

УДК 551.521.3 (575.2) (04)

**СТРУКТУРА ОПТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК АЭРОЗОЛЯ
ПО ДАННЫМ ЛИДАРНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ***Л.Г. Свердлик* – зам. директора ЛСТ*Б.Б. Чен* – докт. физ.-мат. наук

Structure of the aerosol optical characteristics in the layer of the active turbulent mixing (ATM) and in dust according data of the laser sensing using multiwavelength complex of Lidar Station Teplokluchenka (LST) are considered.

Введение. Атмосферный аэрозоль принадлежит к числу важнейших факторов прямого и косвенного воздействия на климат. Фактический эффект влияния различных типов аэрозолей и их оптических, физических и химических свойств полностью еще не выяснен и продолжает исследоваться. Согласно оценкам [1], обусловленное аэрозолем отрицательное возмущающее воздействие сравнимо по величине с положительным “парниковым” воздействием (около $4,3 \text{ Вт/м}^2$) при удвоении концентрации CO_2 . Оценки косвенного воздействия аэрозоля на климат до сих пор не дали достаточно удовлетворительных результатов и в значительной степени отображают высокую степень неопределенности (от $0,0$ до $-4,8 \text{ Вт/м}^2$). При этом сохраняющаяся неопределенность оценок вклада аэрозоля в формирование климата лишает такой важный документ, как Киотский Протокол, научной обоснованности. Отсюда очевиден вывод о важном новом этапе в понимании и количественной оценке роли атмосферного аэрозоля как климатообразующего фактора и осознание ее критически существенного значения в формировании современных изменений климата [12], о необходимости проявления в ближайшие годы повышенного внимания к проблеме “аэрозоль-климат”. Имеется в виду интенсификация соответствующих теоретических и экспериментальных исследований и получение более полной информации об аэрозоле.

Выявление же региональных особенностей содержания аэрозоля в атмосфере и вертикального распределения его оптических характеристик важно для решения прикладных задач, например, при изучении влияния радиационно-аэрозольных эффектов на истощение источников водных и гидроэнергетических ресурсов региона под влиянием трансграничных выносов аэрозоля в тропосферу.

Методика. Массив данных многоволнового лидарного зондирования тропосферы на лидарной станции Теплоключенка (ЛТС) за период 2002–2003 гг. содержит свыше 300 вертикальных профилей сигналов обратного рассеяния на длинах волн 355, 532 и 1064 nm и рамановской длине волны 387 nm. Пространственное разрешение регистрируемого лидарного сигнала составляет 30–60 m.

Результаты обработки сигналов обратного рассеяния получены в виде профилей коэффициентов обратного аэрозольного рассеяния $\beta_a(h)$ и отношения рассеяния $R(h)$ на трех длинах волн, коэффициента ослабления $\alpha(h)$ и деполаризационного отношения $D(h)$ на длине волны 532 nm в интервале высот от 1,0 до 12,0 km. Нижняя граница профилей ограничена протяженностью теневой зоны лидара, построенного по некоаксиальной схеме. Во всех указанных высотах отсчет ведется относительно расположенного на высоте свыше 2000 м над ур. м. ЛТС. Зондирования проводились в

основном в темное время суток с 21.00 до 04.00 часов.

Основные вопросы методологии многоволнового лазерного зондирования атмосферного аэрозоля, обработки обратно рассеянного сигнала и получения оптических и микрофизических характеристик аэрозоля изложены в [11].

Результаты. Полученный экспериментальный материал свидетельствует о наличии в тропосфере достаточно устойчивых по высоте аэрозольных слоев. В нижней тропосфере наблюдается слой активного турбулентного перемешивания (АТП) или, как еще его называют, пограничный слой, имеющий обычно резко выраженную верхнюю границу на высоте от 1,5 до 4,5 км. В нижней и верхней тропосфере на высотах от 1,8 до 10,0 км выявлены случаи появления аэрозольных образований со значениями оптических характеристик, в десятки раз превышающими средние значения, которые связаны, как правило, с особенностями переноса воздушной массой аэрозольных частиц в атмосфере. Эти аэрозольные образования похожи по своим характеристикам на Атмосферное Коричневое Облако (Atmospheric Brown Cloud – ABC), поэтому в дальнейшем анализе наблюдаемые нами слои с подобными оптическими характеристиками будем называть ABC. Ниже рассмотрены наиболее типичные состояния вертикальной стратификации тропосферного аэрозоля: в фоновые периоды, в слое АТП, ABC(n) в нижней тропосфере и ABC(v) в верхней тропосфере. Случаи, когда зафиксированные слои аэрозольного загрязнения тропосферы Азиатской пылью проявлялись в виде аномального, специфического поведения профилей отношения рассеяния и коэффициента ослабления, рассмотрены отдельно.

1. Оптические характеристики слоя АТП. Необходимость выделения слоя активного турбулентного перемешивания обусловлена тем, что без знания его высоты и оптических свойств, содержащихся в нем аэрозольных частиц, может возникнуть большая неопределенность при оценке влияния тропосферного аэрозоля, который сосредоточен в хорошо перемешиваемом приземном слое.

Известно, что высота верхней границы слоя АТП и основные оптические характеристики аэрозоля в нем изменяются в широком диапазоне значений в зависимости от времени года и метеоусловий. Различие в высотах верхней границы слоя и диапазона их вариаций в теплое и холодное полугодие можно объяснить различием температур подстилающей поверхности. Верхняя граница выноса аэрозоля, образующегося у подстилающей поверхности, в более высокие слои атмосферы определяется энергией турбулентного обмена, которая пропорциональна среднесуточной температуре подстилающей поверхности. Таким образом, распределение аэрозоля по высоте обычно связывают с термической стратификацией атмосферы, а расположение верхней границы слоя АТП – с высотой инверсионного слоя, осредненной над обширной областью подстилающей поверхности. Вопрос о формировании особенностей стратификации аэрозоля в горах под действием горно-долинной циркуляции представляется настолько же интересным, насколько и сложным. Природа предгорных и горных инверсий двойственная: они формируются как в результате горно-долинной циркуляции, так и в результате радиационного выхолаживания приземных слоев воздуха. В темное время суток холодный плотный воздух, стекающий с гор в низменность, подклинивается под теплым и должен вызвать инверсию. По мере достижения предгорной равнины этот воздух стационарирует и радиационно выхолаживается, и тогда возникает резко выраженная устойчивая стратификация. Наиболее отчетливо это проявляется в холодное полугодие, когда изменения оптических характеристик в ночные часы не очень значительны. В рамках классических представлений о суточном цикле развития горно-долинной циркуляции следует учитывать, что температурные инверсии абсолютно несвойственны долинной циркуляции, между тем как для горной циркуляции они являются ее неотъемлемой чертой [2]. Их влияние распространяется не только на термическое, но и на динамическое состояние нижних слоев тропосферы вследствие существенного воздействия на распределение скорости и направления ветра. В условиях наблюдающихся инверсий тем-

пературы, затрудняющих вертикальный воздухообмен в нижних слоях тропосферы, реальный процесс распространения аэрозольного загрязнения происходит, как правило, над инверсионным слоем. Проникновение примесей в слой турбулентного перемешивания наиболее эффективно во время разрушения инверсии (обычно в утреннее и дневное время). При этом осаждение аэрозоля на подстилающую поверхность в первом приближении можно рассматривать как совокупность сухого осаждения и осаждения осадками [4]. Вопросы же влияния АВС на состояние и уровни аэрозольного загрязнения слоя активного турбулентного перемешивания до настоящего времени специально не прорабатывались, но в ближайших планах они готовятся к рассмотрению.

Для выявления сезонной трансформации аэрозольных полей в нижней тропосфере по результатам измерений (а их более 120), проведенных в 2003 г., рассчитаны профили $\beta_a(\lambda, h)$. На рис. 1 представлен годовой цикл изменения интегрального коэффициента обратного аэрозольного рассеяния F_a на длине волны 532 нм в слоях 1,0–3,0 км и 3,0–5,0 км и высоты слоя активного турбулентного перемешивания H_L . Интегральный коэффициент обратного аэрозольного рассеяния F_a в указанном интервале высот отражает общую картину аэрозольного наполнения слоя:

$$F_a = \int_{h_1}^{h_2} \beta_a(h) dh,$$

где h_1 и h_2 – нижняя и верхняя границы слоя.

Установлено, что осязаемое влияние основных изменений количественного содержания тропосферного аэрозоля на его оптические свойства в отсутствии облаков ограничивается высотой 5,0 км. С учетом того, что основная доля аэрозольных частиц, формирующих оптические характеристики, сосредоточена, как правило, в нижнем трехкилометровом слое атмосферы, выше которого коэффициент рассеяния резко убывает с высотой, выбраны следующие интервалы для расчета F_a : 1,0–3,0 км и 3,0–5,0 км.

В рассматриваемый массив данных включены только те измерения, на профиле $\beta_a(h)$ которых отсутствовали достаточно часто наблюдаемые уплотнения аэрозоля в области высот, примыкающих к верхней границе слоя АТП. Анализ массива данных зондирования производился путем осреднения профилей оптических показателей: коэффициентов обратного аэрозольного рассеяния $\beta_a(h)$ и коэффициента ослабления $\alpha_{\max}(\lambda)$. Каждое измерение представляет собой усредненный профиль за ночь. При этом общее время накопления сигналов обратного рассеяния для получения одного среднего профиля $\beta_a(h)$ составляет не менее 0.5 часа.

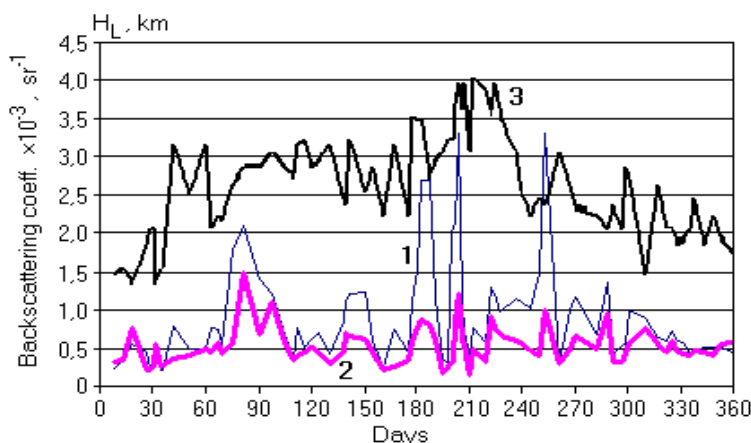


Рис. 1. Годовое изменение значений F_a в слоях 1,0–3,0 км (1) и 3,0–5,0 км (2) и высоты слоя АТП H_L (3).

На рис. 1 хорошо просматривается сезонный ход F_a и H_L с максимальными значениями летом и минимальными зимой. В общих чертах изменение коэффициентов обратного аэрозольного рассеяния в рассматриваемых слоях аналогично, но диапазон изменения средних месячных значений F_a различен. Как видно из табл. 1, эти изменения составляют от $0.35 \times 10^{-3} \text{ sr}^{-1}$ до $1.5 \times 10^{-3} \text{ sr}^{-1}$ для более низкого слоя и от $0.36 \times 10^{-3} \text{ sr}^{-1}$ до $0.73 \times 10^{-3} \text{ sr}^{-1}$ для верхнего слоя.

Таблица 1
Средние месячные значения H_L и F_a
в слое АТП (2003 г.)

Месяц	H_L , км (АТМ)	Средние значения $F_a \cdot 10^{-3} \text{ sr}^{-1}$ в слоях, км	
		1,0–3,0	3,0–5,0
Январь	1,70	0,35	0,36
Февраль	2,10	0,43	0,40
Март	2,55	1,33	0,73
Апрель	2,90	0,63	0,53
Май	2,70	0,93	0,53
Июнь	2,80	0,70	0,44
Июль	3,50	1,50	0,60
Август	3,50	1,04	0,65
Сентябрь	2,45	1,15	0,54
Октябрь	2,40	0,83	0,54
Ноябрь	1,95	0,67	0,54
Декабрь	1,90	0,48	0,47
Среднее	2,54	0,84	0,48

Можно выделить периоды, внутри которых поведение высотных профилей и максимальные значения рассматриваемых параметров в нижней тропосфере оставались однотипными. При этом хорошо выражены различия вычисленных оценок для холодного (ноябрь–апрель) и теплого (май–октябрь) полугодий. В холодное полугодие, за исключением марта, средние месячные значения F_a для обоих слоев достаточно близки и отличаются не более чем на 10–20%. В теплое полугодие величины F_a для нижнего слоя приблизительно в 1.5–2.0 раза выше тех же значений для верхнего слоя. Максимальные значения F_a в слое 1.0–3.0 км наблюдались в марте и июле: $1.33 \times 10^{-3} \text{ sr}^{-1}$ и

$1.50 \times 10^{-3} \text{ sr}^{-1}$ соответственно. Во второй половине марта на станции был зафиксирован приход аэрозольного загрязнения в виде пылевых (песчаных) частиц и сажи с юго-западными потоками из районов Ближнего Востока, связанный с влиянием происходящих в этот сезон песчаных бурь. Минимальная величина $F_a = 0.35 \times 10^{-3} \text{ sr}^{-1}$ (оптическая плотность аэрозоля) зарегистрирована в январе.

Расположение верхней границы слоя АТП имеет четкую сезонную зависимость и, по нашим наблюдениям, в холодное полугодие диапазон вариаций высоты верхней его границы лежит в пределах 1,3–2,5 км, а в теплое полугодие – в пределах 2,0–4,3 км. Причем эти значения относятся к ночному времени и представляют высоту, так называемого, остаточного слоя, но не максимум высоты пограничного слоя, которая может возрастать в течение дня.

Полученные данные о годовом цикле F_a и H_L находятся в достаточно близком соответствии с результатами работы [5]. Совпадение оценок с необходимой коррекцией на широтную, сезонную и другие вариации тропосферного аэрозоля свидетельствует о взаимном согласии лидарных данных.

Механизм возникновения аэрозоля в слое АТП определяется в основном взаимодействием атмосферы с подстилающей поверхностью и в значительной степени зависит от локальных факторов. Выяснение различий между разными режимами генерации аэрозоля подстилающей поверхностью приводит к разделению загрязнения на фоновую и генерируемую вблизи пункта наблюдения компоненты [6].

Данные регулярного зондирования тропосферного аэрозоля показывают, что в атмосфере часто реализуются состояния, для которых характерно отсутствие на профилях оптических параметров явно выраженных слоев. В этих случаях профили оптических характеристик на разных длинах волн зондирования чаще всего имеют вид плавно падающей с высотой кривой экспоненциального типа. Поскольку во всех подобных случаях оптические характеристики приблизительно одинаковы, то формирование указанных выше состояний, вероятнее всего, обусловлено внутриатмосферными процессами генерации, адвекции и турбулентного перемешивания. Такого рода относительно чистые состояния верхней и

нижней тропосферы в дальнейшем изложении обозначены термином “фоновые”. Фоновое состояние тропосферного аэрозоля характерно чаще всего для зимнего периода или же является результатом, как правило, сильного очищения атмосферы осадками, когда массовая концентрация аэрозоля уменьшается в 2–5 раз [3]. В теплый период достаточно сложно выделить продолжительные интервалы времени, когда уровень загрязнения определяется фоновой компонентой аэрозоля. В табл. 2 приведены величины оптических характеристик для разных высотных интервалов в фоновых условиях, рассчитанные в результате обработки массива данных, учитывающего все наиболее общие для региона особенности их вертикального распределения.

Приведенные характеристики аэрозольного фона получены на протяжении сравнительно небольшого периода времени. Однако они показывают неплохую устойчивость около определенных средних значений, по сравнению с которыми можно оценивать количество генерируемого различными источниками аэрозоля и некоторые закономерности изменения его характеристик.

Полученные многочисленные данные говорят о том, что вертикальные профили коэффициента обратного аэрозольного рассеяния могут иметь сложную форму, отличную от

экспоненты. В частности, неоднократно отмечалось, что высотное распределение $\beta_a(\lambda, h)$ и $\alpha(h)$ в слое АТП характеризуется значениями, превышающими те, что указаны в табл. 2, и имеет слоистый характер. Приведенные данные годового изменения F_a в нижней тропосфере явно указывают на то, что в весенний (март) и летний периоды времени оптическое состояние атмосферы в области высот 10–3,0 км часто характеризуется наличием аэрозольных слоев повышенного рассеяния. Слоистость вертикальной структуры аэрозоля обусловлена в первую очередь крупнодисперсной фракцией, поскольку наблюдается на длинах волн 532 нм, особенно, 1064 нм. В отдельные дни загрязнение атмосферы на этих высотах уменьшалось, но оставалось (значительно) выше фоновых значений.

Предварительный анализ полученных экспериментальных данных показывает, что имеются особенности в поведении коэффициента обратного рассеяния зимой и летом. Поэтому для рассмотрения средних характеристик вертикальной стратификации аэрозоля в нижней тропосфере весь ряд высотных профилей разбит на временные интервалы, соответствующие холодному и теплему полугодиям. На рис. 3 приведены усредненные профили $\beta_a(h)$ на трех длинах волн в слое АТП для периодов времени.

Таблица 2

Вертикальное распределение средних фоновых значений оптических характеристик в слое АТП

Высота, км		Оптические параметры					
h_1	h_2	$\beta_a(h)_{max}, 10^{-3}, \text{км}^{-1}$		$\alpha, \text{км}^{-1}$		F_a, sr^{-1}	
		355 nm	532 nm	1064 nm	532 nm	532 nm	532nm
Фон							
1,0	1,5	2,8	0,22	0,25	0,020	1,15e-04	87
1,5	2,0	2,0	0,24	0,22	0,015	1,35e-04	56
2,0	3,0	1,5	0,23	0,17	0,012	2,40e-04	50
3,0	4,0	1,2	0,20	0,135	0,011	2,20e-04	50
4,0	5,0	1,0	0,175	0,08	0,010	1,90e-04	52
5,0	6,0	0,8	0,155	0,055	0,009	1,70e-04	53
6,0	7,0	0,7	0,125	0,045	0,008	1,55e-04	51

$\beta_a(h)_{max}$ – максимальные значения коэффициентов обратного рассеяния на трех длинах волн, $\alpha(h)$ – средние значения коэффициента ослабления, F_a – интегральные коэффициенты обратного аэрозольного рассеяния в интервале высот (h_1, h_2) , и $LR = \alpha(h)/\beta(h)$ – значения лидарного отношения на длине волны 532 нм.

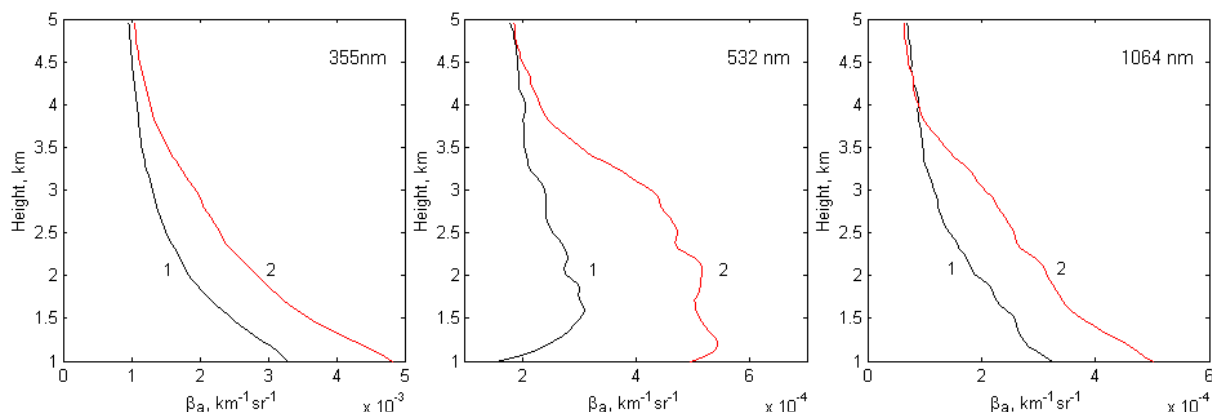


Рис. 3. Средние вертикальные профили коэффициентов обратного аэрозольного рассеяния для холодного (1) и теплого (2) полугодий 2003 г.

Для вертикальной стратификации аэрозоля характерны достаточно плавное уменьшение коэффициента обратного рассеяния с высотой на длинах волн 355 и 1064 nm и более четкое выделение слоя АТП на профиле $\beta_a(h)$ для $\lambda = 532$ nm.

Общими отличиями летних профилей от зимних, характерными для всего периода наблюдений, являются более высокое содержание аэрозоля в нижней тропосфере и большая динамика вариаций его концентрации. Средние значения максимальных величин коэффициентов обратного рассеяния на длинах волн $\lambda = 355$ nm и $\lambda = 1064$ nm в теплое полугодие приблизительно в 1,3 раза превышают соответствующие величины холодного периода, а для $\lambda = 532$ nm превышение составляет приблизительно два раза.

Ослабление. Одной из основных характеристик пространственной структуры аэрозолей является вертикальный профиль коэффициента аэрозольного ослабления $\alpha(h)$. Применение лидаров, использующих эффекты комбинационного рассеяния, значительно расширяет возможности дистанционного исследования атмосферы, прежде всего из-за независимого определения коэффициентов ослабления и обратного рассеяния. Все рассматриваемые профили коэффициента ослабления на длине волны 532 nm определены в результате обработки многоволновых измерений с использованием рамановского сигнала. При этом лидарная трасса делится на интервалы $(h_i; h_{i+1})$, в кото-

рых коэффициенты преломления $m(h)$ и ослабления $\alpha(h)$ считаются постоянными. На практике для тропосферных измерений с пространственным разрешением $\Delta h = 60$ м использовались следующие подходы в выборе интервалов обработки. Для вычисления максимальных значений $\alpha(h)$ и более детального выяснения его поведения в диапазоне высот 1,0–5,2 км устанавливались с равномерным шагом наименьшие интервалы, равные $\Delta H = N_s \times \Delta h = 5 \times 60 = 300$ м, где N_s – количество стробов, по которым ведется усреднение. В случаях, когда регистрировались аэрозольные слои, интервалы выбирались в соответствии с их нижними и верхними границами. В качестве параметра, по которому отслеживался профиль аэрозольной стратификации, рассматривалось отношение рассеяния $R(h)$.

Для наиболее подвижной зоны активного турбулентного перемешивания изменения коэффициента ослабления варьируют от наиболее типичного для холодного времени (фоновое или близкое к фоновому) значения $\alpha(h)_{\max} = 0,03$ км⁻¹ до $\alpha(h)_{\max} = 0,22$ км⁻¹ в теплый период. Максимальные значения $\alpha(h)$ для холодного полугодия в этом аэрозольном слое обычно не превышают $\alpha(h) = 0,1$ км⁻¹.

Средние значения максимальных величин коэффициентов ослабления для слоя АТП в холодный период года характерны для наблюдаемого в этот период времени относительно чистого состояния тропосферы и равны

$\alpha(h) = (0,030 \pm 0,009) \text{ км}^{-1}$ при $h \leq 4,0$ км и $\alpha(h) = (0,037 \pm 0,003) \text{ км}^{-1}$ при $h > 4,0$ км. В теплое полугодие эти параметры достигают значений $\alpha(h) = (0,097 \pm 0,043) \text{ км}^{-1}$ при $h \leq 4,5$ км и $\alpha(h) = (0,031 \pm 0,019) \text{ км}^{-1}$ при $h > 4,5$ км. Из сравнения средних значений максимальных величин коэффициентов ослабления в слое АТП получаем, что в теплый период года средняя величина коэффициента ослабления в три раза превышает среднюю величину коэффициента ослабления в холодный период года.

Рассматриваемые средние распределения оптических характеристик можно ограничить двумя основными сезонами (зима–лето), так как весенние и осенние профили занимают промежуточное положение между основными сезонами. Кроме этого, они несколько искажены весенним пиком в марте и осенним в сентябре, являющихся следствием влияния пыльных бурь в южных регионах. Средние вертикальные профили $\alpha(h)$ для зимнего и летнего периодов времени приведены на рис. 4.

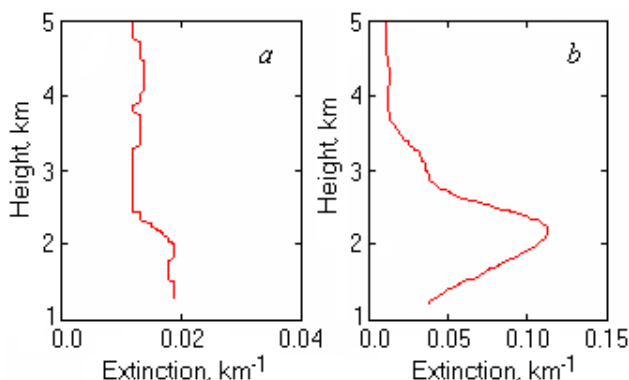


Рис. 4. Средние вертикальные профили коэффициента ослабления для зимнего (а) и летнего (б) периодов времени.

Особенность среднего летнего профиля $\alpha(h)$ с повышенным содержанием аэрозольных частиц в слое АТП заключается в том, что наибольшие значения показателей ослабления на длине волны 532 нм и приходятся, как правило, на высоты 1,8–2,3 км. Это может являться следствием скопления основной массы мелко- и крупнодисперсного аэрозоля на данных высотах в процессе достаточно продолжительного турбулентного перемешивания в услови-

ях антициклональной погоды и местных циркуляционных процессов. Также вероятно, что непосредственное влияние оказывает сложный рельеф подстилающей поверхности в горах, характеризующийся наличием площадей с неоднородным альбедо, их разной теплоемкостью и теплоотдачей. В силу чрезвычайно малой скорости оседания аэрозольных частиц при отсутствии вымывания осадками это состояние может быть достаточно устойчивым в течение продолжительного времени, что подтверждают регулярные ночные и отдельные дневные наблюдения. Значения коэффициента ослабления в области высот $h \approx 2,0$ км составляют в среднем $0,12 \text{ км}^{-1}$ летом и $0,02 \text{ км}^{-1}$ зимой.

Над слоем АТП в верхней тропосфере разница между величинами коэффициента ослабления в теплый и холодный период года незначительна.

2. Оптические характеристики пылевого аэрозоля. Одним из основных типов аэрозолей, который может оказывать существенное влияние на оптические и радиационные характеристики атмосферы, локальные метеорологические условия и климат, является аэрозоль почвенно-эрозийного происхождения, состоящий из твердых частиц почвы и пыли. При больших концентрациях пылевой аэрозоли может влиять на динамику пограничного слоя атмосферы и, выступая в качестве ядер конденсации, оказывать влияние на процессы облакообразования. Поэтому, кроме регулярных измерений оптических характеристик тропосферного аэрозоля в проводимых исследованиях, особое внимание уделялось важным процессам, локализованным в пространстве и во времени, подобно вторжениям пылевого аэрозоля. Начиная с января 2003 г., наблюдалось около 10 случаев, имеющих непосредственное отношение к выносам пыли, и которые не были включены в массив данных при анализе годового цикла вариаций F_a . Длительность наблюдаемых случаев составляла от 3 до 24 часов при различной интенсивности регистрируемых сигналов, и соответственно мощности и удаленности очагов пылевых струй. Слои пыли переменной толщины от 0,5 до 3,5 км располагались в области высот между 1,0 и 5,0 км над лидарной станцией. Для случаев

интенсивного выноса пыли оптические толщ аэрозоля на длине волны 532 nm достигали $\tau_a = 0.7$. Как показал обратный траекторный анализ на карте барической топографии 700 гПа, основными источниками пыли в нашем регионе являются песчаные пустыни и аридные территории с лессовидными почвами (Ближний Восток, Средняя Азия, Китай, Прикаспий, северо-западный Казахстан и др.). Полученные результаты дают возможность сделать некоторые количественные оценки пространственного распределения оптических и микрофизических параметров пылевого аэрозоля и сопоставить их с данными, полученными другими исследователями.

Из всех случаев наблюдения пылевых выносов наиболее значительные уровни загрязнения нижней тропосферы отмечались в трех эпизодах. Один из таких случаев был зарегистрирован 08.08.2003. Увеличение концентрации аэрозоля в нижней тропосфере было связано с влиянием арктической воздушной массы, фоновая степень загрязненности которой самая низкая по отношению к другим типам ВМ, однако путь ее проходит в основном над степями, полупустынями и пустынями Север-

ного и Северо-Восточного Казахстана. Так как воздушный поток проходит довольно большой путь над пустынными и степными пространствами, то вероятность увеличения (трансформации) степени его загрязненности очень велика. Результаты зондирования представлены в виде профилей $R(h)$ отношения общего коэффициента обратного рассеяния к молекулярному на трех длинах волн (рис. 5 а) и деполаризационного отношения $D(h)$ (рис. 5 б).

Обращает внимание то, что основная доля аэрозольных частиц сосредоточена в слое, расположенном в области высот до 2,2 км, при этом вплоть до высот 3,2 км прослеживаются локальные выбросы пыли. Особенностью этого эпизода является сравнительно небольшие значения $R(h)$ для $\lambda = 1064 \text{ nm}$, что является признаком значительного обогащения воздуха в основном тонкодисперсным аэрозолем. Это может быть связано с выносом загрязнения, содержащего большое количество лессовой пыли. От пыли песчаных пустынь лессовидную пыль отличает высокая концентрация мельчайших частиц ($r < 0.20 \mu\text{m}$) [7].

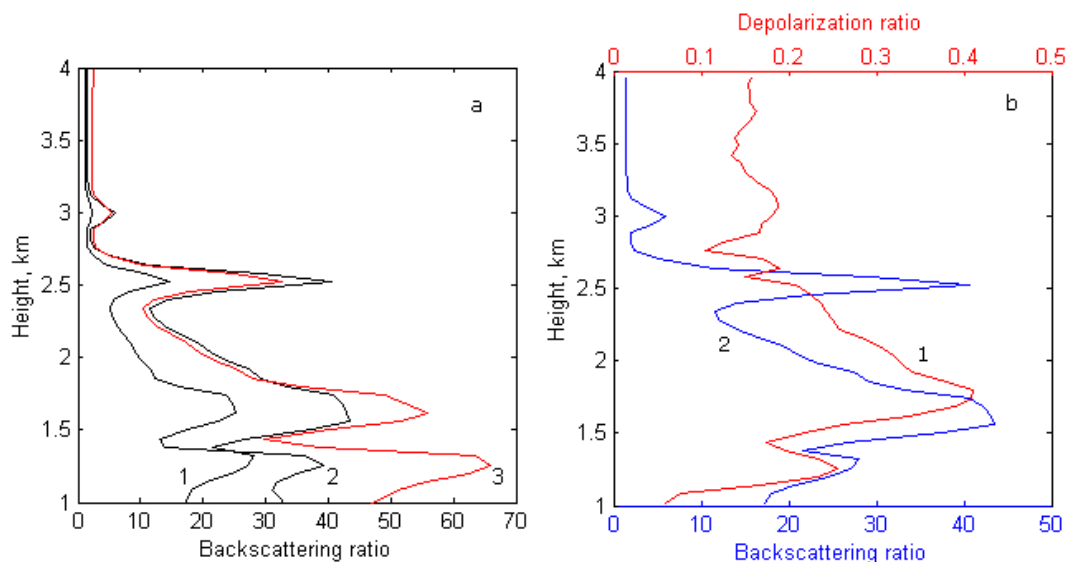


Рис. 5. Вертикальные профили отношения рассеяния $R(h)$ на трех длинах волн: 1 – $\lambda = 355 \text{ nm}$, 2 – $\lambda = 532 \text{ nm}$, 3 – $\lambda = 1064 \text{ nm}$ (а) и совмещенные кривые деполаризации D (1) и отношения рассеяния (2) (б) на длине волны 532 nm, полученные 08.08.2003 г. в 03:56 ч.

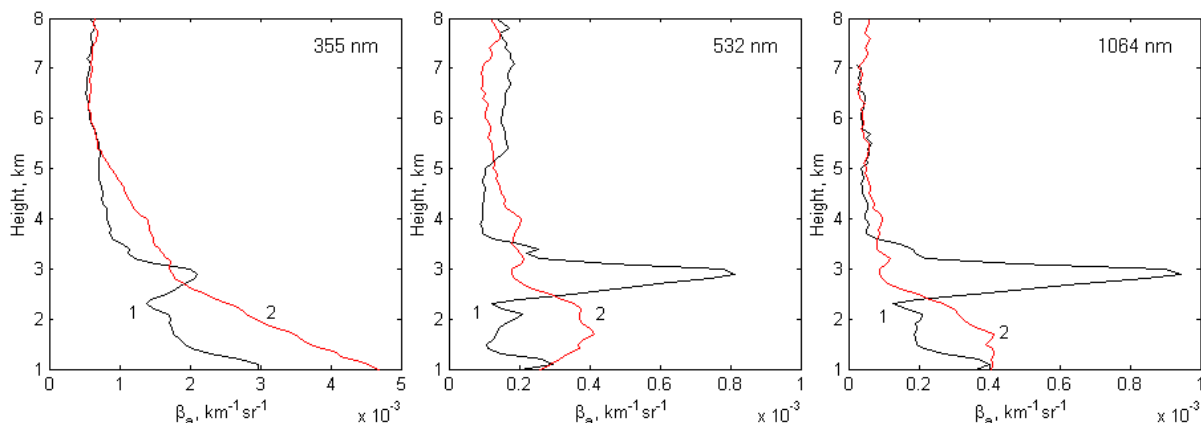


Рис. 6. Вертикальные профили коэффициентов обратного рассеяния, измеренные 07.08.2003 в 21:35 (1) и 08.08.2003 в 21:46 (2).

Качественным признаком однородности аэрозольных частиц в атмосфере в микрофизическом аспекте, как известно, может служить профиль деполяризации $D(h)$. Определение наличия несферических рассеивателей путем измерения степени деполяризации лидарных эхо-сигналов имеет непосредственное значение для наблюдения пылевых образований. Частично деполяризация обратного рассеяния от аэрозольного слоя может быть вызвана эффектами многократного рассеяния, способными переместить плоскость колебаний электрического вектора падающей волны. Влияние многократного рассеяния и формы частиц на измеряемую деполяризацию частично можно разделить, учитывая зависимость деполяризации от глубины проникновения в аэрозольный слой [8]. В частности, деполяризация, обусловленная многократным рассеянием, равна нулю у основания слоя и увеличивается по мере проникновения лазерного луча вглубь, тогда как деполяризация из-за несферичности частиц сильно отличается от нуля у его основания и изменяется только в результате изменения характеристик частиц (формы, размера, ориентации частиц и пр.).

На приведенном графике видно (рис. 5 б), что с увеличением глубины проникновения зондирующего импульса в пылевой слой D испытывает значительные флуктуации, коррелирующие с изменением отношения рассея-

ния, т.е. просматривается зависимость деполяризации от коэффициента рассеяния. Объясняется это существенным вкладом в величину деполяризации рассеяния второй кратности, а, следовательно, с точки зрения микроструктуры, наличием смешанного по фазе мелкодисперсного аэрозоля в нижней части слоя (до 1,5 км) и некоторым увеличением размеров и относительного содержания кристаллической фракции с высотой до ~ 1.8 км.

Для сравнительной оценки на рис. 6 показаны профили коэффициентов обратного рассеяния накануне пылевого эпизода (кривые 1) и по его окончании (кривые 2), которые позволяют проследить трансформацию пространственного распределения аэрозоля.

Последствия пылевого выноса (спустя 12 часов, после небольшого дождя) проявлялись в повышенных по сравнению с полученными накануне значениях оптических характеристик. Различия в оптическом состоянии нижней тропосферы характеризуется почти двукратным увеличением $\beta_a(h)$ на всех длинах волн до высоты 5,0 км.

Профиль коэффициента ослабления (рис. 7), измеренный во время пылевого выноса, характеризуется максимальным значением $\alpha(h) \sim 0,47 \text{ км}^{-1}$ на высоте 1,7 км и имеет самый большой градиент изменения в области высот 2.0 км (кривая 2). По окончании пылевого выноса максимальное значение $\alpha(h)$ в слое АТП

составило $0,13 \text{ км}^{-1}$ (кривая 3), что значительно превышает его величину в измерении, проведенном накануне (кривая 1).

Особый интерес представляет случай выноса пыли в регион 05.08.2003, когда наблюдалось наиболее интенсивное ослабление в нижней тропосфере.

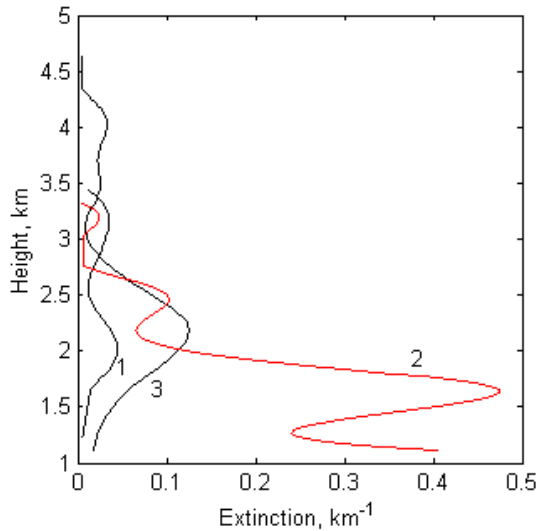


Рис. 7. Вертикальные профили коэффициента ослабления, измеренные 07.08.2003 в 21:35 (1), в 03:56 ч. (2) и в 21:46 ч. (3) 08.08.2003.

Вертикальный разрез аэрозольного образования (рис. 8) показывает присутствие хорошо перемешанных пылевых частиц в атмосфере до высоты 2,5 км. В нижней части слоя (0,5–1,5 км) мелкие и крупные частицы пыли смешаны таким образом, что вызывают высокое рассеяние при умеренном значении деполяризации. Высокая концентрация мелких частиц определяет значительное увеличение коэффициента обратного рассеяния, соответственно и отношения рассеяния $R \cong 5-100$ ($\lambda = 532 \text{ nm}$), но уменьшает деполяризацию ($D \cong 0,1-0,2$), т.к. мелкие частицы не вызывают значимого изменения деполяризации (532 nm), даже если они не являются сферическими [10]. В верхней части слоя (1,5–2,5 км) преобладает крупнодисперсный пылевой аэрозоль, определяющий высокую деполяризацию ($D \cong 0,4$) и более низкие значения отношения рассеяния $R \cong 1,5-10$ (532 nm) и $R \cong 2-20$ (1064 nm). Причем значительное вертикальное изменение деполяризации в области высот 1,5–2,0 км имеет четкую отрицательную корреляцию с отношением обратного рассеяния.

Наибольшее значение коэффициента ослабления во время пылевого выноса составило $0,7 \text{ км}^{-1}$ на высоте 1,4 км.

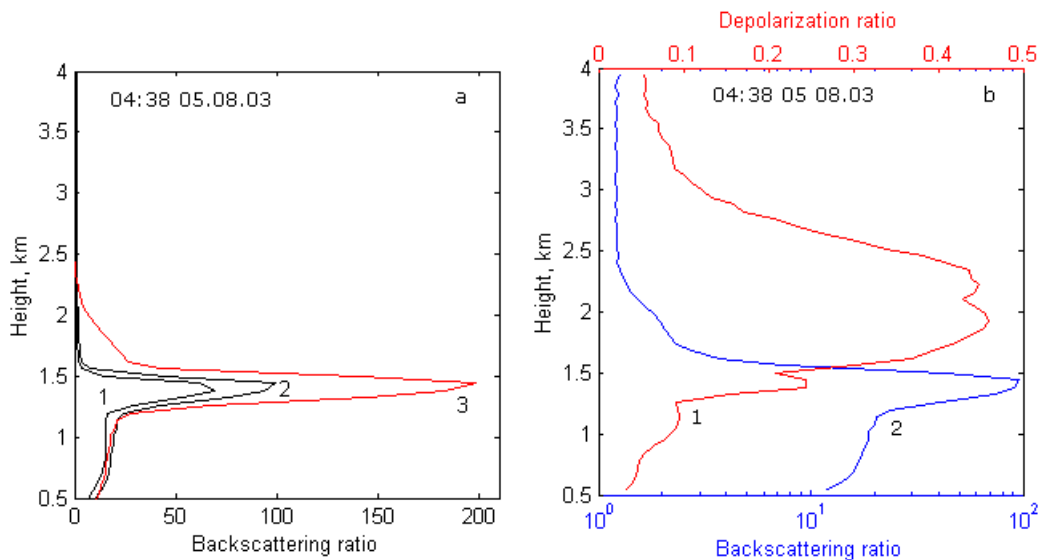


Рис. 8. Вертикальные профили отношения рассеяния $R(h)$ на трех длинах волн: 1 – $\lambda = 355 \text{ nm}$, 2 – $\lambda = 532 \text{ nm}$, 3 – $\lambda = 1064 \text{ nm}$ (a) и совмещенный график деполяризации D (1) и отношения рассеяния R (2) на длине волны 532 nm (b), полученные 05.08.2003 в 04:38 ч.

Рассмотренные случаи пылевых выносов в регион позволили выделить область характерных значений оптических параметров $\beta_a(h)$, $\alpha(h)$, $D(h)$ и $R(h)$ пылевого аэрозоля. Полученные данные не противоречат и в значительной степени согласуются с результатами, опубликованными в литературе, например [9, 10].

Литература

1. Кондратьев К.Я. Радиационное возмущающее воздействие, обусловленное аэрозолем // Оптика атмосферы и океана. – 2003. – Т. 16. – № 1. – С. 5–18.
2. Гельмгольц Н.Ф. Горно-долинная циркуляция северных склонов Тянь-Шаня. – Л.: Гидрометеиздат, 1963. – 330 с.
3. Любовцева Ю.С. Морфология частиц и поглощение света атмосферным аэрозолем в коротковолновой области спектра // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. – 2002. – Т. 38. – №3. – С. 366–375.
4. Виноградова А.А. // Изв. АН. Физика атмосферы и океана. – 2001. – Т. 29. – № 4. – С. 437–456.
5. Manoj K Srivastava, Max Frioud Annual cycle of aerosol backscatter coefficient and aerosol mixed layer height above Neuchatel (Switzerland, 47.00 N, 6.95 E) / Proc. VI Inter. Symp. For Lidar Measur. – Leipzig, Sept., 2003.
6. Горчаков Г.И., Шукуров К. А. Флуктуации концентраций субмикронного аэрозоля в конвективных условиях // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. – 2003. – Т. 39. – № 1. – С. 85–97.
7. Смирнов В.В., Новицкий М.А. Распространение пылевых струй в атмосфере // Метеорология и гидрология. – 1999. – № 12. – С. 39–49.
8. Лазерный контроль атмосферы / Под ред. Э.Д. Хинкли. – М.: Мир, 1979. – 416 с.
9. Исаков А.А., Назаров Б.И. и др. Оптические свойства пылевых выносов // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. – 1992. – Т. 28. №8. – С. 805–811.
10. Murayama T., Masonis S.J., Anderson T.L., Kuze H., Abo M., and Sugimoto N. An inter-comparison between ground-based lidars and in-situ measurements of aerosol optical properties during ACE-Asia, 2001 / Proc. VI Inter. Symp. For Lidar Measur. – Leipzig, Sept., 2003.
11. Chen B.B., Sverdlik L.G., Kozlov P.V. Optics and microphysics of atmospheric aerosol. – Bishkek, 2004. – 222 p.
12. Houghton J.T. The IPCC Report //Proc. Of the SOLSPA Conf. Tenerife, 25-29 Sept. 2000. ESA SP ISSN 0379-6566. Noordwijk, 2000. – P. 255–259.