

ДИСТАНЦИОННОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ, ГИДРОСФЕРЫ И ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ

УДК 551.510.42

Аэрозольные слои тропосферы: особенности вариации параметров аэрозоля при изменении направления адвекции воздуха

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

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

Поступила в редакцию 22.01.2020 г.

На основе данных многочастотного зондирования исследованы аэрозольные слои с различными рассеивающими и поглощающими свойствами. Проанализировано влияние адвекции воздуха на оптические и микрофизические параметры аэрозоля в нижней и средней тропосфере. Выяснено, что при северном направлении переноса наблюдаются низкие значения коэффициентов ослабления и обратного рассеяния, а также мнимой части показателя преломления и среднегеометрического радиуса мелких аэрозольных частиц; при южном направлении — высокие значения тех же параметров. Лидарное отношение и вклад мелкодисперсной фракции в суммарную концентрацию частиц, напротив, убывают при изменении направления переноса с севера на юг.

Ключевые слова: аэрозоль, лидар, пограничный слой, свободная тропосфера, оптические и микрофизические параметры; aerosol, lidar, boundary layer, free troposphere, optical and microphysical parameters.

Введение

Атмосферный аэрозоль является одной из наиболее изменчивых составляющих земной атмосферы. Адекватность климатических и радиационных моделей в значительной мере определяется надежностью данных об оптических и микрофизических свойствах аэрозоля. Разнообразие источников и стоков, химический состав аэрозольных частиц и высокая пространственно-временная изменчивость их свойств требуют комплексного подхода для получения обоснованных результатов интерпретации измерений.

В континентальных районах основная масса аэрозоля сосредоточена в нижней части тропосферы, в так называемом пограничном слое (ПС), состоящем из нескольких подслоев [1, 2]: нижнего (приземный слой), среднего (слой перемешивания) и верхнего (слой вовлечения). Наиболее динамичные процессы происходят в светлое время суток. Аэрозольные параметры верхнего подслоя ПС, а также свободной тропосферы, разделяющейся на среднюю (СТ, возможные локальные слои) и верхнюю (возможные кристаллические облака) части, формируются под влиянием дальнего горизонтального переноса. Неоднозначность их оценивания в среднем подслое ПС проявляется в невозможности разделить вклад от локальных и удаленных источников. Анализ соответствующих обратных траекторий перемещения

воздушной массы по данным HYSPLIT [3] помогает проследить предысторию формирования состава аэрозоля на различных высотах.

Исследования распределения аэрозоля над Западной Сибирью проводятся различными методами с борта самолета-лаборатории «Оптик» [4–8]. Проанализированы суточные, сезонные и годовые циклы в подслоях ПС, рассмотрены основные факторы, влияющие на вертикальную изменчивость содержания аэрозоля, и предложена параметризация для описания сезонной вариации аэрозольных параметров в нижней тропосфере [9–13]. Лидарные системы предназначены дополнить пассивные измерения активными, дающими в первую очередь подробную информацию о вертикальном распределении аэрозоля в тропосфере [14–18].

С марта 2006 г. в Томске (56° с.ш, 85° в.д.) проводятся регулярные измерения с помощью лидарной системы «ЛОЗА-С» в рамках проекта CIS-LiNet [18]. В дневное время система принимает сигналы, обусловленные упругим рассеянием (УР) на длинах волн $\lambda_{0i} = 355, 532$ (поляризационные измерения) и 1064 нм. В ночное время дополнительно регистрируются сигналы комбинационного рассеяния (КР) на двух смещенных длинах волн $\lambda_{Ri} = 387$ и 607 нм. Такой набор данных позволяет оценивать три коэффициента обратного рассеяния $\beta_{aer}(\lambda_{0i})$, $\lambda_{0i} = 355, 532, 1064$ нм и два коэффициента ослабления $\sigma_{aer}(\lambda_{0i})$, $\lambda_{0i} = 355, 532$ нм — система (3 + 2). Погрешности определения оптических коэффициентов для подобной системы в европейской сети [16] максимальны в УФ-области и составляют ~20% (σ_{aer}) и ~10% (β_{aer}) для ПС [19]; алгоритмические возможности проанализированы в [20].

* Светлана Викторовна Самойлова (ssv@seversk.tomsknet.ru); Юрий Степанович Балин (balin@iao.ru); Григорий Павлович Коханенко (kokh@iao.ru); Сергей Владимирович Насонов (nsvtsk@gmail.com); Иоганес Эрнстович Пеннер (penner@iao.ru).

Спектральный набор оптических коэффициентов и неопределенность их оценивания позволяют по ночным измерениям восстанавливать высотные профили микрофизических характеристик: 1) комплексного показателя преломления ($m = m_{\text{real}} + i \cdot m_{\text{image}}$); 2) функции распределения частиц по размерам ($U(r) = U_{\text{fine}}(r) + U_{\text{coarse}}(r)$, r – радиус частиц). Первые исследования были основаны на теории Ми [21], аэрозоль моделировался как полидисперсная система однородных сферических частиц [22–26]. В последних работах [27–34] рассматриваются особенности $m + U(r)$ для различных типов аэрозоля, в том числе и для сферондов [35]. Набор микрофизических параметров – составляющие m и счетная/площадная/объемная концентрация частиц, интегральные параметры $U(r)$ – является стандартом при интерпретации данных системы (3 + 2). Согласно [31, 34] абсолютные погрешности восстановления m составляют $\pm 0,1$ для действительной и $\pm 0,01$ для мнимой частей.

В [36] исследовалась связь между границами слоев тропосферного аэрозоля, полученных по данным «ЛОЗА-С» (всего 110 сеансов измерений в разное время суток), и направлением переноса воздушных масс (ВМ) на различных высотах по данным HYSPLIT. Основным результатом [36] показывает, что для 79 реализаций смена направления переноса воздуха происходит не более одного раза и строго на границах основных слоев тропосферы – пограничного слоя или слоя средней тропосферы. Цель настоящей работы состоит в том, чтобы для данных слоев определить влияние адвекции воздуха на оптические и микрофизические характеристики аэрозоля.

1. Возможности и ограничения интерпретации измерений

Основные характеристики системы «ЛОЗА-С» приводятся в [37–39]. В лидаре используется ND:YAG-лазер, излучающий на основной, второй и третьей гармониках, и приемные телескопы диаметром 300 мм для дальней зоны (1–15 км) и 40 мм – для ближней (0,1–1,5 км). Методика сшивания сигналов ближней и дальней зон [40] позволяет определять оптические коэффициенты начиная с высоты 300–400 м над поверхностью Земли. Верхний предел зондирования в ночное время при накоплении сигнала в течение 30 мин составляет 15 км для $\beta_{\text{aer}}(\lambda_{0i}, h)$ и 10 км для $\sigma_{\text{aer}}(\lambda_{0i}, h)$.

УР-сигналы и оптические коэффициенты для двухкомпонентной среды связаны системой лидарных уравнений

$$P(\lambda_{0i}, h) = \frac{P_0}{z^2} [\beta_{\text{mol}}(\lambda_{0i}, h) + \beta_{\text{aer}}(\lambda_{0i}, h)] \times \exp \left\{ -2 \int_{h_0}^h [\sigma_{\text{mol}}(\lambda_{0i}, z') + \sigma_{\text{aer}}(\lambda_{0i}, h')] dh' \right\}, \quad (1)$$

где $P(\lambda_{0i}, h)$ – мощность сигнала, обусловленного молекулярным и аэрозольным рассеянием; $\beta_{\text{mol}}(\lambda_{0i}, h)$

и $\beta_{\text{aer}}(\lambda_{0i}, h)$ – коэффициенты обратного рассеяния; $\sigma_{\text{mol}}(\lambda_{0i}, h)$ и $\sigma_{\text{aer}}(\lambda_{0i}, h)$ – коэффициенты ослабления на длине волны λ_{0i} ; P_0 – аппаратная постоянная. Характеристики молекулярного рассеяния могут быть рассчитаны по измеряемым с помощью зондов либо модельным высотным профилям температуры и давления. Каждое из уравнений системы (1) содержит две неизвестные величины – $\beta_{\text{aer}}(\lambda_{0i}, h)$ и $\sigma_{\text{aer}}(\lambda_{0i}, h)$. Если под σ_{aer} подразумевать не «истинный» коэффициент, а $\sigma_{\text{aer}}(\lambda_{0i}, h) = Lr_{\text{aer}}(\lambda_{0i}) \cdot \beta_{\text{aer}}(\lambda_{0i}, h)$ (где Lr_{aer} – *a priori* задаваемое среднее по слою лидарное отношение), решение (1) имеет вид [41, 42]:

$$\beta_{\text{aer}}(\lambda_{0i}, h) = -\beta_{\text{mol}}(\lambda_{0i}, h) + \psi(\lambda_{0i}, h) \left[\frac{\psi(\lambda_{0i}, h_*)}{\beta_{\text{aer}}(\lambda_{0i}, h_*) + \beta_{\text{mol}}(\lambda_{0i}, h_*)} + 2 \int_h^{h_*} Lr_{\text{aer}}(\lambda_{0i}) \psi(\lambda_{0i}, h') dh' \right]^{-1}, \quad (2)$$

где

$$\psi(\lambda_{0i}, h) = P(\lambda_{0i}, h) h^2 \times \exp \left\{ 2 \int_h^{h_*} [Lr_{\text{aer}}(\lambda_{0i}) - Lr_{\text{mol}}(\lambda_{0i})] \beta_{\text{mol}}(\lambda_{0i}, z') dz' \right\}.$$

Корректность (2) определяется: 1) точностью задания значений $\beta_{\text{aer}}(\lambda_{0i}, h_*)$ и $\sigma_{\text{aer}}(\lambda_{0i}, h_*)$ в калибровочной точке h_* ; 2) правдоподобностью используемого спектрального хода лидарного отношения. Особенности накопления аэрозоля в ПС и свободной атмосфере предопределяют различные значения $Lr_{\text{aer}}(\lambda_{0i})$ в каждом из слоев.

Наличие КР-каналов позволяет дополнить (1) уравнениями:

$$P(\lambda_{\text{Ri}}, h) = \frac{P_{\text{Ri}}}{h^2} \beta_{\text{aer}}(\lambda_{\text{Ri}}, h) \times \exp \left\{ - \int_0^h [\sigma_{\text{mol}}(\lambda_{0i}, h') + \sigma_{\text{aer}}(\lambda_{0i}, h') + \sigma_{\text{mol}}(\lambda_{\text{Ri}}, h') + \sigma_{\text{aer}}(\lambda_{\text{Ri}}, h')] dh' \right\}. \quad (3)$$

Совместное решение (1) и (3) дает возможность одновременно определять коэффициенты обратного рассеяния и ослабления в видимом и УФ-диапазонах. После преобразования (1) и (3) к виду

$$\Psi(\lambda_{0i}, h, h_*) = \frac{P(\lambda_{0i}, h) h^2}{P(\lambda_{0i}, h_*) h_*^2} [\beta_{\text{aer}}(\lambda_{0i}, h_*) + \beta_{\text{mol}}(\lambda_{0i}, h_*)] \times \exp \left\{ -2 \int_h^{h_*} \sigma_{\text{mol}}(\lambda_{0i}, h') dh' \right\},$$

$$\Psi(\lambda_{Ri}, h, h_*) = \frac{P(\lambda_{Ri}, h)h^2 \beta(\lambda_{Ri}, h_*)}{P(\lambda_{Ri}, h_*)h_*^2 \beta(\lambda_{Ri}, h)} \times \exp \left\{ - \int_h^{h_*} [\sigma_{\text{mol}}(\lambda_{0i}, h') + \sigma_{\text{mol}}(\lambda_{Ri}, h')] dh' \right\}$$

профили оптических параметров могут быть получены из соотношений

$$\sigma_{\text{aer}}(\lambda_{0i}, h) = \frac{d}{dh} \left[\frac{1}{1+\mu} \ln \Psi(\lambda_{Ri}, h, h_*) \right] = \frac{d}{dh} \tau_{\text{aer}}(\lambda_{0i}, h), \quad (4a)$$

$$\beta_{\text{aer}}(\lambda_{0i}, h) = -\beta_{\text{mol}}(\lambda_{0i}, h) + \frac{\Psi(\lambda_{0i}, h, h_*)}{[\Psi(\lambda_{Ri}, h, h_*)]^{2/(1+\mu)}}, \quad (4б)$$

$$Lr_{\text{aer}}(\lambda_{0i}, h) = \sigma_{\text{mol}}(\lambda_{0i}, h) / \beta_{\text{mol}}(\lambda_{0i}, h), \quad (4в)$$

где $\mu = [\lambda_{0i} / \lambda_{Ri}]^{4\sigma_{\text{aer}}}$; $A\sigma_{\text{aer}}$ — параметр Ангстрема для σ_{aer} . Отметим, что погрешности восстановления коэффициента ослабления обусловлены точностью используемых методов численного дифференцирования.

Поскольку численное дифференцирование экспериментальных данных является некорректно поставленной задачей, традиционно для обеспечения устойчивости решения используются априорные предположения об ожидаемых свойствах искомого σ_{aer} . Стандартные погрешности определения оптических коэффициентов для систем (3+2) максимальны в УФ-области и составляют ~20% (σ_{aer}) и ~10% (β_{aer}) в ПС [19]. Абсолютные величины — коэффициенты ослабления и обратного рассеяния — значительно варьируются по трассе зондирования, поэтому при интерпретации КР-сигналов целесообразно вводить ограничения на лидарное отношение, а не на коэффициент ослабления, и использовать $Lr_{\text{aer}}(\lambda_{0i}, h)$ в качестве искомой функции при дифференцировании. Эта идея, впервые в явном виде сформулированная в [43], приводит к меньшим погрешностям при обработке КР-сигналов. Используемый нами алгоритм позволяет снизить неопределенность до ~10% (σ_{aer}) и ~5% (β_{aer}), в том числе и для СТ [44].

Оптические коэффициенты связаны с показателем преломления и функцией распределения частиц по размерам системой линейных интегральных уравнений:

$$\int_{r_{\text{min}}}^{r_{\text{max}}} K_j(m, r, h) U(r, h) dr + \varepsilon_j^{\text{meas}}(h) = g_j^{\text{meas}}(h), \quad (5)$$

где $g_j^{\text{meas}}(h)$ задают набор измеряемых коэффициентов для соответствующей длины волны; $\varepsilon_j^{\text{meas}}(z)$ — погрешности измерений; $U(r, h)$ — бимодальная функция распределения частиц по размерам; $K_j(m, r, h)$ — ядра уравнений, зависящие от показателя преломления. Особенности восстановления функции распределения (при известном или уже определенном показателе преломления) связаны с информационной недостаточностью лидарных измерений для грубодисперсной фракции. Метод статистической регу-

ляризации позволяет корректно оценивать $U(r)$ для среднегеометрического радиуса крупных частиц до 3 мкм и правдоподобно ее реконструировать выше 3 мкм; подробности приведены в [45] и разд. 2, 4 [46]. Совместное определение $m + U(r)$ сводится к прямой минимизации функционала невязки на всей плоскости физически обоснованных значений ($m_{\text{real}}, m_{\text{image}}$) и без каких-либо дополнительных априорных предположений [23, 25–29, 31, 32, 46, 47]:

$$\Phi_1(m) = \left\| g_j^{\text{meas}} - g_j^{\text{calc}}(m) \right\| = \frac{1}{5} \sum_{j=1}^5 \left| \frac{g_j^{\text{meas}} - g_j^{\text{calc}}(m)}{g_j^{\text{meas}}} \right| \cdot 100\%. \quad (6)$$

В каждой точке на плоскости ($m_{\text{real}}, m_{\text{image}}$) по одному набору $m = m_{\text{real}} + i \cdot m_{\text{image}}$ рассчитываются ядра уравнений (5), оценивается $U(r)$ и по (6) определяются значения функционала невязки, который, с одной стороны, зависит от измеряемых оптических коэффициентов g_j^{meas} , а с другой — от тех же коэффициентов, но рассчитанных по восстановленным микрофизическим характеристикам — $g_j^{\text{calc}}(m)$.

Для системы «ЛОЗА-С» при решении обратной задачи используются следующие приближения: 1) сферические частицы; 2) среднее по спектру значение показателя преломления; 3) единое для различных фракций $U(r)$ значение m . Область изменения определяемого m_{image} (показателя поглощения) разделяется на три области: $m_{\text{image}} < 0,015$; $0,015 \leq m_{\text{image}} \leq 0,035$; $m_{\text{image}} > 0,035$. В первой и третьей областях задача решается корректно. Проблема кроется во второй области: возможная ложность глобального минимума (6) приводит к значимым ошибкам составляющих m , а также к неверному заданию ядер системы (5) и деформации обеих мод восстанавливаемой $U(r)$. Во второй области целесообразно сопоставлять различные функционалы невязки, например зависящие от всех оптических коэффициентов (6) (или от спектрального хода лидарного отношения) либо только от параметров Ангстрема A для коэффициентов обратного рассеяния [47]:

$$\Phi_2(m) = 0,5 \sum_{j=1}^2 \left| \frac{A_j^{\text{meas}} - A_j^{\text{calc}}(m)}{A_j^{\text{meas}}} \right| \cdot 100\%. \quad (7)$$

В глобальном минимуме функционалы дают близкие значения одной из компонент показателя: $m_{\text{real}}^{\text{est}}(\Phi_1) \approx m_{\text{real}}^{\text{est}}(\Phi_2)$ (слабое поглощение) и $m_{\text{image}}^{\text{est}}(\Phi_1) \approx m_{\text{image}}^{\text{est}}(\Phi_2)$ (сильное поглощение). Несоответствие $\Phi_i(m)$ выражено для среднего поглощения: область минимумов (6) проявляется при одновременном возрастании составляющих показателя преломления, а (7) — при убывании m_{real} с возрастанием m_{image} . Совмещение $\Phi_i(m)$ приводит к существенному сужению области допустимых значений m и, следовательно, к правдоподобному восстановлению функции распределения; подробности представлены в разд. 4 [46] и [47]. В частности, абсолютные погрешности восстановления показателя преломления снижаются до $\pm 0,025$ для m_{real} , $\pm 0,0025$ для m_{image} .

Разработанные алгоритмы используются при интерпретации регулярных лидарных измерений.

2. Сеансы зондирования 22 и 23 июня 2015 г.

Непрерывный цикл лидарных измерений проводился с 21 (09:00 по местному времени) по 24 (17:30) июня 2015 г. До вечера 22 июня северо-западное направление переноса воздуха от приземного слоя до нижней стратосферы не менялось, т.е. на разных высотах воздушная масса перемещалась с различной скоростью, но по совпадающим траекториям. В верхней части рис. 1 показано, что в ночь с 22 на 23 июня в слое средней тропосферы на горизонтальный перенос дополнительно накладывалась локальная циркуляция. Нижняя часть рис. 1 иллюстрирует сохранение северо-западной адвекции в нижних слоях для ночи с 23 на 24 июня, однако выше 3 км аэрозоль уже доставлялся с преобладанием юго-западного направления переноса.

На рис. 2 и 3 (цв. вставка) приведена пространственно-временная структура аэрозоля. Верхняя часть рисунков иллюстрирует вариации отношения рассеяния $P_{\text{aer} + \text{clo}}/P_{\text{mol} + \text{aer} + \text{clo}}$ ($\lambda_0 = 1064$ нм) в тропосферных слоях, а в нижней части представлены профили относительной влажности $Rh(h)$, потенциальной температуры $Td(h)$ и $\beta_{\text{aer}}(532, h)$, полученные по одновременному зондированию. Параллельные зондовые измерения температуры и давления дают возможность корректно определять молекулярные компоненты в уравнениях (2), (4). Аэрозольный коэффициент обратного рассеяния оценивается согласно (2) с *a priori* заданным лидарным отношением; его вариации при фиксированных величинах $Lr_{\text{aer}}(532) = 30$ (фоновый аэрозоль) или 80 ср (аэрозольные загрязнения антропогенного или природного происхождения) [15] приведены на рис. 2 и 3.

Скачкообразная изменчивость метеорологических и оптических параметров проявляется только при переходе от слоя к слою, что позволяет определять границы каждого слоя и его внутренние особенности. Для 22 июня нижний слой соответствует ПС и совпадает со слоем перемешивания. Еще два слоя, вышележащие и снижающиеся со временем, расположены в СТ. Утром 23 июня происходит объединение различных слоев, и соответствующие результаты уже не столь однозначно поддаются интерпретации.

Например, невозможно однозначно определить верхнюю границу пограничного слоя и, следовательно, верхнюю границу нижней тропосферы днем 23 июня (рис. 3). В частности, для интервала 12:00–13:00 можно выбрать два значения $H_{\text{ПС}} = 1,2$ или 2,8 км. Неопределенность оценки $H_{\text{ПС}}$ по лидарным измерениям известна давно (см., например, [48–50]). Отметим только, что флуктуации $P_{\text{aer} + \text{clo}}/P_{\text{mol} + \text{aer} + \text{clo}}$ в слое перемешивания выражены в основном по горизонтали, а вышележащих слоях – по вертикали.

Для измерений в 19:00–20:00 22 июня (рис. 2) относительно высокая величина аэрозольной опти-

ческой толщи $\tau_{\Sigma}(532) = \tau_{\text{aer}}(532) = \int Lr_{\text{aer}/\text{clo}}(532) \times \beta_{\text{aer}/\text{clo}}(532, h) dh$ при $h = 0,1–12,5$ км обусловлена высокими значениями коэффициента обратного рассеяния для облачного слоя в верхней тропосфере. Однако высокие значения $\tau_{\Sigma}(532) = 0,316$ в 18:00–19:00 23 июня (рис. 3) при отсутствии облаков объяснить сложнее. Одна из возможных причин – это вариации аэрозольных параметров в слое перемешивания, $\tau_{\text{aer}}(532, h = 0,1–2,2 \text{ км}) = 0,242$. Увеличение влажности в слое $h = 1,6–1,8$ км в период времени 18:00–19:00 до значений $Rh = 91,6\%$, даже при учете возможного фазового перехода вещества частиц, обуславливающего резкий рост коэффициента рассеяния [51], не объясняет однородные высокие значения $\beta_{\text{aer}}(532, h)$ при $h < 1,8$ км. С одной стороны, с 04:00 24 июня облачная структура постепенно заполнила всю СТ, что привело к дождю после 17:00, и цикл завершился. С другой стороны, если для оценки β_{aer} по формуле (2) изменить априорные значения Lr_{aer} , оптическая толщина τ_{aer} уменьшится до 0,16 ($Lr_{\text{aer}} = 30$ ср) или возрастет до 0,29 ($Lr_{\text{aer}} = 80$ ср).

На рис. 4 приведены восстановленные профили аэрозольных параметров по ночным лидарным измерениям. Слева показаны абсолютные величины $\beta_{\text{aer}}(\lambda_{0i}, h)$ и $\sigma_{\text{aer}}(\lambda_{0i}, h)$, справа – относительные, не зависящие от суммарной концентрации частиц лидарное отношение и параметры Ангстрема $A\sigma_{\text{aer}}(\lambda_{0i}/\lambda_{0j}, h)$ и $A\beta_{\text{aer}}(\lambda_{0i}/\lambda_{0j}, h)$. Левые рисунки иллюстрируют часовые изменения коэффициента обратного рассеяния на $\lambda = 532$ нм: 22 июня проявляется незначительное снижение границ слоев средней тропосферы; 23 июня выделяется резкий подъем значений $\beta_{\text{aer}}(532, h)$ в диапазоне высоты от 0,8 до 1,2 км. Чтобы объединить зондовые (известная молекулярная компонента) и лидарные (оцениваемая по (4) аэрозольная компонента) данные, на остальных рисунках представлены результаты интерпретации сеансов зондирования от 00:00 до 01:00. Оптические коэффициенты в верхней части рис. 4 сопоставимы с наблюдаемыми при северо-западном направлении переноса ВМ; результаты будут показаны в разд. 3, табл. 2. Для нижней части рис. 4 абсолютные величины выше приблизительно в 2 раза, но относительные параметры для обоих сеансов согласуются с результатами, полученными при северо-западной адвекции воздуха. В частности, величины Lr_{aer} , $A\sigma_{\text{aer}}$, $A\beta_{\text{aer}}$ в слое средней тропосферы (22 июня, $h = 2,15–3,25$ км) и верхней части ПС (23 июня, $h = 1,8–2,8$ км) близки и соответствуют единым обратным траекториям (см. рис. 1).

Относительные параметры имеют узкий диапазон изменения значений (по сравнению с β_{aer} и σ_{aer}) и связаны с микрофизическими характеристиками. Спектральный ход коэффициента ослабления чувствителен к изменению вклада мелких частиц в объемную концентрацию $V_{\text{fine}}/V_{\text{total}} = V_{\text{fine}}/(V_{\text{fine}} + V_{\text{coarse}})$. Искомая величина определяется по восстановленной функции распределения: $V_{\text{fine}} = \int U_{\text{fine}}(r) dr/r$, $0,04 < r < < 0,6$ мкм; $V_{\text{coarse}} = \int U_{\text{coarse}}(r) dr/r$, $0,6 < r < 10$ мкм.

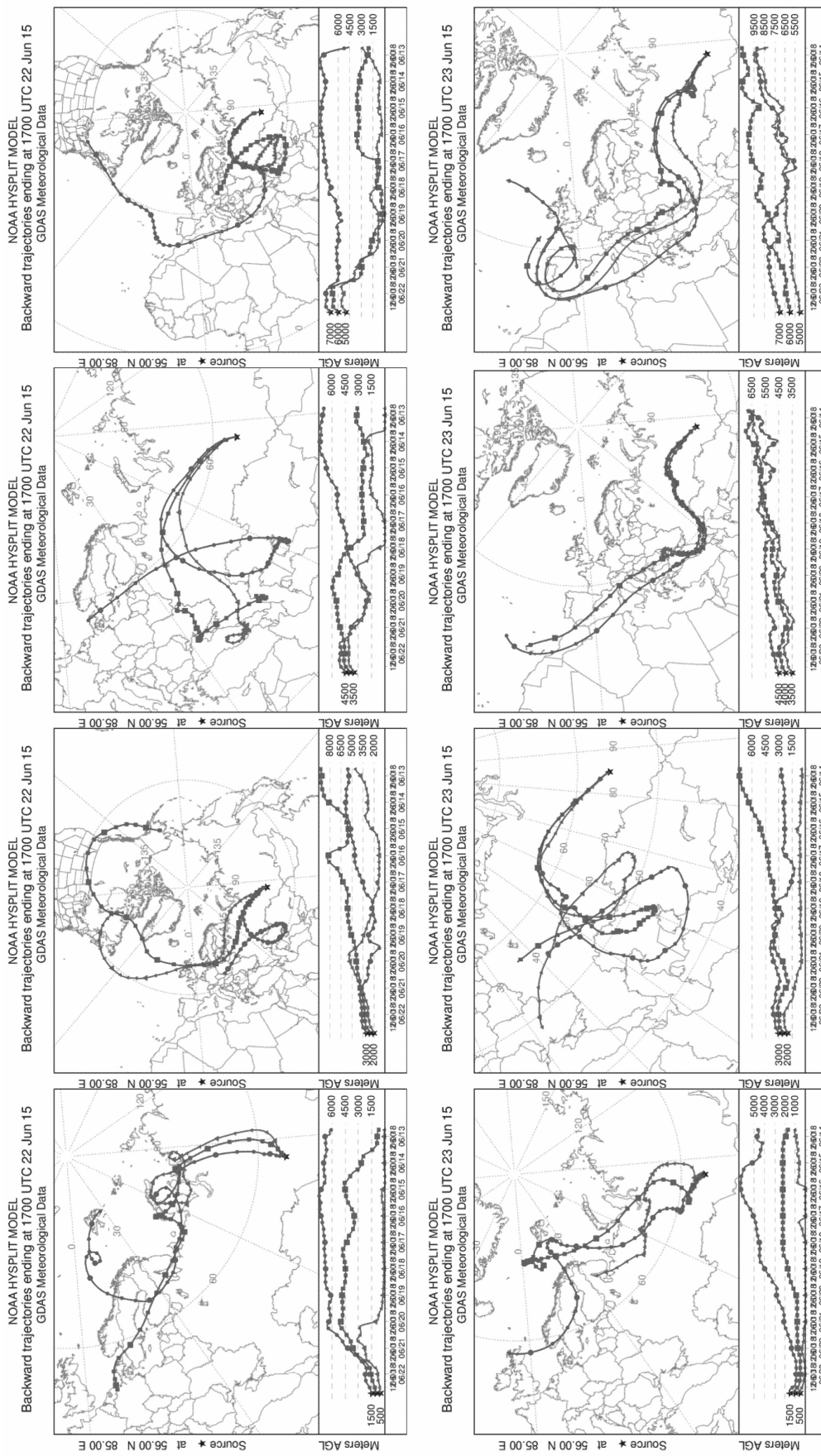


Рис. 1. Обратные траектории переноса воздушных масс в Томск на различных высотах тропосферы на 24:00 по местному времени 22 (верхняя часть) и 23 (нижняя часть) июня 2015 г.

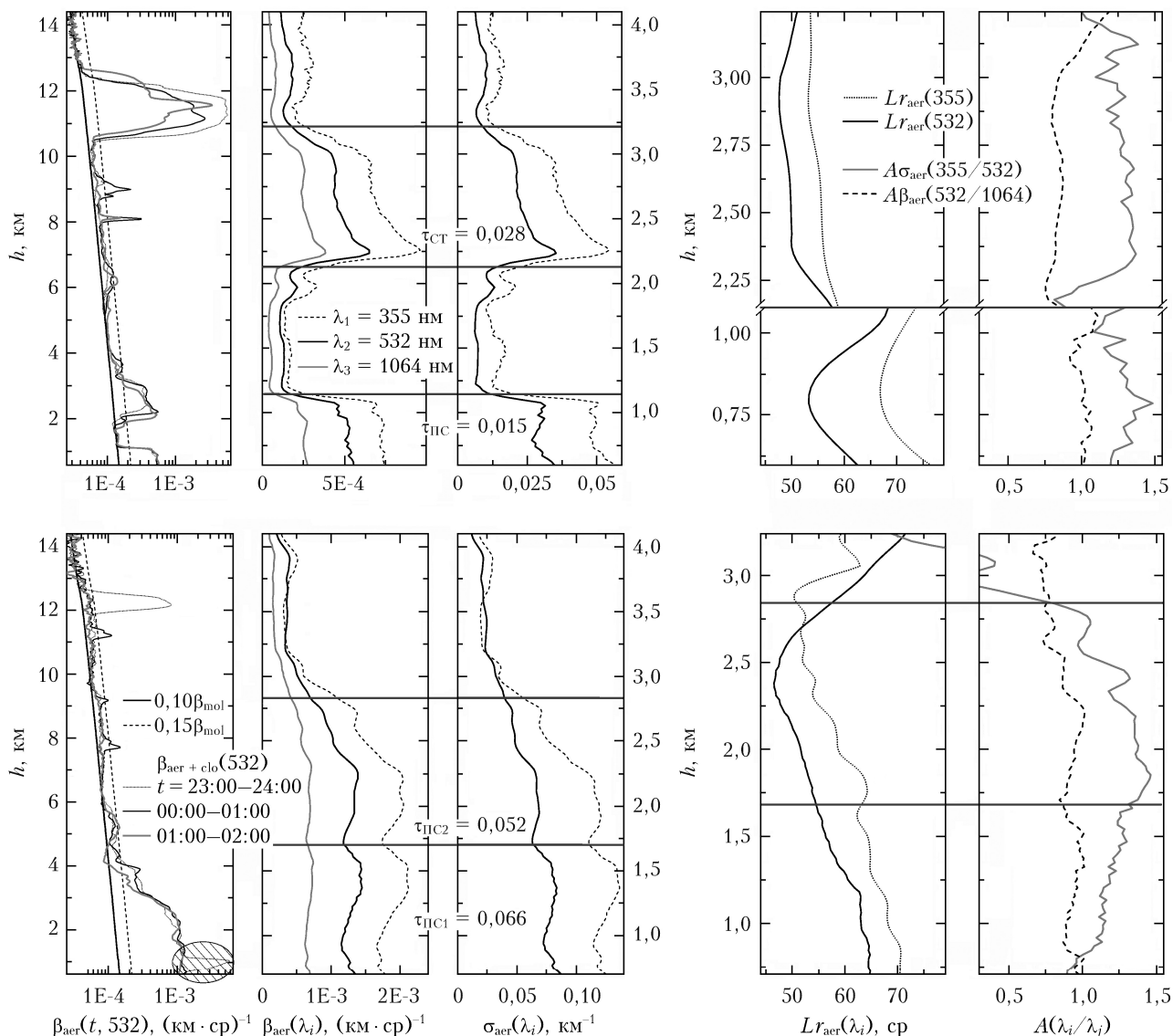


Рис. 4. Средние профили оптических параметров аэрозоля, восстановление из данных ночным измерениям с 22 на 23 (верхняя часть) и с 23 на 24 (нижняя часть) июня 2015 г. с 00:00 до 01:00 по местному времени

Однако параметр $A\sigma_{\text{aer}}$ малочувствителен к изменению среднего радиуса мелких частиц R_{fine} , а также практически не зависит от показателя преломления [52, 53]. Спектральный ход коэффициента обратного рассеяния, напротив, связан с R_{fine} и не зависит от $V_{\text{fine}}/(V_{\text{fine}} + V_{\text{coarse}})$; основная особенность — эффективность использования $A\beta_{\text{aer}}$ при построении функционалов для корректной оценки m [31, 32, 46, 47].

Профили микрофизических параметров аэрозоля, определяемые по часовым сеансам ночного зондирования, показаны на рис. 5; в его левой части приведены результаты одновременного оценивания компонентов $m(h)$ и двух параметров $U(r, h)$ при совмещении функционалов (6) и (7). Изменение формы функции распределения, восстанавливаемой методом статистической регуляризации, приведено в правой части рисунка. Аэрозольные микрофизические параметры сопоставимы с наблюдаемыми

при северо-западном направлении переноса воздуха для ПС и нижнего слоя СТ 22 июня, а также верхней части ПС 23 июня (см. разд. 3, табл. 4). Неоднозначность определения микрофизических характеристик проявляется в слое перемешивания для второго сеанса зондирования.

Используемые функционалы (6) и (7) дают близкие значения m_{real} в глобальных минимумах, что указывает на корректность определения действительной и слабой погрешности оценивания мнимой частей $m(h)$, а также отсутствие деформации в обеих модах восстанавливаемой $U(r, h)$. Но полученные профили «типичными» не являются: высокие значения лидарного отношения (> 60 ср на обеих длинах волн), проявляющиеся при северной/северо-западной адвекции воздуха, обычно соответствуют низким величинам m_{image} и высоким $m_{\text{real}} > 1,50$; подробности представлены в разд. 5 [47] и в разд. 3 настоящей работы. С другой стороны,

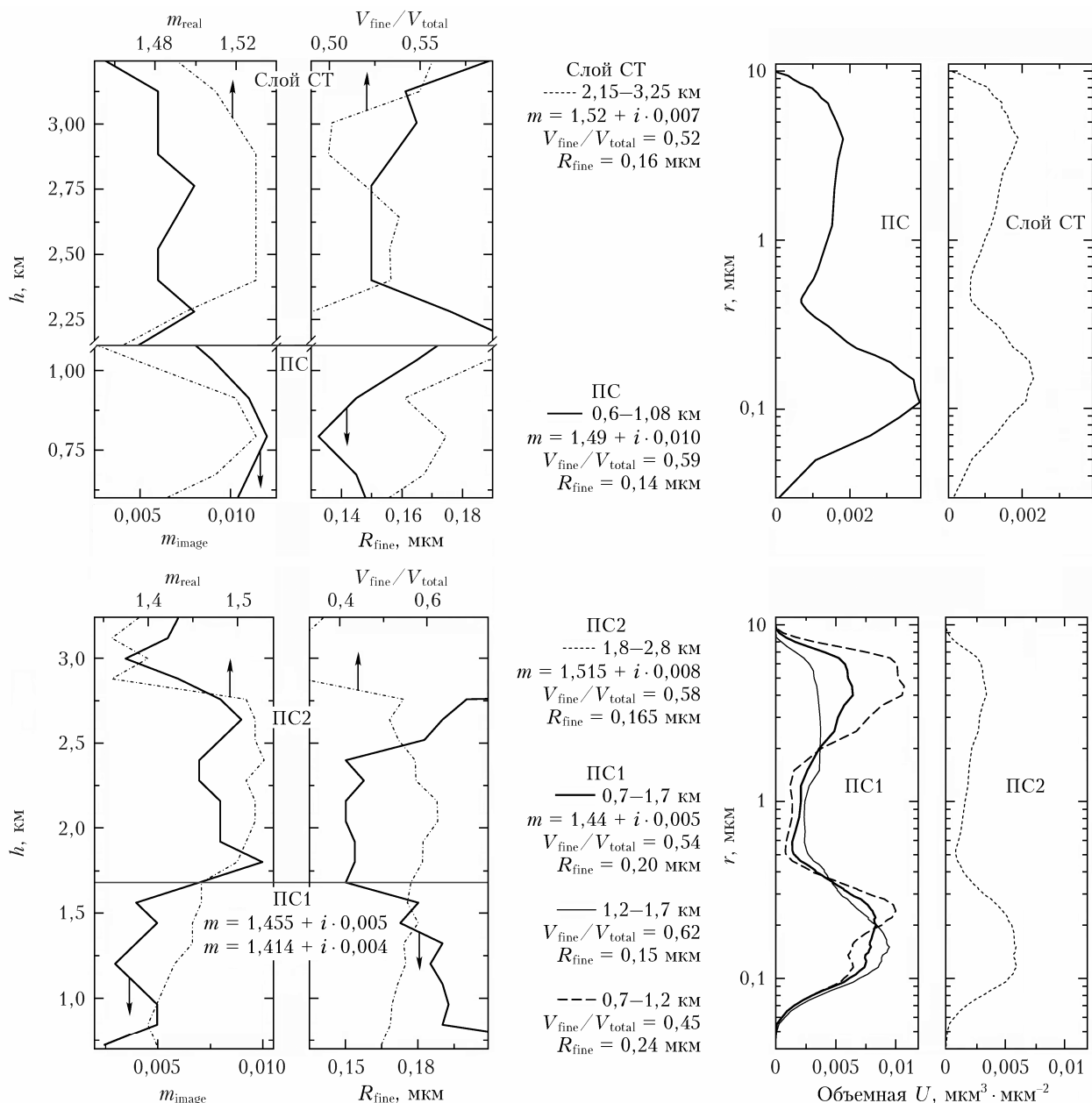


Рис. 5. Профили микрофизических характеристик аэрозоля, восстановленные из данных ночных измерений с 22 на 23 (верхняя часть) и с 23 на 24 (нижняя часть) июня 2015 г. с 00:00 до 01:00 по местному времени

возможный фазовый переход частиц вновь не дает однозначного объяснения, поскольку $Rh(h)$ возрастает от 64,2% ($0,80 \pm 0,05$ км) до 78,8% ($1,20 \pm 0,05$ км). Для обоснованного результата требуется анализ слоя $h = 1,0 \pm 0,2$ км (21:00–24:00) с привлечением данных других приборов (см., например, [28]). В нижней части слоя перемешивания ($h = 0,7–1,2$ км) правая часть рис. 5 показывает наличие двух типов частиц в мелкодисперсной фракции $U(r, h)$ со среднегеометрическими радиусами 0,11 и 0,24 мкм, и второй тип является доминирующим. Он соответствует низким значениям обеих составляющих показателя преломления и одновременно высоким величинам R_{fine} . Выше ($h = 1,2–1,7$ км) наличие двух типов частиц в мелкодисперсной фракции не проявляется;

R_{fine} уменьшается, m_{real} и $V_{\text{fine}}/(V_{\text{fine}} + V_{\text{coarse}})$ увеличиваются. На верхней границе слоя перемешивания параметры аэрозоля уже сопоставимы с результатами в верхней части ПС.

В настоящем разделе показаны возможные вариации оптических/микрофизических параметров при фиксированном направлении переноса ВМ. Отметим, что столь выраженное различие всех микрофизических характеристик внутри ПС (второй сеанс зондирования) наблюдается впервые, что приводит к необходимости разрабатывать новые алгоритмы определения $m + U(r)$ с учетом независимой изменчивости показателя преломления и дисперсного состава частиц каждой фракции бимодальной функции распределения.

3. Вариация аэрозольных параметров при разных направлениях адвекции воздуха

Регулярные сеансы зондирования в Томске разделяются на два периода. В первый (2006–2007 гг.) измерения проводились круглогодично, 2 раза днем и 1 раз ночью в течение недели, один сеанс за час наблюдений; коэффициент $\sigma_{\text{аер}}(\lambda_{0i}, h)$ корректно оценивался начиная с высоты $\sim 1,2\text{--}1,3$ км. Во второй период (2011–2017 гг.) расширились технические возможности системы и стали проводиться циклы непрерывных измерений в течение нескольких суток в теплое время года [38]. За указанные периоды проведено 70 сеансов зондирования в темное время суток: 17 «зимних» наблюдений, с октября по март, и 53 «летних» наблюдения, с апреля по сентябрь (табл. 1). Если не рассматривать «зимние» измерения и реализации, при которых наблюдались дымовые шлейфы лесных пожаров или плотные облака в нижней тропосфере, оптические коэффициенты оцениваются по 43 сеансам из 70. В настоящем разделе сопоставляется их изменчивость с разными направлениями адвекции воздуха по трассе зондирования.

Томск находится в зоне континентального климата умеренных широт, характеризующегося теплым летом и суровой зимой с устойчивым снежным покровом в течение 5–6 мес. Большие сезонные различия обусловлены в первую очередь глубоким проникновением холодного арктического воздуха, так называемый меридиональный тип циркуляции [54]. Зональный тип связан с адвекцией полярных (континентальных) ВМ из Северной (Центральной) Европы, которые приносят относительно теплую погоду зимой и прохладную летом, а также выраженные осадки. В теплый сезон зональный тип дополняется перемещением субтропических ВМ из Казахстана и Южной Европы; они характеризуются высокой температурой и низкой влажностью.

Схематичный вид обратных траекторий меридионального и зонального переноса приведен на рис. 6 (цв. вкладка). Разделение сеансов по разным типам циркуляции получено при анализе 10-суточных обратных траекторий; для индивидуального сеанса «оригинал» иллюстрирует рис. 1. Направление переноса до верхней тропосферы либо не меняется («моно» на рис. 6 соответствует модальной адвекции, см. разд. 2 [36]), либо меняется один раз по $H_{\text{ПС}}$ («би»). Исключение составляют четыре реализации: 9 апреля и 23 апреля 2007 г.,

12 мая и 2 июня 2012 г. Для них выше ПС направление меняется неоднократно («мульти»), что обусловлено выносом теплых ВМ в среднюю тропосферу. Отметим, что эти реализации учитываются при построении табл. 2, но не используются в табл. 4. Оставшиеся сеансы, 9 (ПС) и 6 (СТ), связаны с местной циркуляцией, проявляющейся в летний период. Из-за сильного прогрева подстилающей поверхности аэрозоль поднимается в вышележащие слои и циркулирует на обширных территориях Сибири; преобладающее направление переноса определить невозможно.

Средние значения (стандартные отклонения) оптических коэффициентов приведены в табл. 2. В пограничном слое они однозначно определяются при любом направлении переноса ВМ. В вышележащих слоях абсолютные величины $\beta_{\text{аер}}$ и $\sigma_{\text{аер}}$ слабее (см. рис. 2 и 3), что приводит к большей неопределенности получаемых результатов. Указанное в табл. 2 количество корректных реализаций связано в первую очередь с особенностями восстановления $\sigma_{\text{аер}}(532, h)$, поскольку оценивание $\beta_{\text{аер}}(532, h)$ численного дифференцирования не требует. Следует обратить внимание на значения коэффициентов (верхняя часть рис. 4) в диапазоне высот от 1,1 до 2,1 км. Оценить их обоснованность нелегко, так как обе величины меняются на порядок по трассе зондирования (нижняя часть рис. 2). Однако профили $\beta_{\text{аер}}$ и $\sigma_{\text{аер}}$ соответствуют маловероятным средним $Lr_{\text{аер}}(355, h = 1,1\text{--}2,1 \text{ км}) = 108$ ср и $Lr_{\text{аер}}(532, h = 1,1\text{--}2,1 \text{ км}) = 27$ ср. Корректное определение спектрального хода $Lr_{\text{аер}}(\lambda_{0i}, h)$ допустимо, если $\beta_{\text{аер}}(532) > 0,15\beta_{\text{мол}}(532)$. При меньших величинах дифференцирование КР-сигнала приводит к физически необоснованным значениям лидарного отношения, подробности представлены в [43, 44, 20].

В табл. 3 приведены результаты 11 сеансов зондирования, соответствующие северо-западной адвекции воздуха. Если для конкретной реализации на высоте $H_{\text{ПС}}$ происходит смена ВМ, северо-западному предшествует иное направление переноса. Значения коэффициента ослабления и лидарного отношения определяются по восстановленным по (4) профилям от нижней до верхней границ слоя СТ, указанных в четвертой колонке. Когда выполняется $\beta_{\text{аер}}(532) < 0,15\beta_{\text{мол}}(532)$, оценка $\sigma_{\text{аер}}$ и $Lr_{\text{аер}}$ признается ошибочной и полученные результаты не учитываются при построении табл. 2.

Анализ показывает различие между местной циркуляцией и другими типами переноса. Местный тип характеризуется максимальным разбросом значений оптических коэффициентов как внутри слоев,

Таблица 1

Количество ночных сеансов зондирования

Зима 2006–2007 гг.	Лето, год						
	2006	2007	2011	2012	2013	2015	2017
4 + 13	9 + 2*	10	4	8 + 2* + 3**	3 + 3**	4	5

* Дымовой шлейф удаленных лесных пожаров; ** выраженные облака в нижней тропосфере.

Таблица 2

Средние значения оптических параметров при соответствующем направлении переноса ВМ					
Тип циркуляции	Меридиональный	Зональный	Зональный	Зональный	Местный
<i>Вся тропосфера</i>					
Направление переноса ВМ	северо-восток	северо-запад	запад	юго-запад	не определимо
АОТ (532 нм)	$0,085 \pm 0,24$	$0,12 \pm 0,025$	$0,175 \pm 0,027$	$> 0,20$	$> 0,20$
<i>Пограничный слой</i>					
Сеансы, 43 из 43	10	10	7	7	9
$\beta_{\text{аер}}(532 \text{ нм}), (\text{км} \cdot \text{ср})^{-1}$	$5,65e-4$ ($2,42e-4$)	$7,18e-4$ ($2,67e-4$)	0,001 ($3,83e-4$)	$1,62e-3$ ($4,62e-4$)	$1,35e-3$ ($7,21e-4$)
$\sigma_{\text{аер}}(532 \text{ нм}), \text{км}^{-1}$	0,034 (0,014)	0,044 (0,016)	0,047 (0,019)	0,073 (0,022)	0,076 (0,039)
$Lr_{\text{аер}}(532 \text{ нм}), \text{ср}$	60,5 (3,2)	56,4 (2,7)	46,5 (6,7)	47,4 (3,5)	50,6 (9,8)
<i>Средняя тропосфера</i>					
Сеансы, 28 из 43	0 из 4 корректны*	7 из 11 корректны*	3 из 5 корректны*	12 из 17 = 13 + 4 корректны*	6 из 6 корректны*
$\beta_{\text{аер}}(532 \text{ нм}), (\text{км} \cdot \text{ср})^{-1}$	$1,33e-4$ ($8,76e-5$)	$2,65e-4$ ($1,04e-4$)	$3,16e-4$ ($1,94e-4$)	$2,47e-4$ ($1,23e-4$)	$1,44e-4$ ($9,05e-5$)
$\sigma_{\text{аер}}(532 \text{ нм}), \text{км}^{-1}$	—	0,017 (0,004)	0,016 (0,007)	0,013 (0,006)	7,33e-3 (0,004)
$Lr_{\text{аер}}(532 \text{ нм}), \text{ср}$	—	55,7 (3,82)	50,2 (4,69)	48,6 (7,51)	48,1 (5,83)

* $\beta_{\text{аер}}(532 \text{ нм}) > 0,15\beta_{\text{мол}}(532 \text{ нм})$.

Таблица 3

Значения параметров в средней тропосфере при северо-западном направлении переноса ВМ					
Дата	Адвекция в ПС	$H_{\text{ПС}}, \text{км}$	Границы слоя СТ, км	$\sigma_{\text{аер}}(532 \text{ нм}), \text{км}^{-1}$	$Lr_{\text{аер}}(532 \text{ нм}), \text{ср}$
15.05.2006 г.	северо-восток	2,1	2,8–6,0*	0,017 (0,002)	59,9 (5,70)
22.05.2006 г.	северо-запад	3,0	3,0–7,2*	0,022 (0,006)	61,6 (4,98)
26.06.2006 г.	местная циркуляция	3,3	3,7–5,1*	0,013 (0,001)	59,5 (2,35)
16.05.2012 г.	северо-восток	1,8	2,8–4,8**	—	—
22.05.2012 г.	северо-восток	1,8	2,0–4,2*	0,021 (0,003)	59,7 (4,74)
29.05.2012 г.	северо-восток	3,1	3,2–4,8**	—	—
03.04.2013 г.	запад	1,3	3,8–5,5*	0,010 (0,002)	54,8 (7,31)
23.04.2013 г.	северо-запад	2,2	3,3–4,7**	—	—
21.06.2015 г.	северо-запад	1,3	4,0–4,4**	—	—
22.06.2015 г.	северо-запад	1,2	2,0–3,2*	0,021 (0,006)	50,8 (3,52)
27.05.2017 г.	северо-запад	1,1	1,8–3,4*	0,014 (0,004)	55,3 (9,14)

* $\beta_{\text{аер}}(532 \text{ нм}) > 0,15\beta_{\text{мол}}(532 \text{ нм})$; ** $\beta_{\text{аер}}(532 \text{ нм}) \approx 0,15\beta_{\text{мол}}(532 \text{ нм})$.

так и при переходе от слоя к слою. Только для него при отсутствии облаков всегда выполняется $\beta_{\text{аер}}(532, h) \cong \text{const} \cdot \beta_{\text{мол}}(532, h)$, $\text{const} > 1,5$, что дает возможность корректной оценки $\sigma_{\text{аер}}$ и $Lr_{\text{аер}}$ во всей средней тропосфере. Но сопоставление результатов местной и арктической ВМ, близких по средним значениям $\beta_{\text{аер}}$, абсурдно, поскольку изменчивость $Lr_{\text{аер}}(532, h)$ внутри СТ составляет ± 3 ср для местного типа и возрастает до ± 50 ср для меридионального типа. Объективная статистическая значимость различия средних значений оптических характеристик при разных направлениях переноса может быть получена, если к данным табл. 2 применить критерий Стьюдента. Его результат показывает табл. 4, из данных которой следует, что оптические коэффициенты при северо-западном и северо-восточном направлениях переноса близки друг к другу, а коэф-

фициенты, полученные при юго-западной адвекции, достоверно отличаются от значений при северо-западном направлении.

В пограничном слое изменение направления переноса с севера на юг приводит к возрастанию $\beta_{\text{аер}}$, $\sigma_{\text{аер}}$ и убыванию $Lr_{\text{аер}}$. Для СТ абсолютные величины меняются слабо, но уменьшение лидарного отношения (табл. 4) сохраняется. Согласно [15, 55] $Lr_{\text{аер}}(532) \approx 60$ ср не соответствует фоновому (модель background, низкое поглощение, $m_{\text{image}} \approx 0,0001$) аэрозолю и может наблюдаться при естественном (polluted continental, низкое поглощение, $m_{\text{image}} \approx 0,006$) или антропогенном (dirty pollution, среднее поглощение, $m_{\text{image}} \approx 0,03$) загрязнении, а также при лесных пожарах (biomass burning, среднее поглощение, $m_{\text{image}} \approx 0,02$). С другой стороны, в [56] показано, что дымы удаленных пожаров

Таблица 4

Вероятность различия оптических параметров (%), полученных при северо-западном и юго-западном направлении переноса воздуха, по критерию Стьюдента

Тип циркуляции	Меридиональный	Зональный	Зональный	Местный
Направление переноса ВМ	северо-восток	запад	юго-запад	не определимо
<i>Пограничный слой</i>				
Сеансы, 43 из 43	10	7	7	9
$\beta_{\text{aer}}(532 \text{ нм})$	55	70	99	95
$\sigma_{\text{aer}}(532 \text{ нм})$	60	20	90	90
$Lr_{\text{aer}}(532 \text{ нм})$	85	99	99	85
<i>Средняя тропосфера</i>				
Сеансы, 28 из 43	0 из 4 корректны*	3 из 5 корректны*	12 из 17 = 13 + 4 корректны*	6 из 6 корректны*
$\beta_{\text{aer}}(532 \text{ нм})$	~85	30	20	85
$\sigma_{\text{aer}}(532 \text{ нм})$	—	20	75	97
$Lr_{\text{aer}}(532 \text{ нм})$	—	80	92	92

* $\beta_{\text{aer}}(532 \text{ нм}) > 0,15\beta_{\text{mol}}(532 \text{ нм})$.

соответствуют меньшему поглощению. Относительно высокие значения $Lr_{\text{aer}}(532)$ при северной адвекции воздуха сохраняются в разные годы, что приводит к необходимости статистического анализа микрофизических характеристик аэрозоля.

Совместное восстановление m и $U(r)$, согласно (6) + (7), для зондирования в теплое время года допустимо для 34 сеансов из 43 (см. табл. 1). Средние значения (отклонения) мнимой части показателя преломления и двух параметров функции распределения приведены в табл. 5. Для действительной части m показаны нижняя и верхняя граница среднего значения при фиксированном направлении переноса. Все результаты получены по средним оптическим коэффициентам и не учитывают вертикальную изменчивость параметров внутри слоя. При создании табл. 5 использовались 24 реализа-

ции; два типа переноса не учитывались по разным причинам: для местной циркуляции 5 из 9 сеансов в ПС и 4 из 6 в СТ принадлежат к измерениям 2006 г., а западное направление переноса занимает промежуточную позицию в зональном типе (см. табл. 4). В последней колонке табл. 5 приведена статистическая значимость различия микрофизических характеристик при северо-западной и юго-западной адвекции воздуха. Отметим, что обособленное разделение параметров в соседних секторах северной адвекции выходит за рамки настоящей работы; их совместное представление в табл. 5 лишь иллюстрирует близость средних значений искомых параметров.

При совпадающих обратных траекториях в пограничном слое и в средней тропосфере (мономодальный тип переноса) особенности параметров

Таблица 5

Средние значения микрофизических параметров, соответствующие сектору направления переноса ВМ

Тип циркуляции	Меридиональный	Зональный	Зональный	Различие*
Направление переноса ВМ	северо-восток	северо-запад	юго-запад	
<i>Пограничный слой</i>				
Сеансы, 24 из 24	9	9	6	
Функция распределения $V_{\text{fine}}/V_{\text{total}} = V_{\text{fine}}/(V_{\text{fine}} + V_{\text{coarse}})$	0,72 (0,08)	0,63 (0,06)	0,39 (0,06)	99%
Средний радиус R_{fine} , мкм	0,11 (0,010)	0,14 (0,015)	0,18 (0,025)	95%
Показатель преломления: действительная часть m_{real}	$1,57 \pm 0,03$	$1,54 \pm 0,04$	$1,50 \pm 0,06$	70%
мнимая часть m_{image}	0,007 (0,004)	0,011 (0,004)	0,019 (0,006)	95%
<i>Средняя тропосфера</i>				
Сеансы, 11 из 24	0 из 4 корректны**	5 из 9 корректны**	6 из 11 корректны**	
Функция распределения $V_{\text{fine}}/V_{\text{total}} = V_{\text{fine}}/(V_{\text{fine}} + V_{\text{coarse}})$	—	0,54 (0,04)	0,34 (0,05)	99%
Средний радиус R_{fine} , мкм	—	0,16 (0,010)	0,18 (0,010)	90%
Показатель преломления: действительная часть m_{real}	—	$1,52 \pm 0,02$	$1,50 \pm 0,04$	60%
мнимая часть m_{image}	—	0,011 (0,003)	0,018 (0,003)	95%

* Оценка вероятности различия характеристик, полученных при северо-западной и юго-западной адвекции, по критерию Стьюдента; ** $\beta_{\text{aer}}(532 \text{ нм}) > 0,15\beta_{\text{mol}}(532 \text{ нм})$.

функции распределения сохраняются. Для тех же траекторий значения m_{real} в ПС и СТ могут заметно различаться, однако m_{image} меняются незначительно. При северном направлении переноса характерно наличие преимущественно слабо поглощающих частиц, поскольку среднее значение $m_{\text{image}} < 0,015$; при южном — средне поглощающих частиц, $m_{\text{image}} \geq 0,015$. В теплое время года смена направления адвекции с севера (арктический или морской воздух) на юг (континентальный тропический воздух) приводит к увеличению m_{image} , R_{fine} и уменьшению $V_{\text{fine}}/V_{\text{total}}$. Если не учитывать вертикальную изменчивость параметров внутри слоя, области вариации значений $V_{\text{fine}}/V_{\text{total}}$, R_{fine} , m_{image} различимы (см. последнюю колонку табл. 5).

Настоящий раздел позволяет выделить особенности изменения параметров аэрозоля при разных направлениях адвекции воздуха в нижней и средней тропосфере. Оптические коэффициенты определяются характеристиками аэрозоля в регионе, где расположены его источники, и откуда воздушная масса переносится в район измерений. Микрофизические параметры — мнимая часть показателя преломления, средний радиус мелких частиц, их вклад в суммарную концентрацию — также связаны с направлением переноса. Неоднозначность оценивания действительной части m , проявляющаяся как в высотной вариации m_{real} при фиксированном направлении переноса ВМ (нижняя часть рис. 5), так и в пересечении областей ее средних значений для разных направлений адвекции воздуха (табл. 5), приводит к необходимости дальнейших исследований.

Заключение

С марта 2006 г. в Томске проводятся регулярные измерения вертикального распределения аэрозоля системой «ЛОЗА-С», использующей эффекты упругого и комбинационного рассеяния. На основе результатов этих измерений проанализировано высотное распределение основных тропосферных аэрозольных слоев — пограничного слоя и слоя средней тропосферы. Адвекция воздуха влияет на их оптические и микрофизические характеристики. Для северного направления переноса проявляются низкие значения коэффициентов ослабления и обратного рассеяния, а также мнимой части показателя преломления и среднегеометрического радиуса мелких аэрозольных частиц; для южного направления — высокие значения. Лидарное отношение и вклад мелкодисперсной фракции в суммарную концентрацию частиц, напротив, убывают при изменении направления с севера на юг.

По данным ночных измерений с 22 на 23 и с 23 на 24 июня 2015 г. получены профили оптических и микрофизических параметров аэрозоля. Первый сеанс является «простым» вариантом интерпретации измерений. Высотное распределение аэрозольных характеристик в основных тропосферных слоях слабо меняется и соответствует северо-западной адвекции воздуха. Второй сеанс иллюстрирует «сложный» вариант: профили микрофизических аэрозольных

характеристик заметно различаются внутри пограничного слоя. Совмещение двух функционалов обеспечивает корректное определение действительной части показателя преломления, что приводит к отсутствию деформации восстановленных параметров различных типов аэрозоля в мелкодисперсной фракции функции распределения. Полученные результаты будут использоваться для построения уточненных алгоритмов определения $m + U(r)$ с учетом независимой изменчивости показателя преломления и дисперсного состава частиц в каждой фракции функции распределения.

Авторы выражают признательность Б.Д. Белану и М.Ю. Аршинову за организацию и проведение зондовых измерений метеорологических параметров тропосферы.

Авторы благодарят рецензента за высказанные замечания, которые помогли существенно улучшить статью.

Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования РФ (соглашение № 14.616.21.0104 — уникальный идентификатор RFMEFI61618X0104).

1. *Аэрозоль и климат* / К.Я. Кондратьева (ред.). Л.: Гидрометеиздат, 1991. 542 с.
2. *Белан Б.Д.* Динамика слоя перемешивания по аэрозольным данным // *Оптика атмосф. и океана*. 1994. Т. 7, № 8. С. 1045–1054.
3. *Draxler R.R., Rolph G.D.* HYSPLIT (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) Model access via NOAA ARL READY // NOAA Air Resources Laboratory, Silver Spring, MD. 2019. URL: <http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php>.
4. *Белан Б.Д., Зуев В.Е., Панченко М.В.* Основные результаты самолетного зондирования аэрозоля в ИОА СО РАН (1981–1991 гг.) // *Оптика атмосф. и океана*. 1995. Т. 8, № 1–2. С. 131–156.
5. *Панченко М.В., Терпугова С.А., Тумаков А.Г., Белан Б.Д., Рассказчикова Т.М.* Методические аспекты самолетных нефелометрических исследований тропосферного аэрозоля в региональном масштабе // *Оптика атмосф. и океана*. 1994. Т. 7, № 8. С. 1022–1032.
6. *Аршинов М.Ю., Белан Б.Д., Симоненков Д.В., Толмачев Г.Н., Фофанов А.В.* Организация мониторинга парниковых и окисляющих атмосферу компонентов над территорией Западной Сибири и некоторые его результаты. 2. Аэрозольный состав // *Оптика атмосф. и океана*. 2006. Т. 19, № 12. С. 1062–1067.
7. *Antokhin P.N., Arshinov M.Yu., Belan B.D., Davydov D.K., Zhidovkin E.V., Ivlev G.A., Kozlov A.V., Kozlov V.S., Panchenko M.V., Penner I.E., Pestunov D.A., Simonenkov D.V., Tolmachev G.N., Fofanov A.V., Shamanaev V.S., Shmargunov V.P.* Optic-E An-30 aircraftlaboratory: 20 years of environmental research // *J. Atmos. Ocean. Technol.* 2012. V. 29, N 11. P. 64–75.
8. *Аршинов М.Ю., Белан Б.Д., Белан С.Б., Воронечкая Н.Г., Головки А.К., Давыдов Д.К., Ивлев Г.А., Козлов А.С., Малышкин С.Б., Певнева Г.С., Симоненков Д.В., Фофанов А.В.* Органический аэрозоль в атмосфере Сибири и Арктики. Ч. 2. Вертикальное распределение // *Оптика атмосф. и океана*. 2017. Т. 30, № 9. С. 733–739.
9. *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.

10. Панченко М.В., Терпугова С.А., Полюкин В.В. Эмпирическая модель оптических характеристик аэрозоля нижней тропосферы // Оптика атмосфер. и океана. 1998. Т. 11, № 8. С. 615–624.
11. Панченко М.В., Козлов В.С., Полюкин 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 атмосфер. и океана. 2012. Т. 25, № 1. С. 46–54.
12. Panchenko M.V., Zhuravleva T.B. Vertical profiles of optical and microphysical characteristics of tropospheric aerosol from aircraft measurements / A. Kokhanovsky (ed.) // Light Scattering Rev. 2015. P. 199–234. DOI: 10.1007/978-3-662-46762-6.
13. Panchenko M.V., Terpugova S.A., Pol'kin V.V., Kozlov V.S., Chernov D.G. Modeling of aerosol radiation-relevant parameters in the troposphere of Siberia on basis of empirical data // Atmosphere. 2018. V. 9, N 11. P. 414–430. DOI: 10.3390/atmos9110414.
14. Winker D.M., Vaughan M.A., Omar A.H., Hu Y., Powell K.A., Liu Z., Hunt W.H., Young S.A. Overview of the CALIPSO mission and CALIOP data processing algorithms // J. Atmos. Ocean. Technol. 2009. V. 26. P. 2310–2323. DOI: 10.1175/2009JTECHA1281.1.
15. Omar A.H., Winker D.M., Vaughan M.A., Hu Y., Trepte Ch.H., Ferrare R.A., Lee K.-P., Hostetler Ch.A., Kittaka Ch., Rogers R.R., Kuehn R.E., Lie Zh. The CALIPSO automated aerosol classification and lidar ratio selection algorithm // J. Atmos. Ocean. Technol. 2009. V. 26, N 10. P. 1994–2014. DOI: 10.1175/2009JTECHA1231.1.
16. Bösenberg J., Ansmann A., Baldasano J.M., Balis D., Böckmann C., Calpini B., Chaikovskiy A., Flamant P., Hegerd A., Mitev V., Papayannis A., Pelon J., Resendes D., Schneider J., Spinelli N., Trickl T., Vaughan G., Visconti G., Wiegner M. EARLINET: A European aerosol research lidar network // Laser Remote Sens. / A. Dabas, C. Loth, J. Pelon (eds.). Editions de L'Ecole Polytechnique, 2000. P. 155–158.
17. Murayama T., Sugimoto N., Uno I., Kinoshita K., Aoki K., Hagiwara N., Liu Z., Matsui I., Sakai T., Shibata T., Arao K., Sohn B.-J., Won J.-G., Yoon S.-C., Li T., Zhou J., Hu H., Abo M., Iokibe K., Koga R., Iwasaka Y. Ground-based network observation of Asian dust events of April 1998 in east Asia // J. Geophys. Res. 2001. V. 106, N D16. P. 18345–18359.
18. Chaikovskiy A.P., Ivanov A.P., Balin Yu.S., Elnikov A.V., Tulinov G.F., Plusnin I.I., Bukin O.A., Chen B.B. CIS-LiNet – Lidar Network for Monitoring Aerosol and Ozone in CIS Regions // Rev. Revised Papers Presented at the 23d ILRC / C. Nagasava, N. Sugimoto (eds.). Nara, Japan, 2006. P. 671–672.
19. Pappalardo G., Amodeo A., Apituley A., Comeron A., Freudenthaler V., Linné H., Ansmann A., Bösenberg J., D'Amico G., Mattis I., Mona L., Wandinger U., Amiridis V., Alados-Arboledas L., Nicolae D., Wiegner M. EARLINET: Towards an advanced sustainable European aerosol lidar network // Atmos. Meas. Tech. 2014. V. 7. P. 2389–2409. DOI: 10.5194/amt-7-2389-2014.
20. D'Amico G., Amodeo A., Baars H., Biniotoglou I., Freudenthaler V., Mattis I., Wandinger U., Pappalardo G. EARLINET Single Calculus Chain – overview on methodology and strategy // Atmos. Meas. Tech. 2015. V. 8. P. 4507–4520. DOI: 10.5194/amt-8-4507-2015.
21. Bohren F.C., Huffman D.R. Absorption and Scattering of Light by Small Particles. New York: John Wiley & Sons, Inc., 1983. 530 pp.
22. Müller D., Wandinger U., Ansmann A. Microphysical particle parameters from extinction and backscatter lidar data by inversion with regularization: Theory // Appl. Opt. 1999. V. 38. P. 2346–2357.
23. Böckmann C. Hybrid regularization method for the ill-posed inversion of multiwavelength lidar data in the retrieval of aerosol size distribution // Appl. Opt. 2001. V. 40. P. 1329–1342.
24. Böckmann C., Mironova I., Müller D., Schneidenbach L., Nessler R. Microphysical aerosol parameters from multiwavelength lidar // J. Opt. Soc. Am. A. 2005. V. 22, iss. 3. P. 518–528.
25. Veselovskii I., Kolgotin A., Griaznov V., Müller D., Franke K., Whiteman D.M. Inversion of multiwavelength Raman lidar data for retrieval of bimodal aerosol size distribution // Appl. Opt. 2004. V. 43. P. 1180–1195.
26. Veselovskii I., Kolgotin A., Müller D., Whiteman D.M. Information content of multiwavelength lidar data with respect to microphysical particle properties derived from eigenvalue analysis // Appl. Opt. 2005. V. 44. P. 5292–5303.
27. Veselovskii I., Dubovik O., Kolgotin A., Lapyonok T., Di Girolamo P., Summa D., Whiteman D.M., Mishchenko M., Tanre D. Application of randomly oriented spheroids for retrieval of dust particle parameters from multiwavelength lidar measurements // J. Geophys. Res. 2010. V. 115. P. D21203. DOI: 10.1029/2010JD014139.
28. Müller D., Veselovskii I., Kolgotin A., Tesche M., Ansmann A., Dubovik O. Vertical profiles of pure dust and mixed smoke–dust plumes inferred from inversion of multiwavelength Raman/polarization lidar data and comparison to AERONET retrievals and in situ observations // Appl. Opt. 2013. V. 52, N 14. P. 3178–3202.
29. Chemyakin E., Müller D., Burton Sh., Kolgotin A., Hostetler Ch., Ferrare R. Arrange and average algorithm for the retrieval of aerosol parameters from multiwavelength high-spectral-resolution lidar/Raman lidar data // Appl. Opt. 2014. V. 53, N 31. P. 7252–7266.
30. Kolgotin A., Müller D., Chemyakin E., Romanov A. Improved identification of the solution space of aerosol microphysical properties derived from the inversion of profiles of lidar optical data, part 1: Theory // Appl. Opt. 2014. V. 55, N 34. P. 9839–9849. DOI: 10.1364/AO.55.009839.
31. Müller D., Böckmann C., Kolgotin A., Schneidenbach L., Chemyakin E., Rosemann J., Znak P., Romanov A. Microphysical particle properties derived from inversion algorithm developed in the framework of EARLINET // Atmos. Meas. Tech. 2016. V. 9. P. 5007–5035. DOI: 10.5194/amt-9-5007-2016.
32. Veselovskii I., Goloub P., Podvin T., Tanre D., da Silva A., Colarco P., Castellanos P., Korenskiy M., Hu Q., Whiteman D.N., Perez-Ramirez D., Augustin P., Fourmentin M., Kolgotin A. Characterization of smoke and dust episode over West Africa: Comparison of MERRA-2 modeling with multiwavelength Mie–Raman lidar observations // Atmos. Meas. Tech. 2018. V. 11. P. 949–969. DOI: 10.5194/amt-11-949-2018.
33. Veselovskii I., Goloub P., Hu Q., Podvin T., Whiteman D.N., Korenskiy M., Landulfo E. Profiling of CH₄ background mixing ratio in the lower troposphere with Raman lidar: A feasibility experiment // Atmos. Meas. Tech. 2019. V. 12. P. 119–128. DOI: 10.5194/amt-12-119-2019.
34. Müller D., Chemyakin E., Kolgotin A., Ferrare R.A., Hostetler C.A., Romanov A. Automated, unsupervised inversion of multiwavelength lidar data with TiARA: Assessment of retrieval performance of microphysical parameters using simulated data // Appl. Opt. 2019. V. 58, N 18. P. 4981–5008. DOI: 10.1364/AO.58.004981.

35. *Mishchenko M.I., Hovenier J.W., Travis L.D.* Light scattering by nonspherical particles. San Diego, USA: Academic Press, 2000. 690 pp.
36. *Самойлова С.В., Балин Ю.С., Коханенко Г.П., Пеннер И.Э.* Аэрозольные слои тропосферы: однородность в высотном распределении оптических и микрофизических характеристик // *Оптика атмосф. и океана*. 2016. Т. 29, № 12. С. 1043–1049.
37. *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, № 4. С. 344–357; *Samoilova S.V., Balin Yu.S., Kokhanenko G.P., Penner I.E.* Investigations of the vertical distribution of troposphere aerosol layers based on the data of multifrequency Raman lidar sensing. Part 1. Methods of optical parameter retrieval. // *Atmos. Ocean. Opt.* 2009. V. 22, N 3. P. 302–315.
38. *Коханенко Г.П., Балин Ю.С., Клемашева М.Г., Пеннер И.Э., Самойлова С.В., Терпугова С.А., Банах В.А., Смалихо И.Н., Фалиц А.В., Рассказчикова Т.М., Антохин П.Н., Аршинов М.Ю., Белан Б.Д., Белан С.Б.* Структура аэрозольных полей пограничного слоя атмосферы по данным аэрозольного и доплеровского лидаров в период прохождения атмосферных фронтов // *Оптика атмосф. и океана*. 2016. Т. 29, № 8. С. 679–688; *Kokhanenko G.P., Balin Yu.S., Klemasheva M.G., Penner I.E., Samoilova S.V., Terpigova S.A., Banakh V.A., Smalikho I.N., Falits A.V., Rasskazchikova T.M., Antokhin P.N., Arshinov M.Yu., Belan B.D., Belan S.B.* Structure of aerosol fields of the atmospheric boundary layer according to aerosol and Doppler lidar data during passage of atmospheric fronts // *Atmos. Ocean. Opt.* 2017. V. 30, N 1. P. 18–32.
39. *Балин Ю.С., Коханенко Г.П., Клемашева М.Г., Пеннер И.Э., Насонов С.В., Самойлова С.В., Чайковский А.П.* «ЛОЗА-С» – базовый лидар российского сегмента лидарных станций сети СНГ (CIS LiNet) // *Оптика атмосф. и океана*. 2017. Т. 30, № 12. С. 1065–1068.
40. *Балин Ю.С., Байрашин Г.С., Коханенко Г.П., Клемашева М.Г., Пеннер И.Э., Самойлова С.В.* Аэрозольно-рамановский лидар «ЛОЗА-М2» // *Квант. электрон.* 2011. Т. 41, № 10. С. 945–949.
41. *Fernald F.G.* Analysis of atmospheric lidar observations: some comments // *Appl. Opt.* 1984. V. 23. P. 1609–1613.
42. *Kovalev V.A., Eichinger W.E.* Elastic Lidar. Theory, Practice, and Analysis Methods. New York: John Wiley & Sons, Inc., 2004. 615 pp.
43. *Shcherbakov V.* Regularized algorithm for Raman lidar data processing // *Appl. Opt.* 2007. V. 46. P. 4879–4889.
44. *Samoilova S.V., Balin Yu.S.* Reconstruction of the aerosol optical parameters from the data of sensing with a multifrequency Raman lidar // *Appl. Opt.* 2008. V. 47. P. 6816–6831.
45. *Samoilova 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. P. 8022–8029. DOI: 10.1364/AO.55.008022.
46. *Самойлова С.В.* Совместное восстановление комплексного показателя преломления и функции распределения частиц по размерам по лидарным измерениям: тестирование разработанных алгоритмов // *Оптика атмосф. и океана*. 2019. Т. 32, № 7. С. 525–538; *Samoilova S.V.* Simultaneous reconstruction of the complex refractive index and the particle size distribution function from lidar measurements: Testing the developed algorithms // *Atmos. Ocean. Opt.* 2019. V. 32, N 6. P. 628–642.
47. *Samoilova S.V., Penner I.E., Kokhanenko G.P., Balin Yu.S.* Simultaneous reconstruction of two microphysical aerosol characteristics from the lidar data // *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer* 2019. V. 222–223. P. 35–44. DOI: 10.1016/j.jqsrt.2018.10.014.
48. *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.
49. *Menut L., Flamant C., Pelon J., Flamant P.H.* Urban boundary-layer height determination from lidar measurements over the Paris area // *Appl. Opt.* 1999. V. 38. P. 945–954.
50. *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.
51. *Мухайлов Е.Ф., Власенко С.С., Рышкевич Т.И.* Влияние химического состава и микроструктуры на гигроскопический рост пирогенного аэрозоля // *Изв. РАН. Физ. атмосф. и океана*. 2008. Т. 44, № 4. С. 450–466.
52. *Schuster G.L., Dubovik O., Holben B.N.* Angstrom exponent and bimodal aerosol size distribution // *J. Geophys. Res. D.* 2006. V. 111. DOI: 10.1029/2005JD006328.
53. *Lee L., Dubovik O., Derimian E., Schuster G.L., Lapyonok T., Litvinov P., Ducos F., Fuertes D., Chen Ch., Li Z., Lopatin A., Torres B., Che H.* Retrieval of aerosol components directly from satellite and ground-based measurements // *Atmos. Chem. Phys.* 2019. V. 19. P. 13409–13433. DOI: 10.5194/acp-19-13409-2019.
54. *Хромов С.П., Петросьянц М.А.* Метеорология и климатология. М.: МГУ, КолосС, 2004. 582 с.
55. *Müller D., Ansmann A., Mattis I., Tesche M., Wandinger U., Althausen D., Pisani G.* Aerosol-type-dependent lidar ratios observed with Raman lidar // *J. Geophys. Res. D.* 2007. V. 112. DOI: 10.1029/2006JD008292.
56. *Kozlov V.S., Panchenko M.V., Yausheva E.P.* Mass fraction of Black Carbon in submicron aerosol as an indicator of influence of smokes from remote forest fires in Siberia // *Atmos. Environ.* 2008. V. 42, N 11. P. 2611–2620. DOI: 10.1016/j.atmosenv.2007.07.0364.

S.V. Samoilova, Yu.S. Balin, G.P. Kokhanenko, S.V. Nasonov, I.E. Penner. **Tropospheric aerosol layers: features of variations in aerosol parameters when changing the direction of air advection.**

Data of multifrequency sensing make it possible to study the aerosol layers with different scattering and absorbing properties and to retrieve their optical and microphysical characteristics. The air advection effect on aerosol parameters in the lower and middle troposphere is analyzed. Low values of the extinction and backscattering coefficients and of the imaginary part of the refractive index and geometric mean radius of fine aerosol particles are characteristic of the north direction of transfer. High values of these parameters are observed at the south direction of transfer. On the contrary, the lidar ratio and the contribution of fine fraction into the total concentration of particles decrease at the change of the transfer direction from north to south.

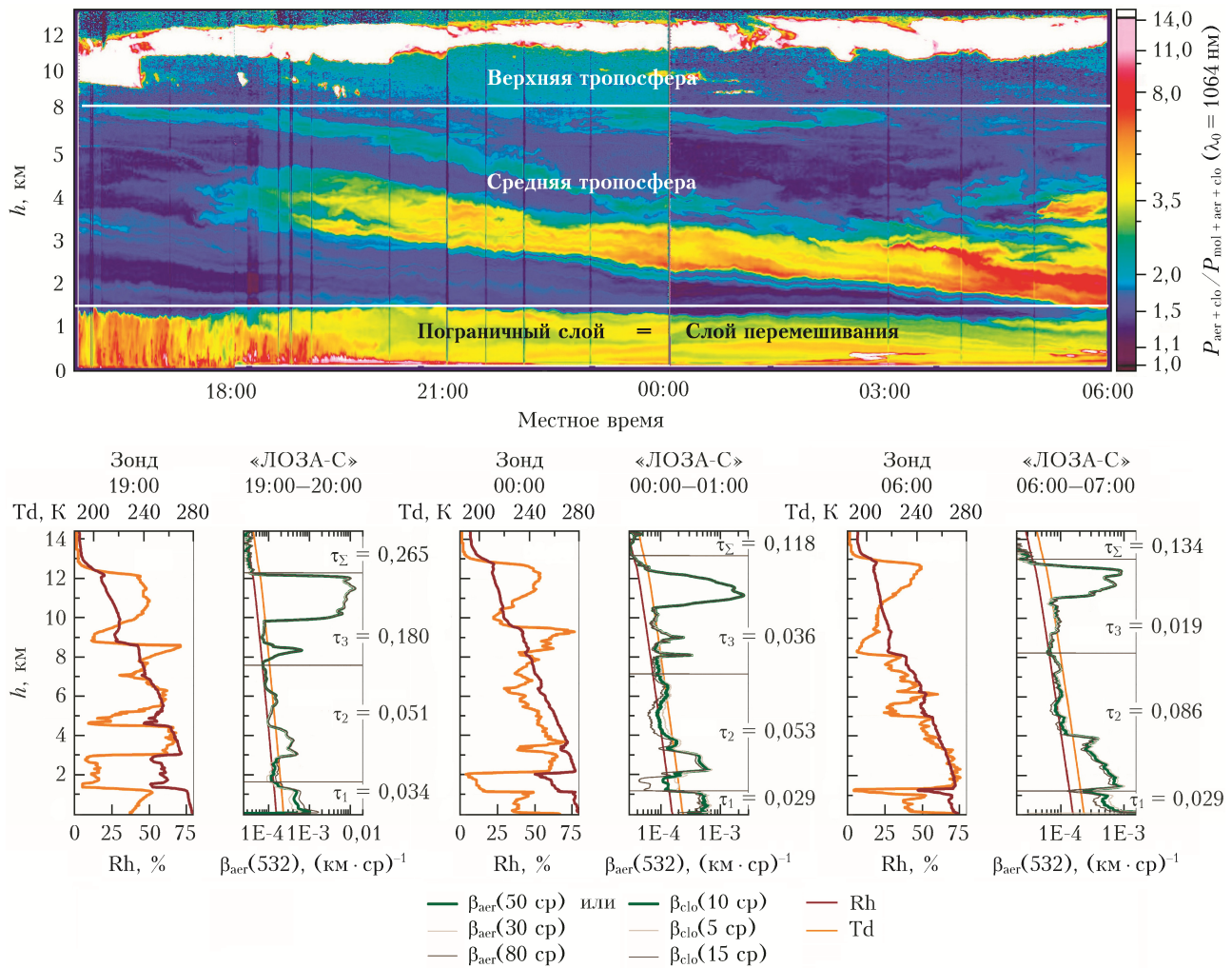


Рис. 2. Пространственно-временная структура аэрозоля с 22 (15:36) по 23 (06:00) июня 2015 г.

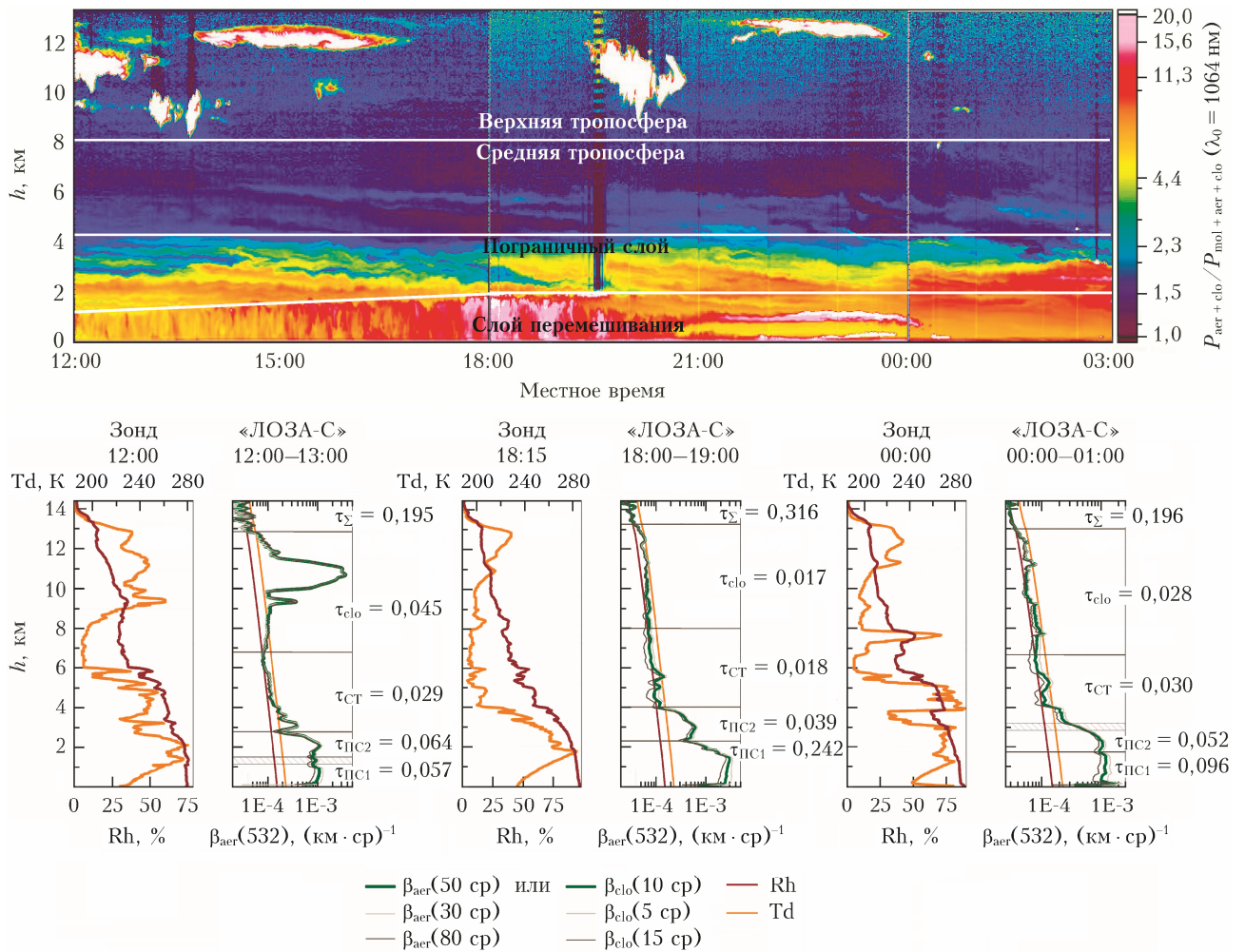


Рис. 3. Пространственно-временная структура аэрозоля с 23 (12:00) по 24 (03:00) июня 2015 г.

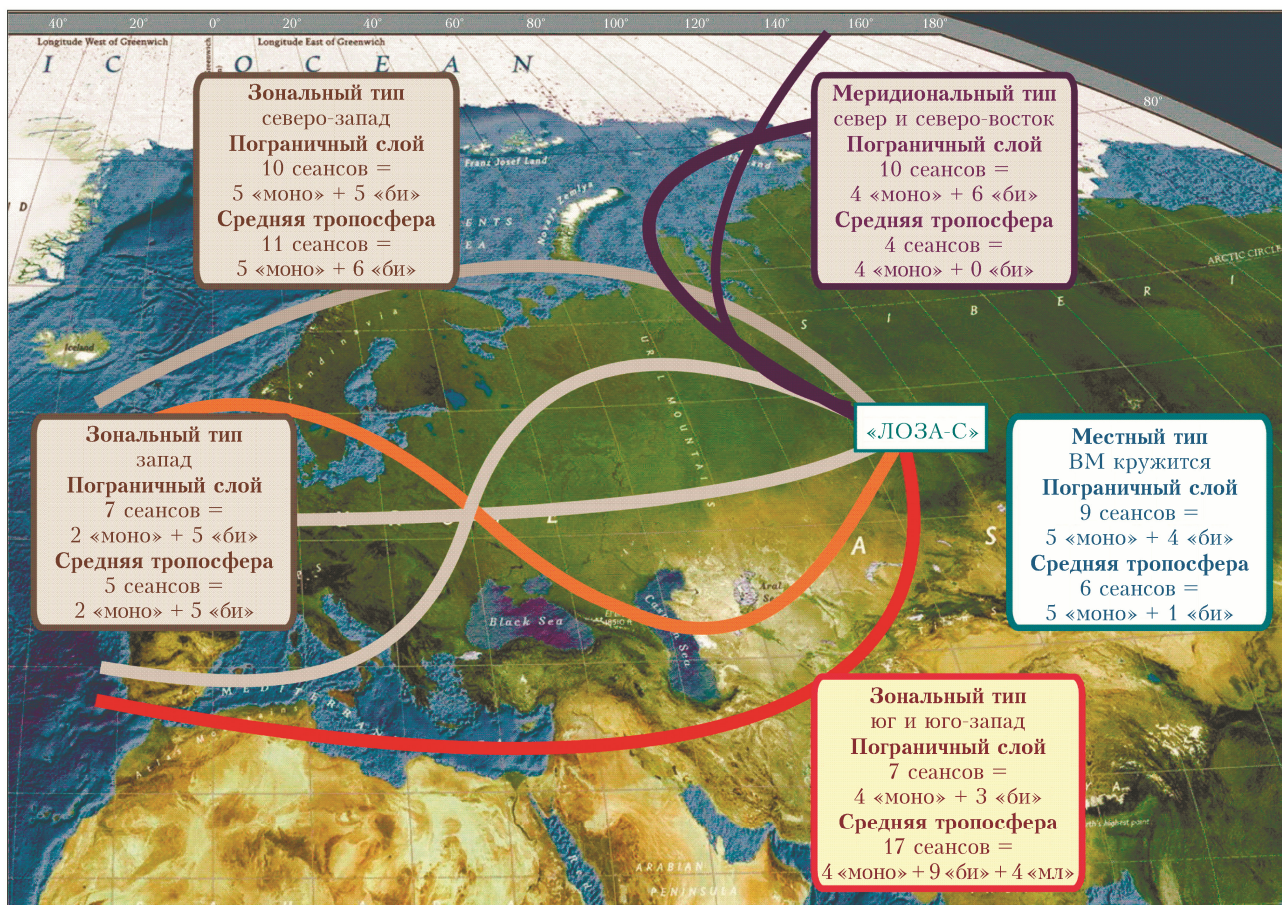


Рис. 6. Основные направления перемещения воздушных масс в Томске