С. С207-С212.

2. Щелканов Н.Н., Пхалагов Ю.А. Двухпараметрическая модель аэрозольного ослабления для атмосферных дымок // Оптика атмосферы и океана. 1999. Т.12. №12. С.1089-1092.

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

# КОМПЛЕКСНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ОПТИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ЕСТЕСТВЕННОГО ДЫМОВОГО АЭРОЗОЛЯ В ИЮЛЕ 2012 ГОДА В Г. ТОМСКЕ

В.Н. Ужегов, В.С. Козлов, М.В. Панченко, Вас.В. Польшкин, Вик.В. Польшкин,  
Ю.А. Пхалагов, С.А. Терпугова, А.Г. Тумаков, В.П. Шмаргунов, Е.П. Яушева

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

uzhegov@iao.ru; pmv@iao.ru; pkhalagov@iao.ru;

*Ключевые слова:* дымовой аэрозоль, альbedo однократного рассеяния, ИК-область спектра.

*Аннотация:* Проведено сопоставление измеренных спектральных коэффициентов аэрозольного ослабления  $\beta_a(\lambda)$  ( $\lambda$ : 0.5 - 3.9 мкм) с коэффициентами направленного светорассеяния  $\beta_s(\theta)$  ( $\lambda=0.53$  мкм,  $\theta$ : 1-45°) и массовой концентрацией поглощающего вещества в аэрозольных частицах  $M_{BC}$ . Измерения оптических и метеорологических параметров проводились в условиях дымов лесных пожаров в июле 2012 года (706 реализаций). Показано, что величину аэрозольного ослабления видимого и ИК излучения можно оценить, с известной точностью, по измерениям параметров светорассеяния в локальном объеме. Для плотных дымов  $\beta_a(0.55) > 1$  км была получена оценка альbedo однократного рассеяния, которая составила 2 - 3 % в видимой области спектра.

В работе апробирована модель восстановления величины коэффициентов аэрозольного ослабления излучения  $\beta(\lambda)$  [1, 2] по небольшому числу оптических параметров, измеряемых в видимой области спектра в локальном объеме воздуха. Предикторами такой модели служили коэффициенты направленного светорассеяния  $\beta_s(\theta)$  [3, 4] в области углов рассеяния  $\theta$  от 1° до 45° и массовая концентрация поглощающего вещества в аэрозольных частицах  $M_{BC}$  [5]. Коэффициенты  $\beta(\lambda)$  получены в 10-ти точках спектрального диапазона длин волн  $\lambda$  от 0.45 до 3.9 мкм из трассовых (длина трассы 1 км) измерений спектрального пропускания приземной атмосферы.

Актуальность такой работы обусловлена необходимостью повышения точности моделирования спектральных зависимостей коэффициентов  $\beta(\lambda)$  в ИК области спектра. Решение подобной задачи возможно при корректном выборе входных параметров, позволяющих учесть изменчивость оптических характеристик, обусловленных вариациями различных фракций аэрозоля с учетом поглощающих свойств частиц.

## **Статистическое регрессионное моделирование.**

Для описания вариаций коэффициентов  $\beta(\lambda)$  было выбрано 4-х параметрическое регрессионное уравнение вида:

$$\beta(\lambda) = K_0(\lambda) + K_1(\lambda) * M_1 + K_2(\lambda) * M_{15} + K_3(\lambda) * M_{45} + K_4(\lambda) * P_{ABS} \pm \delta\beta(\lambda), \quad (1)$$

где  $K_i(\lambda)$  – коэффициенты регрессии;  $M_1$ ,  $M_{15}$ ,  $M_{45}$  – коэффициенты направленного светорассеяния, измеренные под углами 1.2, 15 и 45° соответственно;  $P_{ABS}$  – параметр,

связанный с поглощающими свойствами аэрозольных частиц;  $\delta\beta(\lambda)$  – погрешность восстановления величин  $\beta(\lambda)$ . Для реализации предложенного алгоритма необходим массив синхронно измеренных в реальной атмосфере параметров, вариации которых изменялись бы в широких пределах. Такие условия были реализованы в июле 2012 года, когда на юге Западной Сибири природа поставила экстремальный аэрозольный эксперимент.

### Исходные данные.

Для реализации алгоритма (1) были рассчитаны статистические характеристики (средние значения, среднеквадратичные отклонения (СКО) и коэффициенты взаимной корреляции). Результаты расчета для массива, насчитывающего 706 реализации, приведены в табл.1. В таблице приведены числовые значения для оптических ( $\beta(\lambda)$ ,  $\text{км}^{-1}$ ;  $M(\theta)$ ,  $\text{км}^{-1}\cdot\text{стрд}^{-1}$ ;  $P_{\text{ABS}}$ , относ. ед.;  $M_{\text{BC}}$ ,  $\text{мкг}\cdot\text{м}^{-3}$ ) и метеорологических параметров ( $a$  – абсолютная влажность,  $\text{г}/\text{м}^3$ ; RH – относительная влажность; %,  $t$  – температура воздуха,  $^{\circ}\text{C}$ ).

Таблица 1. Статистические характеристики некоторых оптических и метеорологических параметров, полученных в июле 2012 года.

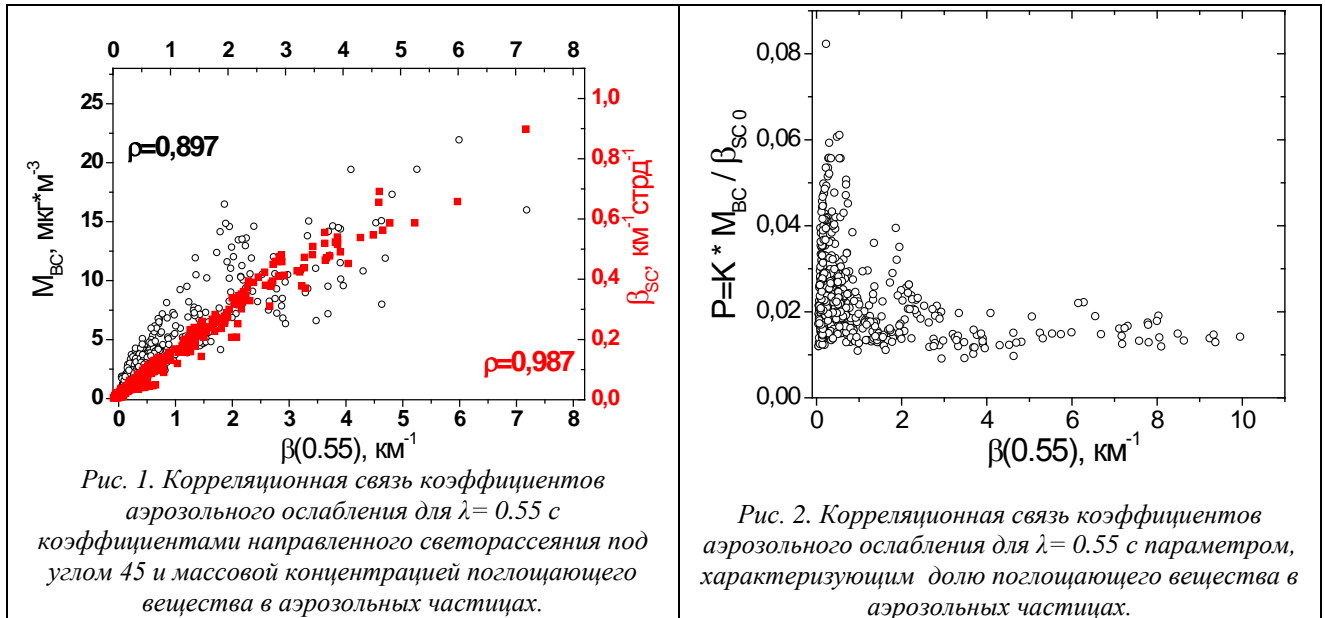
Параметр, $P_i$	Среднее значение	СКО	Коэффициенты корреляции, $\rho_{P_i, P_j}$				
			$M_1$	$M_{15}$	$M_{45}$	$P_{\text{ABS}}$	$M_{\text{BC}}$
$\beta(0,55)$	0,674	0,936	0,846	0,962	0,987	-0,332	0,897
$\beta(1,06)$	0,346	0,441	0,866	0,980	0,967	-0,322	0,878
$\beta(3,91)$	0,186	0,177	0,894	0,978	0,918	-0,277	0,880
$M_1$	1,156	1,162	1,000	0,897	0,788	-0,099	0,833
$M_{15}$	0,288	0,454	0,897	1,000	0,913	-0,313	0,874
$M_{45}$	0,097	0,127	0,788	0,913	1,000	-0,363	0,886
$P_{\text{ABS}}$	0,025	0,012	-0,099	-0,313	-0,363	1,000	-0,189
$M_{\text{BC}}$	3,391	3,380	0,833	0,874	0,886	-0,191	1,000
$a$	13,29	2,677	0,344	0,353	0,475	-0,142	0,500
$t$	23,70	5,767	0,116	0,061	-0,035	-0,242	0,042
RH	64,63	19,74	0,066	0,142	0,325	0,120	0,242

Прежде всего, отметим, что в качестве входного параметра, характеризующего поглощающие свойства аэрозольных частиц, был выбран параметр:

$$P = K \cdot M_{\text{BC}} / \beta_{\text{SC}0},$$

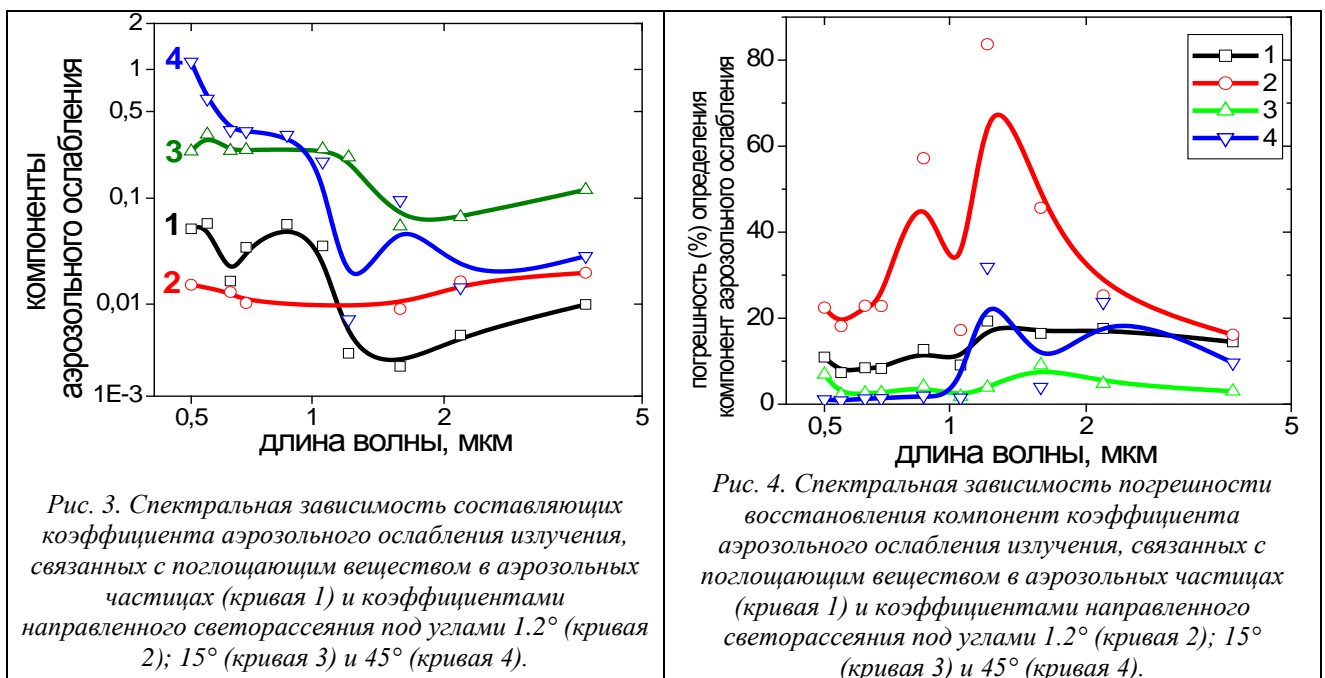
где  $\beta_{\text{SC}0}$  – значения «осушенного» (при RH  $\sim$  0) коэффициента рассеяния, измеренного под углом  $45^{\circ}$ ,  $K$  – множитель, связывающий коэффициент рассеяния с массой аэрозольных частиц. Т.о. параметр  $P$  – характеризует массовую долю поглощающего вещества в «осушенной» аэрозольной частице. Оказалось, что для плотных дымов параметр  $P$  лучше «отслеживает» поглощающие свойства аэрозоля, по сравнению с параметром  $M_{\text{BC}}$ , который использовался нами в условиях достаточно чистой атмосферы [1]. На рис. 1 приведена корреляционная связь между аэрозольным ослаблением в видимой области спектра  $\beta(0.55)$  и

параметрами  $M_{BC}$  и  $\beta_{SC}$ . Для дымовых ситуаций июля 2012 г. наблюдалась очень высокая корреляция между этими величинами 0.897 и 0.987 соответственно. На рис. 2 представлена эмпирическая зависимость между коэффициентами  $\beta(0.55)$  и параметром  $P$ . Видно, что с ростом замутнения величина  $P$  убывает:  $\rho_{\beta(0.55), P} \sim -0.3$ .



### Основные результаты.

Некоторые результаты решения уравнения (1) представлены на рис. 3 - рис. 6. Фактически выражение (1) представляет собой разложение спектральных коэффициентов аэрозольного ослабления  $\beta(\lambda)$  на компоненты, связанные с предикторами  $M_i$  и  $P$ , определяющие правую часть этого уравнения.



Спектральная зависимость этих составляющих приведена на рис. 3, а на рис. 4 отображено спектральное поведение среднеквадратической относительной погрешности определения этих же компонент. Оказалось, что к изменению параметра  $M_{45}$  наиболее чувствительна изменчивость  $\beta(\lambda)$  в коротковолновой области спектра  $\lambda < 0.8$  мкм. Для длин волн  $\lambda > 0.8$  преобладающим параметром является  $M_{15}$ . Роль параметров  $M_1$  и  $P$  существенно ниже по величине, и определяются эти компоненты ослабления с худшей точностью во всем спектральном диапазоне. Однако необходимо заметить, что роль  $P$  все же заметна в видимом диапазоне длин волн, а учет компоненты ослабления, связанного с параметром  $M_1$  обязателен в ИК диапазоне, особенно с уменьшением задымления воздуха.

Из рис. 5 видна корреляционная связь величины альbedo однократного рассеяния  $A(\lambda)$  и коэффициентов аэрозольного ослабления для  $\lambda = 0,55$ . С увеличением плотности дымов величина  $A(\lambda) \sim 1$ . Этот же результат виден из временного хода параметров  $A(0,55)$ ,  $A(1,06)$ ,  $A(2,2)$  и  $\beta(0,55)$ ,  $\beta(2,2)$ , полученных из измерений в июле 2012 года и приведенных на рис. 6.

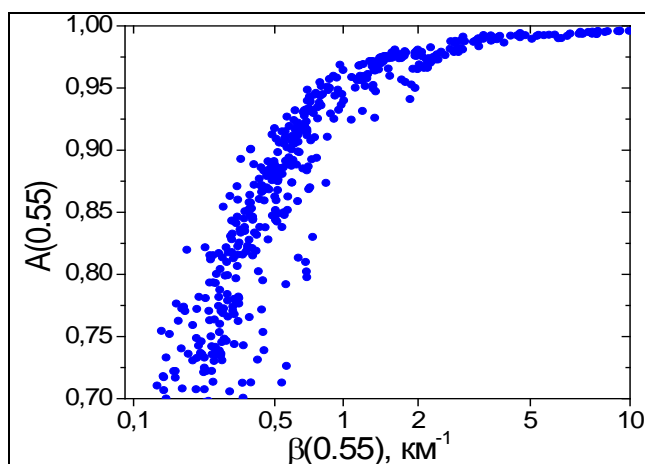


Рис. 5. Корреляционная связь величины альbedo однократного рассеяния и коэффициентов аэрозольного ослабления для  $\lambda = 0.55$ .

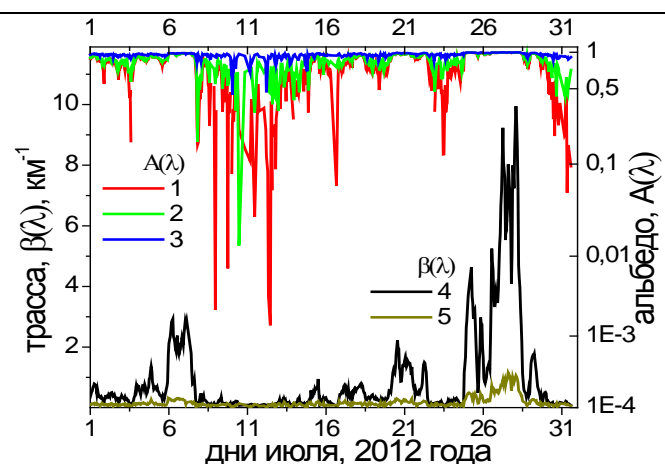


Рис. 6. Временная изменчивость величины альbedo однократного рассеяния для  $\lambda: 0.55, 1.06$  и  $2.2$  мкм (кривые 1-3, соответственно) и коэффициентов аэрозольного ослабления для  $\lambda: 0.55$  (кривая 4) и  $2.2$  мкм (кривая 5).

1. Пхалагов Ю.А., Ужegov В.Н., Козлов В.С., Панченко М.В., Терпугова С.А., Яушева Е.П. Восстановление коэффициентов аэрозольного ослабления оптического излучения на протяженной приземной трассе по данным измерений параметров аэрозоля в локальном объеме // Оптика атмосферы и океана. 2013. Т.26. №06. С.478-483

2. Ужegov В.Н., Ростов А.П., Пхалагов Ю.А. Автоматизированный трассовый фотометр // Оптика атмосферы и океана. 2013. Т.26. №07. С.590-594.

3. Шмаргунов В.П., Полькин В.В., Тумаков А.Г., Панченко М.В., Полькин Вас.В. Ореольный фотометр закрытого объема // Приборы и техника эксперимента. 2010, №6. С. 1-3.

4. Шмаргунов В.П., Козлов В.С., Тумаков А.Г., Полькин В.В., Панченко М.В. Автоматизированный аэрозольный нефелометр на базе ФАН // Приборы и техника эксперимента. 2008. №5. С. 165.

5. Козлов В.С., Бурков В.В., Панченко М.В., Шмаргунов В.П. Оптический измеритель массовой концентрации поглощающего вещества аэрозоля (сажи) в воздухе // Наука производству. 2003. № 9 (65). С. 15-19.

## **Возможности многоцелевого лидара высотного зондирования (МЛВЗ), созданного в ИПГ.**

*Институт прикладной геофизики имени академика Е.К.Федорова. (ФГБУ "ИПГ"). Москва.*

*Галкин К.А., Губко П.А., Иванов М.С., Саморуков В.В., Тасенко С.В., Тулинов Г.Ф., Хлестов В.В.*

В период с 2010 по 2013 гг. в ФГБУ «ИПГ» создавался многоцелевой лидар высотного зондирования (МЛВЗ). Созданный лидар оснащен двумя лазерами NdYAG с активными длинами волн 532 и 355 нм, а также эксимерным лазером с длиной волны 308 нм. Каждый лазер имеет собственный канал вывода в атмосферу. Разработан комплекс программ, позволяющий фиксировать результаты зондирований и заносить их в базу данных. В реальном времени возможна запись отклика каждого зондирующего импульса (частота следования импульсов от 10 до 30 Гц) с разрешением по высоте 7,5 метров, при этом число записываемых каналов 16380, что соответствует высотам от 0 до 122850 м.

Основной задачей является получение профилей температуры. При этом температуры на верхних границах измерений используются в качестве входных параметров для моделирования верхней атмосферы (ВА) в рамках создаваемой системы инструментально-модельного мониторинга (ИММ). В «говорящем» названии лидара (многоцелевой) отражены его возможности получения многих параметров верхней атмосферы:

- получение профилей температуры на основе релеевского рассеяния на длинах волн 532 и 355 нм в диапазоне высот 30 – 80 км;

- получение профилей температуры на основе рамановского рассеяния на длине волны 532 нм в диапазоне высот 1 - 35 км;

- получение профилей стратосферного озона на основе двухволнового дифференциального поглощения на длинах волн 308 и 355 нм в диапазоне высот 12 - 45 км;

- получение профилей спорадических стратосферных аэрозолей на основе релеевского рассеяния на длинах волн 355 и 532 нм в диапазоне высот 22 – 50 км.

18-19 ноября 2013 года, в условиях благоприятной погоды, было проведено лазерное зондирование верхних слоев атмосферы. В течении ночи (с 19:45 18 ноября до 05:00 19 ноября) был проведен комплекс измерений, позволивший получить весь набор перечисленных выше результатов.

На представленных результатах достигнуты высоты зондирований вплоть до 70 км, при этом отношение сигнал/шум составляет не менее 3. Максимальная достигнутая высота наблюдалась 13 сентября 2012 года и 23 апреля 2013 года и составила 75 км с тем же соотношением сигнал/шум.

## LIDAR EXTINCTION MEASUREMENT IN THE MID INFRARED

Valentin Mitev<sup>(1)</sup>, S. Babichenko<sup>(2)</sup>, R. Borelli<sup>(3)</sup>, L. Fiorani<sup>(3)</sup>, I. Grigorov<sup>(4)</sup>, M. Nuvoli<sup>(3)</sup>, A. Palucci<sup>(3)</sup>, M. Pistilli<sup>(3)</sup>, Ad. Puiu<sup>(3)</sup>, Ott Rebane<sup>(5)</sup>, S. Santoro<sup>(6)</sup>

(1) CSEM, Neuchatel, Switzerland; (2) LDI Innovation, Tallinn, Estonia; (3) ENEA, Frascati, Italy; (4) Institute of Electronics BAS, Sofia, Bulgaria; (5) LDI, Tallinn, Estonia; (6) University of Palermo, Palermo, Italy;

e-mail: [valentin.mitev@csem.ch](mailto:valentin.mitev@csem.ch);

Abstract: We present a lidar measurement of atmospheric extinction coefficient. The measurement is performed by inversion of the backscatter lidar signal at wavelengths 3'000nm and 3'500nm. The inversion of the backscatter lidar signal was performed with constant extinction-to-backscatter ration values of 104 and exponential factor 0.1.

Key words: backscatter lidar, extinction coefficient, mid-infrared, lidar inversion

### Introduction

The aerosol extinction and backscatter measurements in mid-infrared range are important parameters in IR vision instruments evaluation and in the correction of DIAL probing. Among the advantages for lidar probing in this range is the fact that it contains a number of absorption lines and bands of greenhouse gases and pollutants, low solar background and more relaxed eye-safety requirements. On the other side, the procedures to derive the aerosol extinction and backscatter in this spectral range are still under-tested. This determines the motivation of this work, namely to present one example of elastic backscatter probing of the atmosphere in this range, with subsequent application of Klett inversion procedure in derivation of the aerosol extinction.

### Lidar

In more details the lidar is described in [1, 2]. The laser transmitter is an OPO/OPA adapted to wavelength tuning and high pulse energy output in the wavelength range 3000 - 4000 nm. The energy per pulse is 12 mJ at pulse repetition rate of 10 Hz. The linewidth is  $< 5 \text{ cm}^{-1}$ . After a beam expansion the beam divergence is 1.1 mrad x 1.25 mrad at a beam diameter of approximately 22 mm. The measurements are collected for two wavelengths, one at around 3'200 nm and the other around 3'400 nm. In the exact wavelength fixing we avoided the absorption lines of the atmospheric gases [3-5]. The diameter of the receiver is 16 cm. The mid-infrared interference bandpass filter is used to filter the probing wavelengths. A tilting mirror defines the angle for probing.

The detector is photovoltaic type PVI-4TE (Vigo System SA), with four-stage thermoelectric cooling. The detector is integrated in a module with a transimpedance amplifier having  $10^4 \text{ V/A}$  transfer

function from DC till 50 MHz. The digitalization and acquisition is performed by with 14 bits amplitude digitalization, 125 MS/s sampling rate per channel, and 128 MS on-board acquisition memory. From the sampling rate we may see that the minimum range bin of 1.2 m. The length of the sweep may be varied, but as it was determined from the experiment, an optimal one is 1024 range gates, establishing a lidar profile of ~1230 m.

A view of the lidar is given in Figure 1 (left panel). The lidar system is sufficiently compact to be transportable and operational from a van, as shown in Figure 1 (right panel).

### Measurements

The measurements were performed in an atmosphere where we may expect absence of pollutions, i.e., in the contribution to the atmospheric absorption we needed to take into account only the natural trace gases (carbon dioxide, methane, water vapor). The elevation probing angle was 15deg from the horizon. The single measurement accumulated 10 and 100 shots.

The signals are processed following the inversion procedure introduces in [6]. The reason to select this type of inversion procedure is that the lidar profile is taken at small angle to the horizon and at relatively short range. Thus, the probing is entirely in the atmospheric boundary layer and we may expect that the aerosol is well mixed and is from the same origin. In this way we expect that the backscatter to extinction ratio is constant. In the relation from [6] establishing the connection between the backscatter  $\beta(r)$  and extinction  $\sigma(r)$  coefficients,  $\beta(r) = const * [\sigma(r)]^k$  the typical value for  $k$  is  $k = 0.1$  and  $const = 104$ . Another critical parameter in the inversion procedure is the reference value for the extinction at the end of the processed part of the lidar signal profile. In the reported case this value cannot be determined using the Rayleigh scattering and the signal from aerosol-free atmosphere. here the reference value for the extinction is determined from the measured data, using the slope close to the end of the meaningful part of the profile. In this, it is necessary to combine several successively measured profiles in order to compensate for the low signal to noise ratio.

The first step in raw signal conditioning is the evaluation and subtraction of the noise. A sliding average of the profile is performed in the following way: starting over three bins, where each 30 bins the number of the bins are increased by two. In addition, when the single measurement contains 10 laser shots, ten files are combined in one, so the typical number of shots in a single processed file is 100. After the inversion procedure, results for the extinction from several successive files are also averaged in one. The results from one processing is presented in Figure 2. It is obtained from accumulation and averaging on 1300 laser shots for each of the wavelengths, where the wavelength tuning is carried in a sequence. The full overlap starts at range ~50 m, so the data closer than this range



are not shown. We see that an increase of the extinction at ranges closer than  $\sim 100$  m what is below  $\sim 20$ - $25$  m altitude at elevation angle of 15 deg. An interpretation for this increase is that the measurement takes place in the surface layer with higher concentration of dust particles. Above the surface layer, in the mixing layer, the extinction coefficient is almost constant. Figure 3 presents a time-range cross section of the extinction coefficient, where we may see evolution of a dust layer. The slant probing direction was above a non-paved parking yard where the appearance of such layer followed the passing of trucks.

References:

- [1] Fiorani L., S. Babichenko, J. Bennes, R. Borelli, R. Chirico, A. Dolfi-Bouteyre, L., L. Hespel, T. Huet, V. Mitev, A. Palucci, M. Pistilli, A. Puiu, O. Rebane, “Lidar detection of explosive precursors“, 26th ILRC, 25-29 June 2012, Portohelli – Greece, Proceedings Vol. I, 231-234 (2012).
- [2] V. Mitev, S. Babichenko, J. Bennes, R. Borelli, A. Dolfi-Bouteyre, L. Fiorani, L. Hespel, T. Huet, A. Palucci, M. Pistilli, A. Puiu, O. Rebane, I. Sobolev, “Mid-IR DIAL for high-resolution mapping of explosive precursors”, Lidar Technologies, Techniques, and Measurements for Atmospheric Remote Sensing IX, edited by Upendra N. Singh, Gelsomina Pappalardo, Proc. of SPIE Vol. 8894, 88940S (2013).
- [3] Rothman, L.S., Gordon, I. E., Barbe, A., et al. , “The HITRAN 2008 molecular spectroscopic database“, Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer, 110 (9-10), 533-572 (2009).<http://www.cfa.harvard.edu/hitran/>
- [4] <http://srdata.nist.gov/gateway/gateway?keyword=infrared+spectrum>; <http://infrared.pnnl.gov/>;
- [5] Sharpe, S. W., Johnson, T. J., Sams, R. L., Chu, P. M., Rhoderick, G. C., Johnson, P. A., “Gas-phase databases for quantitative infrared spectroscopy”, Applied Spectroscopy 58(12), 1452-1461 (2004).
- [6] Klett J. D., “Stable analytical inversion solution for processing lidar return”, Applied Optics, vol. 20, 211-220 (1981).

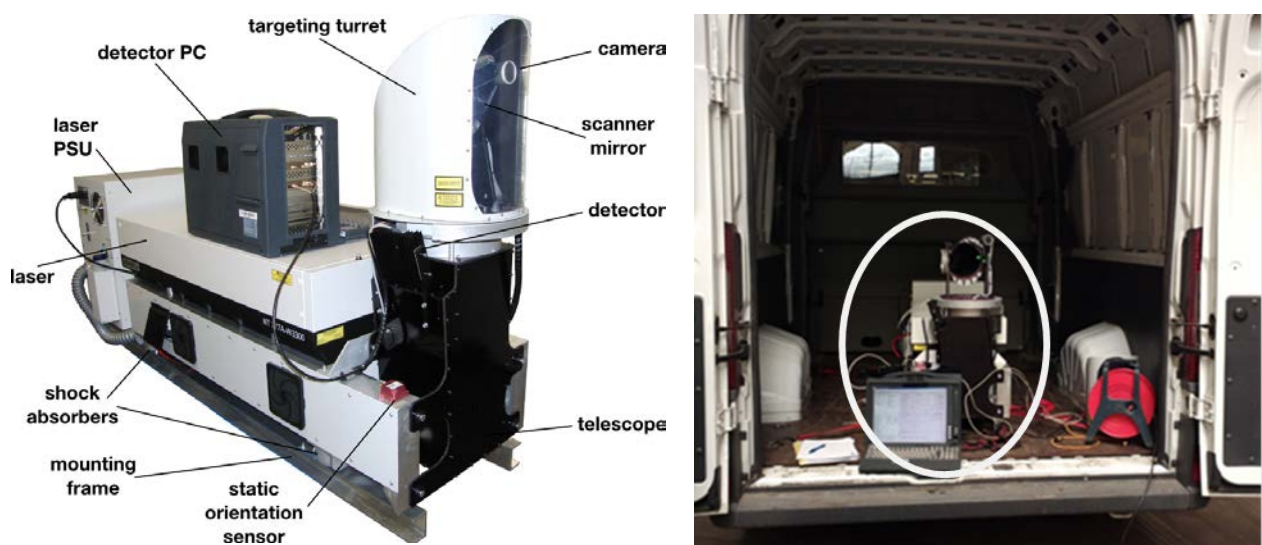


Figure 1. Left panel: Photo of the lidar with indication of the subsystems; Right panel: The lidar and control PC (both inside the white oval) in a pickup van.

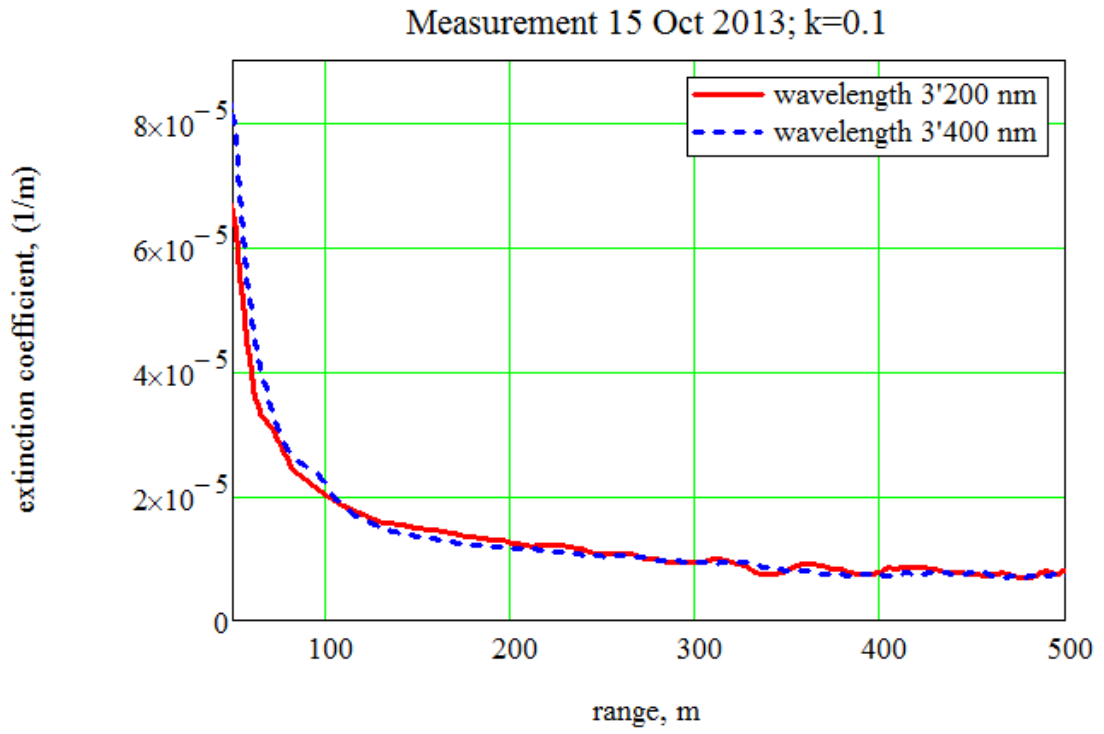


Fig. 2. Profile of the extinction coefficient

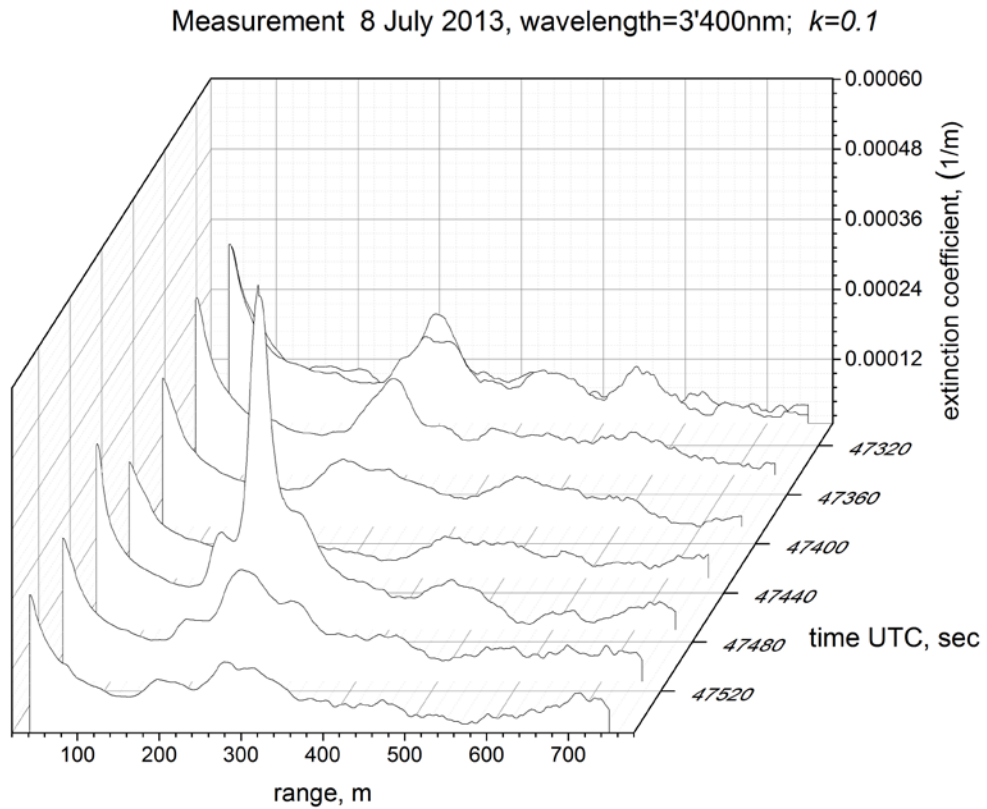


Fig. 2. Measurement showing one evolution of the profile of the extinction coefficient.

# ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА ОПОРНЫХ ВЕКТОРОВ ДЛЯ АНАЛИЗА СПЕКТРОВ ПОГЛОЩЕНИЯ ВЫДЫХАЕМОГО ВОЗДУХА БОЛЬНЫХ БРОНХО-ЛЕГОЧНЫМИ ЗАБОЛЕВАНИЯМИ

Букреева Е.Б.<sup>1</sup>, Буланова А.А.<sup>1</sup>, Кистенев Ю.В.<sup>1</sup>, Кузьмин Д.А.<sup>1</sup>,  
Тузиков С.А.<sup>2</sup>, Юмов Е.Л.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>ГБОУ ВПО СибГМУ Минздрава России, г.Томск;

<sup>2</sup>ФГБУ НИИ онкологии СО РАМН, г.Томск

E-mail: band107@mail.ru, yuk@iao.ru

Ключевые слова: выдыхаемый воздух, лазерная оптико-акустическая спектроскопия, рак легких, хроническая обструктивная болезнь легких, пневмония

Аннотация. В работе представлены результаты совместного применения метода лазерной оптико-акустической спектроскопии и методов хемометрики для газоанализа выдыхаемого воздуха больных заболеваниями органов дыхания – хронической обструктивной болезнью легких, пневмонией и раком легких. Были измерены спектры поглощения выдыхаемого воздуха всех добровольцев исследования, применены методы классификации зарегистрированных сканов спектров поглощения и определены чувствительность/специфичность полученных результатов классификации. Представлены результаты попарной нозологической классификации всех исследуемых добровольцев

Выдыхаемый воздух, как и атмосферный, является сложной многокомпонентной смесью, состав которой может изменяться, в том числе, при наличии патологических процессов в организме. Стандартные методы решения обратной спектроскопической задачи эффективны только для небольшого числа компонент, а также при их достаточно высокой концентрации. В данной работе были применены методы хемометрики [1-4] для выбора наиболее информативных коэффициентов поглощения спектров выдыхаемого воздуха с точки зрения разделения исследуемых нозологических состояний (рак легкого, хроническая обструктивная болезнь легких, отсутствие бронхолегочной патологии).

Описание групп исследования. Было сформировано 4 группы, количество участников в каждой из них было одинаковым.

В первую группу (группа А) вошли больные с верифицированным диагнозом рак легкого (РЛ) с различной локализацией, различной степенью развития патологического процесса и метастазирования. Все больные РЛ – пациенты, проходившие обследование/лечение в торакоабдоминальном отделении ФГБУ НИИ онкологии СО РАМН (г. Томск). Численность – 10 человек. Средний возраст в группе А – 56,4 года. Критерии исключения: неверифицированный диагноз, прохождение лечения (химиотерапия,

радиотерапия, хирургическое лечение), тяжелое течение сопутствующих заболеваний.

Во вторую группу (группа В) вошли больные с верифицированным диагнозом хроническая обструктивная болезнь легких (ХОБЛ) с различной степенью тяжести заболевания, в фазе обострения. Все больные ХОБЛ – пациенты, проходившие обследование/лечение в пульмонологическом отделении ОГАУЗ Городская клиническая больница №3 (г. Томск). Численность – 10 человек. Средний возраст в группе В – 53,1 года. Критерии исключения: неверифицированный диагноз, наличие бронхиальной астмы, пневмонии, тяжелое течение сопутствующих заболеваний.

В третью группу (группа С) вошли больные с верифицированным диагнозом внебольничная пневмония с различной локализацией очага воспаления, со средней степенью тяжести. Численность – 10 человек. Средний возраст в группе С – 44,3 года. Критерии исключения: неверифицированный диагноз, наличие бронхиальной астмы, ХОБЛ, тяжелое течение сопутствующих заболеваний.

В четвертую группу (группа D) вошли условно-здоровые добровольцы, некурящие. Критерии включения: отсутствие острых заболеваний в течение 2 недель, предшествующих забору проб, отсутствие хронических заболеваний бронхо-легочной, сердечно-сосудистой, пищеварительной и мочеполовой систем, отсутствие фактора курения в анамнезе. Численность – 10 человек. Средний возраст в группе D – 24,7 года.

Методика отбора проб. В исследовании отбирались пробы выдыхаемого воздуха. Воздух собирался в стандартную химическую пробирку (объем 10 мл) при помощи пластиковой трубочки. Процедура состояла в следующем – испытуемый делал несколько спокойных выдохов через пластиковую трубочку в пробирку, закрывающуюся стерильным ватным тампоном. Все пробы отбирались до еды или через 2 часа после нее. Курящие испытуемые не курили до забора проб хотя бы в течение 30 минут. До взятия проб испытуемые полоскали ротовую полость проточной водой. У каждого испытуемого была собрана вся необходимая информация. Добровольцы, вошедшие в группу D, заполняли анкету-опросник качества жизни SF-36, которая позже была использована для оценки однородности этой группы.

Методика регистрации и обработки спектров. Все пробы были проанализированы с использованием лазерных оптико-акустических газоанализаторов ИЛРА-1 и ЛГА-2, разработанных фирмой ООО «Специальные технологии» (г. Новосибирск). Лазерные газоанализаторы ИЛРА-1, ЛГА-2 собраны на базе волноводных, перестраиваемых по частоте CO<sub>2</sub>-лазеров и резонансных оптико-акустических детекторов. Конструктивные особенности:

ЛРА-1 имеет внутррезонаторное, ЛГА-2 – внерезонаторное расположение детекторов. Есть некоторые отличия в элементной базе, самыми существенными из которых являются модификация лазерного источника и тип микрофонов, используемых в составе детекторов.

В результате проведенного газоанализа проб выдыхаемого воздуха были получены сканы спектров поглощения этих проб в диапазоне 9,2-10,8 мкм. Для каждого добровольца было зарегистрировано 10 сканов (записей спектра поглощения анализируемой пробы).

Для устранения экспериментальных данных с выбросами измерений использовалась методика, основанная на критерии Граббса, суть которого заключается в сравнении вычисленной статистики Граббса с неким ее критическим значением.

Далее была проведена процедура интеркалибровки сканов, зарегистрированных на разных приборах. Суть процедуры заключается в пересчете коэффициентов поглощения с учетом спектров поглощения поверочной газовой смеси, зарегистрированных на каждом приборе, и теоретических спектров этой смеси, полученных из базы данных HITRAN. В качестве поверочной газовой смеси использовалась смесь с 5,1% концентрацией CO<sub>2</sub> в N<sub>2</sub>.

Методика интеллектуального анализа спектров. В качестве алгоритма классификации был использован метод опорных векторов (SVM-метод, от англ. «support vector machine»). Основной идеей метода является перевод исходных векторов в пространство более высокой размерности и поиск разделяющей гиперплоскости с максимальным зазором в этом пространстве. Две параллельных гиперплоскости строятся по обеим сторонам гиперплоскости, разделяющей исследуемые классы. Разделяющей гиперплоскостью будет гиперплоскость, максимизирующая расстояние до двух параллельных гиперплоскостей. Алгоритм работает в предположении, что чем больше разница или расстояние между этими параллельными гиперплоскостями, тем меньше будет средняя ошибка классификатора.

Результаты исследования. После устранения экспериментальных данных с выбросами измерений была сформирована выборка по 80 сканов для каждой группы.

После этого был применен SVM-метод для классификации всех добровольцев по нозологическому состоянию (рак легких, хроническая обструктивная болезнь легких, пневмония, отсутствие бронхолегочных заболеваний). В классификации использовалось 320 сканов.

Предварительно, перед реализацией классификации, проводился этап обучения SVM-метода. Для этого каждая группа исследования случайным образом была поделена на 2 равные выборки, одна из которых использовалась для обучения метода (обучающая выборка), а вторая (тестовая выборка) – для классификации. Обучающая выборка

использовалась для построения разделяющей гиперплоскости между исследуемыми группами. После этого проводилась собственно классификация тестовой выборки. Классификация была проведена попарно, в каждом случае была найдена чувствительность и специфичность SVM-метода. Полученные результаты представлены в таблице.

Таблица 1. Полученные результаты чувствительности и специфичности SVM-метода для попарной классификации всех групп исследования

Попарная групповая классификация	Чувствительность	Специфичность
Группа А – Группа D	100%	63,75-67,5%*
Группа В – Группа D	95-98,75%*	92,5-93,75%*
Группа С – Группа D	63.75-68.75%*	100%
Группа А – Группа В	100%	97,5-98,75%*
Группа А – Группа С	100%	90%
Группа В – Группа С	95-100%*	62.5-63.75%*

\* Результат аты различают ся в зависимость и от функции ядра SVM-мет ода

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. Буланова А.А., Кузьмин Д.А., Юмов Е.Л. Лазерный оптико-акустический газоанализ выдыхаемого воздуха при хронической обструктивной болезни и раке легких // Сибир. онкологич. журнал. 2013. Прил. №2. С.16-17.
2. Букреева Е.Б., Буланова А.А., Тузиков С.А., др. Особенности спектров поглощения выдыхаемого воздуха больных неинфекционными хроническими заболеваниями: хроническая обструктивная болезнь и рак легких // Биотехносфера. 2012. №3-4(22-23). С.39-48.
3. Natale Corrado Di, Macagnano Antonella, et al. Lung cancer identification by the analysis of breath by means of an array of non-selective gas sensors // Biosensors and Bioelectronics. 2003. V.18. P. 1209-1218/
4. Silvano Dragonieri, Jouke T. Annema, Robert Schot, et al. An electronic nose in the discrimination of patients with non-small cell lung cancer and COPD// Lung Cancer. 2009. V.64. P. 166-170.

# ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МЕТОДОВ ЛАЗЕРНОЙ СПЕКТРОСКОПИИ И ХЕМОМЕТРИКИ ДЛЯ ИДЕНТИФИКАЦИИ БОЛЬНЫХ РАКОМ ЛЕГКОГО, ХОБЛ И ЗДОРОВЫХ ЛЮДЕЙ ПО СПЕКТРАМ ПОГЛОЩЕНИЯ ВЫДЫХАЕМОГО ВОЗДУХА

Букреева Е.Б.<sup>1</sup>, Буланова А.А.<sup>1</sup>, Кистенев Ю.В.<sup>1</sup>, Кузьмин Д.А.<sup>1</sup>,

Пономарев Ю.Н.<sup>2</sup>, Тузиков С.А.<sup>3</sup>, Юмов Е.Л.<sup>3</sup>

<sup>1</sup>ГБОУ ВПО СибГМУ Минздрава России, г.Томск;

<sup>2</sup>Институт оптики атмосферы им. В.Е.Зуева СО РАН, г.Томск;

<sup>3</sup>ФГБУ НИИ онкологии СО РАМН, г.Томск

E-mail: band107@mail.ru, yuk@iao.ru

Ключевые слова: выдыхаемый воздух, хемометрика, лазерная оптико-акустическая спектроскопия, рак легких, хроническая обструктивная болезнь легких

Аннотация. В работе представлены результаты совместного применения метода лазерной оптико-акустической спектроскопии и методов хемометрики для газоанализа выдыхаемого воздуха больных заболеваниями органов дыхания – хронической обструктивной болезнью легких и раком легких. Были измерены спектры поглощения выдыхаемого воздуха представителей целевых групп и здоровых добровольцев, реализован выбор методами хемометрики наиболее информативных коэффициентов поглощения в зарегистрированных сканах спектров с точки зрения разделения исследуемых нозологических состояний.

Выдыхаемый воздух, как и атмосферный, является сложной многокомпонентной смесью, состав которой может изменяться, в том числе, при наличии патологических процессов в организме. Стандартные методы решения обратной спектроскопической задачи эффективны только для небольшого числа компонент, а также при их достаточно высокой концентрации. В данной работе были применены методы хемометрики [1-4] для выбора наиболее информативных коэффициентов поглощения спектров выдыхаемого воздуха с точки зрения разделения исследуемых нозологических состояний (рак легкого, хроническая обструктивная болезнь легких, отсутствие бронхолегочной патологии).

Описание групп исследования. Было сформировано 3 группы, количество участников в каждой из них было одинаковым.

Первая группа (группа А) состояла из больных с верифицированным диагнозом рак легкого (РЛ). Это были добровольцы с различной локализацией, различной степенью развития патологического процесса и метастазирования. Все больные РЛ – пациенты, проходившие обследование/лечение в торакоабдоминальном отделении ФГБУ НИИ онкологии СО РАМН (г. Томск). Численность – 10 человек. Средний возраст в группе А – 56,4 года. Критерии исключения: неверифицированный диагноз, прохождение лечения (химиотерапия, радиотерапия, хирургическое лечение), тяжелое течение сопутствующих заболеваний.

Вторая группа (группа В) состояла из больных с верифицированным диагнозом хроническая обструктивная болезнь легких (ХОБЛ). Это были добровольцы с различной степенью тяжести заболевания, в фазе обострения. Все больные ХОБЛ – пациенты, проходившие обследование/лечение в пульмонологическом отделении ОГАУЗ Городская клиническая больница №3 (г. Томск). Численность – 10 человек. Средний возраст в группе В – 53,1 года. Критерии исключения: неверифицированный диагноз, наличие бронхиальной астмы, пневмонии, тяжелое течение сопутствующих заболеваний.

Третья группа (группа С) состояла из условно-здоровых добровольцев, некурящих. Критерии включения: отсутствие острых заболеваний в течение 2 недель, предшествующих забору проб, отсутствие хронических заболеваний **бронхо-легочной**, сердечно-сосудистой, пищеварительной и мочеполовой систем, отсутствие фактора курения в анамнезе. Численность – 10 человек. Средний возраст в группе D – 24,7 года.

#### Использованные методики и полученные результаты.

1. В исследовании отбирались пробы выдыхаемого воздуха. Воздух собирался в стандартную химическую пробирку (объем 10 мл) при помощи пластиковой трубочки. Для этого испытуемый делал 3 выдоха через пластиковую трубочку в имеющуюся пробирку, которую сразу же закрывали стерильным ватным тампоном. Все пробы отбирались до еды или через пару часов после нее. Курящие испытуемые не курили до забора проб хотя бы в течение получаса. До взятия проб испытуемые полоскали ротовую полость проточной водой. Исследование не предполагало специальной очистки органов ротовой полости.

2. Участники, вошедшие в группу условно-здоровых добровольцев, заполняли анкету-опросник качества жизни SF-36, которая позже была использована для оценки однородности этой группы.

3. Все отобранные пробы выдыхаемого воздуха были проанализированы с использованием лазерных оптико-акустических газоанализаторов ИЛРА-1 и ЛГА-2 (производство ООО «Специальные технологии», г. Новосибирск). Лазерные газоанализаторы ИЛРА-1, ЛГА-2 (рис.1) собраны на базе волноводных, перестраиваемых по частоте CO<sub>2</sub>-лазеров и резонансных оптико-акустических детекторов. Конструктивные особенности: ИЛРА-1 имеет внутррезонаторное, ЛГА-2 – внerezонаторное расположение детекторов. Есть некоторые отличия в элементной базе, самыми существенными из которых являются модификация лазерного источника и тип микрофонов, используемых в составе детекторов. Приборы обладают высокой чувствительностью и спектральным разрешением, требуют малый объем рабочей пробы. В результате газоанализа проб выдыхаемого воздуха были получены сканы



спектров поглощения этих проб в диапазоне 9,2-10,8 мкм. Для каждого добровольца было зарегистрировано 10 сканов. Скан – полная запись спектра поглощения анализируемой пробы.



Рисунок 1. – Общий вид ILPA-1 (слева) и ЛГА-2 (справа).

4. Для устранения экспериментальных данных с выбросами измерений использовалась методика, основанная на критерии Граббса, суть которого заключается в сравнении вычисленной статистики Граббса с неким ее критическим значением. В результате было отсеяно около 40 сканов измерений, т.е. на каждого участника исследования стало приходиться по 8 сканов спектров поглощения выдыхаемого воздуха.

5. Для сравнения данных, полученных на разных газоанализаторах, была проведена интеркалибровка зарегистрированных сканов. Для этого был произведен пересчет коэффициентов поглощения с учетом спектров поглощения поверочной газовой смеси, зарегистрированных на каждом приборе, и теоретических спектров этой смеси, полученных из базы данных HITRAN. В качестве поверочной газовой смеси использовалась смесь с 5,1% концентрацией  $\text{CO}_2$  в  $\text{N}_2$ .

6. Для выбора наиболее информативных линий поглощения спектра с точки зрения разделения групп исследования использовался метод главных компонент (МГК). В соответствии с МГК с помощью программы ViDa Expert были найдены матрица счетов и матрица нагрузок. В матрице нагрузок для вектора каждой главной компоненты были найдены числовые значения («весовые коэффициенты») каждого фактора (в нашем случае, фактор – значения коэффициентов поглощения на определенной длине волны). Эти числовые значения ранжируются по модулю для каждой главной компоненты. Таким образом, все факторы выстраиваются по величине своего вклада в конкретную главную компоненту.

Программа позволяет выбрать любое количество главных компонент, не превышающее количество факторов. Выбор оптимального числа главных компонент был осуществлен на

основе объясненной и накопленной дисперсии. Для данного исследования оптимальное число главных компонент было равно 2, т.к. две первые главные компоненты объясняют 72,1% исходной вариации. Далее выбор наиболее значимых факторов из их общего числа осуществлялся графическим методом, сходным с общеизвестным «методом сломанной трости».

В результате, исходя из анализа нагрузок главных компонент, было получено, что из 37 коэффициентов поглощения выдыхаемого воздуха в области генерации CO<sub>2</sub> лазера, выбранной для анализа, наиболее значимыми являются 26 коэффициентов согласно вектору первой главной компоненты (они объясняют 59,75%) и 3 коэффициента согласно вектору второй главной компоненты (они объясняют 12,35%). Таким образом, было отобрано 29 информативных линий поглощения, а 8 линий поглощения оказались малоинформативными.

1. Буланова А.А., Кузьмин Д.А., Юмов Е.Л. Лазерный оптико-акустический газоанализ выдыхаемого воздуха при хронической обструктивной болезни и раке легких // Сибир. онкологич. журнал. 2013. Прил. №2. С.16-17.
2. Букреева Е.Б., Буланова А.А., Тузиков С.А., др. Особенности спектров поглощения выдыхаемого воздуха больных неинфекционными хроническими заболеваниями: хроническая обструктивная болезнь и рак легких // Биотехносфера. 2012. №3-4(22-23). С.39-48.
3. Natale Corrado Di, Macagnano Antonella, et al. Lung cancer identification by the analysis of breath by means of an array of non-selective gas sensors // Biosensors and Bioelectronics. 2003. V.18. P. 1209-1218
4. Silvano Dragonieri, Jouke T. Annema, Robert Schot, et al. An electronic nose in the discrimination of patients with non-small cell lung cancer and COPD// Lung Cancer. 2009. V.64. P. 166-170.

## ОСОБЕННОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ АЭРОЗОЛЬНОЙ ОПТИЧЕСКОЙ ТОЛЩИ АТМОСФЕРЫ НА МАРШРУТЕ СЕВЕРНОГО МОРСКОГО ПУТИ

С.М. Сакерин<sup>1</sup>, Д.М. Кабанов<sup>1</sup>, Вас.В. Полькин<sup>1</sup>, А.Н. Прахов<sup>2</sup>, К.А. Шмирко<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, sms@iao.ru, dkab@iao.ru

<sup>2</sup>Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, alex.prahov@mail.ru

<sup>3</sup>Институт автоматики и процессов управления ДВО РАН, kshmirko@gmail.com

**Ключевые слова:** Аэрозольная оптическая толщина атмосферы, Арктика

**Аннотация.** Обсуждаются результаты измерений аэрозольной оптической толщи (АОТ) солнечными фотометрами с борта научных судов «Академик Федоров» и «Профессор Хлюстин» в арктических и Дальневосточных морях вдоль маршрута Северного морского пути. К анализу результатов судовых измерений привлекаются данные береговых наблюдений в Баренцбурге, Тикси и Владивостоке. Показывается, что различие АОТ в Арктике невелико и средние значения существенно меньше, чем в фоновых районах умеренных широт. В пространственном распределении АОТ и влагосодержания в Дальневосточных морях хорошо проявляется широтная зависимость: в Беринговом море все характеристики близки к данным в арктической зоне, у южных берегов Камчатки возрастают в 1.5-2 раза, а в районе Владивостока различие достигает 4-6 раз.

Несмотря на наибольшую чувствительность к климатическим изменениям, природная среда полярных районов и процессы её изменчивости остаются плохо изученными. Среди атмосферных компонентов, дефицит информации, прежде всего, касается характеристик аэрозоля, включая аэрозольную оптическую толщину (АОТ) атмосферы в различных участках спектра. Проведение Международного полярного года 2007/2008 стимулировало развитие исследований в высокоширотных районах планеты, в частности, в 2010 г. были начаты измерения спектральных АОТ в районе Тикси [1], а затем на арх. Шпицберген (Баренцбург) [2]. Вместе с тем следует отметить, что регулярные измерения АОТ в арктических широтах затруднены низким положением (или отсутствием) Солнца значительную часть года, суровыми погодными условиями, облачностью и туманами. Отчасти с этим связан и низкий уровень достоверности результатов спутниковых наблюдений, рассмотренных в работе [3]. Поэтому получение новых, даже малочисленных, данных наземных измерений имеет особое значение.

В августе-сентябре 2013 г. выпала редкая возможность провести измерения характеристик аэрозоля в нескольких районах Северного Ледовитого океана с борта научных судов «Академик Федоров» и «Профессор Хлюстин». Вместе с результатами береговых измерений солнечных фотометров в Баренцбурге, Тикси и Владивостоке, удалось получить данные о характеристиках АОТ атмосферы за относительно небольшой промежуток времени (21.08-14.09.2013) вдоль маршрута Северного морского пути – от Баренцева моря до Японского (рис. 1). Координаты основных районов фотометрических наблюдений и времени измерений приведены в таблице 1.

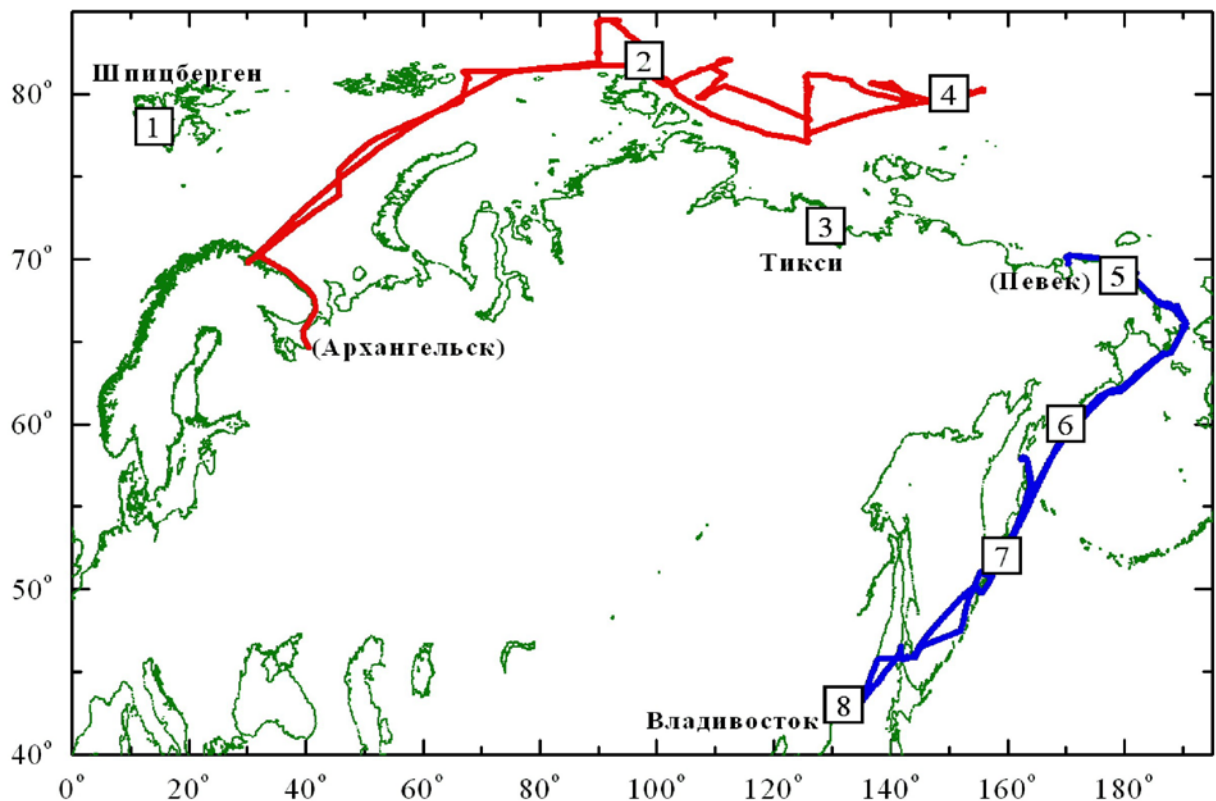


Рис. 1. Карта-схема маршрутов арктических рейсов и районов измерений солнечных фотометров

Таблица 1. Географическое положение районов и времени измерений солнечных фотометров

№ п/п	Географическая характеристика	Широта	Долгота	Время
1	п. Баренцбург (арх. Шпицберген)	78°с.ш.	14°в.д.	21.08-07.09
2	Северо-восточная окраина Карского моря	82°с.ш.	98°в.д.	14.09
3	п. Полярка (Тикси) – побережье моря Лаптевых	72°с.ш.	129°в.д.	26.08-21.09
4	Северо-восточная окраина моря Лаптевых	80°с.ш.	150°в.д.	02.09
5	Пролив Лонга – Чукотское море	69°с.ш.	179°з.д.	13.08
6	Берингово море (вдоль берегов России)	60°с.ш.	170°в.д.	04.09, 26-28.09
7	Тихоокеанское побережье Камчатки	52°с.ш.	159°в.д.	31.07, 01-03.09
8	г. Владивосток – побережье Японского моря	43°с.ш.	132°в.д.	27.07-06.09

Измерения АОТ с борта научных судов и в Баренцбурге проводились портативными солнечными фотометрами SPM [4] в 12-и спектральных каналах в диапазоне 0,34-2,14 мкм. АОТ атмосферы во Владивостоке измерялась фотометром SP-9 в 14 каналах в том же диапазоне спектра, а в районе Тикси – Sun-Sky радиометром CE 318 (<http://aeronet.gsfc.nasa.gov>) в 8-и спектральных каналах в диапазоне 0,34-1,02 мкм. По данным фотометрических наблюдений для каждого района определялись средние значения АОТ  $\tau^a(\lambda)$ , влагосодержания атмосферы W,

параметров  $\alpha$ ,  $\beta$  формулы Ангрстрема, а также грубо- и мелкодисперсных компонент АОТ –  $\tau^c$  и  $\tau^f(0,5 \text{ мкм})$ , соответственно (о методике см. например, [5]).

В таблице 2 и на рис. 2 приведены средние характеристики атмосферной толщи измеренных в различных морских районах. Сравнительный анализ данных показал следующее.

Таблица 2. Средние характеристики АОТ и влагосодержания в арктических и Дальневосточных морях (географическое положение районов 1-8 см. на рис. 1 и в таблице 1)

Характеристики	Арктические районы						Дальневосточные моря		
	1	2	3	4	5	<2÷5>	6	7	8
$\tau_{0.37}^a$	0.078	0.041	0.056	0.031	0.044	0.043	0.043	0.096	0.242
$\tau_{0.5}^a$	0.053	0.029	0.038	0.026	0.028	0.030	0.033	0.058	0.186
$\tau_{0.87}^a$	0.030	0.016	0.015	0.019	0.014	0.016	0.023	0.034	0.101
$\tau_{2.14}^a$	0.023	0.013	-	0.014	0.009	0.012	0.016	0.022	0.044
$\alpha$	1.06	1.17	1.72	0.52	1.26	-	0.67	0.85	1.04
$\beta$	0.026	0.013	0.011	0.018	0.012	-	0.021	0.031	0.089
$\tau_{0.5}^f$	0.030	0.020	0.033	0.012	0.020	0.021	0.018	0.037	0.142
$\tau^c$	0.023	0.011	0.006	0.012	0.008	0.009	0.015	0.022	0.044
W	1.11	0.74	0.92	0.87	0.61	0.79	0.80	1.03	2.83

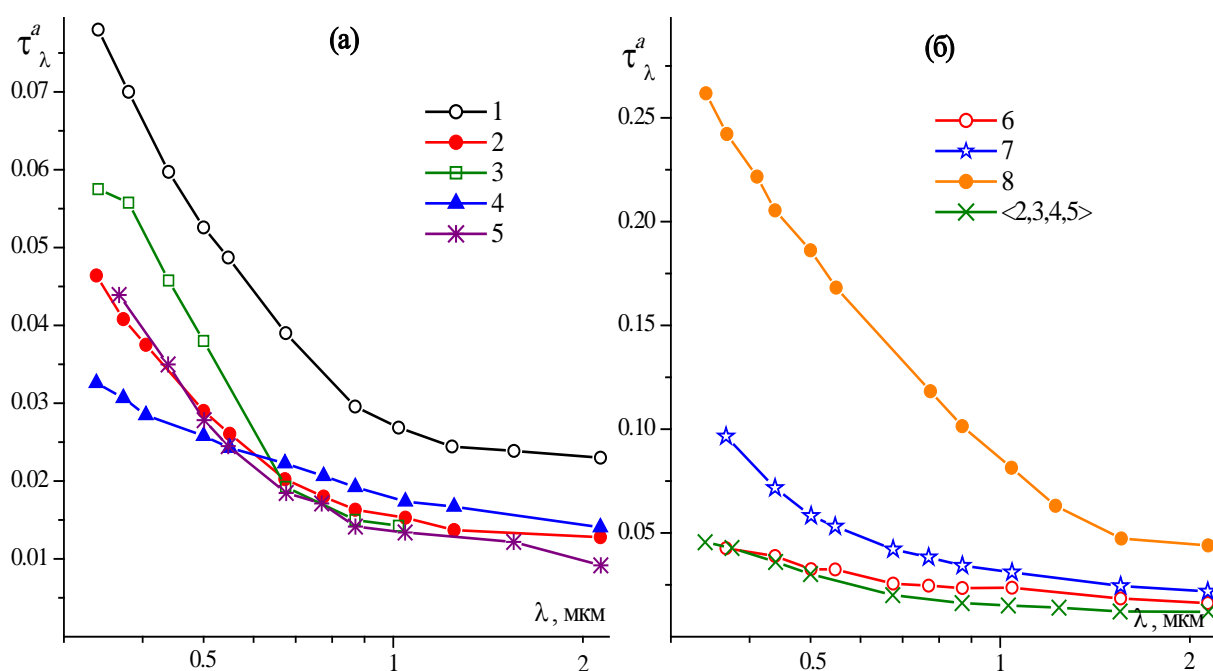


Рис. 2. Средние спектральные зависимости АОТ в районах арктических (а) и Дальневосточных (б) морей (символом <2,3,4,5> обозначена средняя АОТ для арктических районов 2-5)

В арктической зоне, более высокие значения АОТ и влагосодержания атмосферы наблюдались в районе Баренцбурга. По-видимому, это обусловлено выносами аэрозоля со стороны Европы и влиянием местных источников арх. Шпицберген. Различие характеристик атмосферной толщи на достаточно большой территории других районов (до ~5 тыс. км) мало – не превышает погрешности их определения. Но даже с учетом Баренцбурга, средние значения АОТ в Российском секторе Арктики существенно меньше, чем в фоновых районах умеренных широт: например, в Томске [5], АОТ (0,5 мкм) в августе/сентябре составляет 0.15, в том числе,  $\tau^c = 0.04$  и  $\tau^f = 0.11$ . Обратим также внимание, что все характеристики атмосферной толщи в арктических районах 2÷5 (см. рис. 2б) и в Беринговом море (район 6) практически одинаковы.

В пространственном распределении АОТ и влагосодержания в Дальневосточных морях хорошо проявляется широтная зависимость – увеличение характеристик в южном направлении. В Беринговом море значения всех характеристик как в Арктике, у южных берегов Камчатки они возрастают в 1.5-2 раза, а в районе Владивостока различие достигает 4-6 раз.

Сравнение мелко- и грубодисперсных компонент АОТ показало, что минимальные значения  $\tau^f \approx 0,02$  и  $\tau^c = 0.01-0,015$  характерны для арктических морей, включая Берингово. В районах Шпицбергена и южных берегов Камчатки  $\tau^c$  возрастает в ~2 раза,  $\tau^f$  в ~1.5-2 раза и самые большие их значения – в районе Владивостока. Причем наиболее существенные отличия от арктической зоны проявляются в содержании мелкодисперсного аэрозоля – в 7 раз.

Работы выполнялись при финансовой поддержке проектов №23.1 Программы фундаментальных исследований Президиума РАН и №25 партнерских исследований СО РАН.

### Литература

1. Tomasi C., Lupi A., Mazzola M., Stone R.S., Dutton E.G., Herber A., Radionov V.F., Holben B., Sorokin M., Sakerin S.M., Terpugova S.A., Lanconelli C., Petkov B., and Vitale V. An update of the long-term trend of aerosol optical depth in the polar regions using POLAR-AOD measurements performed during in International Polar Year // Atmospheric Environment, 2012, 52, p. 29-47.
2. Сакерин С.М., Чернов Д.Г., Кабанов Д.М., Козлов В.С., Панченко М.В., Польшин В.В., Радионов В.Ф. Предварительные результаты исследований аэрозольных характеристик атмосферы в районе Баренцбурга (Шпицберген) // Проблемы Арктики и Антарктики, 2012, № 1(91), с. 20-31.
3. Сакерин С.М., Андреев С.Ю., Кабанов Д.М., Николашкин С.В., Прахов А.Н., Радионов В.Ф., Турчинович Ю.С., Чернов Д.Г., Holben V.N., Smirnov A., Sorokin M.G. О результатах исследований аэрозольной оптической толщи атмосферы в арктических районах // Оптика атмосферы и океана. 2014, Т. 27, № 5 (в печати).
4. Сакерин С.М., Кабанов Д.М., Ростов А.П., Турчинович С.А., Князев В.В. Солнечные фотометры для измерений спектральной прозрачности атмосферы в стационарных и мобильных условиях // Оптика атмосферы и океана. 2012, Т. 25, № 12, с. 1112-1117.
5. Исследование радиационных характеристик аэрозоля в азиатской части России // Под общей ред. С.М. Сакерина. – Томск: Изд-во ИОА СО РАН, Томск, 2012, 484 с.

## Оценки энергетики лидарных сигналов при лазерном зондировании микроатмосферы комет с борта космического зонда

В.С. Шаманаев, В.Н. Маричев

*Институт оптики атмосферы СО РАН*  
*shvs@iao.ru, marichev@iao.ru*

*Ключевые слова: лидар, атмосфера, открытый космос, метеоритная опасность*

В нашей работе [1] рассматривалась проблема защиты планеты Земля от опасных космических объектов типа комет и астероидов. Печальные примеры – Тунгусский, Сихоте-Алинский и, наконец, Чебаркульский метеориты. Считается актуальным начать работы по инспекции таких космических тел и возможность воздействия на них тем или иным способом, включая изменения их орбиты или частичное их разрушение. Для этого необходимо протестировать местоположение наиболее уязвимых мест таких образований, чтобы воздействовать именно на них. Наиболее пригодными геологическими структурами для этого могут быть трещины, разломы, другие нарушающие монолитность элементы. Для их обнаружения вполне могут быть использованы выделения газов и аэрозолей, усиливающиеся при приближении космических объектов, особенно комет, к Солнцу, т.е. и к Земле. Как инструмент дистанционного исследования вполне может быть использован лидар [1,2]. Имеются уже и впечатляющие примеры использования лазерных локаторов для подобных задач [3,4].

По данным межпланетных космических зондов известная комета Хейла –Боппа ( период обращения около 2500 лет) при наибольшем приближении к Солнцу выделяет за 1 секунду 45 тонн газов ( Н, H<sub>2</sub>O, H<sub>2</sub>O<sup>+</sup>, О, СО<sub>2</sub>, СН, СО<sub>2</sub><sup>+</sup>, НСН, CN<sup>+</sup> и другие), и 8 тонн пыли [ 5]. Разумеется, в дальнем космосе это вещество развевается, но на относительно близких расстояниях это вполне значимые для светорассеяния величины. Например, еще в 1960г. Воронцов-Вельяминов [6] впервые определил плотность газов на разных расстояниях от ядра кометы номер 1943 I. « Масса её газовой оболочки была  $8 \cdot 10^4$  т. Плотность менялась обратно пропорционально расстоянию от ядра. Вблизи от него было  $10^{11}$  молекул/ см<sup>3</sup>, а на расстоянии 370000 км только две молекулы циана и одна молекула углерода С<sub>2</sub> в 1 см<sup>3</sup>.». Для некоторого сравнения : по данным справочника «Атмосфера» [7] концентрация основных атмосферных газов над поверхностью Земли на высоте 500 км составляет  $10^5 - 10^7$  молекул и атомов в 1 см<sup>3</sup>. Для сравнения, в межгалактическом пространстве 1 атом вещества приходится на 13 см<sup>3</sup> [8].

Возможность лазерного зондирования локальной микроатмосферы кометы или астероида с борта инспекторского космического аппарата в межпланетном пространстве имеется. Основу для этого дают расчёты по одночастотному лазерному зондированию околоземного космического пространства на второй гармонике гранатового лазера в нашей работе [2]. Впоследствии для идеологически сходной ситуации были проведены расчёты как для той же второй гармоники с  $\lambda = 532$  нм [ 9] , так и для 2-й и 3-й гармоник этого лазера с  $\lambda = 355$  нм и  $\lambda = 266$  нм [10].

Анализ имеющейся литературы показал, что в ближнем околоземном космосе имеются три основные естественные светорассеивающие субстанции. До высот 500–600 км – это молекулы и в основном атомы главных атмосферных газов, аэрозоли, вернее, космическая пыль, и свободные электроны.

В [2] приведен вертикальный профиль концентрации свободных электронов, синтезированный по нескольким литературным источникам. Там же дано их сечение рассеяния.

Разумеется, в настоящее время исчерпывающие данные о светорассеивающих характеристиках кометных и астероидных микроатмосфер отсутствуют. Но, в первом приближении, для предварительных оценок возможностей их лазерного зондирования реально использовать уже известные параметры приземного ближнего космоса.

В Табл.1 представлен рассчитанный по этим данным вертикальный профиль объемного коэффициента рассеяния для электронов  $\sigma_{\text{э}}$ . Он имеет максимум на высоте около 300 км над поверхностью Земли. Очевидно, этот средний профиль будет существенно изменяться во время солнечных бурь и иных магнитоэлектрических процессов. Так же несомненно, что свободные электроны присутствуют и в открытом космосе и будут давать свой вклад в лидарный эхосигнал.

**Табл.1 Вертикальные профили объемных коэффициентов рассеяния на свободных электронах  $\sigma_{\text{э}}$ , на космических аэрозолях  $\sigma_{\text{а}}$  и на молекулярно-атомной смеси  $\sigma_{\text{м}}$**

Высота, км	$\sigma_{\text{э}}, \text{ м}^{-1}$	$\sigma_{\text{а}}, \text{ м}^{-1}$	$\sigma_{\text{м}}, \text{ м}^{-1}$
0	—	—	$1,34 \cdot 10^{-5}$
100	$6,5 \cdot 10^{-18}$	$2 \cdot 10^{-10}$	$3,8 \cdot 10^{-12}$
200	$1,3 \cdot 10^{-17}$	$1 \cdot 10^{-12}$	$4,8 \cdot 10^{-15}$
300	$2,6 \cdot 10^{-17}$	$3 \cdot 10^{-13}$	$1,5 \cdot 10^{-16}$
400	$2,0 \cdot 10^{-17}$	$6 \cdot 10^{-14}$	$1,3 \cdot 10^{-16}$
600	$6,5 \cdot 10^{-18}$	—	$5 \cdot 10^{-19}$

Кроме того известно, что современные достижения в создании миниатюрных лидаров позволили создать аппаратуру для зондирования Луны, Марса, и даже Меркурия [3,4]. Во всяком случае, лазерный локатор космического зонда MOLA ( Mars Orbiter Laser Altimeter) при полётах по полярной орбите зафиксировал наличие аэрозольных слоёв на высотах около 16 км над усреднённой поверхностью Марса.

Оценки показывают, что такое зондирование микроатмосферы возможно и по оптико-физическим, и по лидарным техническим характеристикам.

В этих случаях лидар, размещенный на исследовательском (патрулирующем ?) спутнике может оказаться незаменимым инструментом для исследования естественных и антропогенных составляющих космического пространства.

Данная работа представляет собой попытку оценить потенциальные возможности подобной лидарной системы на современном техническом уровне. В качестве основного физического явления взято упругое рассеяние света. Оно обладает максимальным сечением оптического взаимодействия, с его использованием получены хорошие практические результаты. Очень важным фактором является каноническая зависимость эффективности светорассеяния от длины волны  $\lambda$ , пропорциональная  $\lambda^4$ . Это позволяет рассчитывать на расширение возможностей решения обратных задач.

Поскольку в околоземном и межпланетном пространстве заведомо отсутствует многократное рассеяние света, то оценки величин лидарных сигналов можно проводить на основе уравнения лазерного зондирования в приближении только однократного рассеяния. Канонически оно записывается в виде

$$P(r) = P_0 S_0 \eta \rho_0 r^{-2} \beta_{\pi} \sigma(r),$$



где  $P(r)$  – принимаемая мощность с дистанции  $r$  от лидара ;  $P_0$  – мощность излучения лазера;  $S_0$  – площадь приемного телескопа;  $\eta$  – общий КПД оптического тракта;  $\sigma(r)$  – коэффициент рассеяния;  $\beta_p$  – нормированная индикатриса рассеяния в направлении  $180^\circ$  (лидарное отношение);  $\rho_0$  – пространственная протяженность лазерного импульса. В свою очередь,  $\rho_0 = c\tau/2$ , где  $c$  – скорость света, а  $\tau$  – длительность лазерного импульса.

В расчете были использованы отнюдь не уникальные параметры:  $S_0 = 1 \text{ м}^2$ ;  $P_0 = 10^7 \text{ Вт}$ ;  $\eta = 0,5$ ;  $\rho_0 = 3 \text{ м}$ , т.е.  $\tau = 20 \text{ нс}$ . В качестве  $\beta_p$  использовалось во всех случаях молекулярное рэлеевское значение, равное 0,12. С целью оценки максимальных уровней мощности принимаемого сигнала дистанция  $r$  принята равной 0,1 км. Этого достаточно, чтобы преодолеть микроатмосферу, окружающую саму космическую платформу с лидаром [2]. Энергия одного фотона равна  $3,74 \cdot 10^{-19} \text{ Дж}$ . Из анализа приведенных здесь результатов видно, что на небольшом удалении от лидара реальным является зондирование околокометного пространства по рассмотренным компонентам.

Для сравнения, интересно, что на расстояниях от Земли 300–400 км рассеяние на свободных электронах сравнимо с молекулярным, а аэрозольное может даже и превосходить его. Конечно, необходимо помнить, что вследствие нестабильности аэрозольно –газовых выделений величины этих сигналов могут претерпевать изменения до 100%, а аэрозольная составляющая – до 2-х порядков в зависимости от прохождения метеорных потоков и иных выбросов.

Для определения соотношения компонентов рассеяния вполне можно использовать многочастотный лидар, например, на основной, второй и третьей гармониках лазера на гранате с неодимом., или современных диодных лазеров ( их подробная техническая характеристика не входит в задачи настоящей работы). Известно, что для чисто молекулярного рассеяния интенсивность обратного рассеяния будет пропорциональна

$\lambda^{-4}$ , а для электронного рассеяния она не зависит от длины волны в этом видимом диапазоне. Для зондирования аэрозолей применимы модельные представления, описываемые точными законами рассеяния Ми.

Здесь намеренно пока не рассматривается вопрос о фонах, ограничивающих чувствительность метода. Источниками фонов являются звёзды, эмиссионное излучение окружающих лидар разряженных газов, рассеянное солнечное излучение и т.д. В первом приближении можно принять, что эмиссионные спектры не совпадают с лазерными длинами волн, а поле зрения лидара можно направить в иную сторону, с меньшим фоном.

Таким образом на основе использования сравнительного анализа имеющихся данных о состоянии светорассеивающих компонентов околоземного космического пространства и кометного газо-пылевого облака, учитывая ранее проведенные расчёты, можно считать возможным лазерное зондирование районов выделения аэрозольно-газовых шлейфов из трещин комет и, возможно, астероидов. При этом весьма перспективным может быть применение зондирующего излучения ультра фиолетового диапазона.

Работа выполнена при частичной поддержке Гранта Президента РФ по поддержке ведущих научных школ НШ-4714.2014.5.

1. Матвиенко Г.Г., Шаманаев В.С. Лазерное зондирование аэрозольно-газовой оболочки комет и астероидов. Аэрозоли Сибири. 20-я Рабочая группа. Томск, 26-28 ноября 2013г. Тезисы докл., с76

2. Шаманаев В.С. Потенциальные возможности лазерного зондирования околоземного пространства. // Оптика атмосф. и океана, 1995, Т.8, №6, с.885-892.

3. Carswell A.I., Hahn J.F., Podoba V.I., Ulitsky A., Ussyshkin V., Michelangeli D.V., Taylor P.A., Duck T.J., Daaly M. Lidar for Mars atmospheric studies on 2007 SCOUT mission "PHOENIX". 22-nd Int. Laser Radar Conf., Matera, Italy, 12-16 July 2004, V.2, pp.973-976.

4. Sun Xiaoli, Cavanaugh J.F., Smith J.C., Bartels A.E. Mercury laser altimeter instrument design, testing, and verification. . 22-nd Int. Laser Radar Conf., Matera, Italy, 12-16 July 2004, V.2, pp.961-964.

4. Кометы. // Большая Советская энциклопедия. Т.12, с.501, 1973г.

5. Комета Хейла – Боппа. <http://ru.wikipedia.org/wiki/>

6. Воронцов – Вельяминов Б.А. Очерки о Вселенной. М., Наука, 1980, 672 с.

7. Атмосфера. Справочник. Л.: Гидрометеиздат.1991.510 с.

8. Гринберг М. Межзвёздная пыль. М.: Мир.1970. 200 с.

9. Маричев В.Н., Бочковский Д.А. Лидарные измерения плотности воздуха в средней атмосфере. Часть 1. Моделирование потенциальных возможностей в видимой области

10. Маричев В.Н., Бочковский Д.А. Лидарные измерения плотности воздуха в средней атмосфере. Часть 2.. Моделирование потенциальных возможностей зондирования в УФ-области. // Оптика атмосфер. и океана. 2013, т.26, №8, с.701-704.

# О ДЕЙСТВИИ МАГНИТНОГО ПОЛЯ НА СВЕЧЕНИЕ АНГАРСКОЙ ВОДЫ

В.И. Добрынин, Н.В. Лебедев

Национальный исследовательский Иркутский государственный технический университет

*E-mail:* dvi12345@yandex.ru

*Ключевые слова:* р. Ангара, свечение, магнитная индукция

*Аннотация.* Обнаружено влияние неоднородного магнитного поля с индукцией  $1,5 \cdot 10^{-4} - 4,5 \cdot 10^{-1}$  Тл на интенсивность свечения проб ангарской воды. Характер данного воздействия указывает на существование в воде р. Ангара двух типов источников свечения, один из которых предположительно имеет биологическую природу.

Вопрос о природе собственного свечения байкальской воды [1] до настоящего времени не имеет однозначного ответа. Особое значение в данном случае приобретает исследование внешних воздействий на характеристики свечения. Ранее изучалось влияние химических добавок [2, 3], барботирования [2, 4], фильтрации [2, 5, 6] центрифугирования [7], температуры [2, 4, 6, 8], внешнего освещения [9, 10], ультразвука [11] на интенсивность свечения проб байкальской и ангарской воды. Вода р. Ангара является удобным объектом для подобных исследований, поскольку по гидрохимическому составу она близка к байкальской [12] и является более доступной для проведения серии измерений. В настоящей работе представлены эксперименты, в которых наблюдалось действие неоднородного магнитного поля на интенсивность свечения ангарской воды.

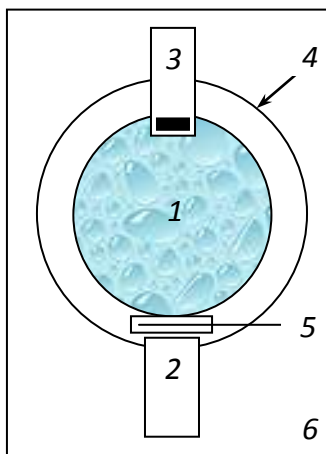


Рис. 1. Схема эксперимента по изучению влияния магнитного поля на интенсивность свечения ангарской воды

- 1 – колба с исследуемой пробой  $V \sim 2000 \text{ см}^3$ ,
  - 2 – фотоэлектронный умножитель ФЭУ-143,
  - 3 – кювета с магнитом (черный прямоугольник),
  - 4 – интегрирующая сфера,
  - 5 – световой затвор,
  - 6 – термостат ( $4,0 \pm 0,1 \text{ }^\circ\text{C}$ ).
- Расстояние между магнитом и фотокатодом ФЭУ – 15 см.

Способ и место отбора проб, а также методика измерений интенсивности свечения природных вод на лабораторном фотометре [13] кратко описаны в работе [14]. В данном эксперименте дополнительно использовался редкоземельный магнит цилиндрической формы с геометрическими размерами  $\varnothing 20 \times 10$  мм и индукцией магнитного поля вблизи его поверхности  $\sim 0,45$  Тл. Магнит помещался в герметичную пластиковую кювету и на время  $\sim 3$  часа погружался в верхнюю часть проб на максимальном удалении от регистрирующего элемента фотометра - фотоэлектронного умножителя ФЭУ-143 (см.

рис. 1). Поле магнита убывает с увеличением расстояния в диапазоне  $R=2,5-15$  см как  $\sim R^{-2,9}$ . На уровне фотокатода ФЭУ ( $R=15$  см) оно близко к 0,00015 Тл. Средняя по объему пробы индукция магнитного поля составляла 0,00085 Тл. Влияние магнитного поля на ФЭУ оценивалось по изменению темпа счета темновых импульсов ФЭУ ( $I_d$ ) в период установки магнита ( $\Delta I_d/I_d \sim -10\%$ ). После удаления магнита  $I_d$  практически мгновенно возвращался к исходному значению. Это можно интерпретировать как отсутствие остаточной намагниченности конструктивных элементов фотометра.

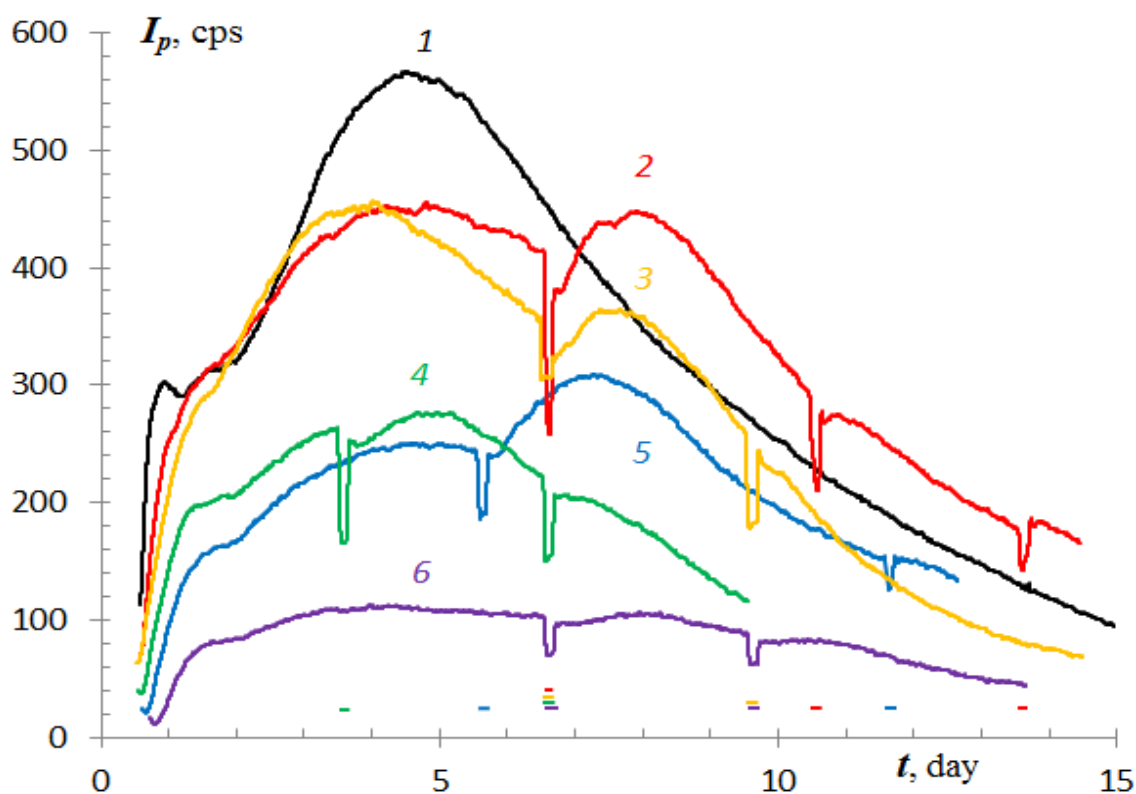


Рис. 2. Зависимость интенсивности собственного свечения ангарской воды от времени  $I_p(t)$  для экспериментов с магнитной обработкой проб

1 – проба от 06.08.2013 г. без внешних воздействий, 2 – 08.10.2013 г., 3 – 22.10.2013 г., 4 – 05.11.2013 г., 5 – 14.11.2013 г., 6 – 26.11.2013 г. Пробы термостатированы при 4 °С.

Горизонтальные отрезки соответствующих цветов отражают временные интервалы установки магнита на пробы. cps – counts per second (темп счета фотонов – импульсы в секунду), day – сутки, время отсчитывается от 00:00 даты отбора каждой пробы.

Цветные линии – результат линейной фильтрации измеренных значений  $I_p$  по шестидесяти одноминутным интервалам.

На рис. 2 представлены результаты ряда экспериментов с использованием магнитной обработки проб ангарской воды. Там же, для сравнения, приведен график временной зависимости темпа счета фотонов ( $I_p$ ) для одной из проб (1) без каких-либо внешних воздействий. В этом случае  $I_p$  многократно возрастает и в течение 4-х суток достигает максимума ( $I_{max}$ ), далее происходит монотонное затухание свечения.

Как видно из рис. 2, величина регистрируемого светового потока на время установки магнита падает (в среднем до 65% от исходного значения). Частично это падение можно объяснить влиянием магнитного поля на коэффициент усиления ФЭУ, а также уменьшением светосбора интегрирующей сферы фотометра при установке в нее кюветы с магнитом. После удаления магнита происходит нарушение предшествующего характера временного хода  $I_p$ . В течение первых 3-4 часов после магнитной обработки пробы интенсивность свечения практически не изменяется и находится на уровне от 91 до 98% значений  $I_p$  до ее проведения. Далее происходит возрастание  $I_p$  на 7-22% в течение 1-1,5 суток. После достижения локального максимума свечение обработанных магнитом проб затухает. В ряде случаев локальный максимум после магнитной обработки превышал или был близок к значению  $I_{max}$  той же пробы без внешних воздействий. Не зафиксировано качественных отличий в поведении  $I_p$  при изменении ориентации магнита на прямо противоположную. Повторная и последующие магнитные обработки проб приводят к менее выраженному эффекту.

Обнаруженный эффект возрастания интенсивности свечения и появление локальных максимумов после магнитной обработки не наблюдался в пробах с  $I_{max} < 100$  срп. Скачкообразное же уменьшение  $I_p$  на 20-50% после установки и на 2-9% сразу после удаления магнита происходило во всех экспериментах. Такой результат позволяет предполагать наличие двух типов источников свечения в ангарской воде, противоположным образом реагирующих на внешнее магнитное поле. В слабосветящихся пробах преобладает первый тип источников, уменьшающих свою яркость под действием сильного магнитного поля и некоторое время после его исчезновения. В яркосветящихся пробах ( $I_{max} > 100$  срп), по-видимому, дополнительно присутствует второй тип источников, с запаздыванием реагирующий на магнитное воздействие увеличением яркости. Длительный «латентный» период реакции в этом случае позволяет предполагать биологическую природу источников. Гипотеза о двухкомпонентной природе источников свечения байкальской воды выдвигалась ранее на основе результатов экспериментов с фильтрацией проб [6, 15].

Для оценки методической ошибки нами были проведены специальные эксперименты с эталонным источником света, изготовленным на основе раствора хлорида калия в дистиллированной воде. Краткое описание источника дано в работе [16]. В условиях эксперимента идентичных работам с пробами стабильный характер временного поведения яркости эталонного источника до и после воздействия магнитного поля не изменялся. Относительные отклонения  $\Delta I_p$  от средней величины  $I_p$  для эталона до и после его «обработки» магнитным полем не превышали 0,3%. Такие значения  $\Delta I_p / I_p$  полностью

объясняются статистическими флуктуациями  $I_p$ . Этот факт, а также отсутствие влияния на интенсивность свечения проб процедуры установки и удаления пустой кюветы и последствия магнитного поля на  $I_a$ , с большой вероятностью исключают наличие «приборного эффекта» на уровне, превышающем 1% от измеряемой величины  $I_p$ .

Таким образом, в проведенных экспериментах впервые наблюдался эффект как прямого так и косвенного воздействия сильного магнитного поля на собственное свечение ангарской воды. С целью уточнения деталей обнаруженного эффекта и построения соответствующих физических моделей эксперименты с магнитной обработкой проб ангарской и байкальской воды будут продолжены.

Работа выполнена с использованием оборудования и других ресурсов ЦКП «Байкальский центр нанотехнологий» на базе НИ ИрГТУ.

1. Безруков Л.Б., Буднев Н.М., Гальперин М.Д., Добрынин В.И., Дудкин Г.Н., Зурбанов В.Л., Кохомский А.Г., Никифоров С.А., Полещук В.А., Шерстянкин П.П., Шестаков А.А. О свечении глубинных вод оз. Байкал // Доклады Академии наук СССР, 1984. Т. 277. №5. С. 1240-1244.
2. Добрынин В.И. Свечение водной среды как источник фона для нейтринных телескопов на озере Байкал: дис. ... канд. физ-мат. наук: 01.04.16. (физика ядра и элементарн. частиц).– М.: ИЯИ РАН, 1993.- 215 с.
3. Добрынин В.И., Скурлатов Ю.И., Буднев Н.М. К вопросу о природе свечения водной среды озера Байкал // Химическая физика. 1990. Т. 9. №2. С. 212-217.
4. Добрынин В.И. Свечение водной среды озера Байкал и экологический мониторинг // Мониторинг и оценка состояния Байкала и Прибайкалья. Л.: Гидрометеиздат, 1991. С. 79-85.
5. Добрынин В.И. Сверхслабая люминесценция природных вод // Пятая Верещагинская байкальская конференция: тез. докл. и стендовых сообщений (Иркутск, 4–9 октября 2010 г.). Иркутск: Изд-во ОАО «Иркутская областная типография №1», 2010. С. 220-222.
6. Добрынин В.И. Современный этап исследований свечения байкальской воды // XVII Международный симпозиум «Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы» (Томск, 28 июня – 1 июля 2011 г.): Сборник трудов [Электронный ресурс].– Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2011. - С. С1-С4.
7. Добрынин В.И. О корреляции свечения байкальской воды с флуоресценцией хлорофилла // Оптика атмосферы и океана, 2011. Т. 24, №5. С. 366-370.
8. Добрынин В.И. К вопросу о типе кинетики спонтанной люминесценции воды озера Байкал // Международная молодежная конференция по ЛЮМИНЕСЦЕНЦИИ И ЛАЗЕРНОЙ ФИЗИКЕ: тезисы лекций и докладов (т\б «Песчанка», Иркутская область, 16-22 июля 2012 г.). Иркутск, 2012. С. 61-62.
9. Добрынин В.И. Действие синего света на спонтанную люминесценцию природных вод // Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы: сборник докладов XVIII Международного симпозиума [Электронный ресурс]. Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2012. С–234-239.
10. Добрынин В.И. Предварительные результаты гидрооптических исследований на озере Байкал в период ледовой экспедиции 2012 г. // там же. – С. С–192 - С–193
11. Добрынин В.И. Характер воздействия ультразвука на интенсивность спонтанного свечения ангарской воды // там же. – С. С–240 - С–243.
12. Карнаухова Г.А. Гидрохимия Ангары и водохранилищ ангарского каскада // Водные ресурсы, 2007. Т. 34, №6. С. 1-9.
13. Добрынин В.И., Краснояров А.Е., Ченский А.Г. Лабораторный фотометр для исследования слабого свечения водных сред // Вестник Иркутского гос. технического университета, 2010. №5. С. 341-345.
14. Добрынин В.И. Годовой цикл изменчивости интенсивности свечения ангарской воды // Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы: сборник докладов XIX Международного симпозиума (Алтай, г. Барнаул - Телецкое озеро, 1-5 июля 2013 г.) [Электронный ресурс].- Томск, Издательство ИОА СО РАН, 2013. С. С-304 – С-307.
15. Добрынин В.И., Скурлатов Ю.И., Буднев Н.М. К вопросу о природе свечения водной среды озера Байкал // Химическая физика. 1990. Т. 9. № 2. С. 212-217.
16. Добрынин В.И. К вопросу о сезонной изменчивости интенсивности свечения ангарской воды // Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы: сборник докладов XVIII Международного симпозиума (Иркутск, 2–6 июля 2012 г.) [Электронный ресурс]. – Томск: Издательство ИОА СО РАН, 2012. – С. С–310 - С–313.

# ДОЛГОВРЕМЕННЫЕ ВАРИАЦИИ ИНТЕНСИВНОСТИ СВЕЧЕНИЯ АНГАРСКОЙ ВОДЫ

В.И. Добрынин

Национальный исследовательский Иркутский государственный технический университет

*E-mail:* dvi12345@yandex.ru

*Ключевые слова:* р. Ангара, свечение, люминесценция, источник черенковского излучения

*Аннотация.* Представлены результаты относительных измерений интенсивности свечения воды р. Ангара за период с сентября 2011 г. по март 2014 г. В поведении параметров, характеризующих уровень свечения ангарской воды, наблюдается сезонная цикличность.

В работах [1, 2] приведены результаты относительных измерений уровня собственного свечения для проб воды р. Ангара за период с сентября 2011 г. по май 2013 г. В это время наблюдался квазипериодический характер изменений уровня свечения проб. В данной публикации временной ряд измерений продлен до марта 2014 г., проводится анализ результатов с учетом новых данных.

Способ отбора проб и метод измерений слабоинтенсивного свечения природных вод кратко описаны в [2]. Поток фотонов  $I_p$ , генерируемый исследуемыми пробами, измерялся при помощи лабораторного фотометра [3]. Для уменьшения статистических флуктуаций значения  $I_p$  усредняли за время от 15 до 60 с.

На рис. 1 в качестве примера приведены результаты измерений  $I_p$  для проб воды р. Ангара от 16.05., 27.06. и 19.07.2013 г. Экспериментальные данные  $I$  сглажены при помощи метода линейной фильтрации. Как видно из рисунка, интенсивность  $I_p$  проходит через минимум  $I_{p_{min}}$ , затем в течение  $\sim 8$  часов многократно возрастает, достигает промежуточного уровня  $I_{p_{med}}$ , на котором стабилизируется приблизительно на сутки. В дальнейшем  $I_p$  продолжает расти, но уже гораздо медленнее и на четвертые сутки от момента забора пробы интенсивность свечения достигает максимума  $I_{p_{max}}$ , после которого происходит ее затухание. На падающей части кривой  $I_p(t)$  можно выделить участки с экспоненциальным законом убывания  $\sim \exp(-t/\tau)$ . Так, например, на интервале  $8 < t < 12$   $\tau \sim 5,5$  суток. После 14-ти дней от начала измерений происходит ускорение убывания  $I_p$  так, что при  $16 < t < 22$   $\tau$  сокращается до 2,6 суток. Кривые 2 и 3 представлены для сопоставления экспериментальных данных. Форма кривых 2 и 3 подобна данным 1, однако имеются существенные различия в значениях числа регистрируемых фотонов и скорости затухания  $I_p$ .

Поскольку суммарное время измерений  $I_p$  проб существенно различается, то использование для описания такой интегральной энергетической характеристики как светосумма затруднено. Поэтому, для сравнения уровней свечения проб в длительной

перспективе мы используем только экстремумы функции  $I_p(t)$ :  $I_{p_{min}}$  и  $I_{p_{max}}$ . Это обусловлено также тем, что «плечо»  $I_{p_{med}}$  отсутствует в ряде измерений. Например, оно практически не проявляется для слабосветящихся проб с  $I_{p_{max}} < 100$  cps. Погрешность определения экстремумов  $I_{p_{min}}$  и  $I_{p_{max}}$  при используемом усреднении экспериментальных данных по интервалам времени порядка 1 часа не превышает  $\pm 1$  cps ( $< 1-5\%$ ).

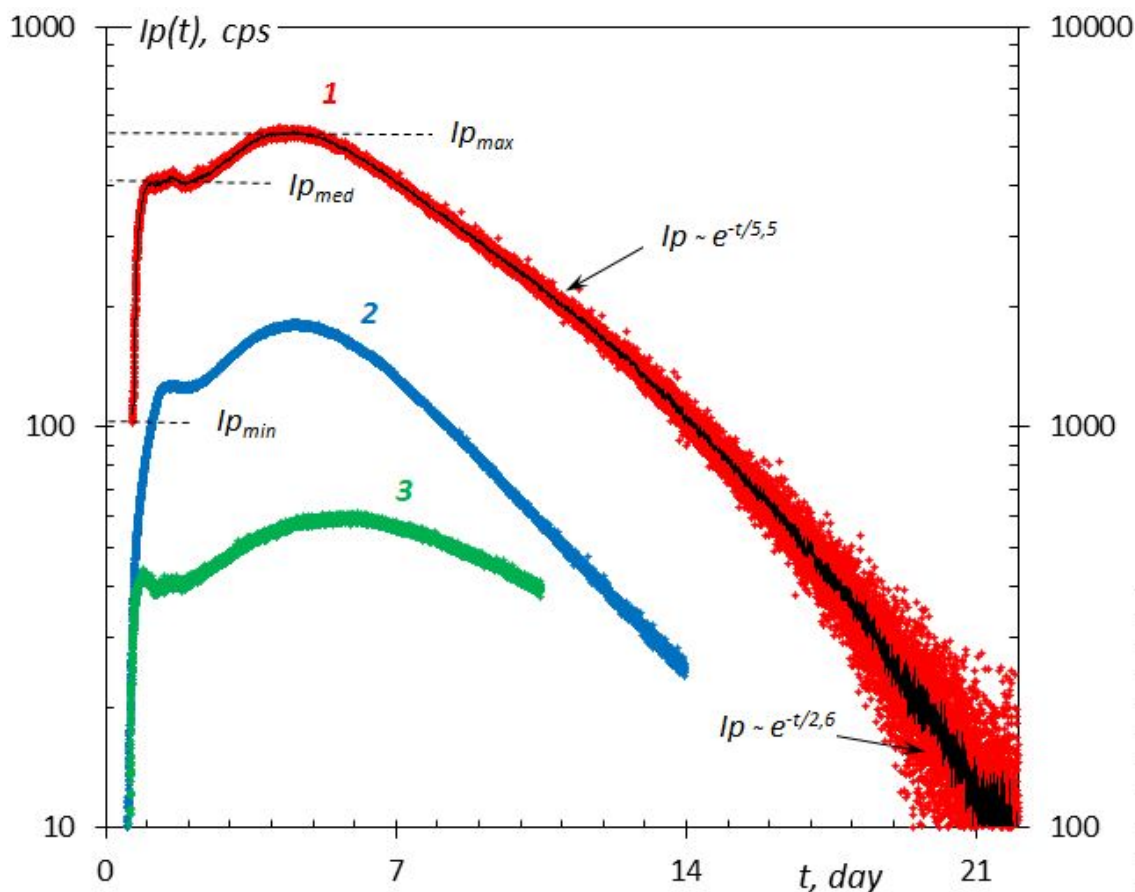


Рис. 1. Изменение интенсивности свечения проб ангарской воды со временем

$I_p(t)$  – поток однофотозлектронных импульсов ФЭУ, вызванных свечением ангарской воды; cps (counts per second) – число импульсов в секунду; day – сутки; отсчет времени производится от 00:00 даты отбора проб; пробы свето- и газо- изолированы и термостатированы при  $4^\circ\text{C}$ ; значения  $I_p$  усреднены по минутным интервалам времени.

1, точки и красная полоса – проба от 27.06.2013 г. (левая шкала); 2, синяя полоса – проба от 16.05.2013 г. (правая шкала); 3, зеленая полоса – проба от 19.07.2013 г. (правая шкала).

Черная линия – фильтрация экспериментальных данных по 15-ти значениям; Штрих-пунктир – экстремумы  $I_p$  ( $I_{p_{min}}$ ,  $I_{p_{med}}$ ,  $I_{p_{max}}$ ).

Особенностью данной работы является долговременный характер измерений. Для корректного сопоставления результатов необходимо контролировать стабильность электронной аппаратуры, чувствительности ФЭУ и отражающих свойств интегрирующей сферы фотометра в течение всего периода наблюдений. С этой целью в эксперименте использовался слабоинтенсивный стабильный источник черенковского излучения (эталон)



на основе раствора хлорида калия в дистиллированной воде [1]. За 2,5 года проведено 8 серий измерений с эталоном с интервалами между сериями в 30-140 суток. В результате было зафиксировано монотонное уменьшение отклика фотометра  $I_{KCl}$  (до ~90% от первоначального значения, см. рис. 2). Это позволяет утверждать, что систематическая погрешность относительных измерений  $I_p$  не превышает 10%.

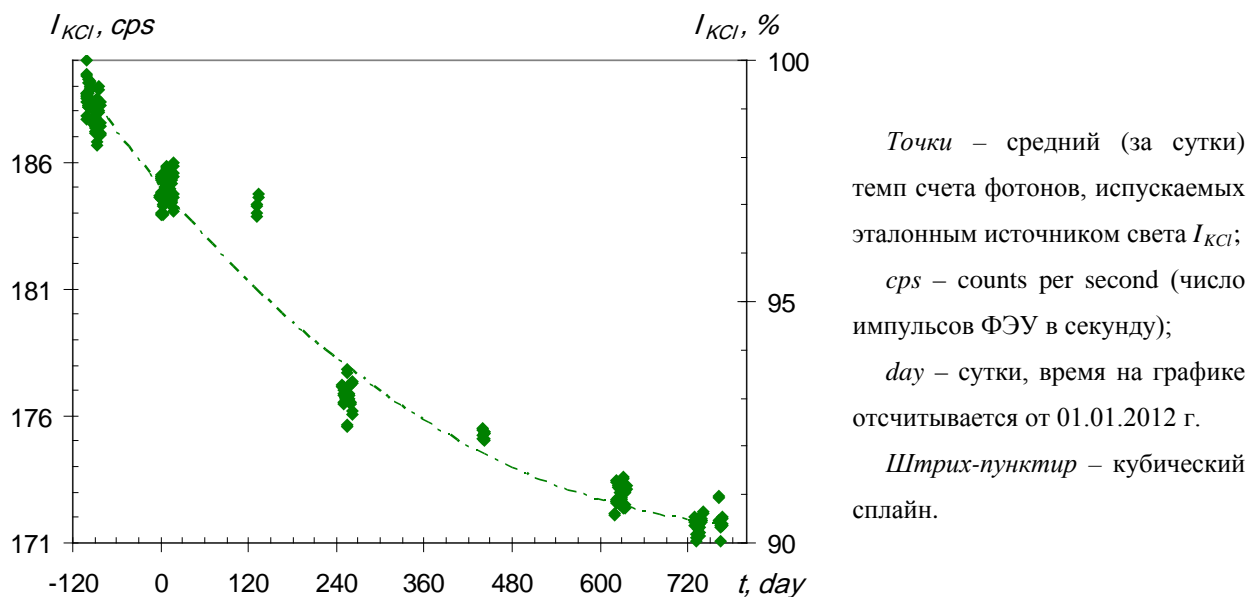


Рис. 2. Зависимость регистрируемой яркости эталонного источника от времени

На рис. 3 приведены полученные в эксперименте распределения значений  $I_{p_{min}}$ ,  $I_{p_{max}}$  по датам отбора проб. Как видно из рисунка, в течение 2,5 лет наблюдаются квазипериодические вариации указанных параметров с диапазоном их изменения более чем 1:10. Экстремумы аппроксимирующей экспериментальные значения  $I_{p_{min}}$  функции вида  $Y = Y_0 + A \cdot \sin(\pi \cdot (t - t_0) / w)$  сдвинуты относительно дней зимнего и летнего солнцестояния. Величина временного сдвига превышает 14 суток. Это означает, что солнечное излучение оказывает опосредованное влияние на исходную интенсивность свечения проб. Несмотря на связь между  $I_{p_{min}}$  и  $I_{p_{max}}$  (коэффициент корреляции  $r = 0,71$ ) временное распределение  $I_{p_{max}}$  значительно хуже описывается синусоидой. Значительные отклонения в этом случае могут являться следствием неконтролируемых в ходе эксперимента факторов. Например, изменением скоростей химических реакций окисления органических примесей, обусловленным разной температурой водной среды в течение года, влиянием поверхностного стока, осадков, резким уменьшением освещенности после ледостава на Байкале и Иркутском водохранилище, жизненными циклами гидробионтов [2]. Вместе с тем, данные  $I_{p_{max}}$  также изменяются в течение года квазициклически (уменьшаются в зимний период и возрастают к лету). Для их аппроксимации на отдельных участках больше подходят отрезки падающей и растущей экспонент.

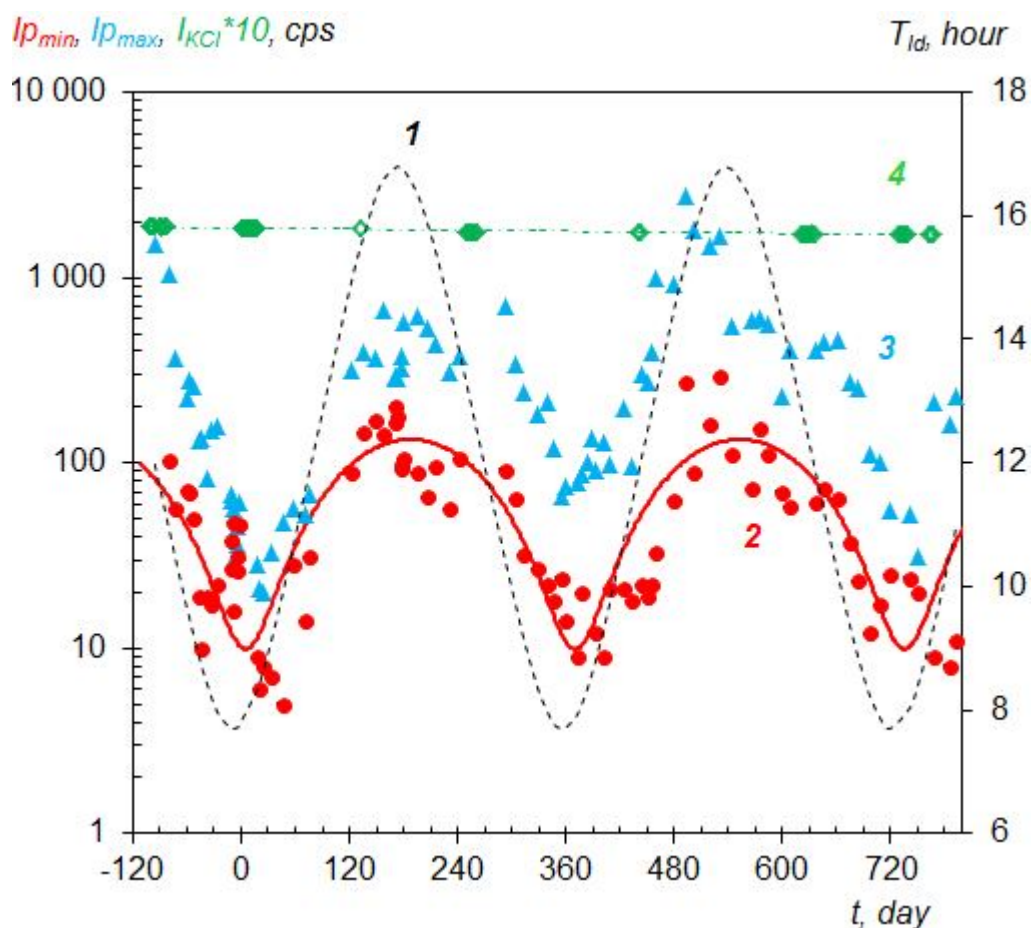


Рис. 3. Сезонная зависимость экстремумов временных распределений интенсивности свечения проб ангарской воды

1, пунктир – продолжительность светового дня в г. Иркутске ( $T_{id}$ , hour), hour – час; 2, красные точки – результаты измерений  $I_{min}$ ; 3, синие треугольники – то же для  $I_{max}$ ; 4, зеленые ромбы и штрихпунктир – 10-ти кратное значение интенсивности эталонного источника света. cps – counts per second (число импульсов ФЭУ в секунду); day – сутки, время на графике отсчитывается от 01.01.2012 г.; линия – аппроксимация экспериментальных данных синусоидой.

Автор благодарит к.ф.-м.н. Н.В. Астраханцева за помощь при отборе проб, к.х.н. И.К. Петрушенко за конструктивные замечания и предложения. Работа выполнена с использованием оборудования и других ресурсов ЦКП «Байкальский центр нанотехнологий» на базе НИ ИрГТУ.

1. Добрынин В.И. К вопросу о сезонной изменчивости интенсивности свечения ангарской воды // Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы: сборник докладов XVIII Международного симпозиума [Электронный ресурс]. Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2012. С–310-313. \
2. Добрынин В.И. Годовой цикл изменчивости интенсивности свечения ангарской воды // Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы: сборник докладов XIX Международного симпозиума (Алтай, г. Барнаул - Телецкое озеро, 1-5 июля 2013 г.) [Электронный ресурс].- Томск, Издательство ИОА СО РАН, 2013. С. С-304 – С-307.
3. Добрынин В.И., Красноярцев А.Е., Ченский А.Г. Лабораторный фотометр для исследования слабого свечения водных сред // Вестн. Иркутского гос. технического университета, 2010. №5. С. 341-345.

## О ШИРОТНОМ РАСПРЕДЕЛЕНИИ АЭРОЗОЛЬНОЙ ОПТИЧЕСКОЙ ТОЛЩИ АТМОСФЕРЫ НАД ОКЕАНАМИ В ЮЖНОМ ПОЛУШАРИИ

Д.М. Кабанов<sup>1</sup>, С.К. Гулев<sup>2</sup>, В.Ф. Радионов<sup>3</sup>, С.М. Сакерин<sup>1</sup>, В.Н. Holben<sup>4</sup>, А. Smirnov<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Институт оптики атмосферы им. В.Е.Зуева СО РАН, г.Томск

<sup>2</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва

<sup>3</sup>Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, г.Санкт-Петербург

<sup>4</sup>NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt (США)

dkab@iao.ru, gul@sail.msk.ru, vradion@aari.ru, sms@iao.ru, Brent.N.Holben@nasa.gov,

Alexander.Smirnov-1@nasa.gov

**Ключевые слова:** аэрозольная оптическая толща, широтная зависимость, океан, южное полушарие

На основе данных многолетних измерений (AERONET MAN) рассмотрена широтное распределение аэрозольной оптической толщи (АОТ) атмосферы над океаном в южном полушарии. Показано, что в Атлантическом, Индийском и Тихоокеанском секторах наблюдается снижение аэрозольного замутнения атмосферы с увеличением широты. Для описания широтного распределения АОТ предложены простые линейные соотношения.

Одной из задач, при исследовании пространственного распределения физических характеристик атмосферы является выявление наиболее простых, но в то же время, отражающих основной характер их изменчивости, закономерностей. Ранее, на основе результатов 19 рейса НИС «Академик Сергей Вавилов» и 51-58 РАЭ было показано [1, 2], что пространственное распределение аэрозольного замутнения атмосферы в Южной Атлантике, в среднем, характеризуется достаточно монотонным спадом АОТ от экватора до берегов Антарктиды. Цель настоящей работы – определение характера широтного хода АОТ атмосферы в южном полушарии в секторах Атлантического, Индийского и Тихого океанов с использованием более многочисленных данных сайта «MARITIME AEROSOL NETWORK» (MAN) [3, 4]. Аккумулированные на сайте результаты измерений выполнены однотипными фотометрами (Microtops II) с использованием одинаковых методик калибровки и расчета АОТ, что позволяет проводить корректное сопоставление данных, полученных в разных морских экспедициях в разные годы.

Анализ проводился на основе среднедневных значений спектральных АОТ атмосферы (level 2.0), полученных в экспедициях в южном полушарии начиная с 2004 г. Чтобы минимизировать искажающее влияние континентального аэрозоля в прибрежной зоне и, прежде всего, исключить влияние антропогенного аэрозоля при измерениях в портах, в массив были отобраны замеры, выполненные на удалении более 100 морских миль от берегов. В итоге массив данных составил: Атлантический океан (70°з.д. ÷ 18,5°в.д.) – 477 дней; Индийский

(18,5°в.д.÷ 147°в.д.) – 224 дня; Тихий (147°в.д.÷ 70°з.д.) – 131 день. Карта районов измерений представлена на рис. 1.

Полученные широтные распределения средненежных значений АОТ на длине волны 0,5 мкм ( $\tau_{0.5}^a$ ) показывают, что уменьшение замутнения атмосферы в южном направлении наблюдается для всех трех океанов. У берегов Антарктиды АОТ принимает минимальные (фоновые) значения, а различия между секторами заключается в величине  $\bar{\tau}_{0.5}^a$  в районе экватора и, соответственно, средним градиентом АОТ с широтой.

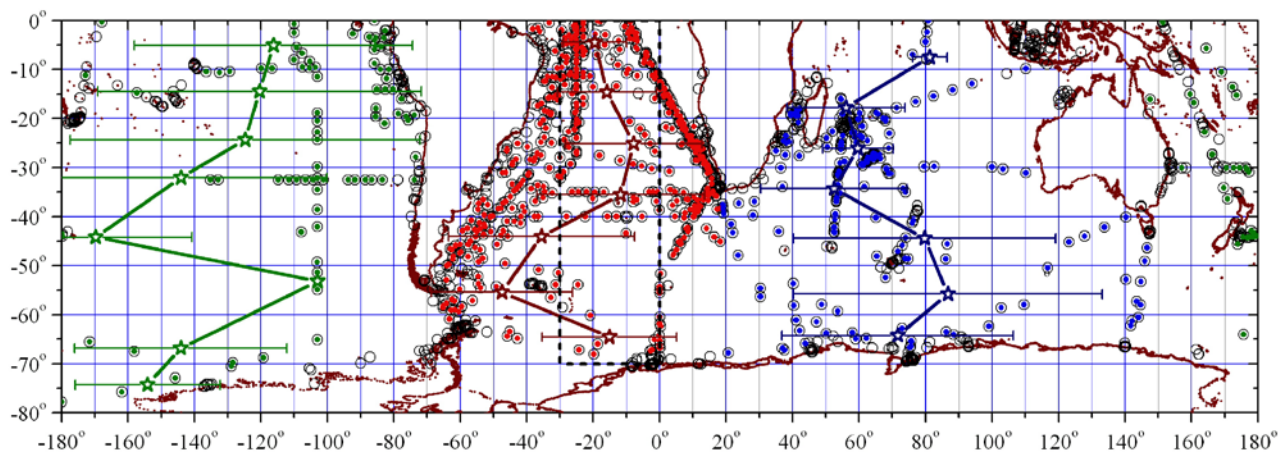


Рис. 1. Карта районов измерений (полые точки – исключенные данные вблизи берегов, звездочки – среднее значение долготы измерений при десятиградусном усреднении по широте)

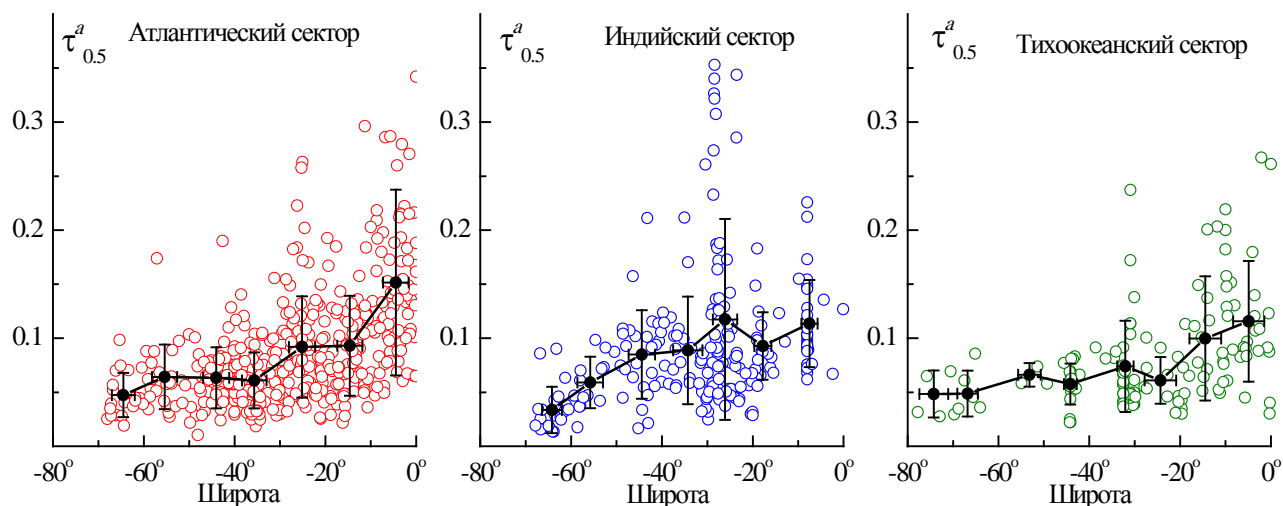


Рис.2. Широтное распределение  $\tau_{0.5}^a$  в южном полушарии (точки – средненежные значения, линии – средние значения в десятиградусных интервалах по широте).

Сопоставление полученных широтных зависимостей  $\tau_{0.5}^a$  с результатами спутникового зондирования АОТ показало их различия в высокоширотной области (рис.3). Для примера был взят среднемесячные значения  $\tau_{0.55}^a$  MODIS Aqua версии 5.1 [5] с разрешением  $1^\circ \times 1^\circ$  для центральной части южной Атлантики ( $0^\circ \div 70^\circ$  ю.ш. и  $30^\circ$  з.д. ÷  $0^\circ$ , рис. 1) за период с ноября по

февраль 2002-2014 г.г. Из рис. 3. видно, что в Южном океане по средним величинам спутниковые данные превышают наземные измерения более чем в 2 раза. Анализ причин таких расхождений рассматривается, например, в [6].

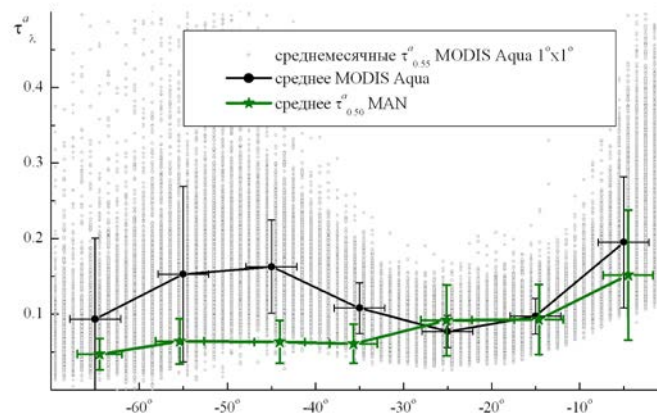


Рис.3. Сопоставление широтной зависимости АОТ по данным спутникового зондирования (MODIS Aqua) и наземных измерений (MAN).

При определении среднего широтного распределения АОТ учитывался тот факт, что количество измерений, выполненных в разных частях океана, разнятся. Особенно наглядно это проявляется в Атлантике: маршруты судов проходят в основном со стороны Африки и Южной Америки. На рис.1 приведены средние значения и среднеквадратические отклонения долготы для выборок с десятиградусным усреднением по широте. Видно, что в Атлантике до 35°ю.ш. среднее значение долготы располагается в центре океана, а с 45°ю.ш. смещается к западной части, т.е. преобладают замеры выполненные вблизи Южной Америки. Поэтому, чтобы уравновесить вклад данных, полученных в восточной и западной частях, средний широтный ход для них в каждом из океанических секторов определялся отдельно. А широтный ход для сектора рассчитывался, как среднее из восточной и западной частей.

Полученные в итоге широтные распределения  $\tau^{a}_{0.5}$  представлены на рис.4, а в таблице 1 приведены параметры линейной регрессии АОТ на широту:  $\tau^{a}_{0.5} = a - b \cdot \phi$ , где  $\phi$  южная широта (в градусах). Следует отметить, что подобные зависимости наблюдаются и для АОТ атмосферы на других длинах волн (0.44, 0.675 и 0.87 мкм). Дополнительно был рассмотрен широтный ход параметра Ангрстрема  $\alpha$  ( $\tau^a(\lambda) = \beta \cdot \lambda^{-\alpha}$ ), характеризующего селективность спектральной зависимости АОТ. Немонотонный характер распределения  $\alpha$  в Индийском и Тихоокеанском секторах (рис. 5), возможно, связан как с погрешностью определения при малых значениях  $\tau^a_{\lambda}$ , так и с влиянием мелкодисперсного континентального аэрозоля вблизи крупных островов. Однако, выделяется общая для всех секторов закономерность – увеличение параметра  $\alpha$  в Южном океане до величин 0.7÷1. Как следует из рис. 6, это связано с более значительным

спадом АОТ атмосферы в ближней ИК области в сравнении с видимым диапазоном. Отметим, что простое линейное представление широтного распределения  $\tau^a_\lambda$  не отражает такой трансформации зависимости  $\tau^a(\lambda)$ . Поэтому, для более детального представления  $\tau^a(\lambda)$  в южных широтах, в таблице 2 приведены статистические характеристики  $\tau^a_{0.5}$ ,  $\alpha$  и  $\beta$  в Южном океане и у берегов Антарктиды.

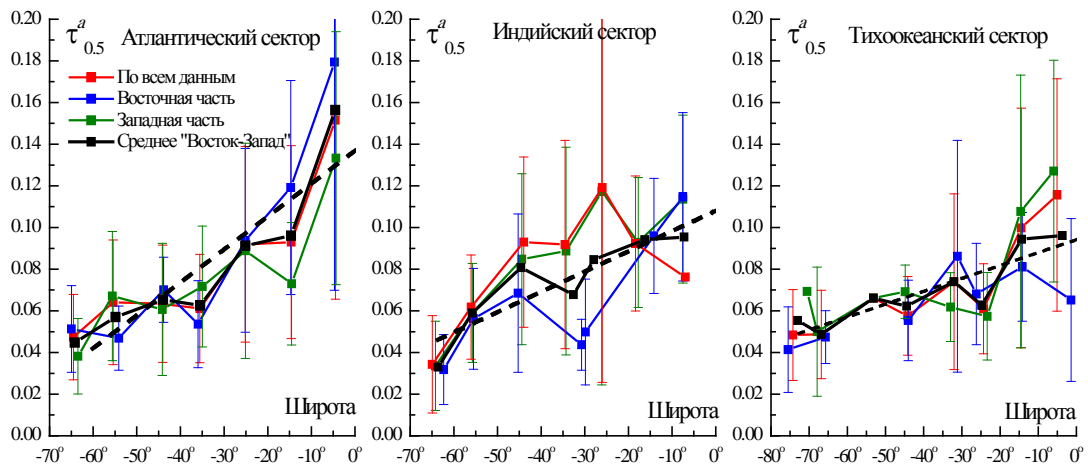


Рис. 4. Средний широтный ход  $\tau^a_{0.5}$  в южном полушарии (пунктирная линия – линейная регрессия).

Таблица 1. Параметры линейной регрессии  $\tau^a_{0.5} = a - b \cdot \varphi$ , где  $\varphi$  южная широта (в градусах), коэффициент корреляции и средний квадрат отклонения средних значений от прямой

Параметр	Атлантический сектор	Индийский сектор	Тихоокеанский сектор
a	$0.1369 \pm 0.0133$	$0.1080 \pm 0.0086$	$0.0941 \pm 0.0061$
b	$0.0016 \pm 0.0003$	$0.0010 \pm 0.0002$	$0.0006 \pm 0.0001$
К-т корреляции	0.905	0.896	0.883
СКО	0.018	0.011	0.009

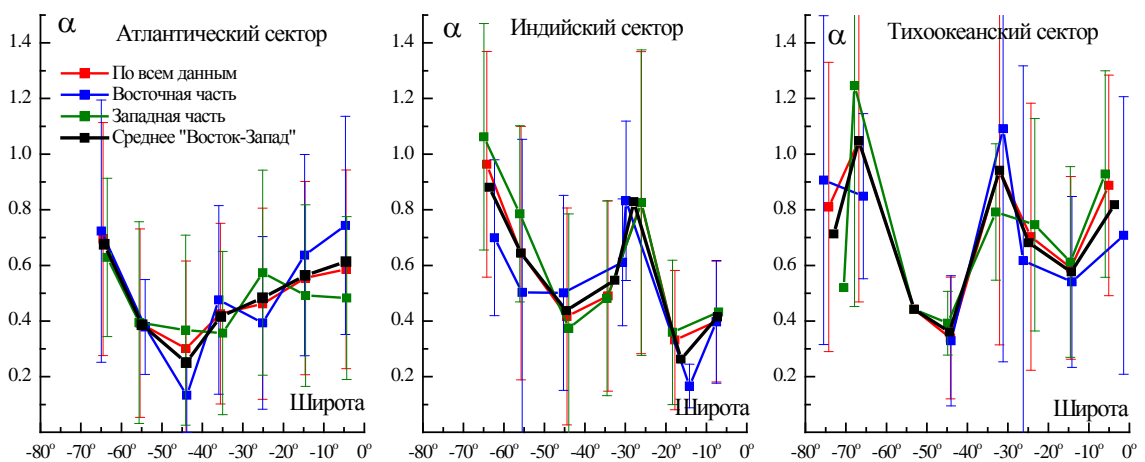


Рис. 5. Средний широтный ход параметра Ангстрема в южном полушарии.



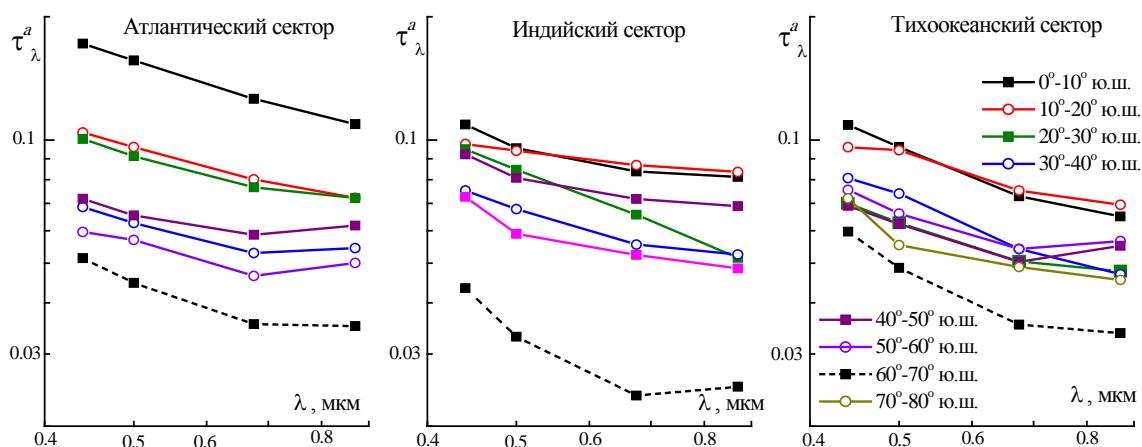


Рис. 6. Средние спектральные зависимости АОТ атмосферы в разных широтных зонах.

Таблица 2. Статистические характеристики  $\tau_{0.5}^a$ ,  $\alpha$  и  $\beta$  в Южном океане и у берегов Антарктиды (среднее $\pm$ СКО, в скобках – количество дней)

	Атлантический сектор		Индийский сектор		Тихоокеанский сектор	
	Южный океан (20)	Антарктида (115)	Южный океан (22)	Антарктида (227)	Южный океан (10)	Антарктида (19)
$\tau_{0.5}^a$	0.048 $\pm$ 0.021	0.039 $\pm$ 0.024	0.034 $\pm$ 0.021	0.024 $\pm$ 0.012	0.049 $\pm$ 0.020	0.033 $\pm$ 0.013
$\alpha$	0.69 $\pm$ 0.42	1.02 $\pm$ 0.76	0.963 $\pm$ 0.406	1.19 $\pm$ 0.57	0.95 $\pm$ 0.54	1.12 $\pm$ 0.54
$\beta$	0.043 $\pm$ 0.020	0.034 $\pm$ 0.023	0.030 $\pm$ 0.020	0.021 $\pm$ 0.010	0.045 $\pm$ 0.021	0.029 $\pm$ 0.014

Работа выполнена при финансовой поддержке программы фундаментальных исследований Президиума РАН № 23.1.1. Авторы выражают благодарность всем участникам проекта AERONET «Maritime Aerosol Network», данные которых были использованы в данной работе.

1. Sakerin S.M., Smirnov A.V., Kabanov D.M., Polkin V.V., Holben B.N., Panchenko M.V., Kopelevich O.V. Aerosol optical and microphysical properties over the Atlantic Ocean during the 19<sup>th</sup> cruise of the research vessel “Akademik Sergey Vavilov” // J. Geophys. Res., 2007. Vol 112, D10220, doi: 10.1029/2006JD007947.
2. Сакерин С.М., Власов Н.И., Кабанов Д.М., Лубо-Лесниченко К.Е., Прахов А.Н., Радионов В.Ф., Турчинович Ю.С., Холбен Б.Н., Смирнов А.В. Результаты спектральных измерений аэрозольной оптической толщи атмосферы солнечными фотометрами в 58-й Российской антарктической экспедиции. // Оптика атмосферы и океана. 2013. Т. 26. № 12. С. 1059–1067.
3. Smirnov A., B.N. Holben, I. Slutsker, D. Giles, C.R. McClain, T.F. Eck, Sakerin S.M., A. Macke, P. Croot, G. Zibordi, P. Quinn, J. Sciare, S. Kinne, M. Harvey, T. Smyth, S. Piketh, T. Zielinski, A. Proshutinsky, J. Goes, D.A. Seigel, P. Larouche, V.F. Radionov, P. Goloub, K. Krishnamoorthy, R. Matarrese, Robertson L., Jourdin F. Maritime Aerosol Network as a component of Aerosol Robotic Network // J. Geophys. Res. 2009. Vol. 114. D06204, doi: 10.1029/2008JD011257.
4. [http://aeronet.gsfc.nasa.gov/new\\_web/maritime\\_aerosol\\_network.html](http://aeronet.gsfc.nasa.gov/new_web/maritime_aerosol_network.html)
5. J. G. Acker and G. Leptoukh, “Online Analysis Enhances Use of NASA Earth Science Data”, Eos, Trans. AGU, Vol. 88, No. 2 (9 January 2007), pages 14 and 17.
6. Toth D.T., Zhang J., Campbell J.R., Reid J.S., Shi Y., Johnson R.S., Smirnov A., Vaughan M.A., and Winker D.M. Investigating enhanced Aqua MODIS aerosol optical depth retrievals over the mid-to-high latitude Southern Oceans through intercomparison with co-located CALIOP, MAN, and AERONET data sets // J. Geophys. Res.: Atmospheres, 2013, Vol. 118, p. 4700-4714, doi:10.1002/jgrd.50311.

## О ГОДОВОМ ХОДЕ АЭРОЗОЛЬНОЙ ОПТИЧЕСКОЙ ТОЛЩИ АТМОСФЕРЫ В РЯДЕ РАЙОНОВ АЗИАТСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ

Д.М. Кабанов<sup>1</sup>, С.А. Береснев<sup>2</sup>, С.Ю. Горда<sup>2</sup>, Г.И. Корниенко<sup>3</sup>, С.В. Николашкин<sup>4</sup>,  
С.М. Сакерин<sup>1</sup>, М.А. Тащилин<sup>5</sup>, В.N. Holben<sup>6</sup>, А. Smirnov<sup>6</sup>

<sup>1</sup>Институт оптики атмосферы им. В.Е.Зуева СО РАН, г.Томск.

<sup>2</sup>Уральский федеральный университет им. Первого Президента России Б.Н.Ельцина. г. Екатеринбург,

<sup>3</sup>Уссурийская астрофизическая обсерватория ДВО РАН, г.Уссурийск.

<sup>4</sup>Институт космофизических исследований и аэронауки им.Ю.Г.Шафера СО РАН, г.Якутск.

<sup>5</sup>Институт солнечно-земной физики СО РАН, г.Иркутск.

<sup>6</sup>NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt (США)

dkab@iao.ru, sergey.beresnev@usu.ru, stanislav.gorda@usu.ru, kornienko@utl.ru,  
nikolashkin@ikfia.ysn.ru, sms@iao.ru, Alexander.Smirnov-1@nasa.gov, miketash@iszf.irk.ru,  
Brent.N.Holben@nasa.gov

**Ключевые слова:** аэрозольная оптическая толщина, годовой ход.

Проводится сопоставление годового хода аэрозольной оптической толщи (АОТ) атмосферы для ряда районов от Урала до Дальнего Востока, построенного с использованием среднемесячных и средних за декады величин для двух выборок: «все данные» и «без дымов пожаров». Показано, что при исключении дымовых всплесков изменчивость средних значений АОТ в течение года носит достаточно плавный характер. На примере результатов, полученных в г. Томске, представлена параметризация годового хода спектральной зависимости АОТ атмосферы.

Данная работа является продолжением исследований по выявлению особенностей годового хода АОТ атмосферы в азиатской части России. Ранее закономерности внутригодовой изменчивости рассматривались на основе среднемесячных значений АОТ, полученных с помощью как наземных фотометрических измерений [1], так и спутниковых данных [2]. В работе [3] представлено сопоставление годового хода характеристик АОТ в г. Томске для всех данных и без дымов пожаров, проведена его детализация с использованием декадного усреднения.

В настоящем сообщении представлены результаты выделения годового хода АОТ атмосферы без вклада дымов лесных пожаров на основе средних декадных значений для ряда станций сети AERONET (aeronet.gsfc.nasa.gov) от Урала до Дальнего Востока. Расчёты проводились с использованием данных (level 2.0), полученных в период 2004–2013 г.г. для станций, расположенных вблизи городов Екатеринбург, Иркутск, Якутск и Уссурийск. Для г.Томска использовались данные 1995–2013 г.г., полученные в разные годы как фотометрами SP, разработанными в ИОА СО РАН, так и CE-318 (AERONET). Анализ выполнялся для двух компонентов АОТ, обусловленных ослаблением радиации грубодисперсным ( $\tau^c$ ) и мелкодисперсным аэрозолем ( $\tau_{0.5}^f = \tau_{0.5}^a - \tau^c$ ). В качестве величин  $\tau^c$  выбирались либо



минимальные значения  $\tau^a_\lambda$  в диапазоне длин 1.2÷4 мкм (измерения фотометром SP), либо данные AERONET, рассчитанные по методике [4]. Фильтрация дымовых ситуаций осуществлялась для среднечасовых значений АОТ по методике, изложенной в [5] с использованием параметров  $n$  и  $m$ :

$$\tau^a(\lambda) = m \cdot \lambda^{-n} + \tau^c \quad (1).$$

Представительность массивов средне-декадных значений АОТ, на основе которых строился годовой ход составила: «Екатеринбург» все данные – 179 и 166 – без дыма; «Иркутск» – 138 и 134, «Якутск» – 198 и 174, «Уссурийск» – 200 и 149, «Томск» – 399 и 398.

Результаты, представленные на рис. 1 и 2, позволяют оценить вклад дымового аэрозоля в среднегодовое распределение замутнения атмосферы, который, как и следовало ожидать, проявляется в основном в АОТ мелкодисперсного аэрозоля. Как правило, наблюдается два всплеска  $\tau^f_{0.5}$  (весенний и летний), причем, декадное усреднение позволяет более точно локализовать их по времени, чем среднемесячное. Изменчивость средних значений  $\tau^c$  в течение года невелика (~0,02). Разброс значений  $\tau^c$  и  $\tau^f_{0.5}$  в зимние месяцы обусловлен недостаточным количеством измерений из-за низкого положения Солнца. Особенности внутригодовой изменчивости  $\tau^c$  и  $\tau^f_{0.5}$  вблизи Уссурийска обусловлены его географическим положением: 1) расположен вблизи раздела «океан-материк», 2) подвержен выносам как пылевого из пустыни Гоби, так и антропогенного из промышленных районов Китая аэрозоля обогащенного мелкодисперсными частицами [1]. Поэтому следует признать, что процедура фильтрации дымовых ситуаций [5] для этого района не совсем корректна.

Учитывая, что среднегодовая изменчивость  $\tau^f_{0.5}$  без вклада дымового аэрозоля имеет достаточно гладкий вид, а вариации  $\tau^c$  невелики, открывается возможность параметризации годового хода  $\tau^a(\lambda)$ . При необходимости, вклад дымового аэрозоля может быть учтен путем аддитивной добавки АОТ в соответствующие месяцы или декады.

В качестве примера параметризация годового хода  $\tau^a(\lambda)$  была выполнена для г.Томска, так как массив данных здесь наиболее представительен. Аппроксимация выполнялась для величин входящих в формулу (1)  $\tau^c$ ,  $m$  и  $n$  с помощью следующего выражения:

$$Y = A_0 + A_1 \cdot \sin(2\pi \cdot (x - t_1)/12) + A_2 \cdot \sin(2\pi \cdot (x - t_2)/6), \quad (2)$$

где  $A_i$ ,  $t_i$ , – параметры аппроксимации, представленные в таблице 1. Вид модельных кривых иллюстрируется на рис. 2.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта партнерских фундаментальных исследований СО РАН № 25.

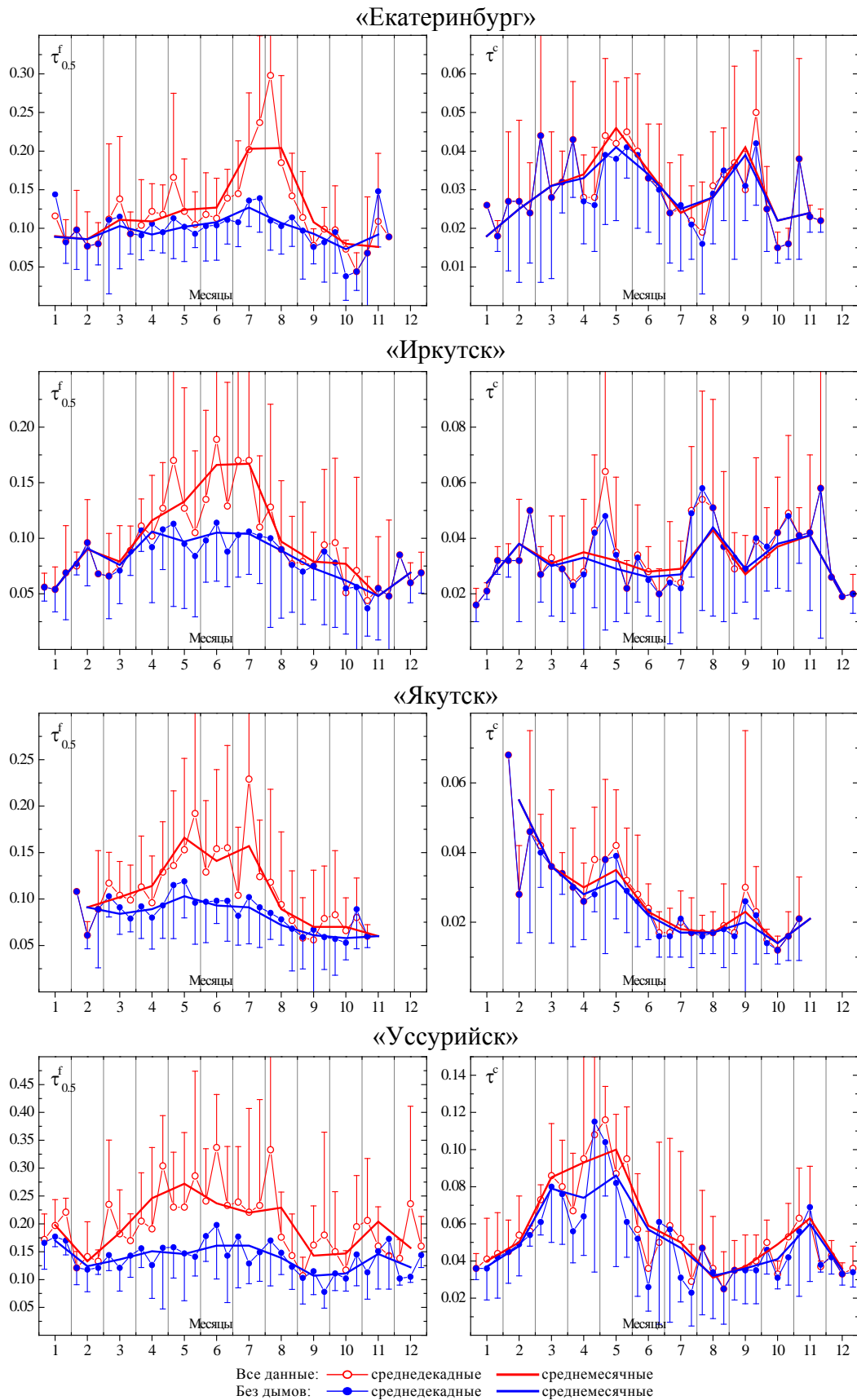


Рис. 1. Годовой ход величин  $\tau_{0.5}^f$  и  $\tau^c$  в ряде районов для общего массива данных и в отсутствии дымов пожаров.

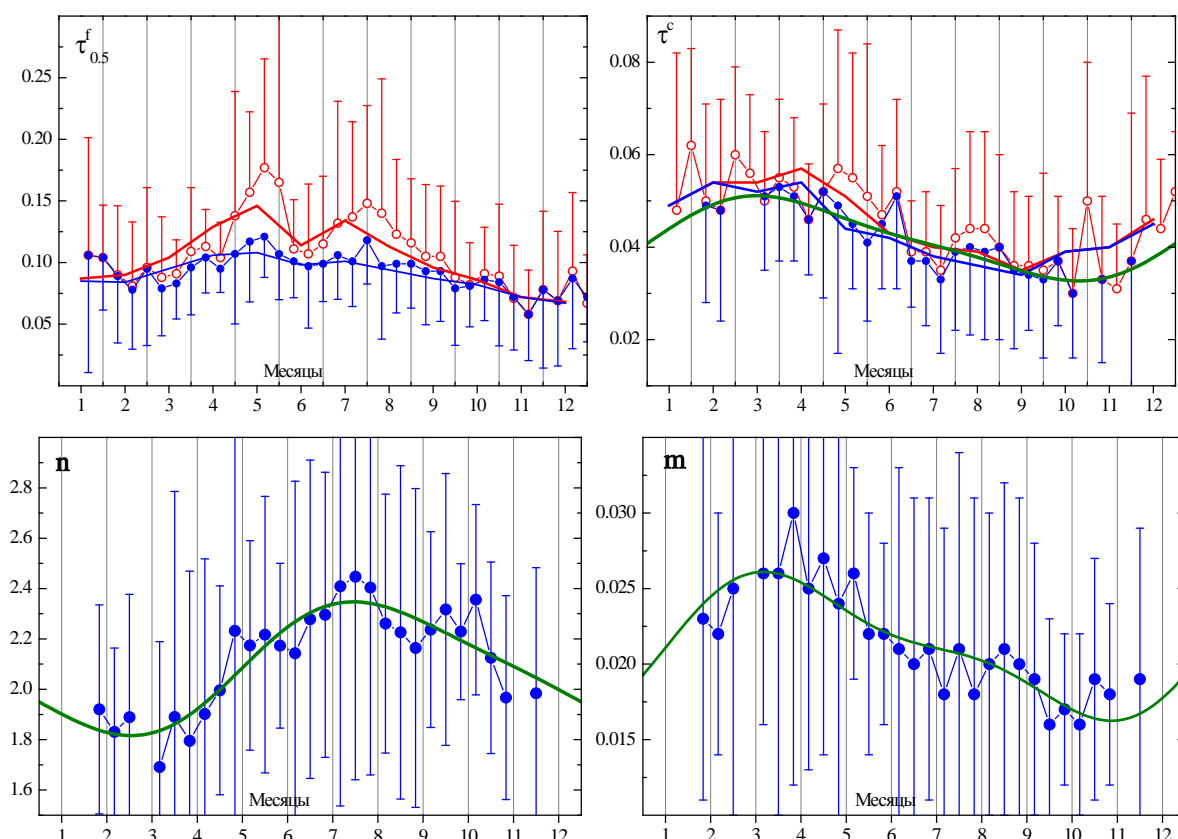


Рис. 2. Годовой ход величин  $\tau_{0.5}^f$ ,  $\tau^c$ ,  $n$  и  $m$  в г. Томске для общего массива данных и в отсутствии дымов пожаров (обозначения см. рис1, зеленая линия – результат аппроксимации).

Таблица 1. Параметры аппроксимации (2) годового хода  $\tau^c$ ,  $n$  и  $m$  в г.Томске

Параметр	$n$	$m$	$\tau^c$
$A_0$	2.0850	0.0211	0.0417
$A_1$	0.2533	-0.0042	-0.0085
$t_1$	5.0212	6.9937	12.6164
$A_2$	-0.0420	0.0015	0.0019
$t_2$	1.9295	-4.9583	-5.2624

1. Сакерин С.М., Береснев С.А., Горда С.Ю., Кабанов Д.М., Корниенко Г.И., Маркелов Ю.И., Михалев А.В., Николашкин С.В., Панченко М.В., Поддубный В.А., Полькин В.В., Смирнов А.В., Тащилин М.А., Турчинович С.А., Турчинович Ю.С., Холбен Б.Н., Еремина Т.А. Характеристики годового хода спектральной аэрозольной оптической толщи атмосферы в условиях Сибири. // Оптика атмосферы и океана. 2009. Т. 22. № 06. С. 566-574.
2. Сакерин С.М., Андреев С.Ю., Бедарева Т.В., Кабанов Д.М. Особенности пространственного распределения аэрозольной оптической толщи атмосферы в азиатской части России. // Оптика атмосферы и океана. 2012. Т. 25. № 06. С. 484-490.
3. Кабанов Д.М., Сакерин С.М. Анализ особенностей годового хода аэрозольной оптической толщи атмосферы на основе декадных значений // Тезисы докладов "X Сибирского совещания по климато-экологическому мониторингу" Томск, 14-17 октября 2013, с. 64-66.
4. O'Neill N. T., Eck T.F., Smirnov A., Holben B.N., Thulasiraman S. Spectral discrimination of coarse and fine mode optical depth // J. Geophys. Res. 2003, Vol. 108, No. D17, 10.1029/2002JD002975, P. 4559-4573.
5. Сакерин С.М., Веретенников В.В., Журавлева Т.Б., Кабанов Д.М., Насртдинов И.М. Сравнительный анализ радиационных характеристик аэрозоля в ситуациях дымов пожаров и обычных условиях. // Оптика атмосферы и океана. 2010. Т. 23. № 06. С. 451-461.

УДК 549.67:61(042)

## СОСТАВ АТМОСФЕРНЫХ ВЗВЕСЕЙ УССУРИЙСКА ПО ДАННЫМ ЗАГРЯЗНЕНИЯ СНЕГА

Голохваст К.С.<sup>1,2,3</sup>, Соболева Е.В.<sup>1</sup>, Борисовский А.О.<sup>1</sup>, Христофорова Н.К.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Дальневосточный федеральный университет, г. Владивосток

<sup>2</sup>ВФ ДНЦ ФПД СО РАМН - НИИ медицинской климатологии и восстановительного лечения,  
Владивосток

<sup>3</sup>Морской государственный университет им. Г.И. Невельского, Владивосток

Ключевые слова: атмосферные взвеси, микрочастицы, техногенные частицы

### Аннотация

В работе приведены результаты исследования нано- и микрочастиц атмосферных взвесей, содержащихся в снеге г. Уссурийск зимой 2012/2013 г. при помощи сканирующей электронной микроскопии с энергодисперсионным анализом. Показано, что в атмосферных взвесах Уссурийска преобладают в убывающем порядке частицы горных пород и техногенные (преимущественно, металлические и сажевые) образования. Встречается большое количество металлических частиц автомобильного - Fe, Au, Pt, Pd и промышленного генеза - Cu, Sn, Pb, Ti, W. Анализ качественного состава атмосферных взвесей Уссурийска подтверждает его статус как города с выраженным прессом автотранспорта и высоким уровнем атмосферного загрязнения.

На сегодняшний день имеется большое количество сообщений об атмосферном загрязнении крупных городов, тогда как средние и малые города с населением около 100 000 жителей изучаются значительно меньше.

Уссурийск - второй по величине город в Приморском крае, в котором проживает более 160 тыс. чел. (2012) ([www.adm-ussuriisk.ru](http://www.adm-ussuriisk.ru)). В городе высок удельный вес промышленных предприятий с устаревшим оборудованием, отсутствием очистных сооружений, значительным выбросом в окружающую среду различных техногенных отходов. Основные источники загрязнения воздуха на территории г. Уссурийска: городской и транзитный транспорт, теплоэнергетический комплекс и промышленные предприятия ([www.adm-ussuriisk.ru/information/ekologiya/](http://www.adm-ussuriisk.ru/information/ekologiya/)).

Данная работа посвящена загрязнению атмосферы города Уссурийска с помощью изучения качественного состава частиц с использованием сканирующей электронной микроскопии с элементным анализом.

### Методы исследования

Чтобы исключить вторичное загрязнение антропогенными аэрозолями, пробы

(атмосферные осадки в виде снега), собирались во время снегопадов. Отбирался только верхний слой (5–10 см) свежеснег выпавшего снега. Снег помещали в стерильные контейнеры объемом 3 л. Вещественный анализ взвесей проводили на световом микроскопе Nikon SMZ1000 и сканирующем электронном микроскопе Hitachi S-3400N с энергодисперсионным спектрометром Q150T. Напыление образцов для электронного микроскопа производили платиной.

Пробы снега собирали на пяти территориях, различающихся экологическими условиями районов, расположенных в черте города (таб. 1).

Таблица 1

Станции отбора в г. Уссурийск

Станция	Описание
1	Южная окраина Уссурийского городского округа. Лесополоса, район посёлка Барановский 200 м от реки Раздольная, отбор проводился проба №1 – 5м и проба №2 - 15 м от железнодорожного полотна.
2	Восточная часть города Уссурийск. Железнодорожный вокзал отбор проводился проба №3 – 5м и проба №4 – 15 м от железнодорожного полотна.
3	Северная окраина города Уссурийск. Район оптовой базы «Дружба» 200 м от федеральной трассы М60 (мост)
4	Северо–западная часть Уссурийского городского округа. 800 м от городка Воздвиженка, лесополоса, отбор проводился проба №7 – 5м и проба №8 - 15 м от железнодорожного полотна.
5	Северо–восточная часть Уссурийского городского округа. 1000 м до села Васильевка, лесополоса, отбор проводился проба №9 – 5м и проба №10 - 15 м от железнодорожного полотна.
6	Центр Уссурийска с большим автомобильным прессом.

**Результаты**

В типичном образце, взятом в районе южная окраина Уссурийска, были определены в порядке убывания: неопределяемые частицы, растительный детрит, металлические микрочастицы (по результатам энергодисперсионного анализа – преимущественно Fe, Cu и Sn) (рис. 1).

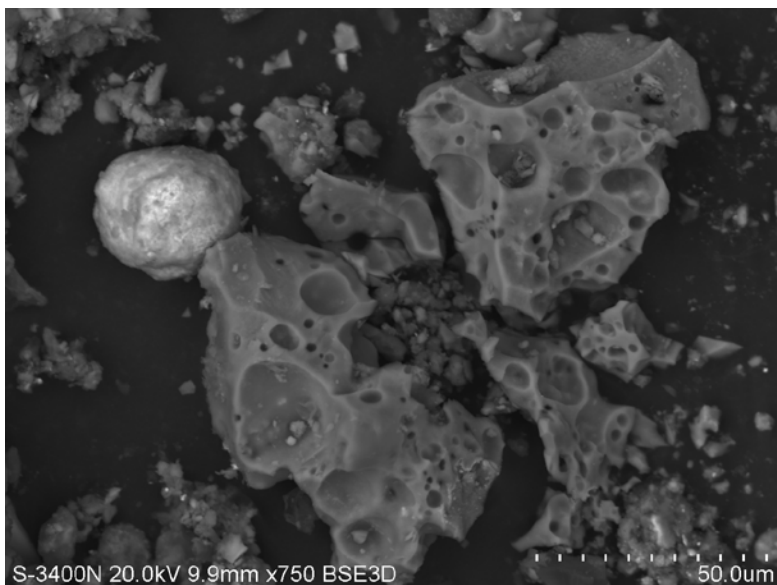


Рис. 1. Взвесь из образца снега, собранного на южной окраине Уссурийска. Слева на рисунке видна крупная Cu-содержащая частица (круглая белая). Сканирующая электронная микроскопия во вторичных электронах. Увеличение x750

В восточной части Уссурийска в пробах в порядке убывания выявлены: неопределяемые техногенные частицы, сажевые сферулы, металлические микрочастицы (по результатам энергодисперсионного анализа – преимущественно Fe, Cu, Ba, W) и растительный детрит.

В образцах, отобранных в северной части Уссурийска, в подавляющем большинстве определены сажевые сферулы и неопределяемые техногенные частицы, состоящие из большого количества металлов (подавляющее количество Fe, Pb, Ba, редко встречаются W, Cs, Ce, La).

В типичном образце из северо–западной части Уссурийска определены в подавляющем большинстве горные породы (алюмосиликаты) и неопределяемые техногенные частицы, содержащие металлические включения.

В образцах, взятых в северо–восточной части Уссурийска определены в убывающем порядке: частицы горных алюмосиликатных пород, растительный детрит и неопределяемый техногенный мусор.

В центре города обнаружено большое количество микрочастиц благородных металлов автомобильного происхождения, источником которых являются катализаторы (рис. 4).

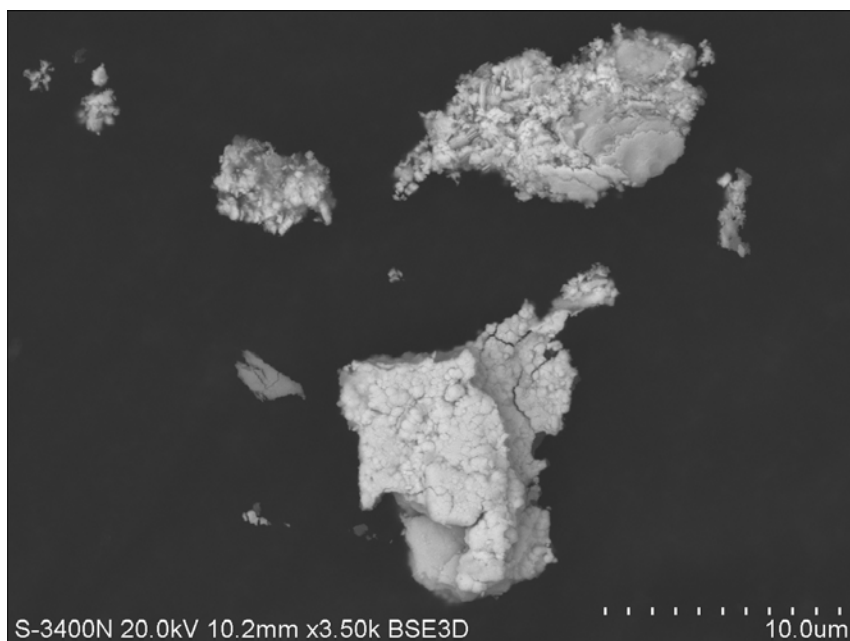


Рис. 4. Частицы Au, Pt и Pd по данным энергодисперсионного анализа из образцов снега из центра Уссурийска. Сканирующая электронная микроскопия во вторичных электронах. Увеличение x3500

Стоит отметить небывалый рост аллергических и бронхолегочных заболеваний в городах, что не может не коррелировать с общим атмосферным загрязнением. Частицы металлов давно относятся исследователями к числу наиболее токсичным элементов и даже вводят понятие - металлоаллергены.

#### Обсуждение результатов

Несмотря на то что в целом, в пробах снега Уссурийска преобладают малоопасные природные частицы (горные породы и растительный детрит), в значимых количествах также обнаружены металлосодержащие частицы (Fe, Cu, Pb, Ti, W), имеющие техногенное происхождение. В центре города встречаются также частицы автомобильного генеза - Au, Ag, Pt, Pd, и, в небольшом количестве Cs, Ce, La.

Исходя из этого, можно сделать вывод, что в атмосферных взвесях Уссурийска, среднего континентального города с высоким прессом промышленных предприятий, а также автотранспорта, основными токсичными компонентами взвесей являются техногенные взвеси (сажа, металлы, шлаки, неопределяемый мусор), что позволяет отнести город к наиболее загрязненным.

Работа выполнена при поддержке Научного фонда ДВФУ, Государственного Задания МОН РФ и Гранта Президента для молодых ученых МК-1547.2013.5.

# ПОЛЯРИЗАЦИОННЫЙ ЛИДАР НОВОГО ПОКОЛЕНИЯ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПАРАМЕТРОВ АТМОСФЕРЫ НА ОСНОВЕ ИЗМЕРЕНИЯ МАТРИЦ ОБРАТНОГО РАССЕЙЯНИЯ АЭРОЗОЛЕМ И ОБЛАКАМИ

С. Н. Волков<sup>1,2</sup>, И. В. Самохвалов<sup>2</sup>, Dukhyeon Kim<sup>3</sup>

<sup>1</sup>*Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск, Россия, snvolk@iao.ru*

<sup>2</sup>*Томский государственный университет, г. Томск, Россия, sam@elefot.tsu.ru*

<sup>3</sup>*Hanbat National University, Daejeon, Republic of Korea, dhkim7575@hanmail.net*

Ключевые слова: поляризационное зондирование, поляризационный полихроматор.

В рамках Международного договора о сотрудничестве между ИОА, ТГУ и Hanbat National University (Республика Корея), создан поляризационный лидар нового поколения. Место дислокации лидара Daejeon (Республика Корея). Поляризационный лидар дополнен компактным поляризационным полихроматором. Измерения подтверждают результаты модельных расчетов и показывают эффективность предложенного решения по параметрам расширения функциональных возможностей и повышения точности проведения поляризационных измерений.

Лидарный поляризационный эксперимент (ЛПЭ) является наиболее информативным инструментом как для моделей формирования радиационного баланса в системе земля атмосфера, так и в задачах экологического контроля состояния атмосферы. Прежде всего, это относится к возможности измерения полной матрицы обратного рассеяния кристаллических облаков. Полная матрица обратного рассеяния (МОР), получаемая из лидарных сигналов, содержит информацию о рассеивающих и поглощающих свойствах частиц, ориентированности частиц в пространстве. Однако, до настоящего времени, потенциал ЛПЭ использовался недостаточно полно. Например, представляет интерес ЛПЭ проводимый одновременно на разных длинах волн зондирования, разделение вклада в рассеяние твердой и жидкой фазами воды и т.д. С этой целью, в рамках Международного договора о сотрудничестве между ИОА, ТГУ и Hanbat National University (Республика Корея), создан поляризационный лидар нового поколения. Место дислокации лидара Daejeon (Республика Корея). Поляризационный лидар дополнен компактным поляризационным полихроматором (восемь приемных каналов по числу элементов ФЭУ Н9530-1, Hamamatsu и счетчиком фотонов РММ-328, Becker&Hickl GmbH, с пространственным разрешением 37,5м). Призма изготовлена из LiNbO<sub>3</sub> (Ниобат Лития).

Кристалл ниобата лития обладает двойным лучепреломлением с уравнением Зельмеера для обыкновенного и необыкновенного лучей в виде



$$N_o^2 = 4.9048 + 0.11768 / (\lambda^2 - 0.04750) - 0.027169\lambda^2$$

$$N_e^2 = 4.5820 + 0.099169 / (\lambda^2 - 0.04443) - 0.021950\lambda^2 .$$

Призма вырезалась из кристалла с углом при вершине 40°.

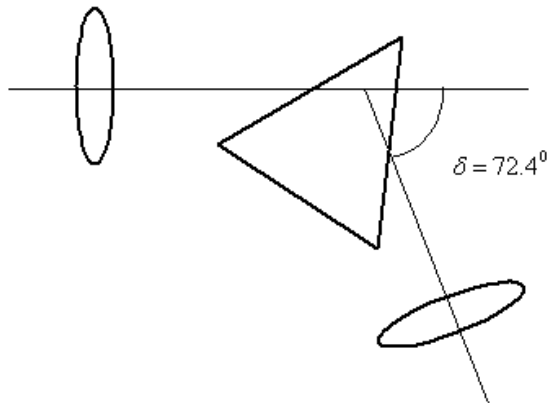


Рис. 1. Призменный поляризационный полихроматор. Материал призмы: LiNbO3 (Ниобат Лития). Угол при вершине: 40°.

На рисунке 1. показана оптическая схема призменного поляризационного полихроматора.

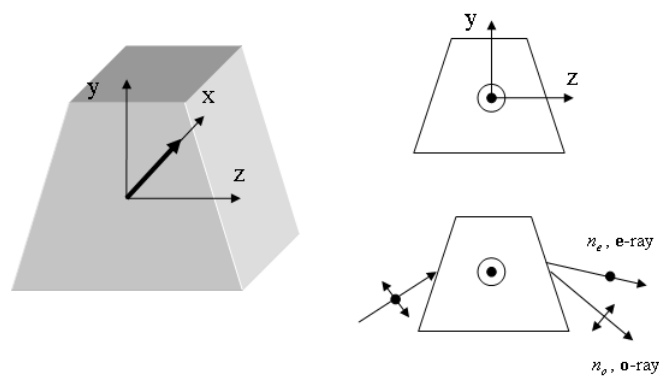


Рис.2. Ориентация оптических осей в призме из ниобата лития.

На рисунке 2 показана ориентация осей в призме из ниобата лития. Размер основания призмы 25x25мм. Например, для излучения лазера с длиной волны  $\lambda_0 = 355nm$  и колебательного

спектра для водяного пара с центром на  $\lambda_{H_2O} = 408nm$  показатели преломления призмы будут:  
 $\lambda = 355nm$ ,  $n_o = 2.5298$ ,  $n_e = 2.4072$ ;  $\lambda = 408nm$ ,  $n_o = 2.4268$ ,  $n_e = 2.3218$ .

Входная и выходная линзы полихроматора одинаковые, с фокусным расстоянием 76,5мм.

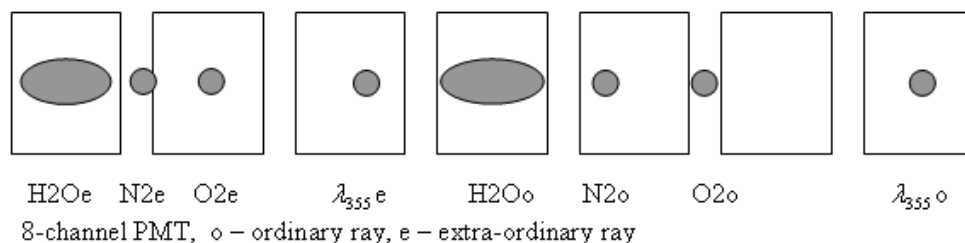


Рис.3. Расчетный спектр для двух состояний поляризации на длине излучения лазера  $\lambda_0 = 355nm$  и соответствующий колебательный спектр комбинационного рассеяния для кислорода, азота и паров воды на выходе поляризационного полихроматора. Прямоугольниками обозначены приемные площадки 8-ми канального ФЭУ Н9530-2. Размер площадок 2x2,5мм.

На рисунке 3 показан расчетный спектр на выходе поляризационного полихроматора для двух состояний поляризации рассеянного света. Длина волны излучения лазера  $\lambda_0 = 355nm$ . Также приведено положение линий вращательного спектра комбинационного рассеяния азота и кислорода, и, также, паров воды. Диаметр входной диафрагмы 0,5мм. Прямоугольниками обозначены площадки 8-ми канального ФЭУ Н9530-2 (Hamamatsu) с площадками размерами 2x2,5мм. После изготовления полихроматора и тестирования с помощью ртутной лампы, была изготовлена маска с отверстиями на входе ФЭУ. Лидар построен по классической схеме со сменой состояния фазовых пластин в передатчике (лазер ULTRA CFR Nd:YAG, 355nm от Big Sky Laser Technologies, Inc.) и приемнике (диаметр приёмного зеркала 202мм).

Измерения подтверждают результаты модельных расчетов и показывают эффективность предложенного решения по параметрам расширения функциональных возможностей и повышения точности проведения поляризационных измерений.

Работа выполнена при поддержке Минобрнауки РФ в рамках выполнения «Программы повышения конкурентоспособности ТГУ», а также при поддержке Администрации поддержки и развития Республики Корея (Korea Meteorological Administration Research and Development Program, Grant no. CATER 2012-6170).

1. <http://www.almazoptics.com/LiNbO3.htm>

# ИССЛЕДОВАНИЕ ВОЗМОЖНОСТЕЙ КОМПЕНСАЦИИ ВЛИЯНИЯ ИЗМЕНЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ АТМОСФЕРЫ НА СИГНАЛ СПУТНИКОВОГО КОРРЕЛЯЦИОННОГО РАДИОМЕТРА

С.Ф. Баландин

Институт оптики атмосферы имени В.Е. Зуева СО РАН

634021, г.Томск, пл. Академика Зуева, 1

E-mail:bal@iao.ru

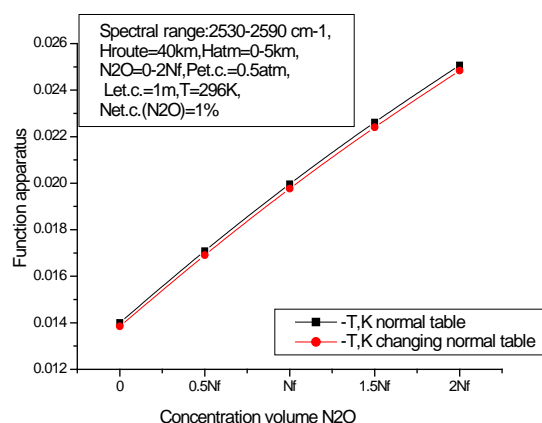
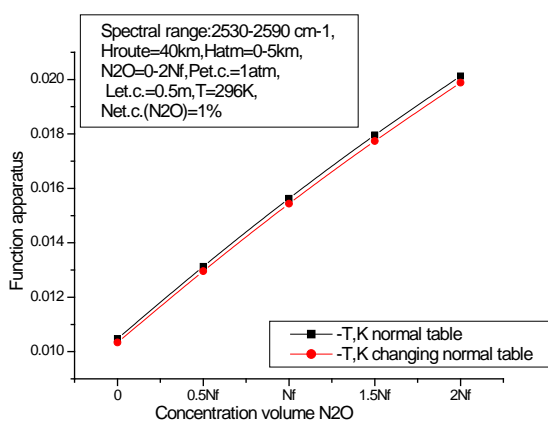
**Ключевые слова:** Корреляционная спектроскопия, закись азота, атмосфера, излучение, радиометр.

## Аннотация

Исследован вклад отдельных слоёв атмосферы в области спектра 2530-2590  $\text{cm}^{-1}$  на информационный сигнал при измерениях  $\text{N}_2\text{O}$  с борта космической станции. Рассмотрено влияние давления и длины корреляционной кюветы при одной и той же массе газа в ней на результаты измерений при изменении температуры атмосферы.

Целью настоящей работы явилось выявление возможностей компенсации влияния температуры атмосферы на сигнал корреляционного радиометра при проведении измерений в отдельно выделенных слоях атмосферы в спектральном интервале 2530-2590  $\text{cm}^{-1}$ .

Расчёты спектров ИК ослабления и излучения атмосферными газами проводились с помощью информационной системы "SPECTRA" ИОА СО РАН [1,2]. Результаты расчётов приведены на рис.1-3. Параметры атмосферы задавались согласно [3-5].



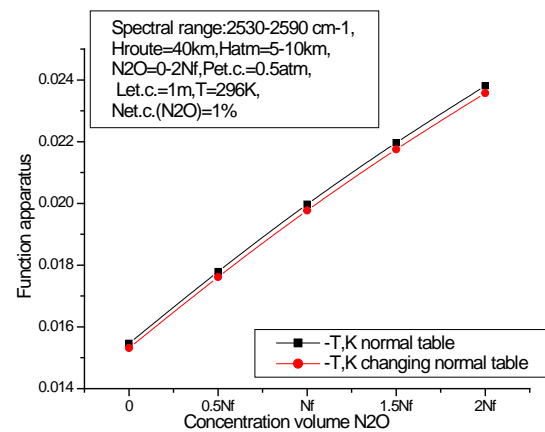
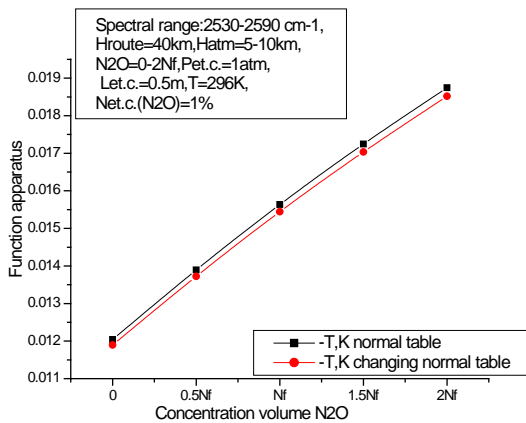
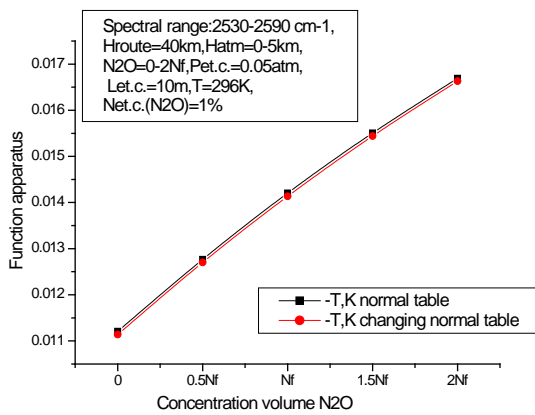
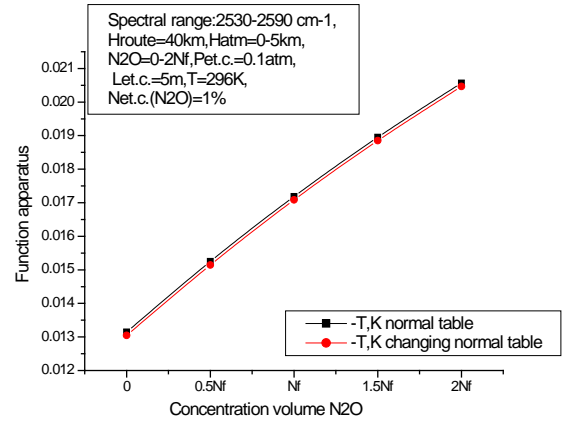
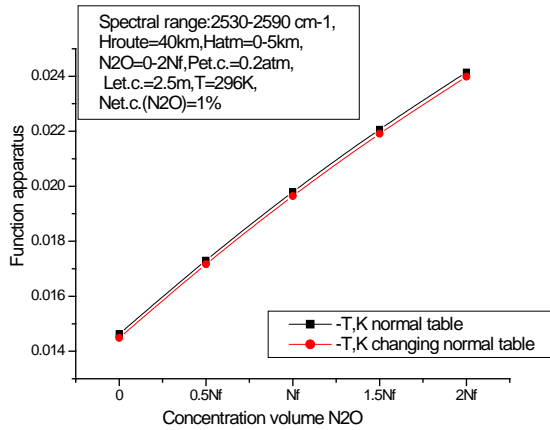


Рис.1. Зависимость корреляционного сигнала от объёмной концентрации закиси азота в атмосферном слое 0-5 км для различных корреляционных кювет при одной и той же массе N<sub>2</sub>O в них.

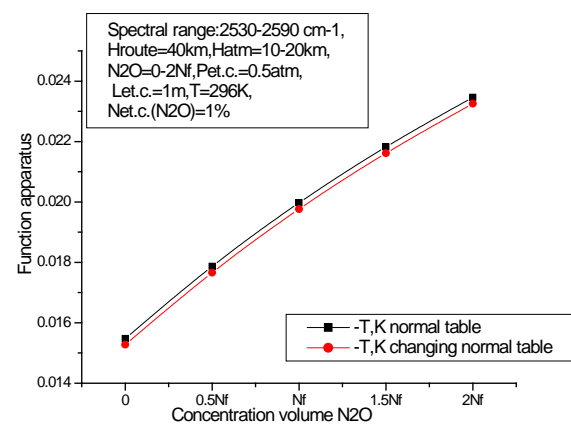
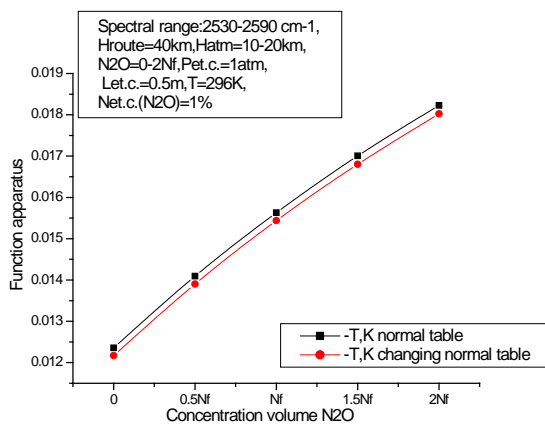
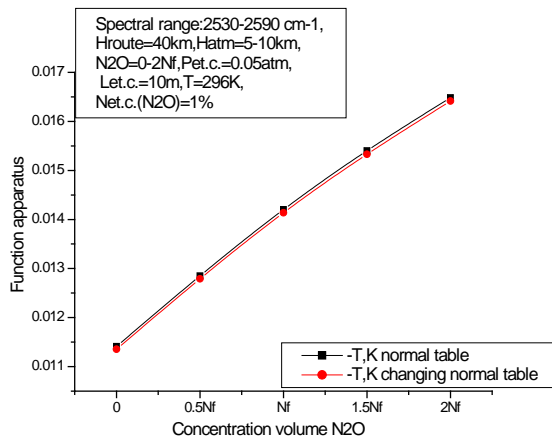
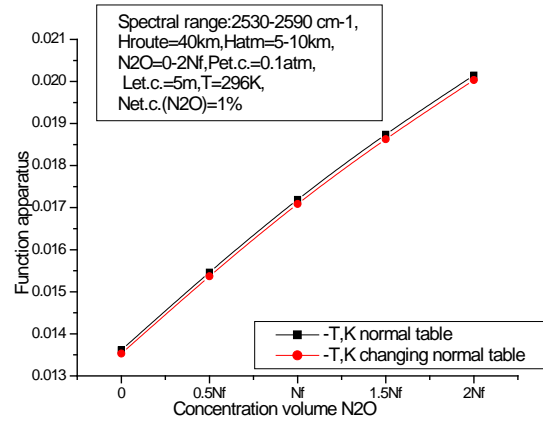
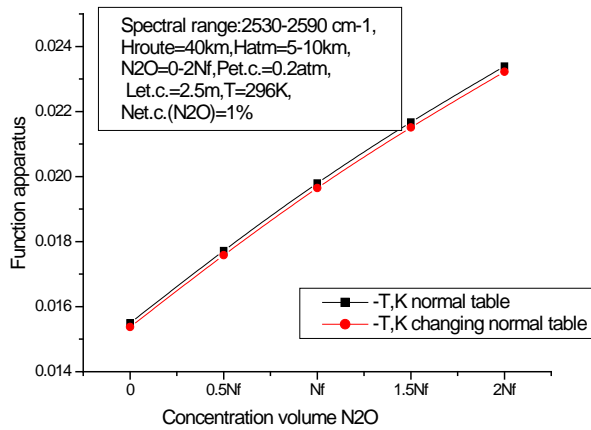


Рис.2. Зависимость корреляционного сигнала от объёмной концентрации закиси азота в атмосферном слое 5-10 км для различных корреляционных кювет при одной и той же массе  $N_2O$  в них.

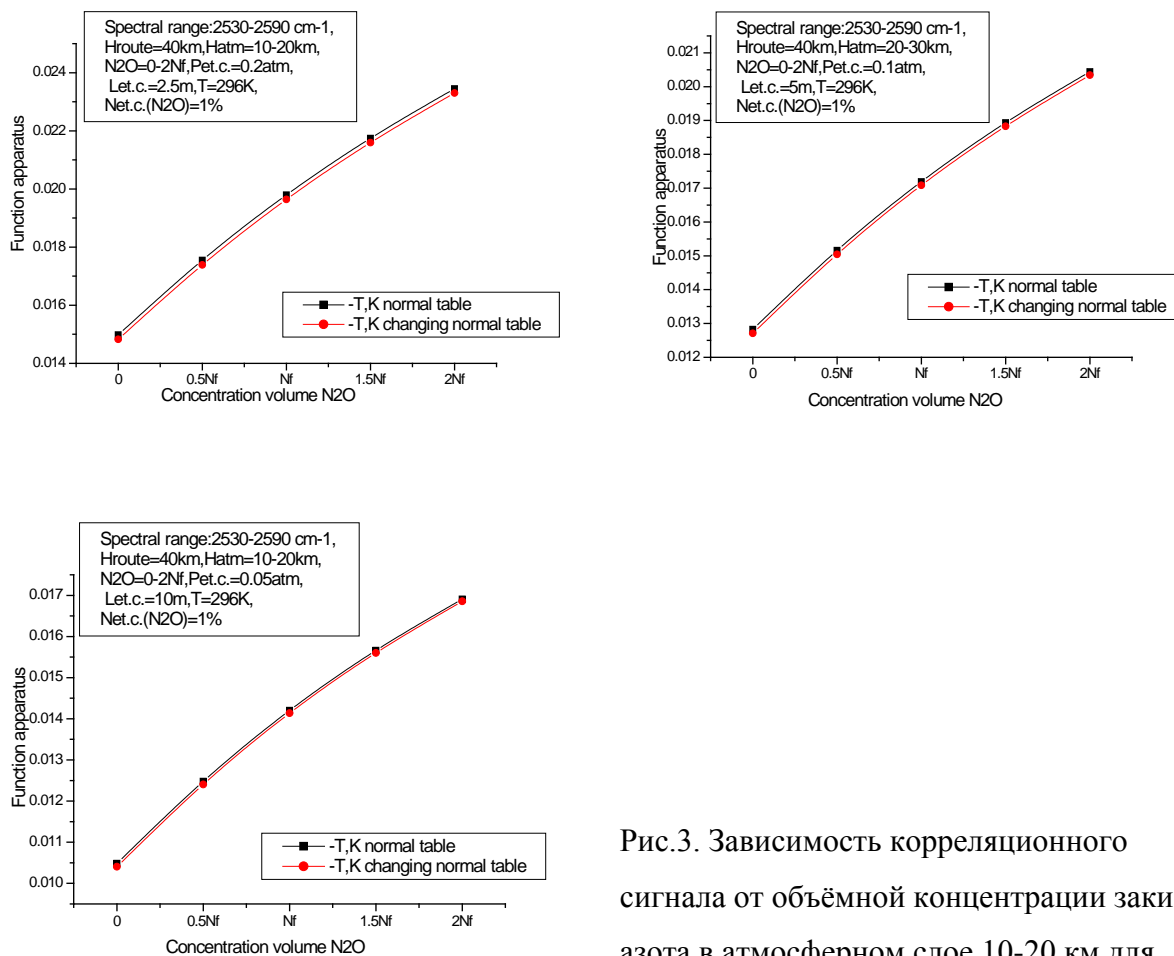


Рис.3. Зависимость корреляционного сигнала от объёмной концентрации закиси азота в атмосферном слое 10-20 км для различных корреляционных кювет при одной и той же массе N<sub>2</sub>O в них.

Из этих результатов следует, что наименьшее влияние на сигнал корреляционного радиометра на изменения температуры атмосферы на 3-5 К возникает при использовании корреляционной кюветы длиной Let.c.=10м и давлении Pet.c.=0.05 атм для всех слоёв атмосферы до высот 20 км. Так для атмосферного вертикального слоя 0-5 км при использовании кюветы с Let.c.=0.5 м и Pet.c.=1 атм ошибка измерений за счёт температуры составляет 1.22%, в то время как для кюветы с Let.c.=10 м и Pet.c.=0.05 атм – 0.42%. Однако практическое использование длинных кювет на спутнике не представляется возможным. Дальнейшие расчёты показали возможность использование кюветы длиной 10см при давлении 0.05атм и концентрации N<sub>2</sub>O в ней 100%. Однако, для других агрессивных газов это невозможно. Так для озона концентрация более 5% взрывоопасна. Для этой цели, в качестве селективного спектрального фильтра, может быть использован интерферометр Фабри Перо, настроенный соответствующим образом на спектр измеряемого газа [6-7].

1. Баландин С.Ф., Шишигин С.А. Пассивное корреляционное зондирование N<sub>2</sub>O с борта космической станции. Материалы Международного симпозиума «Атмосферная радиация и динамика» (МСАРД-2011). Петербург – Петродворец. 21-24 июня 2011. С. 45.
2. Баландин С.Ф., Шишигин С.А. Основные параметры корреляционного ИК радиометра для измерения содержания закиси азота в атмосфере со спутника. Оптика атмосферы и океана. 2011. Т. 24. № 3. С. 256-260.
3. Баландин С.Ф., Шишигин С.А. Влияние параметров атмосферы на измерения содержания углекислого газа в воздухе корреляционным ИК радиометром со спутника // Исследование Земли из космоса. 2011. № 6. С.1-7.
4. Баландин С.Ф., Шишигин С.А. Метод дистанционного корреляционного газоанализа для оперативного измерения парниковых газов со спутника // Изв. вузов. Физика. – 2010. Т 53. № 9/3. С. 50-51.
5. Баландин С.Ф., Шишигин С.А. Анализ возможности измерения закиси азота со спутника методом газокорреляционной спектроскопии. 7 Всероссийском симпозиуме «Контроль окружающей среды и климата: КОСК-2010». Томск. 5-7 июля 2010 г.
6. Баландин С.Ф., Шишигин С.А. Спутниковое пассивное корреляционное зондирование СО в атмосфере с использованием интерферометра Фабри-Перо. Международный симпозиум “Атмосферная радиация и динамика” (МСАРД - 2013) 24 – 27 июня 2013, Петергоф, Санкт-Петербург, Россия. С.31.
7. Баландин С.Ф. Пассивное ИК корреляционное зондирование озона со спутника с использованием интерферометра Фабри Перо. XIX Международный симпозиум "Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы". Электронный ресурс. 1-6 июля 2013 г. Алтай (Барнаул – Телецкое озеро). С.243-246.

НАЗЕМНЫЙ ФУРЬЕ-СПЕКТРОМЕТР С ЗЕРКАЛЬНЫМ СОЛНЕЧНЫМ ТРЕКЕРОМ ДЛЯ  
ИЗМЕРЕНИЯ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ПРОФИЛЕЙ АТМОСФЕРНЫХ ГАЗОВ.  
С.С.Васильченко<sup>1</sup>, В.И.Сердюков<sup>1</sup>, Л.Н.Синица<sup>1,2</sup>, Ф.Хазе<sup>3</sup>, А.Н. Грицута<sup>1</sup>, А.П. Щербаков<sup>1</sup>, Ю.А.  
Матульян<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт Оптики Атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, пл. Академика Зуева, 1, 634021, Томск,  
Россия.

<sup>2</sup>Томский государственный университет, пр. Ленина, 36, Томск, 634050, Россия.

<sup>3</sup>KIT, Institute of Meteorology and Climate research (IMK) PO Box 3640, D-76021 Karlsruhe, Germany.  
vss544@gmail.com, serd49@mail.ru, sln@asd.iao.ru, [frank.hase@kit.edu](mailto:frank.hase@kit.edu), [lexgritsuta@gmail.com](mailto:lexgritsuta@gmail.com),  
molnija2@inbox.ru

Ключевые слова: дистанционное зондирование, спектр Солнца, Фурье-спектроскопия, солнечный трекер

Первые измерения, по стандартам сети NDACC, высотных профилей атмосферных газов, были проведены в Томске. Регистрация солнечных спектров высокого разрешения была реализована на Фурье-спектрометре BrukerIFS-125M, сопряженном с новым зеркальным солнечным трекером. Трекер представляет собой систему из 3-х зеркал с двумя степенями свободы. Данная зеркальная система обеспечивает охват всей верхней полусферы с разрешением 0,0016°. Спектры были зарегистрированы в диапазоне 1800-2249 см<sup>-1</sup>. Профили содержания газов были восстановлены для CO, NO и OCS.



# ТРАНСФОРМАЦИЯ ТОНКОДИСПЕРСНОГО АЭРОЗОЛЯ ПО ДАННЫМ НАБЛЮДЕНИЙ НА ФОНОВОЙ ГОРНОЙ ОБСЕРВАТОРИИ В КИТАЕ

А.С.Емиленко<sup>1</sup>, В.М.Копейкин<sup>1</sup>, Ван Генчень<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт физики атмосферы им. А.М.Обухова РАН, Москва

emilas@list.ru, kopeikin@ifaran.ru

<sup>2</sup>Институт физики атмосферы АН Китая, Пекин

wgc@mail.iap.ac.cn

Ключевые слова: коэффициент направленного светорассеяния, концентрация сажи, уровень загрязнения атмосферы, трансформация и перенос примеси.

Анализируются результаты круглосуточных синхронных измерений коэффициента направленного светорассеяния и концентрации сажи, выполненных в 2013 году на горной обсерватории Синлун. Полученные соотношения сравниваются с аналогичными данными в Пекине. Отмечается высокая корреляция концентрации сажи и субмикронного аэрозоля в Пекине и горной обсерватории. При этом, относительное содержание сажи в горной местности существенно ниже, чем в мегаполисе. Основной причиной такого отличия могут быть фотохимические и гетерогенные процессы при преносе воздушной массы из районов эмиссии антропогенных аэрозолей в горную местность.

В докладе рассматриваются результаты круглосуточных измерений коэффициента направленного светорассеяния под углом рассеяния 45 градусов на длине волны 510 нм  $D(45^0)$  с помощью нефелометра ФАН и синхронные круглосуточные измерения концентрации сажи (сбор проб с последующими измерениями пропускания излучения). Наблюдения проводились на фоновой региональной станции ИФА АН Китая (гора Синлун в 150 км северо-восточнее Пекина на высоте 1000 м над уровнем моря) в период с 27 октября по 9 ноября 2013 года. Одновременно в Пекине проводились круглосуточные измерения концентрации сажи. Данные этих синхронных измерений сопоставляются с результатами измерений в горной обсерватории в период с 27 октября по 19 ноября 2013 года, а также с результатами измерений, выполненных в предыдущие годы, начиная с 2003. Проведено также сравнение вариаций  $D(45^0)$  с вариациями концентраций СО и РМ10, наблюдавшихся в процессе комплексного эксперимента на горе Синлун в 2007 году.

На рисунке 1 представлены результаты сравнения временных зависимостей  $D(45^0)$  и сажи в горной обсерватории для цикла измерений, выполненного осенью 2013 года. Как и в предыдущие осенние циклы измерений, выполненные в 2003, 2004, 2007 годах[1], наблюдается очень высокая корреляция между содержанием сажи и тонкодисперсного аэрозоля.

В таблице 1 приведены данные, осредненные за 12-дневные циклы измерений на горе Синлун. Объемная концентрация субмикронного аэрозоля в диапазоне размеров 0,05 – 0,6 мкм связана с измеряемым параметром простым эмпирическим соотношением  $V(\text{мм}^3/\text{м}^3) = D(45^0)$

( $\text{ср}^{-1}\text{км}^{-1}$ ) [2]. Как и в работе [3], для расчета отношения объемных концентраций сажи и аэрозоля плотность частиц сажи принималась равной  $1.8\text{г}/\text{см}^3$ .

Таблица 1. Осредненные за период измерений значения коэффициента направленного светорассеяния субмикронного аэрозоля, массовой концентрации сажевого аэрозоля, коэффициента корреляции между этими компонентами, а также отношения объемных концентраций  $V_{\text{сажи}}/V_{\text{сбм}}$  для горной обсерватории Син Лун.

Место и время Измерений	$D(45^0)$ $\text{км}^{-1}\text{ср}^{-1}$	$M_{\text{сажи}}$ , $\text{мкг}/\text{м}^3$	Коэффиц. корреляц.	$V_{\text{сажи}}/V_{\text{сбм}}$
<i>Синлун, ноябрь 2003</i>	0.042	5.1	0,95	0.068
<i>Синлун, ноябрь 2004</i>	0.046	4.9	0,94	0.059
<i>Синлун, ноябрь 2007</i>	0.059	2,7	0.96	0.025
<i>Синлун, ноябрь 2013</i>	0.099	2.6	0.97	0.015

Массив данных измерений концентрации сажи позволяет провести полноценное сопоставление с результатами нефелометрических измерений (см. рис.1.). Как видно из таблицы 1, для осенних наблюдений на горе Синлун характерна очень высокая корреляция концентраций субмикронного аэрозоля и сажи, выше, чем для Пекина [3]. В период с 2003 по 2013 годы на фоновой станции концентрация сажи неуклонно падала, а концентрация субмикронного аэрозоля росла, что привело к существенному уменьшению относительного содержания сажи.

На рисунке 2 проведено сравнение временных зависимостей круглосуточных синхронных измерений концентрации сажи в Пекине и горной обсерватории в период с 27 октября по 19 ноября 2013 года. Проведено 24 часовое осреднение методом скользящего среднего. Получена, как и в предыдущие циклы измерений, четко выраженная корреляция [3] между временной изменчивостью концентрации сажи в Пекине и в горной обсерватории. В 2003, 2004 и 2007 годах, наряду с синхронными измерениями концентрации сажи, проводились синхронные измерения  $D(45^0)$ . Было выявлено, что в Пекине средняя за цикл измерений объемная концентрация тонкодисперсного аэрозоля в 1.5 – 2 раза превышает измеренную концентрацию в фоновой горной точке, в то время как концентрация сажи в Пекине превышает фоновую в 3.5 – 4 раза. Для данных, представленных на рисунке 2, превышение концентрации сажи в Пекине составляет 3.8. В горной местности, поскольку практически отсутствуют локальные источники, концентрации сажи и субмикронного аэрозоля определяются только региональными источниками и трансформаций аэрозоля в процессе переноса воздушной массы. В Пекине к региональным источникам добавляется влияние локальных городских, в которых

относительное содержание сажи существенно выше, чем в региональных [3]. В итоге относительное содержание сажи в обсерватории примерно в 1.5 раза меньше, чем в Пекине.

В 2007 году одновременно с измерениями концентрации сажи и  $D(45^0)$  в период с 26 октября по 9 ноября проводились круглосуточные измерения концентрации аэрозоля PM10, а также газов CO, NO, NO<sub>2</sub>, SO<sub>2</sub> и O<sub>3</sub>. Как показали результаты измерений NO, концентрация не превышала 0.5 ppb, что указывает на отсутствие значимых локальных источников загрязнения. Поэтому можно считать, что весь аэрозоль приносится извне. На рис.3 представлена корреляционная связь  $D(45^0)$  и концентрации аэрозоля PM10. Очень тесная зависимость (коэффициент корреляции превышает 0.98) обусловлена смоговыми состояниями. Отсюда следует два существенных вывода. Во-первых, основной вклад в суммарную массу аэрозоля PM10 в периоды высокой замутненности атмосферы вносят тонкодисперсные частицы; и, во-вторых, при переносе аэрозоля не происходит существенной деформации спектра размеров субмикронных частиц, причиной которых могла бы быть коагуляция.

На рисунке 4 представлена корреляционная диаграмма для угарного газа и коэффициента направленного светорассеяния. Так же наблюдается тесная корреляционная связь CO и  $D(45^0)$  при высоких уровнях загрязнения. Поскольку аэрозоль преодолел, по меньшей мере, более 150 км по пути из районов южнее Пекина к горной местности, чтобы эта связь сохранилась, требуется, чтобы процессы сухого осаждения аэрозоля были несущественны.

Таким образом, можно сделать вывод, что высокие уровни содержания аэрозоля наблюдаются не только в Пекине, но и в горной местности, вдали от интенсивных источников загрязнения. Как показывает анализ обратных траекторий, максимумы уровней рассеяния соответствуют приходу воздушных масс из южных и юго-восточных районов Китая. Очищение воздуха происходит при северо-западном переносе воздушных масс из районов Сибири и Монголии. Высокие концентрации аэрозольных примесей распространяется на обширную территорию северо-востока Китая, и могут оказывать существенное влияние на климат.

Основное качественное отличие горной обсерватории от Пекина с точки зрения состава аэрозоля – существенно более низкое относительное содержание сажи в тонкодисперсной фракции аэрозоля. Основной причиной такой трансформации является, по нашему мнению, гетерогенная ассимиляция в системе газ – частица во время переноса воздушных масс из региона источников антропогенных загрязнений атмосферы в южных долинах окрестностей Пекина в малонаселенные горные массивы, расположенные к северу от Пекина. При этом сухое осаждение и коагуляция аэрозоля не вносят существенный вклад в суммарный процесс трансформации

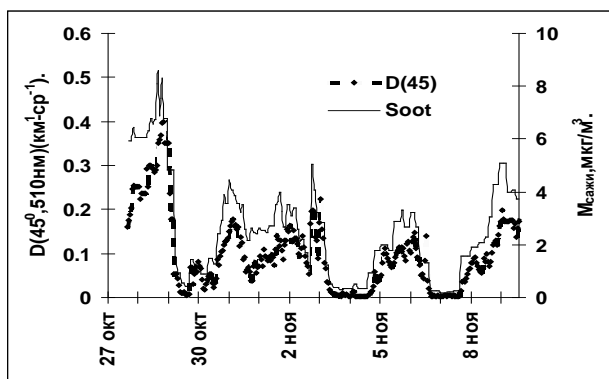


Рисунок 1. Временные ходы коэффициента направленного светорассеяния (левая ось) и концентрации сажи (правая ось) по данным измерений на горе Синлун с 27 октября по 9 ноября 2013 г.

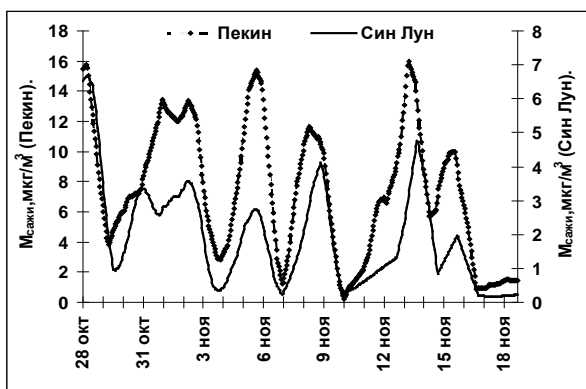


Рисунок 2. Сопоставление концентрации сажи в Пекине (левая ось) и на горе Синлун (правая ось) по данным измерений с 27 октября по 19 ноября 2013 г. Проведено 24 часовое осреднение методом скользящего среднего.

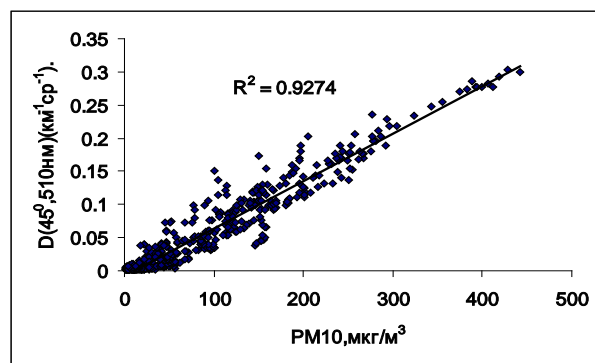


Рис.3. Корреляционная связь коэффициента направленного светорассеяния и концентрации аэрозоля PM10 по данным измерений 28 октября – 9 ноября 2007 г. на горе Синлун.

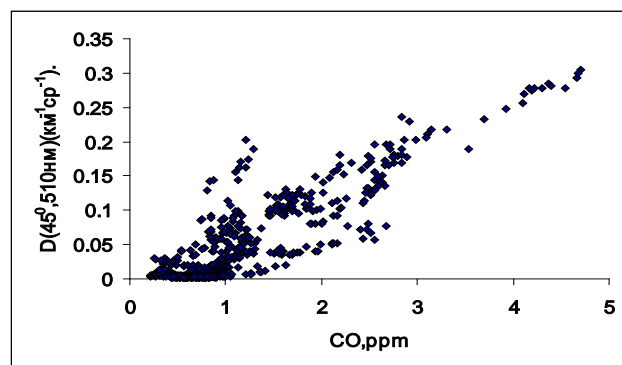


Рисунок 4. Корреляционная связь коэффициента направленного светорассеяния и концентрации угарного газа CO по данным измерений 28 октября -9 ноября 2007 г.

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ (гранты 12-05-91168-ГФЕН, 13-05-00956-а).

1. Емиленко А.С., Копейкин В.М. Сравнение синхронных измерений концентрации сажи и субмикронного аэрозоля в регионах с различной степенью антропогенной нагрузки // Оптика атмосферы и океана. 2009. Т. 22. № 6. С. 535-540.
2. Panchenko M.V., Sviridenkov M.A., Terpigova S.A., Kozlov V.S. Active spectral nephelometry as a method for the study of submicron atmospheric aerosols // International Journal of Remote Sensing. 2008. V.29. P.2567-2583.
3. Свириденков М.А., Емиленко А.С., Копейкин В.М., Ван Генчень. Трансформация оптических свойств и микроструктуры аэрозоля во время смогового эпизода в Пекине // Оптика атмосферы и океана. 2006. Т. 19. № 6. С. 522–525.

# ИССЛЕДОВАНИЕ ВЫСОТНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ АЛЬДЕГИДОВ И ИХ ВКЛАДА В ФОРМИРОВАНИЕ ОРГАНИЧЕСКОГО АТМОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ ПРИ ФОТОНУКЛЕАЦИИ БИОГЕННЫХ СОЕДИНЕНИЙ НАД ЛЕСАМИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

А. А. Маскаева<sup>1,2</sup>, Ю. В. Ватутина<sup>1,2</sup>, Т. А. Максимова<sup>1</sup>, С. Н. Дубцов<sup>1</sup>, Г. Г. Дульцева<sup>1,3</sup>

<sup>1</sup>Институт химической кинетики и горения им. Воеводского СО РАН

<sup>2</sup>Новосибирский государственный технический университет

<sup>3</sup>Новосибирский государственный университет

[naska-maskaeva@yandex.ru](mailto:naska-maskaeva@yandex.ru), [yuliy.vatutina@yandex.ru](mailto:yuliy.vatutina@yandex.ru), [maksimova@kinetics.nsc.ru](mailto:maksimova@kinetics.nsc.ru),

[dubtsov@kinetics.nsc.ru](mailto:dubtsov@kinetics.nsc.ru), [dultseva@kinetics.nsc.ru](mailto:dultseva@kinetics.nsc.ru)

Ключевые слова: органический аэрозоль, фотонуклеация, альдегиды, высотное распределение

## Аннотация

На основании результатов самолетных измерений концентраций альдегидов над лесами Западной Сибири построена химическая модель, описывающая механизм образования альдегидов и зародышей твердой фазы при окислении биогенного изопрена. Показано, что высокое содержание альдегидов на высотах более 4 км объясняется фотоокислением углеводородов при вертикальном переносе от поверхности. Оценен вклад фотонуклеации альдегидов в формирование органического атмосферного аэрозоля.

Роль растительности в формировании химического состава атмосферы исследуется в основном для приземного слоя воздуха, поскольку, биогенные органические соединения весьма реакционноспособны. Однако некоторые продукты трансформации биогенной органики служат своеобразным "резервуаром" органического вещества, переносясь в вышележащие слои тропосферы и вступая в химические реакции уже там, в условиях повышенного по сравнению с приземным слоем содержания озона и короткоживущих свободных радикалов. Таким резервуаром может выступать органический аэрозоль, образующийся при фотоокислении органических соединений. Известно, что к образованию аэрозоля приводит фотолиз алифатических и ароматических альдегидов, которые, в свою очередь, образуются как промежуточные продукты окисления разнообразных органических веществ [1]. Одним из самых распространенных альдегидов в атмосфере является формальдегид, концентрация которого с середины XX века увеличивается, достигая опасного для биосферы уровня. Время жизни формальдегида в атмосфере определяется локальными концентрациями фотохимически генерируемых короткоживущих радикалов, особенно гидроксильного (ОН), поэтому в более высоко лежащих слоях тропосферы время жизни формальдегида существенно меньше, чем в

приземном слое. Поскольку реакция с гидроксильным радикалом весьма быстрая (константа скорости составляет  $10^{-11}$  см<sup>3</sup>/с [2]), а скорость вертикального переноса воздушных масс от поверхности Земли обычно не превышает 10 см/с, следует ожидать, что концентрация формальдегида на высоте более 1000 м будет незначительной. Однако результаты самолетных измерений, проведенных нами, показали, что вплоть до высоты 7000 м иногда регистрируются высокие концентрации альдегидов. Целью данной работы было выявить источник этих альдегидов и оценить их возможный вклад в образование органического аэрозоля.

Отбор проб воздуха для определения содержания альдегидов проводили на сорбционные трубки во время полетов на самолете. Концентрации альдегидов измеряли методом ВЭЖХ [3]. Результаты измерений концентрации альдегидов представлены в таблице 1.

**Таблица 1.** Концентрации альдегидов (мкг/м<sup>3</sup>) по результатам самолетных измерений.

	Высота, м							
	500	1000	1500	2000	3000	4000	5500	7000
<i>Альдегид</i>	<b>22.05.12</b>							
H <sub>2</sub> CO	0	76	112	47	95	0	<b>140</b>	<b>959</b>
CH <sub>3</sub> CHO	0	193	85	165	0	0	39	46
	<b>21.06.12</b>							
H <sub>2</sub> CO	790	102	141	171	200	79	44	56
CH <sub>3</sub> CHO	359	213	482	81	141	92	177	71
	<b>28.02.13</b>							
H <sub>2</sub> CO	4		1	2	32	26	0	0
CH <sub>3</sub> CHO	89		0	140	0	117	0	0
	<b>17.07.13</b>							
H <sub>2</sub> CO	41	36	29	29	24	22	19	33
CH <sub>3</sub> CHO	221	267	278	240	240	185	218	151
ArCHO	26	22	452	30	0	0	15	19
	<b>1.10.13</b>							
H <sub>2</sub> CO						0	2	9
CH <sub>3</sub> CHO						5	16	17
ArCHO						0	2	9

Здесь ArCHO – ароматические альдегиды, включая бензальдегид и его производные.

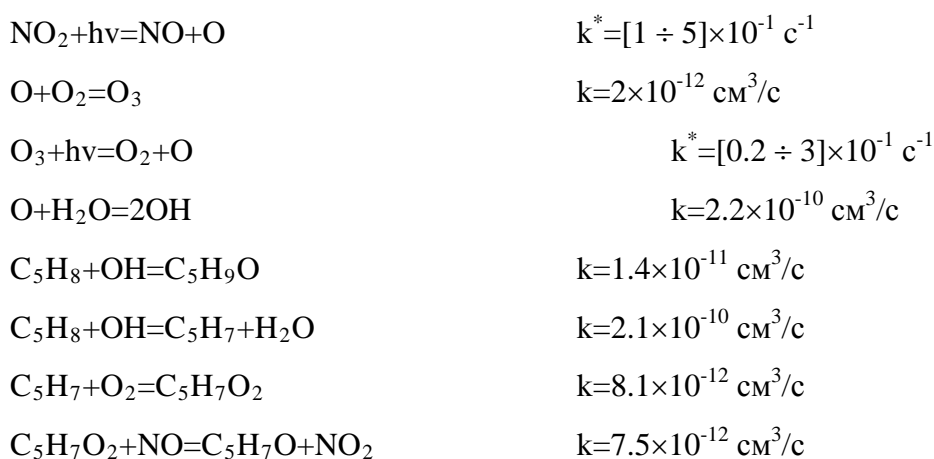
Видно, что на высотах более 4000 м отмечаются высокие концентрации формальдегида, причем только в летнее время. Этот факт позволил предположить, что содержание альдегидов на высоте более 4000 м формируется за счет биогенных источников. Оценки антропогенного вклада показали, что он может обеспечить уровень концентрации H<sub>2</sub>CO не более 10 мкг/м<sup>3</sup> на высотах более 4000 м. Еще одним подтверждением биогенного происхождения альдегидов на больших высотах является соотношение [H<sub>2</sub>CO]/[CH<sub>3</sub>CHO]. Для выхлопных газов автотранспорта обычно это соотношение не менее 10, а наши измерения показывают, что довольно часто наблюдается [CH<sub>3</sub>CHO] > [H<sub>2</sub>CO]. Такое соотношение альдегидов обусловлено

их образованием при фотоокислении углеводородов сложного строения – неметановых, в том числе содержащих двойные связи и/или ароматическое кольцо с заместителями. Для выяснения механизма образования альдегидов на больших высотах было проведено моделирование процессов фотоокисления биогенных углеводородов на уровне элементарных стадий.

Растительность средних широт выделяет в атмосферу предельные и непредельные углеводороды, алифатические и ароматические альдегиды. Для описания процесса образования аэрозоля над лесами в качестве наиболее распространенного углеводорода и основного структурного звена изопреноидов (терпеноидов) был выбран сам изопрен  $\text{CH}_2=\text{C}(\text{CH}_3)-\text{CH}=\text{CH}_2$ . По оценкам, количество изопрена, выделяемое в атмосферу древесной растительностью в средних широтах (умеренный пояс), составляет около  $6 \cdot 10^9$  кг/год, преимущественно в летний период [4]. Скорость выделения изопрена зависит от общей площади листьев, температуры, освещенности и для лесов средних широт оценивается в 5-20 мг/(м<sup>2</sup>ч) в жаркий и солнечный день. В атмосфере изопрен реагирует с гидроксильным радикалом и озоном, причем первый процесс количественно преобладает. Углеводородные кислородсодержащие радикалы взаимодействуют друг с другом и с исходным веществом – изопреном, образуя молекулы, которые условно можно считать тримерными и тетрамерными по отношению к изопрену, но они уже содержат кислород ( $\text{C}_{20}\text{H}_{32}\text{O}_6$ ) и являются зародышами твердой фазы. Расчет со значениями концентраций, характерными для фоновой атмосферы, показал, что эти зародыши накапливаются до уровня  $10^{11}$  см<sup>-3</sup>, что соответствует наблюдающимся в эксперименте значениям [5]. Элементный состав этих зародышей соответствует данным для аэрозоля над лесными массивами [6]. Концентрация ОН, обеспечиваемая фотолизом озона и диоксида азота, составляет  $10^6$ - $10^7$  см<sup>-3</sup>, что близко к наблюдаемому значению в приземном слое воздуха -  $10^6$  см<sup>-3</sup> [7].

Расчет концентраций частиц проводился при помощи программы NICK 2.2 [8].

Схема, описывающая образование аэрозоля из изопрена в атмосфере, приведена ниже:



$C_5H_7O + C_5H_8 = C_{10}H_{15}O$	$k = 3.2 \times 10^{-12} \text{ см}^3/\text{с}$
$C_{10}H_{15}O + O_2 = C_{10}H_{15}O_3$	$k = 8.3 \times 10^{-13} \text{ см}^3/\text{с}$
$C_5H_9O + C_5H_8 = C_{10}H_{17}O$	$k = 4.2 \times 10^{-12} \text{ см}^3/\text{с}$
$C_{10}H_{17}O + O_2 = C_{10}H_{17}O_3$	$k = 4.5 \times 10^{-13} \text{ см}^3/\text{с}$
$C_{10}H_{17}O_3 + C_{10}H_{15}O_3 = C_{20}H_{32}O_6$	$k = 4 \times 10^{-14} \text{ см}^3/\text{с}$
$C_5H_8 + O_3 = H_2CO + C_4H_6O_2$	$k = 1.7 \times 10^{-18} \text{ см}^3/\text{с}$
$C_5H_7O + O_2 = H_2CO + C_4H_5O_2$	$k = 5.3 \times 10^{-12} \text{ см}^3/\text{с}$
$H_2CO + OH = HCO + H_2O$	$k = 1.1 \times 10^{-11} \text{ см}^3/\text{с}$
$HCO + O_2 = HC(O)O_2$	$k = 1.4 \times 10^{-11} \text{ см}^3/\text{с}$
$HCO + O_2 = HO_2 + CO$	$k = 5.5 \times 10^{-12} \text{ см}^3/\text{с}$
$HCO + HO_2 = HCOOH$	$k = 5.0 \times 10^{-11} \text{ см}^3/\text{с}$
$H_2CO + HO_2 = HOCH_2OO$	$k = 8.1 \times 10^{-14} \text{ см}^3/\text{с}$
$HOCH_2OO + NO = HOCH_2O + NO_2$	$k = 5.6 \times 10^{-12} \text{ см}^3/\text{с}$
$HOCH_2O + O_2 = HO_2 + HCOOH$	$k = 3.5 \times 10^{-14} \text{ см}^3/\text{с}$

*Примечание.* Значения констант, помеченных значком \*, увеличиваются в указанных пределах с увеличением высоты в тропосфере.

Предложенный механизм хорошо описывает образование формальдегида и зародышей аэрозольных частиц из биогенного изопрена, поступающего в вышележащие слои тропосферы.

**Работа поддержана РФФИ (проект № 14-05-00643-а) и Интеграционным проектом СО РАН (№ 35).**

#### **Литература.**

1. Seinfeld J. H., Pandis S. N. Atmospheric chemistry and physics: from air pollution to climate change. 2<sup>nd</sup> Ed., Wiley: 2006, 1203 p.
2. NIST Chemical Kinetics Database. Standard Reference Database 17, Version 7.0 (Web Version), Release 1.6.7 Data Version 2013.03. URL: <http://kinetics.nist.gov/kinetics/>
3. Скубневская, Г.И., Дульцева, Г.Г. Формальдегид в воздухе новосибирского Академгородка в 1990-1992 гг. // Журнал экологической химии. 1994. Т. 3. №1. С. 29-33.
4. Sharkey T.D., Singaas E.L. Why plants emit isoprene // Nature. 1994. v. 374. P. 769; doi:10.1038/374769a0
5. Скубневская Г.И., Дубцов С.Н., Дульцев Е.Н. Особенности влияния озона на кинетику фотонуклеации паров формальдегида и бензальдегида. // Оптика атмосферы и океана. 1997. Т. 10. № 06. С. 687.
6. Исидоров В.А. Органическая химия атмосферы СПб. Химиздат, 2011. 346 с.
7. Igarashi S. Spin trapping of hydroxyl radical in the troposphere for determination by esr and gas chromatography mass spectrometry// Analytical Chemistry. 1982. v.54. P. 2470-2474.
8. Кейко. А. В. Разработка и применение физико-химических моделей для исследования влияния энергетики на качество воздуха : Автореф.дис. ... канд. техн. наук. Ин-т систем энергетики им. Л.А. Мелентьева СО РАН Иркутск.,1997.