

УДК 551.521.3

## Аэрозольные слои тропосферы: однородность в высотном распределении оптических и микрофизических характеристик

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

*Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН  
634055, г. Томск, пл. Академика Зуева, 1*

Поступила в редакцию 31.05.2016 г.

Исследованы связи между вертикальным распределением тропосферного аэрозоля и направлением переноса воздушных масс на различных высотах на основе регулярных наблюдений в Томске (56° с.ш., 85° в.д.). Совместная интерпретация данных по 110 сеансам лидарных измерений и моделированию 10-суточных обратных траекторий перемещения воздушных масс показала, что вертикальное изменение направления адвекции для 72% наблюдений происходит не более одного раза и по границам основных рассеивающих слоев тропосферы – пограничного слоя и слоя средней тропосферы. Более одного раза изменение направления происходит при выносе теплых воздушных масс в свободную тропосферу в весенне-летний период (11% наблюдений). Для оставшихся 17% наблюдений определить преобладающее направление переноса не представляется возможным. Изменение всех лидарных характеристик при переходе от слоя к слою наблюдается практически для всех ночных сеансов измерений.

*Ключевые слова:* тропосферный аэрозоль, микрофизика, лидары, адвекция воздушных масс; tropospheric aerosol, microphysics, lidars, air mass advection.

### 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; 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 идентифицировать слои с различными рассеивающими свойствами и оценивать их оптические характеристики. Сопоставимый по времени анализ обратных траекторий воздушных масс HYSPLIT (Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) помогает проследить предысторию формирования аэрозольного состава на различных высотах.

Основная масса аэрозоля для Западной Сибири сосредоточена в пограничном слое (ПС) [1–6], состоящем из нескольких подслоев: приземного слоя, слоя перемешивания и слоя вовлечения (или остаточного слоя). Выше пограничного слоя (до тропопаузы) расположена свободная тропосфера, включающая слои средней и верхней тропосферы. Тип аэрозольной массы приземного слоя и слоя перемешивания формируется в основном вертикальным переносом с подстилающей поверхности. Верхняя часть ПС (остаточный слой) и слои свободной тропосферы определяются дальним горизонтальным переносом из различных географических регионов.

Вертикальная структура аэрозоля считается хорошим трассером при определении границ рассеивающих слоев [7, 8]. Основные методы, которые применяются для оценки высот границ аэрозольных слоев из лидарных измерений, используют пороговый, градиентный и корреляционный анализ [9–11]. Результаты исследований показывают, что корректность определения верхней границы пограничного слоя различна для суши и океана. Аэрозольная структура над сушей является более сложной, чем над океаном. Наиболее динамичные суточные процессы происходят в светлое время суток: трансформация аэрозольного состава обусловлена нагревом подстилающей поверхности с восходом солнца, конвективным подъемом в утренние и обеденные часы и развитым турбулентным перемешиванием в послеобеденное время. После захода солнца и оседания

\* Светлана Викторовна Самойлова (ssv@seversk.tomsknet.ru); Юрий Степанович Балин (balin@iao.ru); Григорий Павлович Коханенко (kokh@iao.ru); Иоганес Эрнстович Пеннер (penner@iao.ru).

большей части аэрозоля формируется стабильный остаточный слой, существующий до следующего утра. Неоднозначность оценивания верхней границы ПС проявляется именно для измерений в темное время суток из-за невозможности зачастую разделить аэрозольный вклад от локальных (местных) и нелокальных (дальний перенос) источников [12, 13].

Сопоставимый по времени анализ обратных траекторий воздушных масс (ВМ) используется при интерпретации лидарных измерений в общем случае для решения двух задач. Первая – выявление источников эмиссии различных типов природного аэрозоля: пылевого [14, 15], вулканического [16, 17] и дымового [18, 19]. Вторая – выявление закономерностей изменения характеристик аэрозоля, обусловленных сменой ВМ, при анализе накопленных массивов регулярных измерений [20–22]. При решении второй задачи моделирование обратных траекторий позволяет выделить основные направления горизонтального переноса ВМ в пограничный слой и среднюю тропосферу. Однако нигде в литературе по интерпретации лидарных измерений нам не удалось найти ответа на следующие вопросы.

1. Сколько раз меняется направление переноса для тропосферы в целом?

2. Существуют ли характерные высоты изменения направления, и как они соотносятся с границами расположения основных аэрозольных слоев? Ответы на них и являются основной целью настоящего исследования.

В первом разделе статьи представлены основные результаты: статистический анализ изменений направления переноса в тропосфере для различных сезонов наблюдения и корреляция изменений с высотным распределением границ рассеивающих слоев. Во втором разделе приводится описание лидарной системы, а также особенности совместной интерпретации ночных лидарных измерений и результатов моделирования обратных траекторий. В заключении подводятся некоторые итоги.

## 1. Направление адвекции воздуха на различных высотах тропосферы

Основой исследования служат результаты регулярных измерений на стационарном лидаре «ЛОЗА-С» Института оптики атмосферы [23] в Томске (56° с.ш., 85° в.д.), в умеренных широтах Западной Сибири. В настоящей работе для интерпретации использовались измерения 2006–2007 гг. (годовой цикл с октября по октябрь) и 2011–2012 гг. (с апреля по июль). Всего за указанный период было проведено 110 сеансов, в том числе 38 сеансов в ночное время. Чтобы проследить предысторию формирования аэрозоля на различных высотах, моделировались 10-суточные обратные траектории воздушных масс с помощью программы HYSPLIT [24]. Для совместного анализа с данными лидарных измерений рассчитывались обратные траектории в пограничном слое и средней тропосфере с разрешением 0,5 км по высоте, в верхней тропосфере и стра-

тосфере – 1 км по высоте. Адвекция воздуха является одним из механизмов (см. первый абзац введения), влияющих на формирование пограничного слоя и вышележащих слоев.

В Западной Сибири геометрические характеристики основных тропосферных слоев имеют четкую сезонную зависимость (см. [2], [5]). Для всего объема лидарных наблюдений средние значения (стандартные отклонения) верхней границы слоя перемешивания, пограничного слоя, слоев средней и верхней тропосферы составляют 0,8(0,2), 1,2(0,3), 5,0(0,7), 10,6(0,6) км для холодного периода наблюдений с октября по март и 1,7(0,5), 2,5(0,9), 6,2(1,1), 11,3(0,7) км для теплого периода наблюдений с апреля по сентябрь соответственно. Сезонное предствительство количества наблюдений показано на рис. 1.

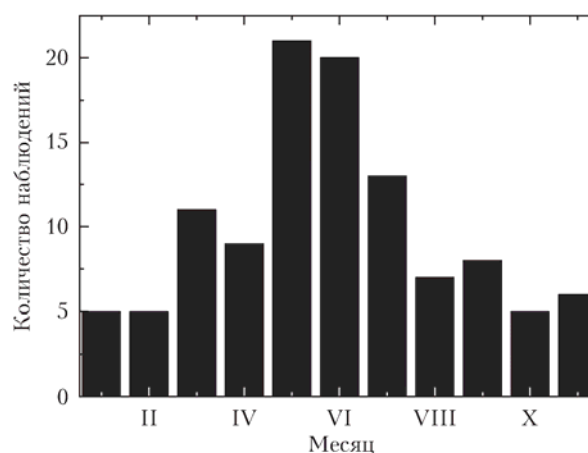


Рис. 1. Сезонное распределение количества лидарных наблюдений

Рис. 2 иллюстрирует распределение верхних границ ПС и слоя средней тропосферы (ССТ). Они рассчитывались градиентным методом [9, 10], применяемым для интерпретации регулярных измерений в лидарных сетях [20], суть которого заключается в оценке первой производной коэффициента обратного рассеяния на длине волны 532 нм.

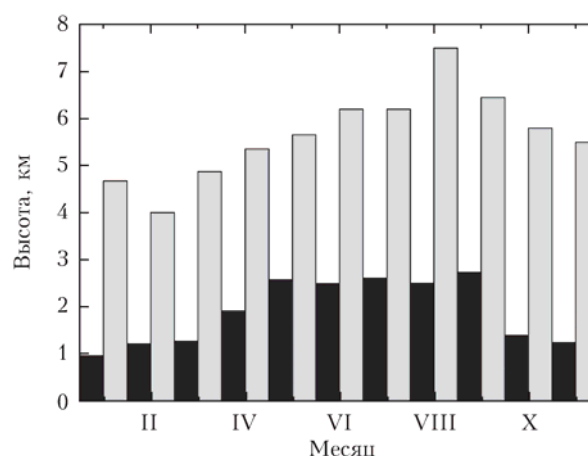


Рис. 2. Сезонное распределение верхних границ пограничного слоя (темный столбец) и слоя средней тропосферы (светлый столбец) для всего массива лидарных измерений

Высотное изменение направления перемещения ВМ в большинстве ситуаций происходит не случайным образом, а по границам основных слоев: либо пограничного слоя, либо средней тропосферы. Для ограниченного числа сеансов (только ночные измерения) разрешение уменьшалось до 0,2 км, однако направление ВМ сохранялось. Полный статистический анализ показывает, что существует возможность типизации состояния тропосферы с точки зрения количества изменений направления переноса воздушной массы (имеется в виду, что на разных высотах ВМ перемещаются с разной скоростью, но по одним и тем же траекториям):

1. *Мономодальный тип* – направление переноса от приземного слоя до нижней стратосферы не меняется; данный тип не имеет сезонных различий и составляет 25% всего массива наблюдений.

2. *Бимодальный тип* – направление переноса меняется один раз; не имеет сезонных различий и составляет 47%; направление переноса меняется либо по верхней границе ПС (25%, выражено в теплый период наблюдений), либо по верхней границе ССТ (22%, представительно в любой сезон).

3. *Мультимодальный тип* – направление переноса меняется более одного раза; представительен весной и в меньшей степени летом и связан с выносом теплых ВМ в свободную тропосферу; его доля составляет 11%.

4. *Циркуляционный тип* – представительен в теплый период, когда из-за сильного прогрева подстилающей поверхности аэрозоль поднимается в вышележащие слои и циркулирует над всей территорией Сибири; его доля составляет 17%, а преобладающее направление переноса определить невозможно.

Количественные значения сезонного распределения типов представлены на рис. 3. Последние два типа проявляются только в теплый период наблюдений, поскольку оба связаны с повышенной температурой, вдали от Сибири или в самой Сибири. Мультимодальность обусловлена приносом теплых, южных либо юго-западных масс из Средиземного

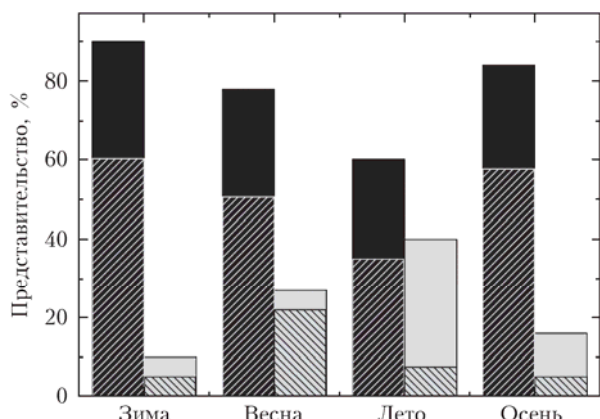


Рис. 3. Сезонное представительство (в % к общему числу наблюдений за сезон) различных состояний тропосферы, обусловленных высотным изменением направления переноса ВМ: мономодальный (темный столбец), бимодальный (темный штрихованный столбец), мультимодальный (светлый столбец) и циркуляционный (светлый штрихованный столбец) типы

моря, проявляется примерно с апреля по июнь и редко отслеживается в ПС. Циркуляционный тип выражен летом; его обуславливает повышение температуры, приводящее к вертикальному подъему аэрозоля.

То, что изменение направления перемещения ВМ по вертикали для 72% наблюдений происходит не более одного раза и строго по границам слоев тропосферы, является основным результатом настоящего исследования. Это также является ответом на вопросы предпоследнего абзаца введения; наглядные рисунки вертикального изменения оптических характеристик будут представлены в следующем разделе. Наверное, только специалисты могут ответить, какой из процессов является первичным: стратификация вертикального послойного распределения аэрозоля или изменение направления переноса. И только дополнительные исследования могут подсказать, сохраняются ли закономерности для других континентальных районов наблюдений.

## 2. Вертикальное изменение оптических характеристик аэрозоля

«ЛОЗА-С» является многочастотной лидарной системой, использующей в качестве источника излучения Nd:YAG-лазер. В дневное время наблюдений система получает сигналы, обусловленные упругим рассеянием, для трех длин волн (355, 532, 1064 нм) с вертикальным разрешением 6 м, что позволяет подробно рассматривать изменения тропосферного аэрозоля. В ночное время дополнительно регистрируются сигналы, обусловленные комбинационным рассеянием на молекулах азота (387 и 607 нм) с разрешением 48 м, что дает возможность оценивать коэффициенты ослабления, исследовать их параметр Ангстрема (355/532) и интегральные характеристики функции распределения частиц по размерам: отношение объема мелких частиц к их суммарной концентрации  $V_{fine}/(V_{fine} + V_{coarse}) = V_{fine}/V_{total}$  и средний радиус мелкодисперсной фракции частиц  $R_{fine}$ . Отметим, что восстановление микрофизических характеристик не является целью настоящего исследования. Для расчетов используется стандартный метод Тихонова [25]; он позволяет неплохо определять характеристики мелких частиц и приводит к неоднозначности оценки грубодисперсной фракции (подробнее см. [26]).

Мы представляем три сеанса ночных измерений в рамках комплексного аэрозольного эксперимента [27]: 22, 29 и 30 мая 2012 г. Эти сеансы принадлежат к бимодальному типу, направление переноса ВМ меняется один раз по верхней границе пограничного слоя. Результаты моделирования обратных траекторий (20:00 UTC) иллюстрирует рис. 4. Анализ показывает, что как 22, так и 29 мая (рис. 4, а и б) аэрозоль в пограничный слой доставляется из Арктики, преобладает северное направление переноса. На верхней границе ПС происходит смена направления – в свободную тропосферу аэрозоль приходит из Северной Европы, Атлантики, Канады; северо-западное направление переноса. Важно, что выше ПС направление переноса остается практически неизменным:

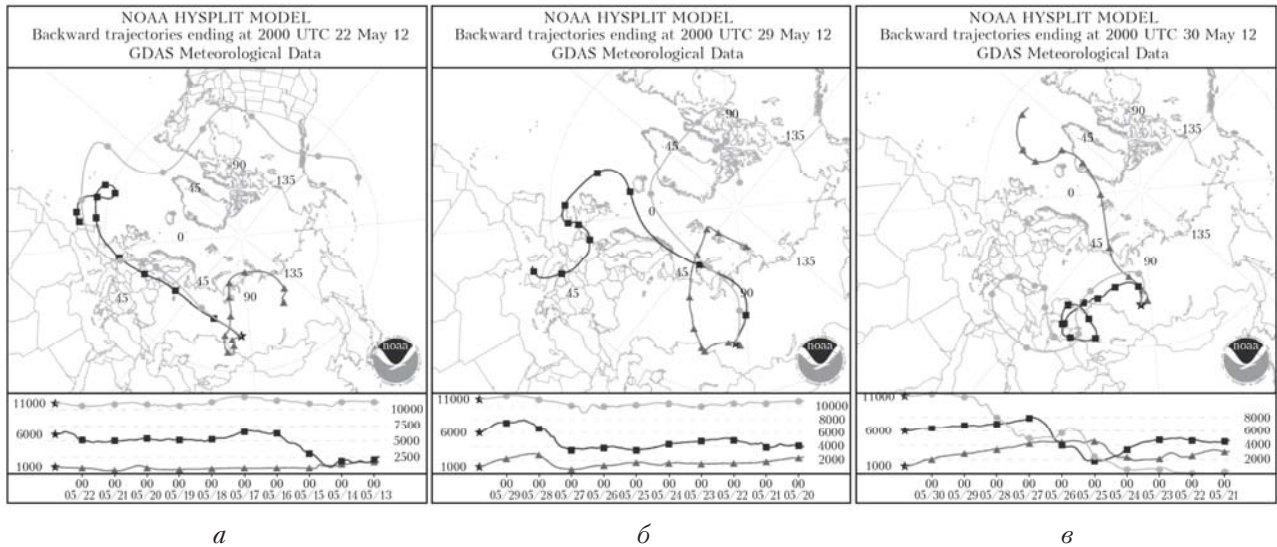


Рис. 4. Направления переноса воздушных масс в Томск для различных высот по результатам численного моделирования обратных траекторий (20:00 UTC) 22 (а), 29 (б) и 30 (в) мая 2012 г.

на разных высотах ВМ перемещаются с разной скоростью, но примерно по одним и тем же траекториям. Для третьего сеанса днем 30 мая происходит смена направлений ВМ по всей тропосфере: уже в пограничный слой аэрозоль привносится с северо-запада; выше ПС происходит кардинальная смена на юго-западное направление — аэрозоль приходит из Казахстана, Южной Европы и Средиземного моря.

На рис. 5 (цв. вкладка) представлены пространственно-временные изменения структуры аэрозоля по данным зондирования на длине волны 1064 нм; цветовая шкала соответствует значениям отношения рассеяния  $R(\lambda) = (\beta_a(\lambda) + \beta_m(\lambda)) / \beta_m(\lambda)$ , где  $\beta_a$ ,  $\beta_m$  — коэффициенты аэрозольного и молекулярного обратного рассеяния на длине волны  $\lambda$ . Использование этих трех сеансов зондирования обусловлено двумя причинами. Во-первых, в измерениях 22 и 30 мая содержатся как пограничный слой, так и слой свободной тропосферы. По нашим оценкам, выше ПС коэффициенты обратного рассеяния невелики, их значения составляют  $\beta_a(532) \approx (0,2 \div 0,25) \beta_m(532)$  для средней тропосферы и  $\beta_a(532) \approx (0,1 \div 0,15) \beta_m(532)$  для верхней тропосферы. Представленные результаты характеризуют большие величины для средней тропосферы. Они предназначены сравнивать слои свободной тропосферы для различных направлений переноса, северо-западного и юго-западного (см. рис. 4, а и в). Во-вторых, в зондировании 29 мая проявляется только ПС (до 2 км, см. рис. 5, б), однако его остаточный слой продолжается до 3 км и связан с другим направлением переноса. Здесь также структура слоя связана с движением воздушных масс (см. третий абзац введения).

Рис. 6 иллюстрирует оптические и микрофизические характеристики аэрозоля: коэффициент обратного рассеяния  $\beta_a(1064)$  (левые), лидарное отношение  $Lr(\lambda)$  для 355 и 532 нм (левые центральные), параметр Ангстрема  $Ang_{exp}$  (правые центральные),

долю мелкой фракции  $V_{fine}/V_{total}$  и средний радиус  $R_{fine}$  (правые рисунки). Хотим обратить внимание, что между слоями (рис. 6, а и в) характеристики аэрозоля меняются скачкообразно по сравнению с менее выраженным изменением их значений внутри слоя. Для ССТ высокие значения северо-западного и низкие значения юго-западного направлений проявляются и для параметра Ангстрема, и для вклада мелких частиц; это просматривается также для значений лидарного отношения и среднего радиуса мелких частиц. Спонтанное изменение величин при переходе от слоя к слою наблюдается практически для всех ночных сеансов измерений, что, по нашему мнению, и указывает на некую неоднородность состава аэрозоля внутри слоя.

Для пограничного слоя адвекция воздуха не является определяющей (см. первый и третий абзацы введения). Аэрозоль представлен смесью так называемых местного и привнесенного типов; как показывают результаты для сеанса 22 мая, первый тип является преобладающим. Значения лидарного отношения и параметров функции распределения нехарактерны для арктического аэрозоля, состоящего из мелких частиц, средний радиус которых меньше среднего радиуса, обусловленного другими типами переноса [28]. Однако наличие арктического переноса обуславливает низкие значения оптической толщи и относительно высокие значения параметра Ангстрема. Средние значения тех же величин по всему массиву измерений без идентификации типа воздушной массы составляют 0,14 и 1,04; подробный анализ представлен в [22].

## Заключение

В настоящей статье проводилось исследование связи между вертикальным распределением тропосферного аэрозоля и горизонтальным перемещением воздушных масс на различных высотах. Чтобы

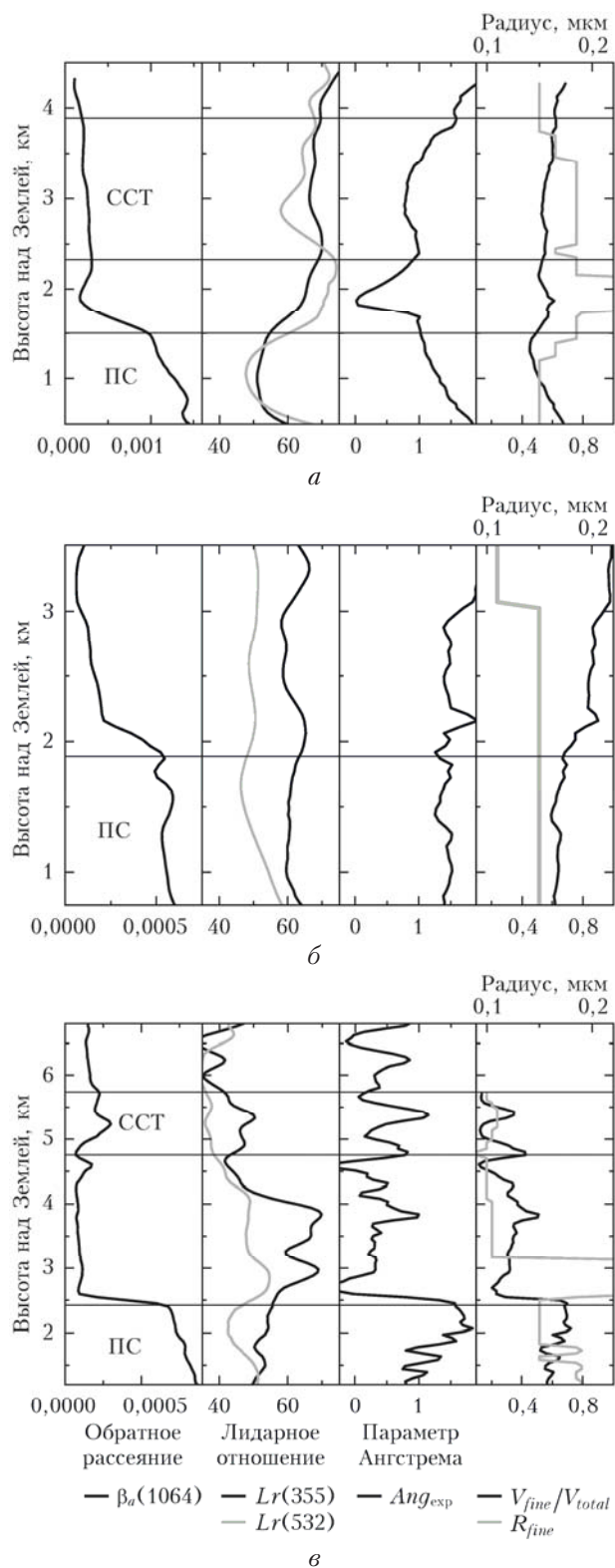


Рис. 6. Изменение оптических и микрофизических составляющих за три ночных часа 22 (а), 29 (б) и 30 (в) мая 2012 г.

оценить, как влияет на состояние лидарных характеристик адвекция воздуха, исследовались закономерности расположения воздушных масс на разных высотах тропосферы. На основе совместной интер-

претации 110 лидарных сеансов и 10-суточных обратных траекторий удалось установить, что изменение направления перемещения ВМ неслучайно: для 72% наблюдений в Томске оно происходит не более одного раза и строго по границам основных тропосферных слоев. Исключение составляет мультимодальный тип; при нем направление переноса меняется более одного раза, его доля составляет 11%. Данный тип существует в апреле–июне и связан с выносом теплых ВМ в свободную тропосферу (необязательно по границам слоев). Скачкообразное изменение всех лидарных величин наблюдается только при переходе от слоя к слою, что и указывает на некую однородность состава аэрозоля внутри слоя.

Представленные результаты оптических и микрофизических (интегральных от функции распределения) характеристик показывают, что выше пограничного слоя они однозначно выражаются направлением ВМ: северо-западный либо юго-западный перенос неплохо просматриваются. В пограничном слое обратные траектории являются лишь одним из механизмов, влияющих на изменение коэффициентов. Однако оценить структуру остаточного слоя ПС воздушные массы позволяют.

Работа выполнена в части теоретических работ при финансовой поддержке гранта РФФИ № 14-05-92003\_ННС-а; в части экспериментальных исследований – гранта Российского научного фонда (Соглашение № 14-27-00022), гранта Президента РФ по поддержке ведущих научных школ НШ-8199.2016.5.

1. Белан Б.Д. Динамика слоя перемешивания по аэрозольным данным // Оптика атмосф. и океана. 1994. Т. 7, № 8. С. 1045–1054.
2. Панченко М.В., Терпугова С.А. Годовой ход содержания субмикронного аэрозоля в тропосфере над Западной Сибирью // Оптика атмосф. и океана. 1994. Т. 7, № 8. С. 1033–1044.
3. Панченко М.В., Терпугова С.А. Внутрисезонные факторы изменчивости характеристик субмикронного аэрозоля. 2. Суточный ход (вертикальный профиль) // Оптика атмосф. и океана. 1996. Т. 9, № 6. С. 735–742.
4. Панченко М.В., Терпугова С.А. Применение трехслойного представления для описания вертикального профиля содержания субмикронного аэрозоля в нижней тропосфере // Оптика атмосф. и океана. 1999. Т. 12, № 12. С. 1093–1097.
5. Аршинов М.Ю., Белан Б.Д., Симоненков Д.В., Толмачев Г.Н., Фофанов А.В. Организация мониторинга парниковых и окисляющих атмосферу компонентов над территорией Сибири и некоторые его результаты. 2. Аэрозольный состав // Оптика атмосф. и океана. 2006. Т. 19, № 12. С. 1062–1067.
6. Самойлова С.В., Балин Ю.С., Коханенко Г.П., Пеннер И.Э. Исследование вертикального распределения тропосферных аэрозольных слоев по данным многочастотного лазерного зондирования. Часть 2. Вертикальное распределение оптических характеристик аэрозоля в видимом диапазоне // Оптика атмосф. и океана. 2009. Т. 22, № 12. С. 1123–1134; *Samoilova S.V., Balin Yu.S., Kokhanenko G.P., Penner I.E.* Investigation of the vertical distribution of tropospheric aerosol layers from multifrequency laser sensing data. Part 2: The vertical distribution of optical aerosol characteristics in the visible region // Atmos. Ocean. Opt. 2010. V. 23, N 2. P. 95–105.

7. Boers R., Eloranta E.W., Coulter R.L. Lidar observations of mixed layer dynamics: Tests of parametrized entrainment-models of mixed layer growth rate // *J. Clim. Appl. Meteorol.* 1984. V. 23. P. 247–266. DOI: 10.1175/1520-0450(1984)023<0247:LOOMLD>2.0.CO;2.
8. Melfi S.H., Sphinhrne J.D., Chou S.H., Palm S.P. Lidar observations of the vertically organized convection in the planetary boundary layer over the ocean // *J. Clim. Appl. Meteorol.* 1985. V. 24. P. 806–821. DOI: 10.1175/1520-0450(1985)024<0806:LOOVOC>2.0.CO;2.
9. Flamant C., Pelon J., Flamant P.H., Durand P. Lidar determination of the entrainment zone thickness at the top of the unstable marine atmospheric boundary layer // *Bound.-Lay. Meteorol.* 1997. V. 83. P. 247–284.
10. Lammert A., Bösenberg J. Determination of the convective boundary layer height with laser remote sensing // *Bound.-Lay. Meteorol.* 2006. V. 119. P. 159–170.
11. Haeffelin M., Angelini F., Morille Y., Martucci G., Frey S., Gobbi G.P., Lolli S., O'Dowd C.D., Sauvage L., Xueref-Rémy I., Wastine B., Feist D.G. Evaluation of mixing-height retrievals from automatic profiling lidars and ceilometers in view of future integrated networks in Europe // *Bound.-Lay. Meteorol.* 2012. V. 143. P. 49–75.
12. Martucci G., Matthey R., Mitev V., Richner H. Comparison between backscatter lidar and radiosonde measurements of the diurnal and nocturnal stratification in the lower troposphere // *J. Atmos. Ocean. Technol.* 2007. V. 24. P. 1231–1244.
13. Jordan N.S., Hoff R.M., Bacmeister J.T. Validation of Goddard earth observing system-version 5 MERRA planetary boundary layer heights using CALIPSO // *J. Geophys. Res.* 2010. V. 115. D24218. DOI: 10.1029/2009JD013777.
14. Ansmann A., Bösenberg J., Chaikovskiy A., Comeryn A., Eckhardt S., Eixmann R., Freudenthaler V., Ginoux P., Komguem P., Linné H., Ángel López Márquez M., Matthias V., Mattis I., Mitev V., Müller D., Music S., Nickovic S., Pelon J., Sauvage L., Sobolevsky P., Srivastava M.K., Stohl A., Torres O., Vaughan G., Wandinger U., Wiegner M. Long range transport of Saharan dust to Northern Europe: The 11–16 October 2001 outbreak with EARLINET // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108. D4783. DOI: 10.1029/2003JD003757.
15. Papayannis A., Amiridis V., Mona L., Tsaknakis G., Balis D., Bösenberg J., Chaikovskiy A., De Tomasi F., Grigorov I., Mattis I., Mitev V., Müller D., Nickovic S., Pérez C., Pietruczuk A., Pisani G., Ravetta F., Rizi V., Sicard M., Trickl T., Wiegner M., Gerding M., Mamouri R.E., D'Amico G., Pappalardo G. Systematic lidar observations of Saharan dust over Europe in the frame of EARLINET (2000–2002) // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113. D10204. DOI: 10.1029/2007JD009028.
16. Wang X., Boselli A., D'Avino L., Pisani G., Spinellicci N., Amodeo A., Chaikovskiy A., Wiegner M., Nickovic S., Papayannis A., Perrone M.R., Rizi V., Sauvage L., Stohl A. Volcanic dust characterization by EARLINET during Etna's eruptions in 2001–2002 // *Atmos. Environ.* 2008. V. 42. P. 893–905.
17. Navas-Guzmán F., Müller D., Bravo-Aranda J.A., Guerrero-Rascado J.L., Granados-Muñoz M.J., Pérez-Ramírez D., Olmo F.J., Alados-Arboledas L. Eruption of the Eyjafjallajökull Volcano in spring 2010: Multiwavelength Raman lidar measurements of sulphate particles in the lower troposphere // *J. Geophys. Res.* A. 2013. V. 118. P. 1804–1813. DOI: 10.1002/jgrd.50116.
18. Müller D., Mattis I., Ansmann A., Wandinger U., Ritter C., Kaiser D. Multiwavelength Raman lidar observations of particle growth during long-range transport of forest-fire smoke in the free troposphere // *Geophys. Res. Lett.* 2007. V. 34. L05803. DOI: 10.1029/2006GL027936.
19. Amiridis V., Balis D.S., Giannakaki E., Stohl A., Kazadzis S., Koukouli M.E., Zanis P. Optical characteristics of biomass burning aerosols over Southeastern Europe determined from UV Raman lidar measurements // *Atmos. Chem. Phys.* 2009. V. 9. P. 2431–2440. DOI: 10.5194/acp-9-2431-2009.
20. Matthias V., Balis D., Bösenberg J., Eixmann R., Iarlori M., Komguem L., Mattis I., Papayannis A., Pappalardo G., Perrone M.R., Wang X. Vertical aerosol distribution over Europe: Statistical analysis of Raman lidar data from 10 European Aerosol Research Lidar Network (EARLINET) stations // *J. Geophys. Res.* 2004. V. 109. D18201. DOI: 10.1029/2004JD004638.
21. Giannakaki E., Balis D.S., Amiridis V., Zerefos C. Optical properties of different aerosol types: Seven years of combined Raman-elastic backscatter lidar measurements in Thessaloniki, Greece // *Atmos. Measur. Technol.* 2010. V. 3. P. 569–578. DOI: 10.5194/amt-3-569-2010.
22. Samoiloва S.V., Balin Yu.S., Kokhanenko G.P., Penner I.E. Study of the tropospheric aerosol structure under changing of the air mass type from lidar observations in Tomsk // *Rus. Phys. J.* 2016. V. 58, N 12. P. 1811–1815. DOI: 10.1007/s11182-016-0721-z.
23. Самойлова С.В., Балин Ю.С., Коханенко Г.П., Пеннер И.Э. Исследование вертикального распределения тропосферных аэрозольных слоев по данным многократного лазерного зондирования. Часть 1. Методы восстановления оптических параметров // *Оптика атмосф. и океана.* 2009. Т. 22, № 4. С. 344–357.
24. Draxler R.R., Rolph G.D. HYSPLIT (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) Model access via NOAA ARL READY Website (<http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php>) // NOAA Air Resources Laboratory, Silver Spring, MD. 2015.
25. Самойлова С.В. Восстановление комплексного показателя преломления по лидарным измерениям: возможности и ограничения // *Оптика атмосф. и океана.* 2014. Т. 27, № 3. С. 197–206.
26. Samoiloва S.V., Sviridenkov M.A., Penner I.E. Retrieval of the particle size distribution function from the data of lidar sensing under the assumption of known refractive index // *Appl. Opt.* 2016. V. 55, N 28. P. 8022–8029.
27. Matvienko G.G., Belan B.D., Panchenko M.V., Sakerin S.M., Kabanov D.M., Turchinovich S.A., Turchinovich Yu.S., Eremina T.A., Kozlov V.S., Terpugova S.A., Pol'kin V.V., Yausheva E.P., Chernov D.G., Odintsov S.L., Burlakov V.D., Arshinov M.Yu., Tolev G.A., Savkin D.E., Fofonov A.V., Gladkikh V.A., Kamardin A.P., Belan D.B., Grishaev M.V., Belov V.V., Afonin S.V., Balin Yu.S., Kokhanenko G.P., Penner I.E., Samoiloва S.V., Antokhin P.N., Arshinova V.G., Davydov D.K., Kozlov A.V., Pestunov D.A., Rasskazchikova T.M., Simonenkov D.V., Sklyadneva T.K., Tolmachev G.N., Belan S.B., Shmargunov V.P., Voronin B.A., Serdyukov V.I., Polovtseva E.R., Vasil'chenko S.S., Tikhomirova O.V., Ponomarev Yu.N., Romanovskii O.A., Sinitsa L.N., Marichev V.N., Makarova M.V., Safatov A.S., Kozlov A.S., Malyshekin S.B., Maksimova T.A. Instrumentation complex for comprehensive study of atmospheric parameters // *Int. J. Remote Sens.* 2014.

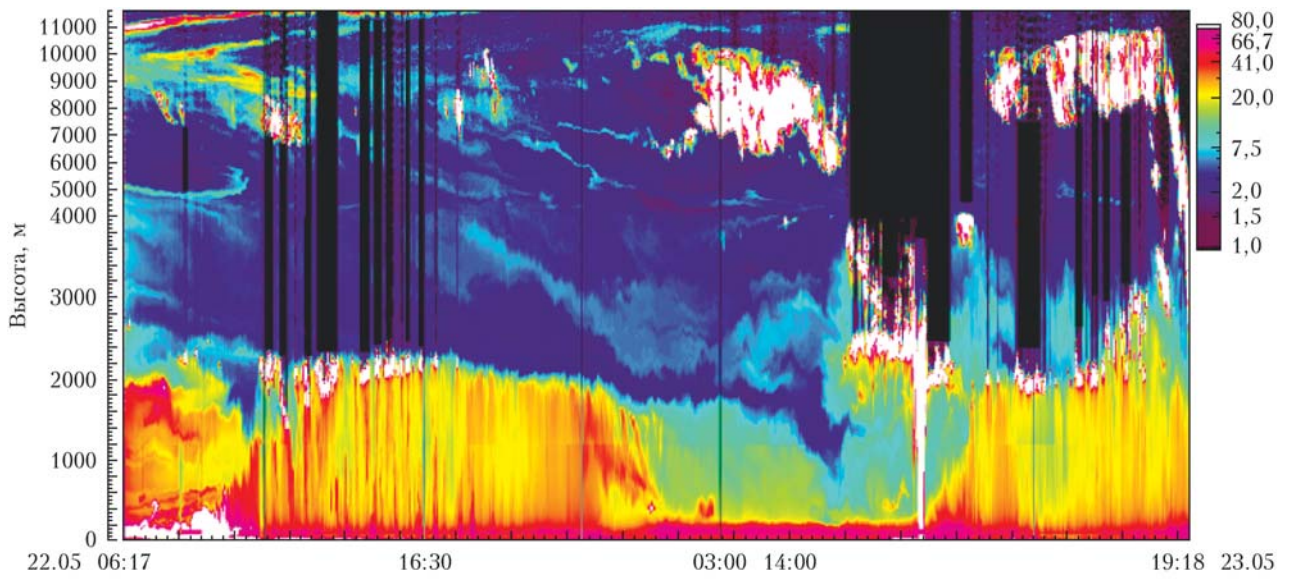
V. 35, N 15. P. 5651–5676. DOI: 10.1080/01431161.2014.945015.

28. Müller D., Mattis I., Ansmann A., Wehner B., Althausen D., Wandinger U., Dubovik O. Closure study on

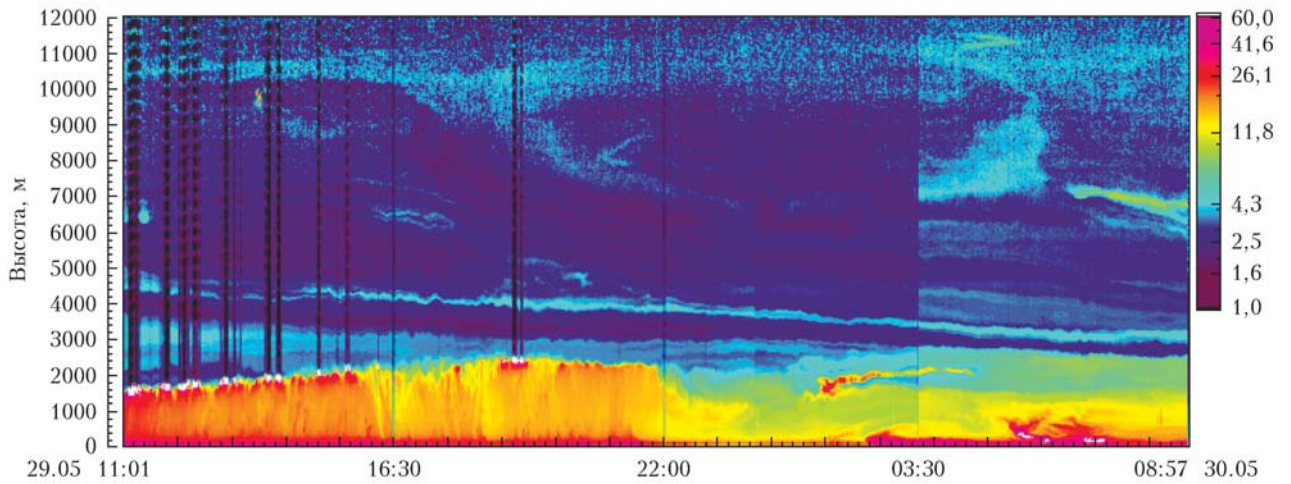
optical and microphysical properties of a mixed urban and Arctic haze air mass observed with Raman lidar and Sun photometer // J. Geophys. Res. 2004. V. 109. D13206. DOI: 10.1029/2003JD004200.

*S.V. Samoilova, Yu.S. Balin, G.P. Kokhanenko, I.E. Penner.* **Troposphere aerosol layers: homogeneity in the altitude distribution of the aerosol optical and microphysical characteristics.**

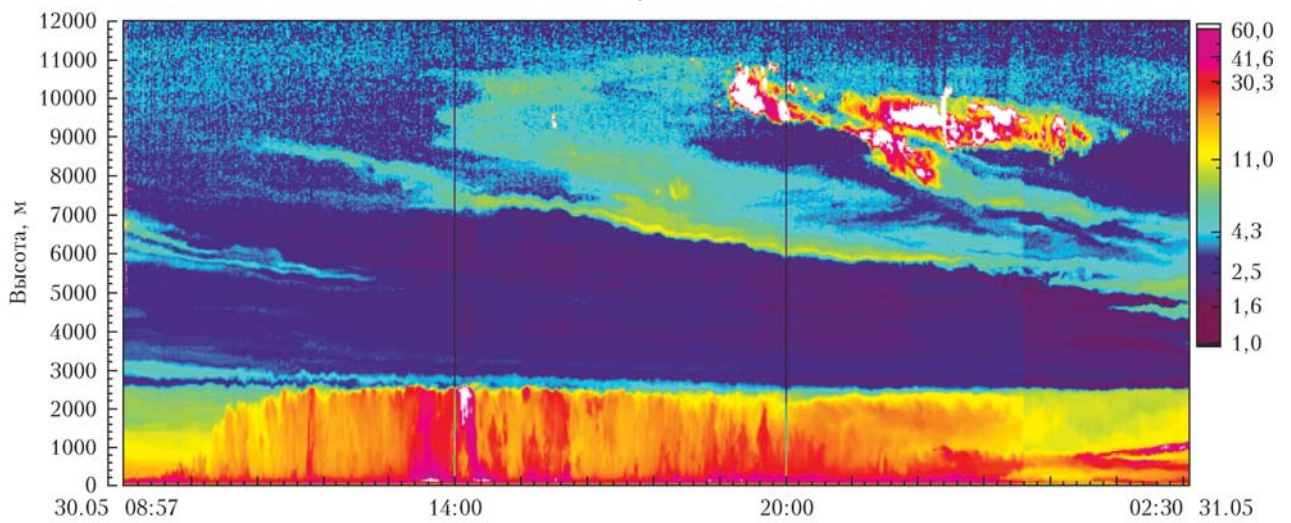
Correlation between the vertical distribution of tropospheric aerosol and the direction of air mass transfer at different heights is studied on the basis of regular lidar observations in Tomsk (56°N, 85°E). Joint interpretation of the data of 110 sessions of lidar measurements and simulation of 10-day back trajectories of air mass (AM) movement has shown that in 72% of observation the advection direction changes in height no more than once, and it occurs at the boundary of the main scattering layers – the boundary layer and the free troposphere. The direction changes more than once at movement of AM into the free troposphere in spring and summer (11% of observations). It seems impossible to determine the prevalent direction of transfer in the remaining 17% of observations. The change of all lidar characteristics when passing from one layer to another is observed in practically all nighttime sessions of measurements.



*a*



*б*



*в*

Рис. 5. Пространственно-временное изменение отношения рассеяния на длине волны 1064 нм 22 (*a*), 29 (*б*) и 30 (*в*) мая 2012 г.