

Исследование вертикального распределения тропосферных аэрозольных слоев по данным многочастотного лазерного зондирования. Часть 2. Вертикальное распределение оптических характеристик аэрозоля в видимом диапазоне

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

*Институт оптики атмосферы СО РАН им. В.Е. Зуева
634021, г. Томск, пл. Академика Зуева, 1*

Поступила в редакцию 8.07.2009 г.

Регулярные лидарные измерения вертикального распределения аэрозоля проводились в Томске (56° с.ш., 85° в.д.) с марта 2006 г. по октябрь 2007 г. в рамках проекта CISLINET – лидарной сети на территории стран СНГ. Представлен статистический анализ профилей коэффициентов обратного рассеяния $\beta_a(532 \text{ нм})$, ослабления $\sigma_a(532 \text{ нм})$ и лидарного отношения $S_a(532 \text{ нм})$ по данным ночных измерений рамановским лидаром (532 и 607 нм) в высотном диапазоне от 0,45 до 7 км. По данным этих измерений средняя высота верхней границы пограничного слоя (ПС) составляет 1,22 км для холодного периода наблюдений – с октября по март, и 2,3 км для теплого периода – с апреля по сентябрь. Среднее значение $\sigma_a(532 \text{ нм})$ для холодного времени наблюдений в ПС составляет $0,025 \text{ км}^{-1}$, что более чем в 2 раза ниже среднего значения $0,061 \text{ км}^{-1}$ для теплого периода наблюдений. Среднее значение $S_a(532 \text{ нм})$ в ПС не зависит от сезона наблюдений и составляет 52 ср. Выше ПС, в свободной тропосфере (СТ), коэффициенты $\beta_a(532 \text{ нм})$ и $\sigma_a(532 \text{ нм})$ пропорциональны коэффициентам молекулярного рассеяния. Среднее значение $\sigma_a(532 \text{ нм})$ составляет $0,0083 \text{ км}^{-1}$ для холодного и $0,011 \text{ км}^{-1}$ для теплого времени наблюдений. Значение лидарного отношения в СТ для холодного времени измерений равняется 43,5 ср, что почти на 10 ср ниже среднего значения для теплого периода измерений, т.е. 52,8 ср.

Ключевые слова: рамановский лидар, аэрозоль, статистический анализ, пограничный слой, свободная тропосфера, коэффициенты ослабления и обратного рассеяния, лидарное отношение; Raman lidar, aerosol, statistical analysis, planetary boundary layer, free troposphere, extinction coefficient, backscatter coefficient, lidar ratio.

Введение

Формирование вертикального распределения тропосферного аэрозоля над конкретным регионом происходит в результате суперпозиции целого ряда механизмов [1]. 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 разных высотах; удаление аэрозоля из атмосферы путем осаждения, вымывания и т.п. Экспоненциальный закон убывания концентрации аэрозольных частиц в безоблачной атмосфере [2] выполняется только при осреднении по большому количеству реализаций. Для индивидуальных профилей оптических параметров аэрозоля

характерна слоистая структура, связанная, в основном, с особенностями температурной стратификации тропосферы. Основная масса аэрозоля сосредоточена в нижней тропосфере, в так называемом пограничном слое (ПС), состоящем из нескольких подслоев, имеющих различное происхождение. Выше пограничного слоя (до тропопаузы) расположен слой свободной тропосферы.

Исследование вертикальной стратификации аэрозольных слоев и особенностей поведения оптических параметров внутри каждого слоя становится возможным, когда накоплен достаточный объем измерений, позволяющий выявлять закономерности распределения аэрозоля. Регулярные лидарные измерения в рамках проекта EARLINET [3] позволили авторам [4] выявить особенности годового цикла изменения характеристик ПС – высоты верхней границы и аэрозольной оптической толщи (АОТ) для различных регионов Западной Европы. Статистический анализ оптических параметров – аэрозольных коэффициентов обратного рассеяния $\beta_a(\lambda_{0i}, z)$ и ослабления $\sigma_a(\lambda_{0i}, z)$ и лидарного отношения

* 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).

$$S_a(\lambda_{0i}, z) = \sigma_a(\lambda_{0i}, z) / \beta_a(\lambda_{0i}, z)$$

— для ПС и свободной тропосферы, полученных на континентальных и приморских лидарных станциях, можно найти в работах [5–8].

Цикл исследований распределения аэрозоля над Западной Сибирью был проведен в [9–14] на основе данных регулярных измерений с борта самолета-лаборатории. Были рассмотрены суточные, сезонные и годовые циклы распределения подслоев пограничного слоя [11, 14], исследованы основные факторы, влияющие на вертикальную изменчивость содержания аэрозоля [10, 12], и предложена параметризация для описания сезонного профиля коэффициента ослабления в нижней тропосфере [13]. Нам бы хотелось дополнить эти исследования результатами лидарных измерений, выполненных в рамках проекта CISLINET [15] с марта 2006 по октябрь 2007 г. Подробное описание лидарной системы и методов интерпретации сигналов представлено в [16].

Всего за указанный период было сделано 84 измерения, в том числе 38 измерений в ночное время; дневные измерения проводились в 14:00–15:00 местного времени (07:00–08:00 UTC), ночные — через 2–3 ч после захода солнца. С марта по июль 2006 г. были получены сигналы только на двух длинах волн — 532/607 нм; после модернизации лидарной системы с октября 2006 г. измерения проводились в полном объеме. Поскольку наибольший объем данных относится к видимому диапазону длин волн, в рамках настоящей статьи рассмотрены особенности высотного распределения аэрозольных слоев, в том числе в свободной тропосфере (выше ПС), на основе измерений на 532 и 607 нм. Спектральные особенности распределения оптических характеристик будут представлены в следующей статье.

1. Технические особенности интерпретации данных

Как отмечено в [16], совместная интерпретация лидарных сигналов, обусловленных упругим (УР) и комбинационным (КР) рассеянием, позволяет одновременно восстанавливать профили $\beta_a(\lambda_{0i}, z)$ и $\sigma_a(\lambda_{0i}, z)$ без каких-либо априорных предположений о профиле лидарного отношения. При этом высотный диапазон корректного восстановления коэффициентов различен: для коэффициента ослабления нижняя граница определяется зоной полного схождения лазерного пучка и поля зрения приемника (~ 1–1,2 км), а верхняя граница — погрешностями регистрации КР-сигналов (~ 7 км, отношение сигнал-шум больше 5). Чтобы снизить нижнюю границу восстановления $\sigma_a(\lambda_{0i}, z)$, с июля 2006 г. на длине волны 532 нм одновременно регистрировались сигналы на маленьком телескопе, в так называемой «ближней» зоне (см. [16]), что позволило для каждого сигнала оценивать геометрическую функцию лидара и корректировать КР-сигнал в диапазоне высот 0,45–1,2 км. Отметим, что нижняя граница корректного восста-

новления коэффициента обратного рассеяния, получаемого из отношения сигналов на основной λ_{0i} и смещенной λ_{Ri} длинах волн, не зависит от высоты схождения лазерного пучка и поля зрения приемника, поскольку геометрическая функция лидара для λ_{0i} и λ_{Ri} практически одинакова.

Преимуществом нашей лидарной системы является одновременная регистрация сигналов, обусловленных УР, в аналоговом и счетном режимах. Использование аналогового канала, свободного от статистических погрешностей системы регистрации сигналов, позволило нам подробно, с разрешением 0,012 км, рассмотреть структуру аэрозольных слоев, в том числе выше пограничного слоя. Информация со счетного канала (выше 8 км) дает возможность корректировать фоновую составляющую аналоговых сигналов и применяется для калибровки профилей $\beta_a(\lambda_{0i}, z)$ в области тропопаузы (12–13 км).

Помимо собственных лидарных измерений при интерпретации данных мы будем использовать ряд дополнительных измерений и расчетов.

1. Данные зондирования, полученные космическим лидаром CALIPSO [17, 18].
2. Данные измерения вертикальной аэрозольной оптической толщи (АОТ) [19].
3. Обратные траектории воздушных масс на различных высотах [20].
4. Распределения высотных профилей температуры и влажности (ежедневные измерения с помощью зондов в Новосибирске и Колпашеве, 00:00 UTC и 12:00 UTC) [21]. Внушает оптимизм, что ошибки оценки молекулярных составляющих не превосходят 10% даже для коротких волн [22], поскольку ближайшая к Томску станция зондирования метеорологических параметров находится на расстоянии 200 км.

2. Высотная структура распределения тропосферных аэрозольных слоев

Основная масса аэрозоля для Западной Сибири сосредоточена в пограничном слое, состоящем из нескольких подслоев. Это внутренний слой перемешивания, непосредственно примыкающий к подстилающей поверхности: его высота примерно одинакова во все времена года и составляет от 200 до 400 м с заметными суточными вариациями; изменчивость оптических характеристик, как правило, максимальна [11]. Затем следует слой перемешивания: его высота имеет четкую сезонную зависимость — от 200–400 м зимой до 2,0–3,5 км летом, значения оптических параметров в слое перемешивания изменяются незначительно [10–13]. Между верхней границей слоя перемешивания и верхней границей пограничного слоя находится так называемый слой вовлечения протяженностью до 1,5 км, характеризующийся высокой неоднородностью оптических характеристик [14].

2.1. Пограничный слой атмосферы

Существует несколько методов определения высоты пограничного слоя по лидарным измерениям

[4, 23, 24]. Самый простой из них, используемый при интерпретации рутинных измерений [4], – это определение первой производной лидарного сигнала, скорректированного на квадрат расстояния, $S(\lambda_{0i}, z) = P(\lambda_{0i}, z)z^2$. Поскольку значения лидарного сигнала пропорциональны коэффициенту обратного рассеяния, резкое изменение темпа убывания $\beta_a(\lambda_{0i}, z)$ с ростом высоты проявляется, в общем случае, несколькими локальными минимумами на высотном профиле $dS(\lambda_{0i}, z)/dz$. Первый минимум соответствует высоте внутреннего слоя перемешивания $H_{\text{ВСП}}$, а последний – высоте пограничного слоя $H_{\text{ПС}}$. Дополнительно мы оценивали границы слоев по метеорологическим параметрам; описание методики и сезонный ход высоты слоя перемешивания в нашем регионе за 2003–2005 гг. можно найти в [14].

Обратимся к рис. 1. Рис. 1, *a–в* иллюстрирует простой для интерпретации случай вертикального распределения аэрозоля (измерения проводились 23.04.2007, 15:22–15:32 UTC): на высотном профиле

лидарного сигнала (кривая 1, рис. 1, *a*) четко локализируются три основных слоя – внутренний слой перемешивания (до 0,45 км), слой перемешивания (0,45–1,5 км), его верхняя граница совпадает с верхней границей ПС, и слой свободной тропосферы (выше 1,5 км).

На профиле $dS(532, z)/dz$ (кривая 2) существуют два выраженных минимума. Соответствующие высотные профили относительной влажности $Rh(z)$ и потенциальной температуры $\Theta_V(z)$ представлены на рис. 1, *б* кривыми 1 и 2. Границы слоев при анализе лидарных и метеорологических измерений практически совпадают.

Рис. 1, *з–е* отражает более сложную структуру ПС (измерения 03.09.2007, 06:59–07:09 UTC): первый и последний минимумы на профиле $dS(532, z)/dz$ соответствуют $H_{\text{ВСП}} = 0,5$ км и $H_{\text{ПС}} = 4,5$ км, но между ними прописываются еще несколько минимумов. Высота первого (1,5 км), по нашему мнению, указывает на верхнюю границу слоя перемешивания.

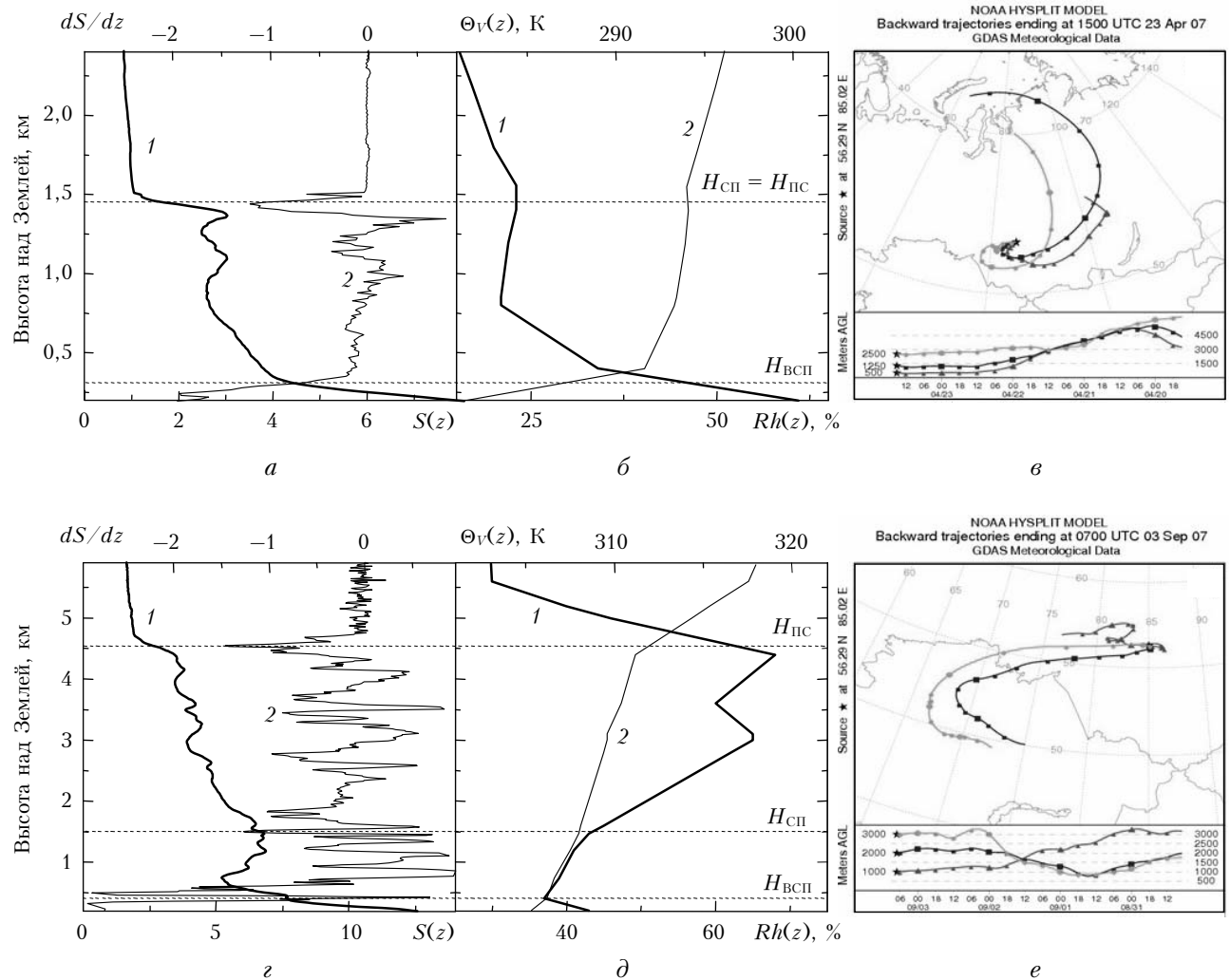


Рис. 1. Определение верхней границы составляющих пограничного слоя по лидарным измерениям (*a*, *з*); по метеорологическим измерениям (*б*, *д*); с использованием обратных траекторий воздушных масс (*в*, *е*); результаты ночных измерений 23.04.2007 г. (*a–в*), дневных измерений 03.09.2007 г. (*з–е*)

На этой же высоте находится локальный минимум на профиле $Rh(z)$ и существует небольшой перегиб на профиле $\Theta_V(z)$ (см. рис. 1, *д*).

Анализ обратных траекторий воздушных масс показывает, что слой перемешивания определяется, как правило, переносом аэрозоля в региональном масштабе (см. рис. 1, *е*). Устойчивый слой вовлечения почти всегда существует при дальнем переносе с юго-западных и южных регионов (Казахстан, Алтай), менее выражен при западном и северо-западном переносах и практически всегда отсутствует в северных, арктических воздушных массах, когда $H_{СП}$ совпадает с $H_{ПС}$ (см. рис. 1, *е*).

Пространственная изменчивость составляющих ПС показана на рис. 2, *а*, где представлен разрез по распределению коэффициента обратного рассеяния, полученный нами по данным дневного зондирования космическим лидаром CALIPSO, траектория CAL_LID_L1-Prov-V2-01.2007-09-03T06-33-35ZD, время измерений 07:11:55–07:12:20 UTC (всего 500 выстрелов).

Метеорологические параметры и обратные траектории воздушных масс показаны на рис. 1, *д*, *е*. Для восстановления профилей, представленных на рис. 2, *а*, мы применяли метод Фернальда–Клетта (см. [16]); проводилось горизонтальное (по 50 выстрелам) сглаживание сигналов, вертикальное разрешение для приведенных высот составляло 0,06 км. Подробно методики калибровки и интерпретации космических измерений можно найти в работах [25, 26],

а также на сайте [27]. На рис. 2, *б* приведены профили $\beta_a(532, z)$, полученные при зондировании космическим (кривая 1, среднее по 50 выстрелам, 40 км восточнее Томска) и наземным (кривая 2) лидарами.

Известно, что высота слоя перемешивания является достаточно инертной характеристикой и связана, в общем случае, с температурным режимом нижних слоев тропосферы [10]. Пространственно-однородная структура слоя перемешивания характерна и для результатов, представленных на рис. 2, *а* (до 2,5 км), по сравнению с менее однородной (с разрывами) структурой слоя вовлечения (2,5–5 км). Оптические характеристики слоя перемешивания, обусловленного дальним переносом, имеют, видимо, меньшую пространственную и временную стабильность.

Помимо этого, при исследованиях ПС мы имеем дело с сочетанием двух механизмов: выносом так называемого «местного» аэрозоля (снизу) и оседания «принесенного» аэрозоля (сверху). Для иллюстрации этого обратимся к рис. 3, где представлены результаты восстановления $\beta_a(532, z)$ по данным дневных (08:02–08:12 UTC, рис. 3, *а*) и ночных (15:27–15:57 UTC, рис. 3, *б*) измерений 30.08.07, а также дневных (07:48–07:58 UTC, рис. 3, *в*) 31.08.07. Мы надеемся, что рис. 3 позволит в некоторой степени объяснить существующую в литературе неоднозначность определения высот СП и ПС. В слое «А» – слое перемешивания – четко прослеживается суточный ход верхней границы (от 0,8 км ночью до 1,3–1,5 км днем). Слой «Б» постепенно спускается

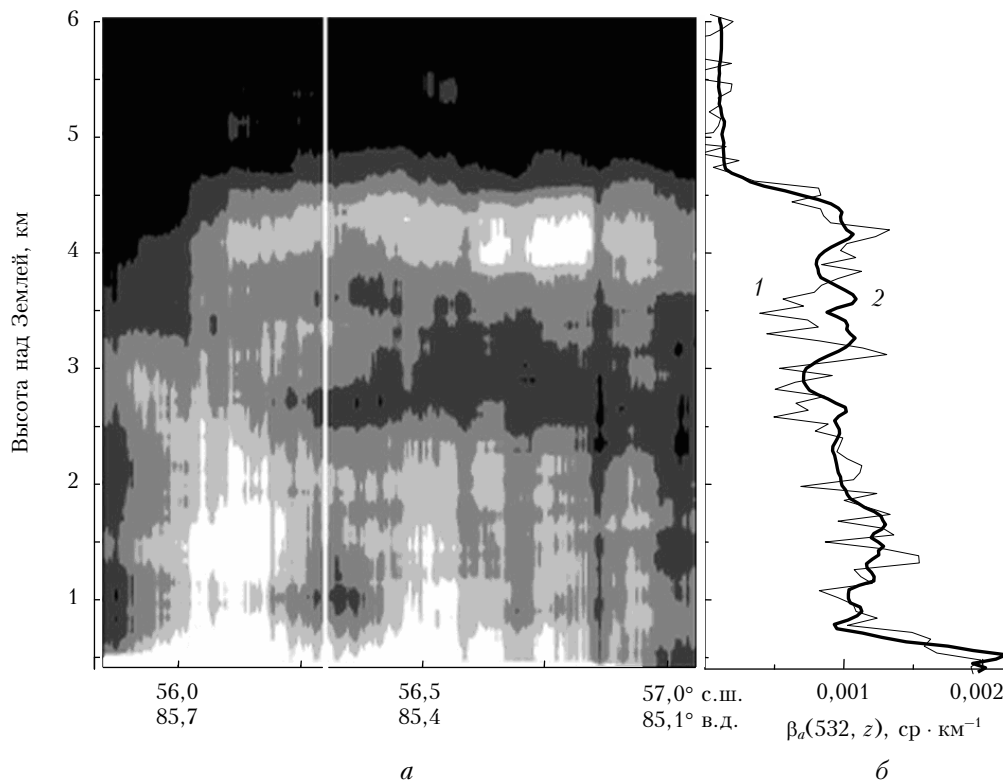


Рис. 2. Пространственная структура пограничного слоя по данным зондирования космическим лидаром CALIPSO 03.09.2007 г. (500 выстрелов): *а* – вертикальный разрез значений аэрозольного коэффициента обратного рассеяния; *б* – профили $\beta_a(532, z)$ по космическим (кривая 1) и наземным (2) измерениям

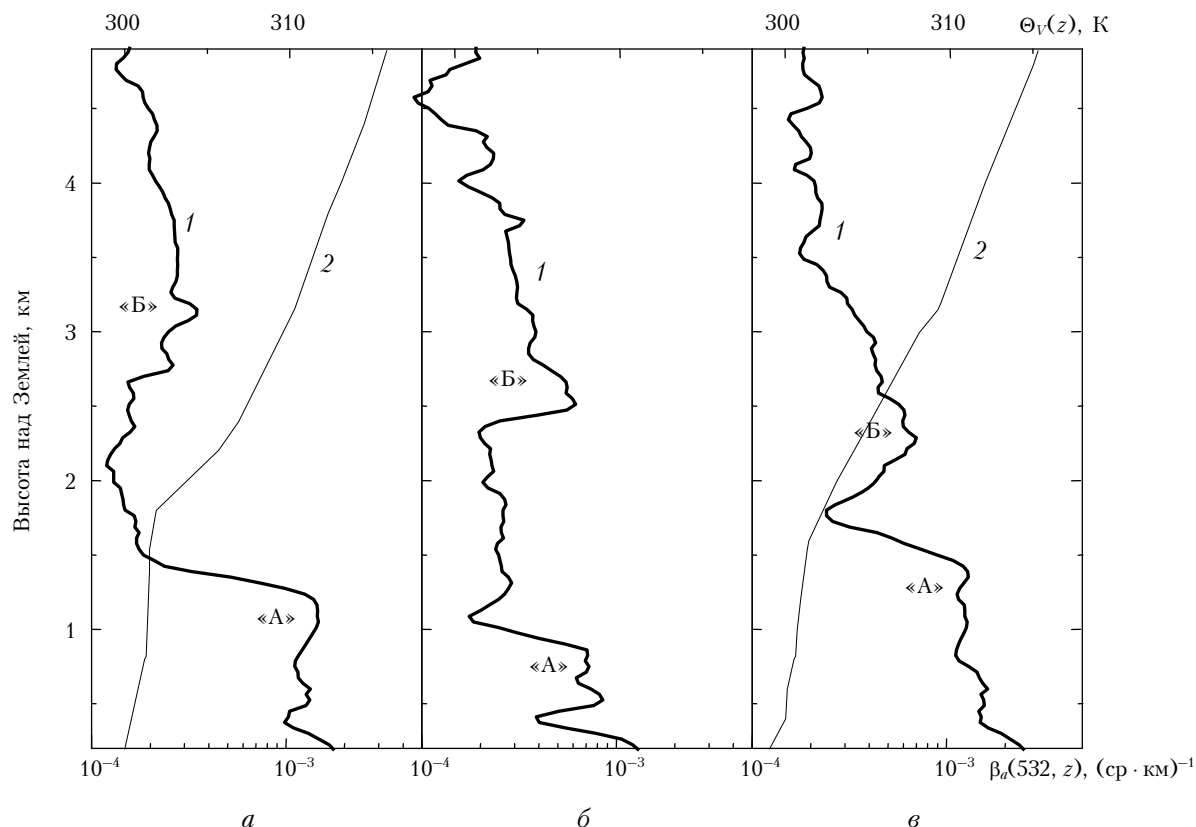


Рис. 3. Временная изменчивость аэрозольных слоев в нижней тропосфере. Профили потенциальной температуры (кривые 2) и коэффициента обратного рассеяния (кривые 1) по данным зондирования 30.08.07 (*a* – день, *б* – ночь) и 31.08.07 (*в* – день). «А» и «Б» – различные аэрозольные слои

с 3–4,5 км днем 30.08 до 2–3,5 км днем 31.08. Отметим, что локальный минимум на 1,8 км для 31.08 идентифицируется на всех длинах волн и не связан с погрешностями интерпретации сигналов. А теперь попробуем ответить на вопрос, что считать верхней границей ПС для дневных измерений 30.08? Можно принять 1,3 км (что, видимо, справедливо), но тогда и для измерений 31.08 необходимо считать, что высота ПС совпадает с высотой СП и составляет 1,5 км. В то же время метеоданные (в Новосибирске) показывают наличие перегиба на профиле потенциальной температуры (рис. 3, *в*) около 3 км, т.е. как раз на верхней границе слоя «Б».

На рис. 4 показано распределение верхних границ слоя перемешивания (рис. 4, *a, б*) и пограничного слоя (рис. 4, *в*) по данным дневных и ночных измерений за весь период работы в рамках проекта CISLINET. Из двухлетних наблюдений следует, что средние значения $H_{СП}$ и $H_{ПС}$ составляют 0,8 и 1,22 км для холодного (с октября по март) и 1,4 и 2,3 км для теплого периодов (с апреля по сентябрь). Отметим, что в годовом цикле 2006 г. отсутствуют измерения в августе–сентябре, что связано с перенастройкой лидарной системы, и декабре (снегопада), а также исключены отдельные дни наблюдений с низкой облачностью и осадками. Высота внутреннего слоя перемешивания варьируется в теплый период от 0,4 (ночью) до 0,5 км (днем); в холодный период значения $H_{ВСП}$ примерно на 0,2 км ниже и лидар-

ные измерения не всегда позволяют ее однозначно определить (см. разд. 1).

На рис. 4, *ж* представлены среднемесячные значения аэрозольной оптической толщи для длины волны 500 нм [19]. Характеристики используемых для измерения солнечных фотометров и методики расчета АОТ можно найти в работе [28]; статистические характеристики АОТ по данным наблюдения за 1995–2007 гг. представлены в [29]. Прослеживается корреляция между значениями АОТ и высотой СП и ПС: максимальные значения для мая–июня 2006 г. и два максимума – в апреле–мае и сентябре 2007 г. – совпадают. Примерно совпадают и вероятностные характеристики (см. рис. 4, *б, г* для $H_{СП}$ и $H_{ПС}$; [29, рис. 2] для АОТ) – распределения асимметричны, вероятные значения меньше средних на 10% (30% для АОТ), и закон распределения близок к логарифмически нормальному.

2.2. Свободная тропосфера

Между верхней границей пограничного слоя (нижняя тропосфера) и нижней границей перистых облаков (верхняя тропосфера) нам удалось выделить еще один устойчивый тропосферный слой (слой средней тропосферы?). Его нижняя граница находится примерно на 1 км выше $H_{ПС}$ (на верхней границе «переходной» зоны), а высота верхней границы и ее статистические характеристики представлены

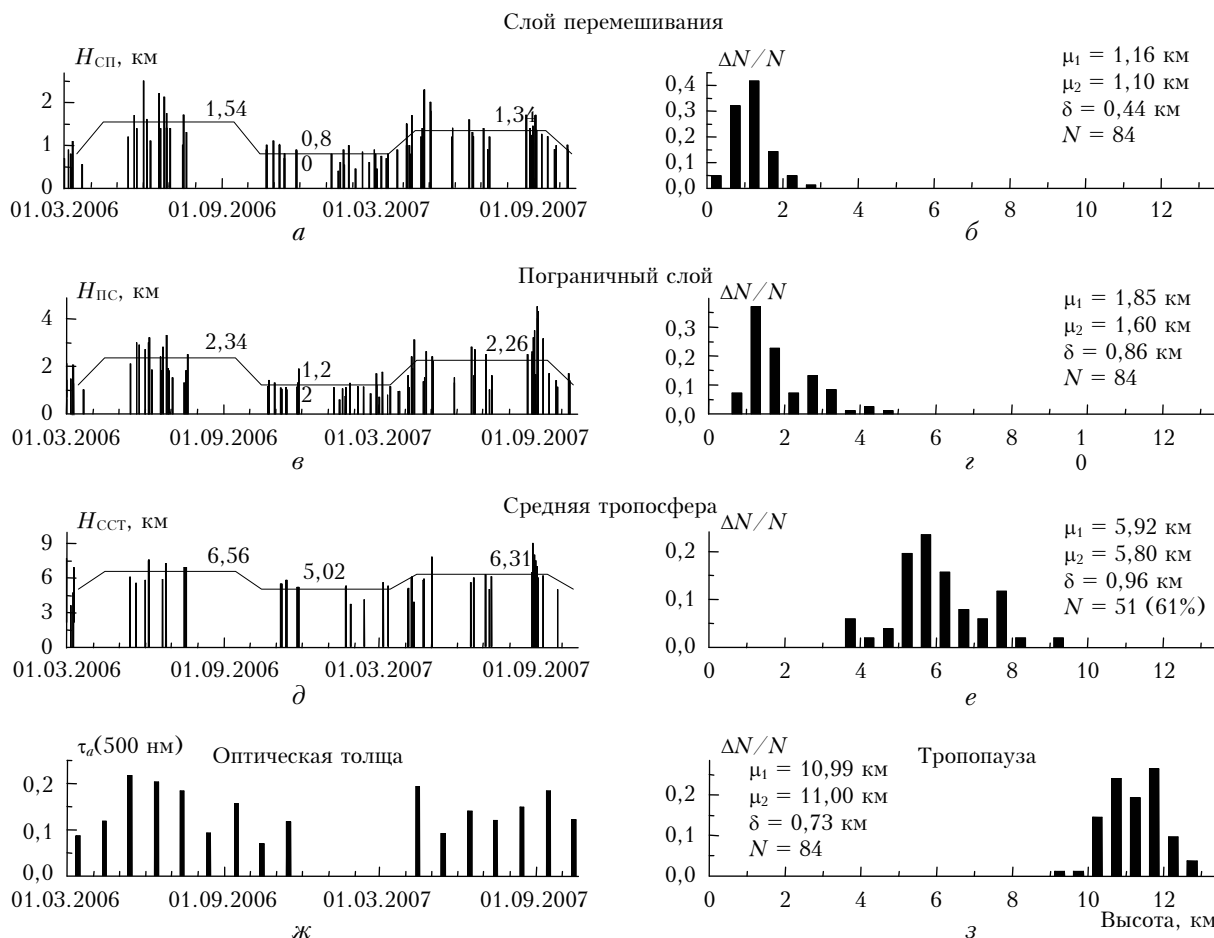


Рис. 4. Высота и полугодовые значения (горизонтальные линии) верхних границ слоя перемешивания (а), пограничного слоя (е) и слоя средней тропосферы (д); среднемесячные значения аэрозольной оптической толщи (ж) слева. Соответствующие гистограммы распределений, средние (μ_1), моды (μ_2), дисперсии (δ) и количество наблюдений (N) – справа

на рис. 4, д, е соответственно. Отметим, что только 60% измерений позволяют однозначно идентифицировать верхнюю границу указанного слоя. В оставшихся 40% наблюдений наличие подоблачного слоя для перистых облаков искажает структуру характеристик слоя, поэтому мы не сочли возможным их приводить.

Интересно, что на высоте верхней границы слоя в большинстве случаев существует минимум на высотном профиле влажности между двумя локальными максимумами, соответствующими высотам верхней границы ПС и тропопаузы (или чуть ниже). Летом высота слоя выше: средние значения составляют 6,4 км для теплого и 5 км для холодного времени наблюдений; однако устойчивой связи между высотами слоя средней тропосферы и ПС либо тропопаузы нам найти не удалось.

Таким образом, в данном подразделе мы рассмотрели высотное распределение тропосферных аэрозольных слоев, включающее пограничный слой, состоящий из внутреннего слоя перемешивания, слоя перемешивания и слоя вовлечения, и слой средней тропосферы. На примерах было показано, что высота слоя перемешивания (в отличие от высоты пограничного слоя) отличается большей временной

и пространственной устойчивостью, а сезонный ход коррелирует с сезонным ходом АОТ. Далее мы рассмотрим оптические характеристики слоев по данным ночных лидарных измерений на длине волны 532 и 607 нм.

3. Вертикальное распределение оптических характеристик аэрозольных слоев (видимый диапазон)

3.1. Коэффициент обратного рассеяния

Начнем описание вертикального распределения оптических параметров с коэффициента обратного рассеяния по нескольким причинам. Во-первых, лидар является единственным инструментом, позволяющим в рутинном режиме определять параметр $\beta_a(\lambda_{0i}, z)$, который является необходимым при оценке микроструктурных характеристик аэрозольных частиц, поскольку он чувствителен к распределению грубодисперсной фракции аэрозоля (см. [30, 31] и дискуссию в [32]). Во-вторых, $\beta_a(\lambda_{0i}, z)$ определять проще (из отношения сигналов, см. [16]) и высотный

диапазон его корректного восстановления шире (см. разд. 1). Сопоставление одновременных измерений коэффициента обратного рассеяния лидаром и самолетным нефелометром можно найти, например, в [33].

В разд. 2 мы уделяли внимание закономерностям распределения аэрозольных слоев выше ПС, в свободной тропосфере. При интерпретации лидарных измерений они представляют самостоятельный интерес, поскольку точность калибровки профилей $\beta_a(\lambda_{0i}, z)$ (и лидарного отношения соответственно) напрямую зависит от выбора интервала калибровки и априорного задания значений $\beta_a(\lambda_{0i}, z_*)$. В диапазоне высот 35–40 км можно считать

$$\beta_a(\lambda_{0i}, z) = \sigma_a(\lambda_{0i}, z) \equiv 0.$$

Стратосферные исследования (см., например, [34–36]) показали, что в видимом и УФ-диапазонах длин волн калибровку допустимо проводить и в районе тропопаузы, задавая $\beta_a(355, z) \approx 0$; $\beta_a(532, z) \approx R \cdot \beta_m(532, z)$, где $R \in [0,10; 0,15]$. Для ИК-диапазона проблема калибровки профилей $\beta_a(1064, z)$ до настоящего времени остается открытой.

На рис. 5, *a* представлено среднее вертикальное распределение коэффициента обратного рассеяния для теплого (кривая 1) и холодного (кривая 2) времени наблюдений.

Кривые 3 и 4 на рис. 5, *a, б* соответствуют нормированным профилям коэффициентов молекулярного обратного рассеяния с коэффициентами нормировки $R = 0,1$ и $0,2$ соответственно. Выше 8 км профили $\beta_a(532, z)$ получены обращением сигналов, обусловленных УР, методом Фернальда–Клетта; горизонтальными линиями указаны вариации профилей за счет флуктуаций атмосферы и за счет априорного задания лидарного отношения, $S_a \in [40, 50 \text{ ср}]$. До 8 км профили $\beta_a(532, z)$ получены без каких-либо предположений о высотном распределении лидарного отношения из сигналов, обусловленных УР и КР. Горизонтальные линии показывают вариации профилей, обусловленные только неоднородностью атмосферы в различные дни наблюдений.

«Сшивание» профилей для безоблачных наблюдений проводилось методом наименьших квадратов на километровом отрезке выше верхней границы слоя средней тропосферы, где значения $\beta_a(532, z) \approx 0,1\beta_m(532, z)$. Для облачных измерений (перистые облака выше 6км) результаты восстановления выше 5 км мы не рассматривали. И тем не менее существует небольшое возрастание значений $\beta_a(532, z)$ выше 7 км, менее выраженное для холодного времени наблюдений.

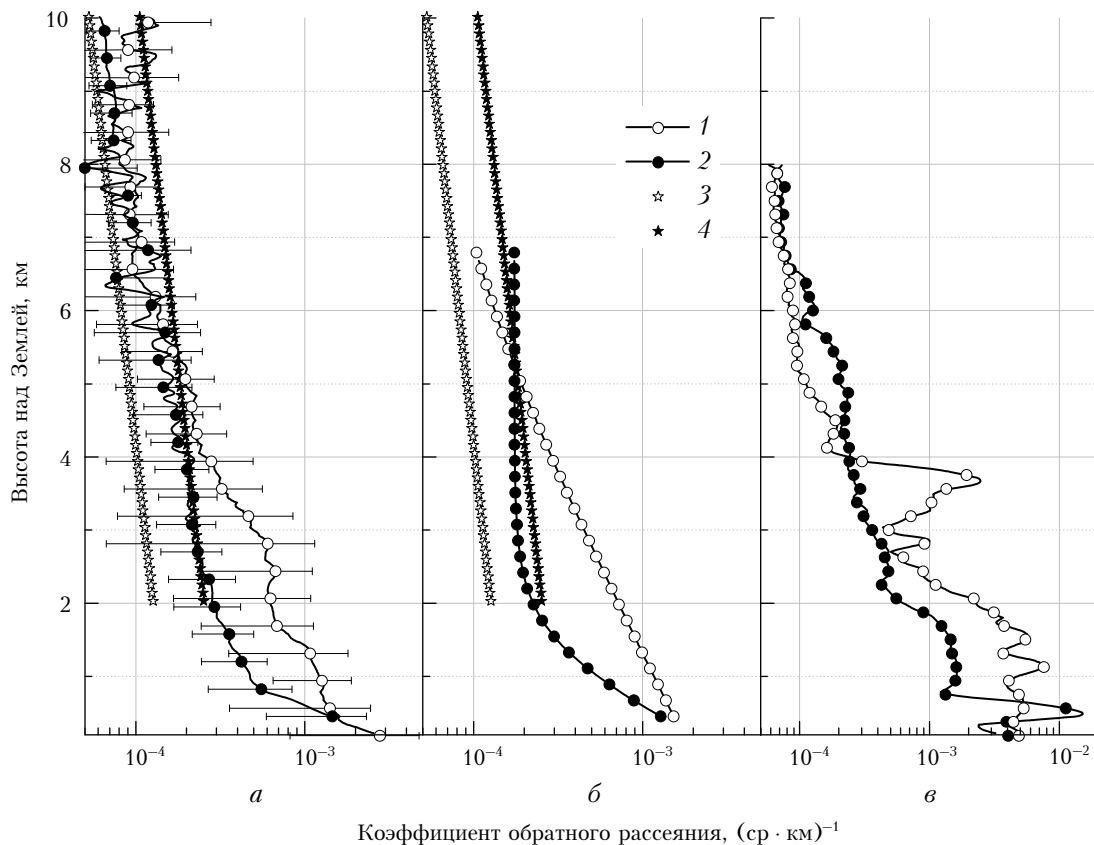


Рис. 5. Вертикальное распределение аэрозольного коэффициента обратного рассеяния: *a* – средние профили $\beta_a(532, z)$ для фонового состояния атмосферы, полученные по измерениям в теплый (кривые 1) и холодный (кривые 2) периоды; *б* – аналитическая аппроксимация $\beta_a(532, z) = a \exp\{-z/b\}$; кривые 3 и 4 – нормированные профили молекулярного коэффициента обратного рассеяния с коэффициентами 0,1 и 0,2 соответственно; *в* – отличное от фонового распределение $\beta_a(532, z)$ по измерениям 19.07.06 (кривая 1) и 09.04.07 (кривая 2)

Когда высотный профиль влажности не имеет минимумов в диапазоне высот от верхней границы ПС до тропопаузы (что более характерно для зимы), то переходная зона от слоя средней тропосферы к вышележащим слоям проявляется слабо и для профилей оптических параметров характерно постепенное уменьшение значений пропорционально характеристикам молекулярного рассеяния.

Распределение в слое средней тропосферы также пропорционально распределению $\beta_m(532, z)$, но коэффициент пропорциональности выше и составляет $R = 0,22 \pm 0,02$ для теплого и $R = 0,2 \pm 0,01$ холодного сезонов наблюдений. Ближе к поверхности земли, в пограничном слое, аэрозольный коэффициент обратного рассеяния возрастает быстрее молекулярного коэффициента. Аналитическая аппроксимация среднесезонных профилей экспоненциальной кривой ($\beta_a(532, z) = a \exp\{-z/b\}$) в диапазоне высот от 0,45 до 7 км представлена на рис. 5, б. Значения коэффициентов a и b составляют $0,00186 \text{ ср}^{-1} \cdot \text{км}^{-1}$, $(1,96 \pm 0,06) \text{ км}$ и $0,00272 \text{ ср}^{-1} \cdot \text{км}^{-1}$, $(0,50 \pm 0,02) \text{ км}$ для теплого и холодного времени наблюдений. Параметр b характеризует высотное изменение профилей. Его численное значение сильно зависит от заданного высотного интервала и показывает изменение средних значений $\beta_a(532, z)$ при переходе от слоя к слою. Для молекулярного рассеяния в тропосфере $b = 8,74 \pm 0,41$, что является, вероятно, верхней

оценкой аэрозольного b как в прямом (выше ПС), так и математическом смысле.

На рис. 5, в приведены индивидуальные профили $\beta_a(532, z)$, полученные по данным зондирования 19.07.06, 17:15–17:45 UTC (кривая 1) и 09.04.07, 15:36–16:06 UTC (кривая 2). Первый пример высотного распределения коэффициента обратного рассеяния относится к эпизоду сильных лесных пожаров и подробно описан нами в [37]. Резкое изменение значений $\beta_a(532, z)$, близкое к дельта-функции, в слое перемешивания (второй профиль) может быть связано с дальним переносом пылевого аэрозоля из Казахстана, с северо-восточного побережья Каспийского моря. Данные профили и подобные им мы не использовали при получении средних распределений, представленных на рис. 5, а.

3.2. Коэффициент ослабления

На рис. 6, а представлены средние вертикальные распределения коэффициента ослабления, полученные численным дифференцированием КР-сигналов; структура рисунка и нумерация кривых аналогичны рис. 5, а. Высотный диапазон корректного восстановления $\sigma_a(532, z)$ меньше, его нижняя граница составляет 0,45 км из-за влияния геометрической функции лидара (см. разд. 1). Кривые 3 и 4 на рис. 6, а, б

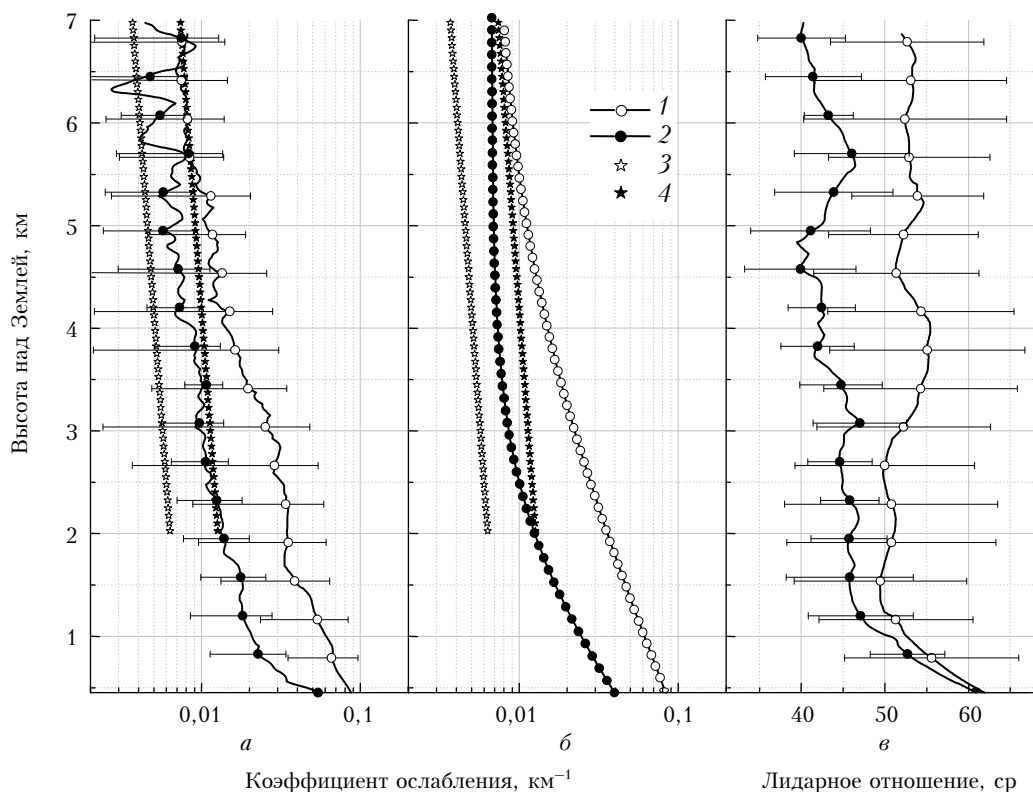


Рис. 6. Вертикальное распределение аэрозольного коэффициента ослабления (a) и лидарного отношения (v). Аналитическая аппроксимация $\sigma_a(532, z) = a \exp\{-z/b\}$ (b). Средние профили для фонового состояния атмосферы по измерениям в теплый (кривые 1) и холодный (кривые 2) периоды; кривые 3 и 4 – нормированные профили молекулярного коэффициента ослабления с коэффициентами 0,55 и 1,1 соответственно

соответствуют нормированным профилям коэффициентов молекулярного ослабления с коэффициентами нормировки $R = 0,55$ и $1,1$ соответственно. Распределение $\sigma_a(532, z)$ в слое средней тропосферы также пропорционально распределению $\sigma_m(532, z)$, и коэффициент пропорциональности $R = 1,3 \pm 0,1$ для теплого и $1,1 \pm 0,03$ для холодного сезонов наблюдений. С уменьшением высоты, в пограничном слое, аэрозольный коэффициент ослабления возрастает быстрее молекулярного коэффициента. Аналитическая аппроксимация среднесезонных профилей экспоненциальными кривыми в диапазоне высот от 0,45 до 7 км представлена на рис. 6, б. Коэффициенты a , b составляют $0,102 \text{ км}^{-1}$, $(1,60 \pm 0,05) \text{ км}$ и $0,055 \text{ км}^{-1}$, $(0,89 \pm 0,04) \text{ км}$ для теплого и холодного времени наблюдений соответственно. Значения параметра b для $\sigma_a(532, z)$ примерно в 1,5 раза выше соответствующих значений для $\beta_a(532, z)$ (см. рис. 5, б). Это объясняется изменением лидарного отношения с высотой — меньшим значениям $S_a(\lambda_{0i}, z)$ соответствуют большие значения $\beta_a(\lambda_{0i}, z)$.

Рис. 7 показывает статистические характеристики распределения средних значений коэффициента ослабления в пограничном слое атмосферы (без внутреннего слоя перемешивания, начиная с 0,45 км; рис. 7, а, б) и слое свободной тропосферы (рис. 7, в, з) для всего цикла ночных измерений за 2006–2007 гг. Как показали исследования [10, 11], в холодный период из-за инверсного хода температуры внутренний слой перемешивания и слой перемешивания совпадают и верхняя граница слоя лежит ниже 0,45 км. Настоящая лидарная система и методы восстановления не дают достоверной информации о значениях коэффициента ослабления ниже 0,45 км. Средние значения $\sigma_a(532, z)$ для холодного времени наблюдений в ПС составляют $0,025 \text{ км}^{-1}$, что более чем в 2 раза ниже средних значений для теплого периода наблюдений ($0,061 \text{ км}^{-1}$). Возможно, для зимы значения занижены, хотя мы и исключили из цикла наблюдений январь и февраль 2007 г. В слое свободной тропосферы средние значения $\sigma_a(532, z)$ также отличаются и составляют $0,0083 \text{ км}^{-1}$ для холодного и $0,011 \text{ км}^{-1}$ для теплого времени наблюдений.

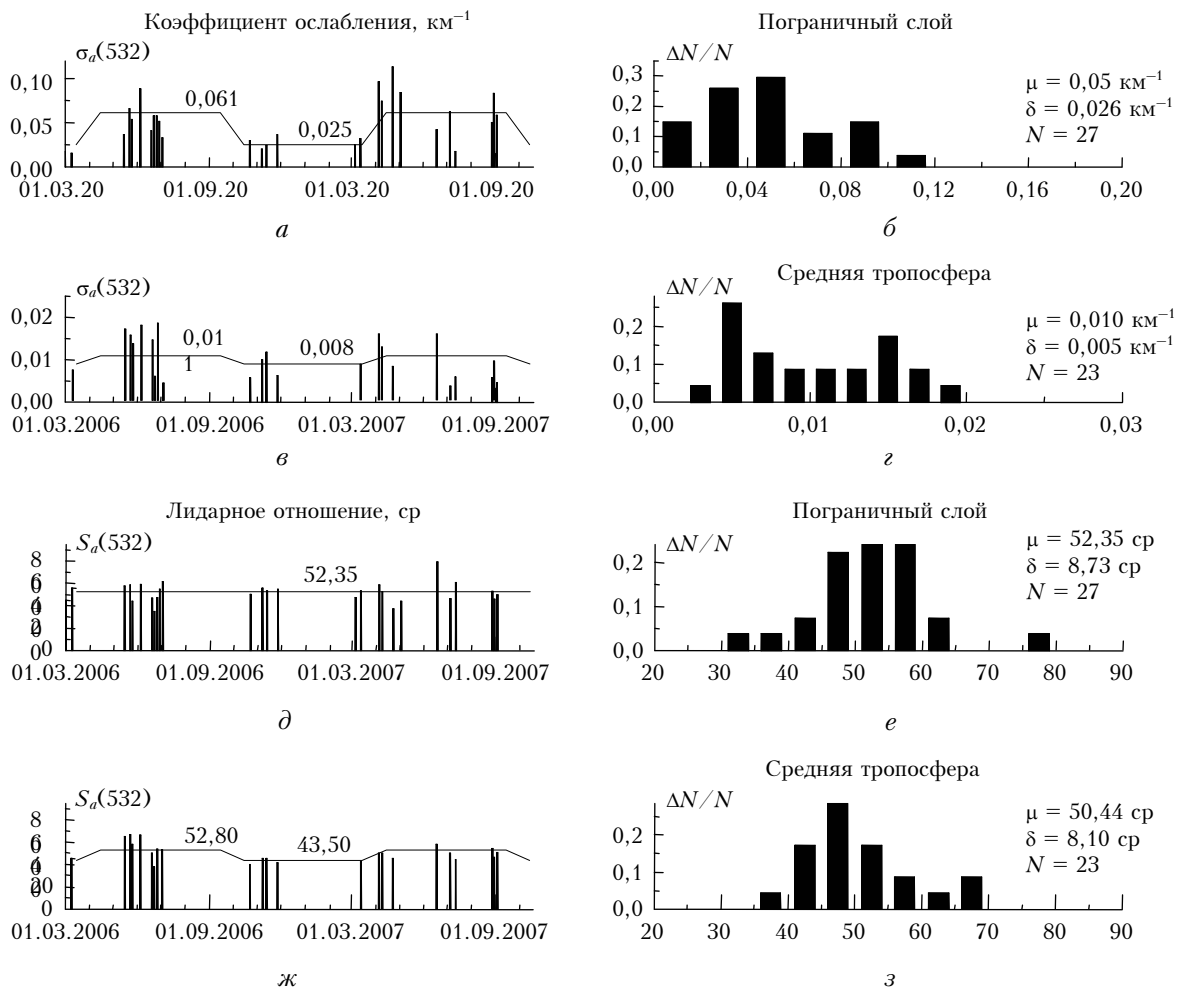


Рис. 7. Значения коэффициента ослабления (а, в) и лидарного отношения (д, ж) в пограничном слое (а, д) и слое средней тропосферы (в, ж). Горизонтальные линии показывают полугодовые значения параметров; б, г, е, з — соответствующие гистограммы распределений, средние μ , дисперсии δ и количество наблюдений N

3.3. Лидарное отношение

Высотное распределение лидарного отношения представляет большой интерес. Его численное значение обратно пропорционально значению индикаторы рассеяния в направлении 180° и совместно со значениями других оптических параметров позволяет в большинстве случаев идентифицировать состав аэрозольных слоев (см., например, [32]). Помимо этого, средний профиль $S_a(\lambda_{0i}, z)$ имеет самостоятельное значение для интерпретации большого объема измерений, получаемых лидарными системами без КР-каналов (см. [16]), в том числе и для рутинных космических наблюдений.

Теоретические расчеты показывают [38], что при одинаковой влажности с увеличением высоты должно происходить уменьшение значений лидарного отношения, что связано с уменьшением вклада субмикронной фракции аэрозоля в суммарный спектр. По нашим измерениям, подобный ход $S_a(532, z)$ характерен для холодного времени наблюдений (см. кривую 2 на рис. 6, в). Для теплого времени наблюдений (кривая 1 на рис. 6, в) в слое перемешивания (до 1,5 км) с ростом высоты происходит постепенное уменьшение значений лидарного отношения (связанное как с уменьшением влажности, так и с уменьшением вклада мелких частиц); затем, в слое вовлечения (до 3 км), значения $S_a(532, z)$ близки к постоянным либо незначительно возрастают (влажность увеличивается, причем градиент изменения значений $Rh(z)$ выше, чем в слое перемешивания).

Выше ПС значения $Rh(z)$, в общем случае, уменьшаются до верхней границы слоя средней тропосферы. Однако в переходной зоне между ПС и ССТ (до 4,5 км) существует локальный максимум значений $S_a(532, z)$. Он прослеживается и на среднем профиле, а для индивидуальных профилей существует практически всегда и может на 10 ср превышать среднее значение. Возрастание $S_a(532, z)$ выше ПС отмечается также в работах [7, 8], но там оно легко объяснимо переходом от морского к континентальному типу аэрозоля. Мы не исключаем, что в нашем случае максимум может быть обусловлен погрешностями восстановления профилей, поскольку, как показывают результаты численного моделирования, в переходных зонах ошибки восстановления максимальны. В слое средней тропосферы (выше 4,5 км) ход лидарного отношения близок к нейтральному, но значения примерно на 5 ср выше, чем на верхней границе ПС, и совпадают со значениями, полученными в работе [6] для свободной тропосферы.

На рис. 7 приводятся статистические характеристики распределения средних значений лидарного отношения в пограничном слое атмосферы (без внутреннего слоя перемешивания, рис. 7, д, е) и слое свободной тропосферы (рис. 7, ж, з) для всего цикла ночных измерений за 2 года. В ПС средние значения $S_a(532, z)$ практически совпадают и составляют 52 ср как для холодного, так и для теплого времени наблюдений. Средние значения лидарного

отношения для зимы в слое свободной тропосферы составляют 43,5 ср, что почти на 10 ср ниже средних значений для теплого периода наблюдений (52,8 ср). Отметим, что наши средние статистические значения $\sigma_a(532, z)$ и $S_a(532, z)$ близки к значениям, полученным на континентальной лидарной станции в г. Лейпциге (52° с.ш., 12° в.д.) [6]. Исключение составляют значения коэффициента ослабления в ПС: по нашим измерениям они ниже в 1,5 раза для теплого и в 3 раза для холодного времени наблюдений. Однако и средние значения аэрозольной оптической толщи для 500 нм составляют 0,24 [6] для Лейпцига и 0,15 [29] для Томска.

Заключение

С марта 2006 г. по октябрь 2007 г. в рамках проекта CISLINET в Томске проводились регулярные измерения вертикального распределения аэрозоля лидаром, использующим эффекты упругого и комбинационного рассеяния. На основе этих измерений мы проанализировали высотное распределение тропосферных аэрозольных слоев, включающее пограничный слой, состоящий из внутреннего слоя перемешивания, слоя перемешивания и слоя вовлечения, и слой средней тропосферы. На примерах было показано, что высота слоя перемешивания (в отличие от высоты пограничного слоя) отличается большей временной и пространственной устойчивостью, а сезонный ход коррелирует с сезонным ходом АОТ.

По данным ночных измерений на длинах волн 532 и 607 нм в диапазоне высот от 0,45 до 7 км были получены высотные профили оптических параметров — коэффициентов ослабления, обратного рассеяния и лидарного отношения. Их статистический анализ позволил рассмотреть особенности изменения параметров в каждом из выделенных слоев. Было показано, что в ПС, независимо от сезона наблюдений, среднее значение лидарного отношения составляет 52 ср, но структура профиля $S_a(532, z)$ неоднородна. В свободной тропосфере аэрозольные коэффициенты $\beta_a(532, z)$ и $\sigma_a(532, z)$ пропорциональны коэффициентам молекулярного рассеяния, профиль лидарного отношения (до 7 км) однороден, но средние значения в различные сезоны могут отличаться на 10 ср. Спектральным особенностям распределения параметров в УФ, видимом и ближнем ИК-диапазонах будет посвящена III часть работы.

Авторы выражают благодарность Д.М. Кабанову, любезно предоставившему статистический анализ измерения аэрозольной оптической толщи за 2006–2007 гг.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов CRDF # 2871, РФФИ № 06-05-89500-ННС а и 07-05-91102-АФГИР_а, а также проектов № 75 СО РАН и № 16.13 Президиума РАН.

1. *Аэрозоль и климат* // Под ред. К.Я. Кондратьева. Л.: Гидрометеониздат, 1991. 542 с.
2. *Elterman L. Aerosol measurements in the troposphere and stratosphere* // Appl. Opt. 1966. V. 5. N 11. P. 1769–1776.

3. Bösenberg J., Ansmann A., Baldasano J.M., Balis D., Böckmann C., Calpini B., Chaikovskiy A., Flamant P., Hågård 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 // *Advances in Laser Remote Sensing* / A. Dabas, C. Loth, J. Pelon, eds. Editions de L'Ecole Polytechnique, 2001. P. 155–158.
4. 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.
5. Matthias V., Bösenberg J. Aerosol climatology for planetary boundary layer derived from regular lidar measurements // *Atmos. Res.* 2002. V. 63. P. 221–245.
6. Mattis I., Ansmann A., Müller D., Wandinger U., Althausen D. Multilayer aerosol observations with dual-wavelength Raman lidar in the framework of EARLINET // *J. Geophys. Res.* 2004. V. 109. D13203, doi: 10.1029/2004JD004600.
7. Amiridis V., Balis D.S., Kazadzis S., Bais A., Gianakaki E. Four-year aerosol observations with a Raman lidar in Thessaloniki, Greece, in the framework of European Aerosol Research Lidar Network (EARLINET) // *J. Geophys. Res.* 2005. V. 110. D21203, doi: 10.1029/2005JD006190.
8. De Tomasi F., Tafiro A.M., Perrone M.R. Height and seasonal dependence of aerosol optical properties over southeast Italy // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111. D10203, doi: 10.1029/2005JD006779.
9. 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 атмосфер. и океана.* 1994. Т. 7. № 8. С. 1022–1032.
10. Панченко М.В., Терпугова С.А. Годовой ход содержания субмикронного аэрозоля в тропосфере над Западной Сибирью // *Оптика атмосфер. и океана.* 1994. Т. 7. № 8. С. 1033–1044.
11. Белан Б.Д. Динамика слоя перемешивания по аэрозольным данным // *Оптика атмосфер. и океана.* 1994. Т. 7. № 8. С. 1045–1054.
12. Panchenko M.V., Terpigova S.A., Tumakov A.G. Annual variations of submicron aerosol fraction as assessed from the data of airborne nephelometric measurements // *Atmos. Res.* 1996. V. 41. P. 203–215.
13. Панченко М.В., Терпугова С.А. Применение трехслойного представления для описания вертикального профиля содержания субмикронного аэрозоля в нижней тропосфере // *Оптика атмосфер. и океана.* 1999. Т. 12. № 12. С. 1093–1097.
14. 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 атмосфер. и океана.* 2006. Т. 19. № 12. С. 1062–1067.
15. Chaikovskiy A.P., Ivanov A.P., Balin Yu.S., Elnikov A.V., Tulinov G.F., Plusnin I.I., Bukin O.A., Chen B.B. CISLINET – Lidar Network for Monitoring Aerosol and Ozone in CIS Regions // *Reviewed and Revised Papers Presented at the 23d ILRC* / C. Nagasawa and N. Sugimoto, eds. Nara, Japan, 2006. P. 671–672.
16. Самойлова С.В., Балин Ю.С., Коханенко Г.П., Пеннер И.Э. Исследование вертикального распределения тропосферных аэрозольных слоев по данным многочасового лазерного зондирования. Часть 1. Методы становления оптических параметров // *Оптика атмосфер. и океана.* 2009. Т. 22. N 4. С. 344–357.
17. Winker D.M., Pelon J., McCormick M.P. The CALIPSO mission: Spaceborne lidar for observations of aerosols and clouds // *Proc. SPIE.* 2003. V. 4893. P. 1–11.
18. <http://eosweb.larc.nasa.gov>
19. Кабанов Д.М. Частное сообщение. 2009.
20. <http://www.ready.noaa.gov>
21. <http://www.weather.uwo.edu>
22. Böckmann C., Wandinger U., Ansmann A., Bösenberg J., Amiridis V., Boselli A., Delaval A., De Tomasi F., Frioud M., Videnov Grigorov I., Hågård A., Horvat M., Iarlori M., Komguem L., Kreipl S., Larcheveque G., Matthias V., Papayannis A., Pappalardo G., Rocabosch F., Rodrigues J.A., Schneider J., Shcherbakov V., Wiegner M. Aerosol lidar intercomparison in the framework of the EARLINET project. 2. Aerosol backscatter algorithms // *Appl. Opt.* 2004. V. 43. N 4. P. 977–989.
23. Hooper W.P., Eloranta E. Lidar measurements of wind in planetary boundary layer: the method, accuracy and results from joint measurements with radiosonde and Kytton // *J. Climate Appl. Meteorol.* 1986. V. 25. P. 990–1001.
24. 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. N 6. P. 1769–1776.
25. Young S.A. An investigation into the performance of algorithms used to retrieve cloud parameters from LITE lidar data, and implications for their use with PICASSO-CENA lidar data // *CSIRO Atmospheric Research Technical Paper.* 2001. V. 53. 58 p. (http://www.cmar.csiro.au/e-print/open/young_2001a.pdf).
26. Young S.A. The Hybrid Extinction Retrieval Algorithms (HERA) for the analysis of lidar data from space // *CSIRO Atmospheric Research Technical Paper.* 2002. V. 54. 28 pp. (http://www.cmar.csiro.au/e-print/open/young_2002a.pdf).
27. <http://www-calipso.larc.nasa.gov>
28. Кабанов Д.М., Сакерин С.М., Турчинович С.А. Солнечный фотометр для научного мониторинга (аппаратура, методики, алгоритмы) // *Оптика атмосфер. и океана.* 2001. Т. 14. N 12. С. 1162–1169.
29. Сакерин С.М., Горбаренко Е.В., Кабанов Д.М. Особенности многолетней изменчивости аэрозольной оптической толщины атмосферы и оценки влияния различных факторов // *Оптика атмосфер. и океана.* 2008. Т. 21. № 7. С. 625–631.
30. 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. N 12. P. 2346–2357.
31. Böckmann C., Mironova I., Müller D., Schneidenbach L., Nessler R. Microphysical aerosol parameters from multi-wavelength lidar // *J. Opt. Soc. Amer. A.* 2005. V. 22. N 12. P. 518–528.
32. 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.* 2007. V. 112. D16202, doi: 10.1029/2006JD008292.
33. Murayama T., Mason S.J., Redemann J., Anderson T.L., Schmid B., Livingston J.M., Russell P.B., Huebert B., Howell S.G., McNaughton C.S., Clarke A., Abo M., Shimizu A., Sugimoto N., Yabuki M., Kuze H., Fukagawa S., Maxwell-Meier K., Weber R.J., Orsini D.A., Blomquist B., Bandy A., Thornton D. An intercomparison of lidar-derived aerosol optical properties with airborne measurements near Tokyo during ACE-Asia // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108. N D23. 8651, doi: 10.1029/2002JD003259.
34. Межерис М. Лазерное дистанционное зондирование. М.: Мир, 1987. 550 с.

35. Иванов А.П., Хмелевцов С.С., Чайковский А.П., Щербачков В.Н. Статистический анализ данных лазерного зондирования стратосферного аэрозоля // Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана. 1993. Т. 29. № 1. С. 82–85.
36. Зуев В.В., Ельников А.В., Бурлаков В.Д. Лазерное зондирование средней атмосферы. Томск: ООО «РАСКО», 2002. 352 с.
37. Балин Ю.С., Пеннер И.Э., Самойлова С.В. Космическое и подспутниковое лазерное зондирование аэрозольных и облачных полей тропосферы // Оптика атмосфер. и океана. 2007. Т. 20. N 9. С. 837–844.
38. Ackerman J. The extinction-to-backscatter ratio of tropospheric aerosol: a numerical study // J. Atmos. Ocean. Techn. 1998. V. 15. N 4. P. 1043–1050.

S.V. SamoiloVA, Yu.S. Balin, G.P. Kokhanenko, I.E. Penner. Investigation of the tropospheric aerosol layer vertical distribution from the data of sensing with a multifrequency Raman lidar. Part 2. Vertical distribution of aerosol optical properties in the visible wavelength range.

From March 2006 to October 2007 regular lidar observations of the vertical aerosol distribution at Tomsk (56°N, 85°E) have been performed within the framework of CISLINET, the lidar network in the former USSR territories. A statistical analysis concerning the vertical distributions of the backscatter $\beta_a(532 \text{ nm})$ and extinction $\sigma_a(532 \text{ nm})$ coefficients, and lidar ratio $S_a(532 \text{ nm})$ derived from nighttime Raman lidar measurements (532 and 607 nm) for the height range from 0.45 to 7 km is presented. The two-year average values of the planetary boundary layer (PBL) height were 1.22 km for the cold half-year (from October to March) and 2.3 km for the warm half-year (from April to September). The PBL mean values of $\sigma_a(532 \text{ nm})$ were 0.025 km^{-1} (winter) and 0.061 km^{-1} (summer). The two-year lidar ratio of 52 sr (532 nm) was found in the upper part of PBL. In the free troposphere (FT) height profiles of $\beta_a(532 \text{ nm})$ and $\sigma_a(532 \text{ nm})$ coefficients were proportional to the profiles of molecular coefficients. FT average values of $\sigma_a(532 \text{ nm})$ were 0.0083 km^{-1} for cold and 0.061 km^{-1} for warm half-year. Two-year lidar ratios of 43.5 sr (winter) and 52.8 sr (summer) were found in the free troposphere.