

ДИСТАНЦИОННОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ И ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ

УДК 551.521.3

Ю.С. Балин, А.Д. Ершов

ВЕРТИКАЛЬНАЯ СТРУКТУРА АЭРОЗОЛЬНЫХ ПОЛЕЙ ПОГРАНИЧНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ ПО ДАННЫМ ЛАЗЕРНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Институт оптики атмосферы СО РАН, Томск

Поступила в редакцию 28.12.98 г.

Принята к печати 18.05.99 г.

Исследовано поведение вертикальных профилей коэффициентов рассеяния на основе статистического анализа массива данных, полученного в ходе круглосуточных лидарных экспериментов в весенне-летний период.

Проведена селекция массивов по типу воздушных масс, сезону, времени суток. По этим признакам обнаружено различие в поведении высотных автокорреляционных матриц, в то время как собственные векторы сохраняют статистическую устойчивость.

С учетом особенностей поведения средних профилей коэффициентов рассеяния и их статистических характеристик предложена четырехслойная высотная модель.

Как известно, формирование вертикальной структуры аэрозольных полей в нижней тропосфере происходит под воздействием физических процессов, имеющих различные временные и пространственные масштабы: от микрометеорологической до синоптической областей спектра, что обуславливает временные границы эксперимента от внутрисуточных до сезонных.

Исследования оптических и микрофизических свойств аэрозольных полей в тропосфере в последние годы проводятся в основном с помощью самолетного оборудования [1, 2] и средств наземного лазерного зондирования [3, 4]. Наиболее полный статистический материал непосредственных оптических наблюдений опубликован в [5], где на основе самолетных нефелометрических измерений представлен массив данных для создания динамической высотной модели оптических характеристик атмосферного аэрозоля. В основе такой модели лежат закономерности суточного, сезонного и годового хода коэффициентов рассеяния на различных высотах, в том числе в зависимости от типа воздушных масс.

Отмечая несомненную научную значимость подобных исследований, особенно для больших пространственных масштабов, следует отметить их основной недостаток, связанный с организацией самих самолетных наблюдений. Это прежде всего большая дискретность измерений по времени в вертикальном направлении в различное время суток, особенно на малых высотах в ночное время.

В настоящей статье на основе концепции [5] рассмотрено поведение вертикальных профилей коэффициентов рассеяния в разное время суток и в различных синоптических условиях с более тонким пространственно-временным разрешением.

Для этого были использованы данные зондирования на длине волны 0,53 мкм, полученные в весенне-летний (апрель–июнь) период 1993 г. с помощью лидара ЛОЗА-3 в районе г. Томска. Измерения осуществлялись круглосуточно, циклически, с периодичностью 2 ч. Лидар зондировал атмосферу как в горизонтальном, так и в вертикальном

направлениях до дальности 2 км с пространственным разрешением 15 м. Таким образом, за одни сутки регистрировалось 12 высотных профилей аэрозольных коэффициентов рассеяния.

Рассмотрим кратко особенности синоптических и метеорологических условий атмосферы в период проведения эксперимента. На рис. 1 приведена временная диаграмма изменения типов воздушных масс, а в табл. 1 – повторяемость (%) основных синоптических объектов в исследуемый период [6].

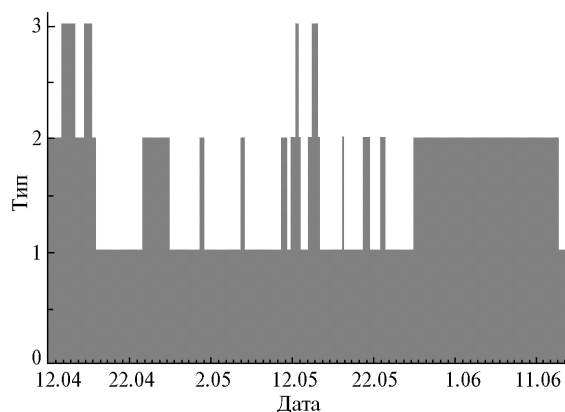


Рис. 1. Временная диаграмма смены воздушных масс в период эксперимента

По данным многолетних наблюдений на территории Западной Сибири, основную долю (60%) в формирование синоптической обстановки вносит континентальный умеренный тип воздушной массы [7]. Примерно такой статистике (52%) соответствует и рассматриваемый временной период. При этом в первой половине измерений основную долю составляет арктический тип воздушной массы, а в конце периода преобладающим является умеренный тип.

Повторяемость (%) основных синоптических объектов

Месяц	Циклон	Антициклон	Фронт	Контрастная зона	Малогradientное поле	Фронты + циклоны
IV	18	38	22	6	24	31
V	27	35	20	14	5	47
VI	33	16	8	3	40	41

Что касается статистики повторяемости основных синоптических объектов, представленных в табл. 1, то она отличается от многолетней в мае, когда обычно наблюдается незначительный максимум циклонической активности [6].

Разнообразие представленных синоптических условий позволяет проверить возможность описания обобщенного вида высотного распределения коэффициента рассеяния, поскольку статистические лидарные данные о поведении коэффициентов рассеяния весьма ограничены и в основном носят демонстрационный характер [3]. В частности, в [4] предложена трехуровневая высотная модель, но эти данные относятся только к антициклональным условиям и получены в ночное время, что, конечно, не отражает всей полноты картины.

На рис. 2 показан среднемесячный суточный ход высотного распределения коэффициентов рассеяния. Картины поведения профилей за указанные месяцы в целом аналогичны. Наибольший высотный градиент, как и следовало ожидать, наблюдается в нижнем приземном слое атмосферы, где также наиболее ярко проявляется влияние суточного хода. При этом в весенние месяцы (апрель–май) динамика суточной изменчивости коэффициентов рассеяния характеризуется резкими максимумами в нижних слоях, что, вероятно, обусловлено, как это следует из данных синоптической обстановки (см. рис. 1 и табл. 1), частой сменой воздушных масс и недостаточной прогреваемостью пограничного слоя. Следует отметить, что в апреле максимум коэффициента рассеяния приходится на 13 ч, в мае основной максимум наступает в 9 ч утра, а вторичный в 19 ч. Для последнего месяца аналогичный вид имеет среднесуточный ход счетной концентрации аэрозоля, измеренный в приземном слое в районе Новосибирска в летнее время [8]. При этом для данных 1991 г. вечерний максимум имеет меньшую амплитуду, а по измерениям 1993 г. является основным. Поскольку увеличение аэрозольной концентрации коррелирует с солнечной радиацией, то в [8] делается вывод, что во время первого пика основную долю составляют мелкие частицы, генерируемые в процессе фотохимических превращений.

Наиболее характерным для реализуемого цикла все же является летний период, охваченный измерениями в июне. Для того чтобы проследить более четко динамику высотного поведения суточного хода коэффициента рассеяния, проведем селекцию профилей всего массива относительно минимальных наблюдаемых значений коэффициента рассеяния $\sigma(h)$. Как следует из рис. 2, этим значениям отвечают измерения, проведенные в 1 ч ночи.

На рис. 3 представлены временные зависимости $\Delta\sigma(h, t) = \sigma(h, t) - \sigma(h, 01)$, характеризующие механизм трансформации профилей в течение суток. Летом, в вечернее и ночное время, обычно происходит образование приземной температурной инверсии [9], высота которой в утренние часы достигает 400–500 м.

В соответствии с формируемой зависимостью функция $\Delta\sigma(h, 01)$ принимает нулевые значения на всем высотном интервале. Как вытекает из последующих двух сеансов измерений, высота 400–500 м является границей, выше которой значения $\sigma(h)$ меньше $\sigma(h, 01)$, а ниже – больше, чем $\sigma(h, 01)$. Восход Солнца является пусковым механизмом для начала процессов турбулентного обмена, генерации «новых» аэрозолей и выноса аэрозолей с подстилающей поверхности в вышележащие слои. Первая ступень реализации этого процесса представлена измерениями в 7 ч утра. Видно существенное увеличение коэффициентов рассеяния в приземном слое и образование своеобразной границы раздела на высоте 600 м, где $\sigma(h)$ уже превышает свои ночные значения [сравните с данными $\Delta\sigma(h, 03)$ и $\Delta\sigma(h, 05)$]. Вероятно, в это время суток на данных высотах увеличение $\sigma(h)$ обусловлено превалирующими процессами фотохимического и химического превращения газ-частица. В нижних частях атмосферы доминирующими являются процессы выноса аэрозоля. Эту гипотезу подтверждает и последующий сеанс измерений, проведенный через 2 ч. Характерно, что граница раздела (~600 м) по-прежнему существует, указывая на наличие температурной инверсии или просто слоя с устойчивой стратификацией.

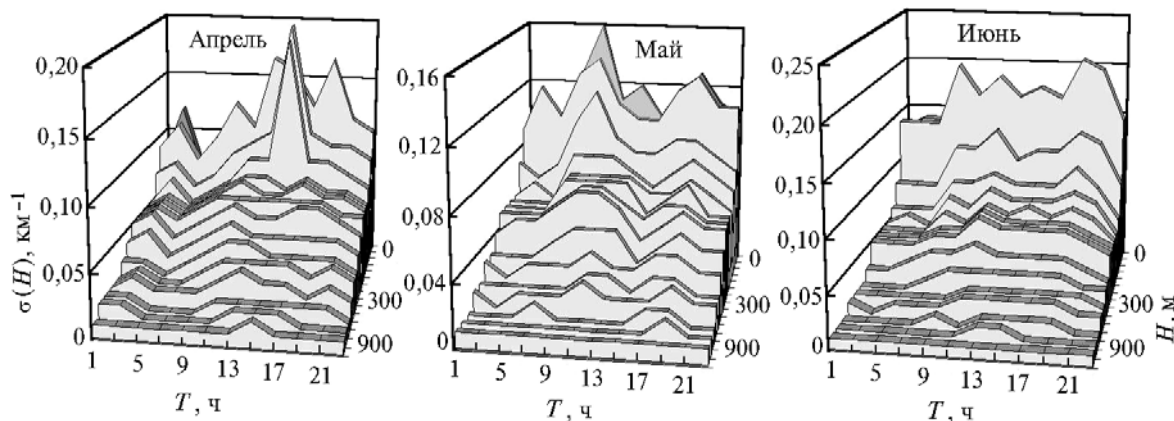


Рис. 2. Средний суточный ход высотного распределения коэффициента рассеяния в различные месяцы

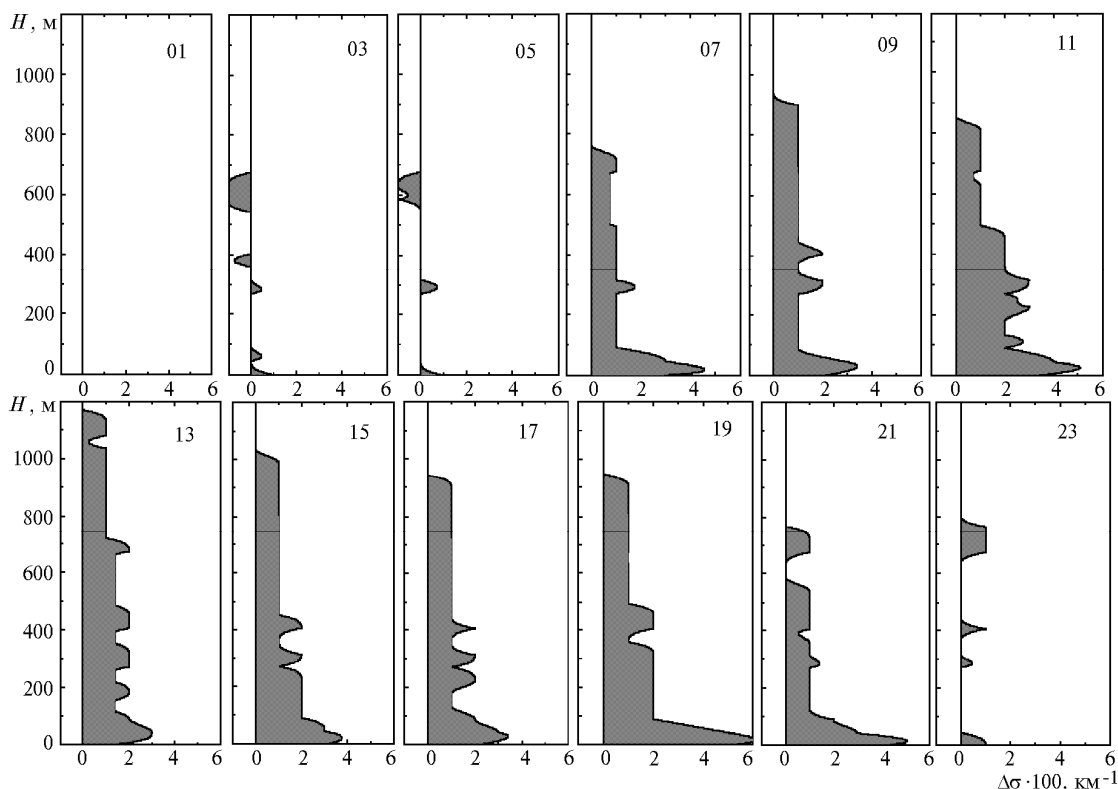


Рис. 3. Средний суточный ход высотного распределения относительных значений коэффициента рассеяния $\Delta\sigma(H, t)$ июня. Базовый профиль относится к измерениям в 1 ч ночи

В целом пространственно-временная динамика высотного распределения коэффициентов рассеяния совпадает с суточным характером термического режима пограничного слоя атмосферы в умеренных широтах для летнего периода [9]. В утренние часы температура воздуха быстро растет, достигая максимальных значений в 13–14 ч. Затем она медленно понижается, с увеличением градиента от 17 ч до захода Солнца. В высотном ходе $\sigma(h)$ это проявляется в том, что в 11 ч наблюдаются максимальные значения коэффициентов рассеяния в приземном слое, интенсивное заполнение аэрозолями нижнего подыверсного слоя и его проникновение в вышележащие слои атмосферы. В дальнейшем этот процесс продолжается вплоть до 13 ч, о чем свидетельствуют уменьшение коэффициентов рассеяния в диапазоне высот 0–600 м и соответственно его увеличение до высоты 1200 м.

Как видно из рис. 2, на этих высотах влияние суточного хода на поведение коэффициента рассеяния уже практически не сказывается. Эта зависимость коррелирует с динамикой суточного хода температуры. Амплитуда колебаний температуры летом на этих высотах уменьшается более чем в 5 раз по отношению к приземному слою [9], что, впрочем, и определяет само понятие пограничного слоя.

Описанный механизм трансформации высотного профиля коэффициента рассеяния укладывается в рамки концепции о наличии основного (ОСП) и внутреннего (ВСП) слоев перемешивания. Как следует из этой концепции, проверенной на основе данных измерений счетной концентрации частиц, генерируемый в приземном слое аэрозоль вначале накапливается внутри ВСП, а затем переносится в основной слой [10].

Рассматривая представленные графики высотного распределения коэффициентов рассеяния в совокупности с вертикальным ходом дисперсии, можно выявить характерные

высотные диапазоны, в которых проявляется трансформация суточного хода. На рис. 4 показан высотный профиль коэффициентов вариации $\sigma(h)$ для двух диаметрально противоположных периодов времени суток июня – дня (13 ч) и ночи (01 ч). Как видно из рис. 3 и 4, на профилях можно обнаружить ряд узловых точек, которые выделяют высотные диапазоны атмосферы по динамике изменения их оптических свойств. Характерными узловыми точками в данном случае являются следующие высоты: приземный слой атмосферы ~ 200 м, внутренний слой перемешивания ~ 600 м, основной слой перемешивания ~ 1200 ÷ 1400 м.

Начиная с 15 ч интенсивность турбулентного обмена уменьшается и появляется граница раздела на высоте 600 м. Верхние слои опустошаются, а в нижних наблюдается накопление аэрозоля, которое достигает максимального значения в 19 ч. Таким образом, в суточном ходе проявляются два максимума, в районе 11 и 19 ч. С наступлением вечера образование новых частиц в фотохимических реакциях и вынос аэрозоля из приземного слоя прекращаются. Одновременно происходит их осаждение на поверхность земли и как следствие – очищение атмосферы.

Для количественной оценки взаимосвязей оптических параметров атмосферы на различных высотах рассмотрим статистические характеристики профилей $\sigma(h)$. Статистический анализ проведем на основе автокорреляционных матриц и систем их собственных векторов, что позволит в дальнейшем использовать метод оптимальной экстраполяции высотного хода $\sigma(h)$ [11]:

$$\sigma(h) = \bar{\sigma}(h) + \sum_{k=1}^m C_k(\sigma) F_k(h),$$

где $C_k(\sigma)$ – коэффициенты разложения по собственным векторам; m – число собственных векторов, используемых

при восстановлении профилей. Если используется только первый собственный вектор, то получается однопараметрическая модель и дальнейшая задача заключается в поиске связей между $C_1(\sigma)$ и легко доступными для измерений оптическими параметрами среды, которые фактически будут входными параметрами в модель.

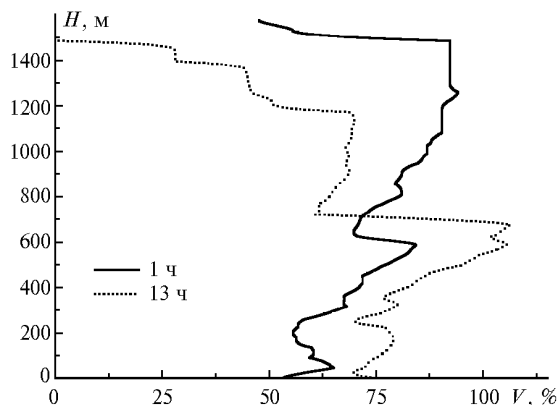


Рис. 4. Высотный профиль коэффициентов вариации $\sigma(H)$

В качестве последних в [12] при реализации схемы восстановления предполагается использовать коэффициент рассеяния в приземном слое или оптическую толщину всей атмосферы, либо их совокупность. Именно так конструировалась одна из первых моделей Элтермана [13]. Для дальнейшего уточнения модели можно использовать следующие разложения. В той же работе [12] вариации $\sigma(h)$

$\sigma(h)$ связывают с интегральными характеристиками температуры воздуха в нижнем слое тропосферы в целом, демонстрируя эффективность подобного подхода гистограммами распределения относительных ошибок восстановления вертикального профиля коэффициента рассеяния аэрозоля для разных сезонов.

При анализе свойств оптимальных представлений вертикального профиля коэффициента рассеяния основное внимание должно быть уделено характеру их статистической устойчивости, т.е. видам распределений при различных метеорологических ситуациях. Поэтому анализ статистических характеристик проводился в целом как для всего массива данных, так и с разбиением по признакам, учитывающим самые большие изменения $\sigma(h)$. Сюда прежде всего относятся: сезонная изменчивость, представленная здесь по календарному принципу; внутрисезонная изменчивость – анализ по типам воздушных масс; суточная зависимость – дневной и ночной периоды. Количественные данные сформированных таким образом массивов представлены в табл. 2.

Таблица 2

Массив	Количество сеансов измерений	Отношение к общему количеству, %
Дневные часы (7.00–19.00)	363	56
Ночные часы (21.00–5.00)	280	44
Апрель	188	29
Май	301	47
Июнь	154	24
Арктический тип воздушной массы	331	51
Умеренный тип воздушной массы	287	45
Весь массив	643	100

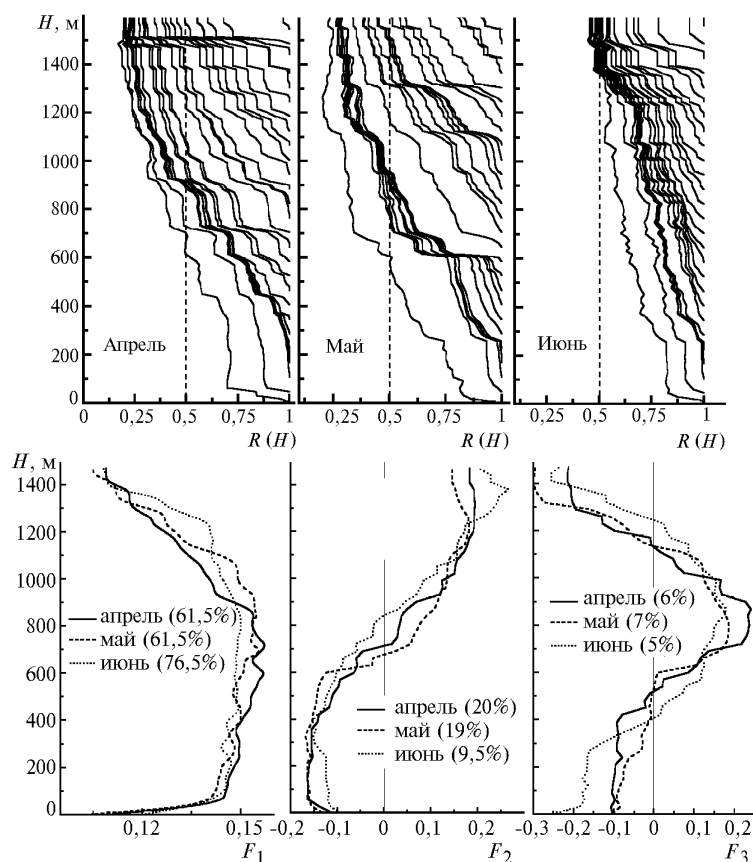


Рис. 5. Автокорреляционные матрицы (верхняя часть) и системы их собственных векторов F_k (нижняя часть) для различных месяцев наблюдений

Корреляционные матрицы и системы собственных векторов рассчитывались до высоты 1500 м с пространственным разрешением 30 м. Рассмотрим вначале поведение автокорреляционных матриц в зависимости от сезона (рис. 5). Видно, что при переходе от весенних измерений к летним высотные зависимости меняются. Если для апреля характерно относительно равномерное изменение коэффициентов корреляции с ростом высоты, то в мае резко обозначена высота 600 м, где наблюдается сгущение всех кривых высотных зависимостей. Таким образом, ниже этой границы возникает область, где значения коэффициента рассеяния на всех высотах хорошо коррелированы между собой ($R \geq 0,5$).

В [1, 5] на основе данных самолетных измерений оптических и микрофизических характеристик аэрозоля предложен подход для объективной оценки высоты слоя перемешивания, основанный на нахождении границы нарушения корреляционных связей. Как отмечают сами авторы [5], правильной было бы назвать эту высоту «высотой слоя коррелированности». В качестве критерия оценки искомой высоты предлагается брать ту дистанцию, на которой коэффициент корреляции $R(\sigma_0, \sigma_H)$ падает до уровня 0,5.

В нашем случае (для весенних месяцев) первое граничное значение соответствует высоте 600 м – высоте внутреннего слоя перемешивания. Выше этой границы изменения поведения корреляционных зависимостей в виде характерных сгущений наблюдаются для апреля в районе 1500 м, а для мая – 1300 м. Для июньских измерений, вследствие хорошего турбулентного обмена между слоями, коэффициенты корреляции имеют высокие значения во всем рассматриваемом высотном диапазоне. Граничное значение соответствует высоте 1300 м. В [15] мы приводили вид корреляционной матрицы для июньских измерений 1995 г., которая подобна описываемой. Это свидетельствует о некоторой статистической устойчивости корреляционных матриц для летнего периода.

Далее из всего массива данных были выделены реализации, соответствующие арктическому и умеренному типам воздушных масс. Как видно из рис. 6, в целом картины поведения корреляционных матриц аналогичны рассмотренным, что отчетливо видно из сопоставления матриц майского цикла и арктического типа воздушных масс. Это легко объяснить, поскольку погоду для данного периода определяет именно этот тип (см. рис. 1).

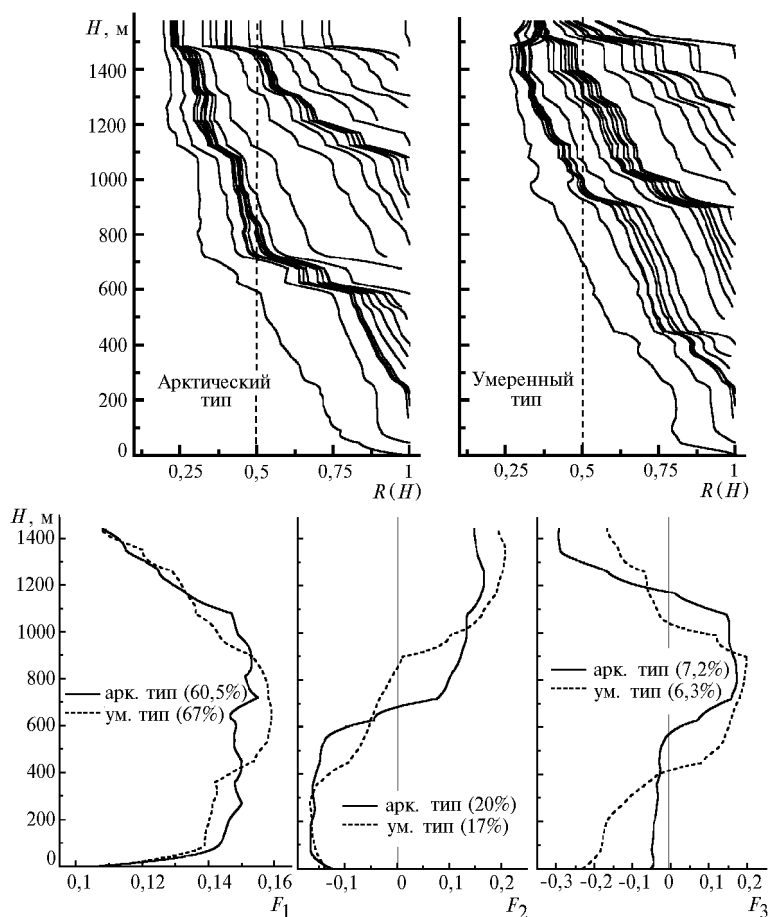


Рис. 6. То же, что на рис. 5, в зависимости от типа воздушной массы

Если рассмотреть всю совокупность измерений, предоставленных на рис. 7, то видно более или менее равномерное высотное распределение корреляционных зависимостей с характерными чертами, присущими майскому циклу измерений. Скорей всего, это объясняется, как следует из табл. 2, большей статистической обеспеченностью

указанного периода по отношению к остальным месяцам. На этом же рисунке отдельно приведены данные для дневных ($7^{00} \div 19^{00}$) и ночных ($21^{00} \div 5^{00}$) условий, характер измерения матриц существенно различается. Днем первая высота, на которой $R(\sigma_0, \sigma_H) = 0,5$, соответствует 400 м, а сгущение линий, которые определяют положение высоты

внутреннего слоя перемешивания, наблюдается на отметке 600 м. Выше выделяется высотный слой протяженностью ~100–150 м, где коэффициенты корреляции практически постоянны по высоте.

Дальнейшая область высот 800÷1200 м, на верхней границе которой $R(\sigma_{0,8}, \sigma_{1,2})$ принимает значение 0,5, характеризуется хорошей коррелированностью $\sigma(H)$. Выше этой границы наблюдается также своеобразный слой примыкания протяженностью ~200÷300 м, в котором коэффициенты корреляции слабо изменяются с ростом высоты.

Для ночных условий никаких особенностей не отмечено, налицо хорошая коррелированность оптических параметров на всем высотном диапазоне, где первое пересечение зависимостей с уровнем $R(\sigma_0, \sigma_H) = 0,5$ происходит на высоте ~1200 м.

В целом, как видно из рис. 7, поведение обобщенной корреляционной матрицы в основном определяется характером зависимостей, полученных для дневных условий.

Перейдем теперь к рассмотрению особенностей параметров разложения вертикальных профилей $\sigma(H)$, представленных графически в виде трех первых собственных векторов в нижней части рис. 5–7. То, что эти векторы получены при различных сезонных, синоптических и метеорологических условиях, позволяет оценить их статистическую устойчивость. Об этом говорит, прежде всего, сходство как первых собственных векторов F_1 , так и двух последующих. Для удобства на всех рисунках рядом с наименованием массива (месяц, день, масса) приведены количественные оценки величины накопленной дисперсии данного вектора в процентном отношении к следу матрицы.

Поскольку все векторы имеют подобный характер, остановимся на анализе параметров разложения обобщенной корреляционной матрицы (см. рис. 7).

Относительная величина накопленной дисперсии для трех векторов достигает 88% для всех ситуаций, реализованных в экспериментах, что говорит о хорошей сходимости разложения случайных профилей $\sigma(H)$ по естественным ортогональным функциям. Это же относится и к дневному периоду измерений, а для ночных условий суммарная дисперсия разложения уже достигает 93%.

Как видно из рис. 7, профили основной гармоники выше приземного слоя мало изменяются по высоте, вплоть до высоты пограничного слоя. Заметим, что первые собственные векторы F_1 описывают наиболее характерные вариации коэффициента рассеяния от среднего профиля, следуя за высотным ходом соответствующих среднеквадратических отклонений. Это, в принципе, и позволяет применять метод оптимальной параметризации к нашим задачам. Основные колебания компонент вектора F_1 отмечаются в приземном слое и на верхней границе слоя перемешивания.

Последующие собственные векторы учитывают более мелкую структуру вариаций $\sigma(H)$ и также характеризуются значительной устойчивостью, слабо изменяясь в зависимости от условий экспериментов.

Главной отличительной чертой второго собственного вектора является наличие двух размытых максимумов его компонент разного знака – в приземном слое и на уровне 1200 м – и одного перехода их через нуль в районе 600 м.

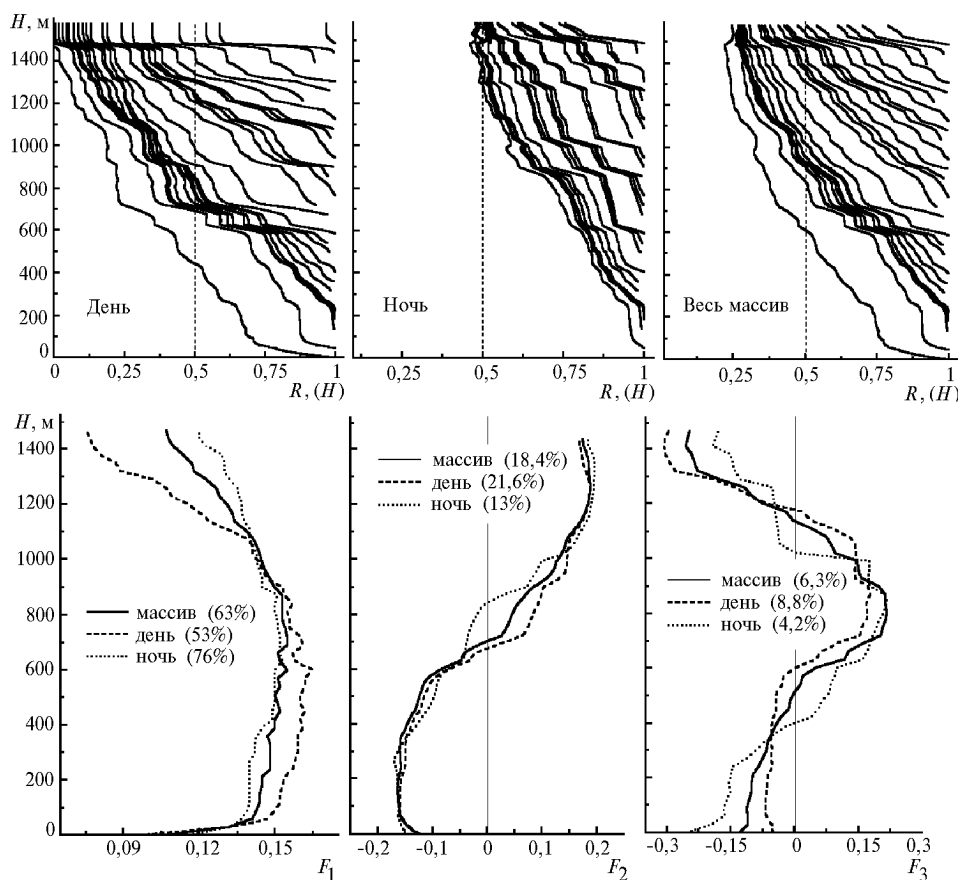


Рис. 7. То же, что на рис. 5, для дневных и ночных условий. Правая часть рисунка относится к обобщенным данным всего массива измерений

Третий собственный вектор характеризуется двумя переходами через нуль, верхний из которых расположен на границе основного слоя перемешивания, и одним экстремумом – на границе внутреннего слоя перемешивания. Именно здесь наблюдается интересная особенность: переходу через нуль вектора F_2 соответствует экстремальное значение F_3 . Такая же особенность отмечается в поведении векторов корреляционной матрицы влажности [16], что еще раз свидетельствует о тесной взаимосвязи коэффициентов аэрозольного рассеяния с полем влажности.

Из анализа всех представленных на рис. 5–7 данных следует, что наименьшее значение дисперсии для Ψ_1 , равное 53%, получено при зондировании в дневных условиях. По-видимому, в этом случае уже нельзя будет ограничиваться однопараметрической моделью, а потребуются привлечение гармоник более высокого порядка и поиск корреляционных связей между коэффициентами разложения и оптико-физическими параметрами атмосферы, например, как это предлагается в [14].

Необходимо отметить, что полученные собственные векторы F_k для коэффициентов рассеяния качественно согласуются с таковыми для профилей лидарного отношения [17] и коэффициента обратного рассеяния [18] в нижней тропосфере.

Таким образом, рассмотрев весь материал в целом, можно предложить некоторую схему четырехслойного распределения вертикального профиля коэффициента рассеяния в нижней тропосфере. Она изображена на рис. 8 и включает в себя те узловые высоты, на которых базируется модель трехслойного представления $\sigma(h)$ [4,12,19] с добавлением высоты $H_{\text{ВСП}}$ – границы внутреннего слоя перемешивания.

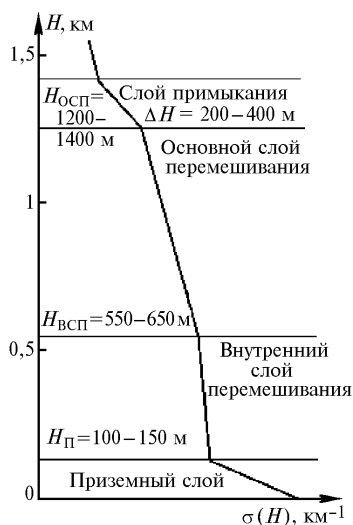


Рис. 8. Схематичное представление вертикального профиля коэффициента рассеяния

Узловые высоты $H_{\text{П}}$, $H_{\text{ВСП}}$, $H_{\text{ОСП}}$ определялись на основе изменения как средних профилей $\sigma(H)$, так и их статистических характеристик. Об особенностях поведения аэрозоля в выделенных диапазонах высот написано достаточно много (см., например, приставленный список литературы). Тем не менее при рассмотрении приведенной схемы хотелось бы коснуться одного момента, связанного с определением высоты слоя перемешивания. По этому поводу написана специальная статья [10], где дан обзор нескольких существующих подходов определения $H_{\text{ОСП}}$, которые показывают неодно-

значность этого понятия. Там же в [10] на основе самолетных измерений счетной концентрации предложено определять $H_{\text{ОСП}}$ по признаку нарушения высотных корреляционных связей. В то же время, как правильно отмечено в [14], аэрозольные процессы инерционны и рассчитанная по аэрозольным данным высота $H_{\text{ОСП}}$ будет отличаться от таковой, определяемой через активность турбулентного обмена.

Более того, при правильной постановке вопроса необходимо учитывать специфику и самих аэрозольных измерений и происходящих с ним процессов. Так, в [5] при оценке высоты слоя перемешивания из анализа коэффициентов рассеяния, обусловленных сухой основой аэрозольных частиц, получено $H_{\text{ОСП}} \sim 3$ км. Основная причина расхождения с нашими данными заключается в учете влияния относительной влажности. Если, как это сделано авторами работы [5], привести профили для сухой основы к реальному значению влажности, то скорость спада коэффициентов корреляции будет значительно выше. Это приведет к уменьшению определяемой $H_{\text{ОСП}}$. Немаловажную роль играет приборная реализация эксперимента, поскольку лидар и нефелометр [5] имеют разную степень чувствительности к вариациям концентрации и спектра размеров аэрозольных частиц.

В конечном итоге каждый атмосферный параметр будет иметь свою «высоту коррелированности», хотя процессы формирования его вертикальной структуры в общем имеют единую природу.

В заключение авторы считают своим приятным долгом поблагодарить коллектив лаборатории оптического зондирования аэрозолей Института оптики атмосферы, оказавший неоценимую помощь при проведении длительных круглосуточных лидарных наблюдений.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты № 98-05-031777 и 98-05-64263).

1. *Пространственно-временная изменчивость характеристик атмосферного аэрозоля* / Под ред. Ю.Д. Копытина. Новосибирск: Наука, 1989. 152 с.
2. Зуев В.Е., Белан Б.Д., Кабанов Д.М. и др. // *Оптика атмосферы и океана*. 1992. Т. 5. № 10. С. 1012–1021.
3. Sasano Y. // *J. Meteorol. Soc. Jap.* 1985. V 63. N 3. P. 419–435.
4. Дябин Ю.П., Танташев М.В., Мирумянц С.О., Марусяк В.Д. // *Изв. АН СССР. Сер. ФАО*. 1977. Т. 13. № 11. С. 1205–1211.
5. Панченко М.В., Терпугова С.А. // *Оптика атмосферы и океана*. 1994. Т. 7. № 8. С. 1033–1044.
6. Аришинова В.Г., Белан Б.Д., Рассказчикова Т.М. // *Оптика атмосферы и океана*. 1995. Т. 8. № 5. С. 732–740.
7. *Климат Томска* / Под ред. Ц.А. Швер. Л.: Гидрометеоздат, 1982. 176 с.
8. Куценюгий П.К. // *Оптика атмосферы и океана*. 1994. Т. 7. № 8. С. 1055–1058.
9. Матвеев Л.Т. *Курс общей метеорологии. Физика атмосферы*. Л.: Гидрометеоздат, 1984. 751 с.
10. Белан Б.Д. // *Оптика атмосферы и океана*. 1994. Т. 7. № 8. С. 1045–1054.
11. Обухов А.М. // *Изв. АН СССР. Сер. Геофиз.* 1960. Т. 1. № 3. С. 432–439.
12. Панченко М.В., Терпугова С.А. // *Оптика атмосферы и океана*. 1996. Т. 9. № 12. С. 1562–1572.
13. Elterman L. // *Report AFCRL-70-0200 Bedford Mass.* 1970. 68 p.
14. Панченко М.В., Терпугова С.А., Польшкин В.В. // *Оптика атмосферы и океана*. 1998. Т. 11. № 6. С. 615–624.
15. Балин Ю.С., Ершов А.Д. // *Оптика атмосферы и океана*. 1996. Т. 9. № 7. С. 952–962.
16. Зуев В.Е., Комаров В.С. *Статистические модели температуры и газовых компонент атмосферы*. Л.: Гидрометеоздат, 1986. 264 с.
17. Балин Ю.С., Самохвалов И.В. // *Изв. АН СССР. Сер. ФАО*. 1983. Т. 19. № 9. С. 937–943.

18. Горчаков Г.Н., Костко О.К., Крикунов Г.А. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1981. Т. 17. № 10. С. 1048–1055.

19. *Аэрозоль и климат* //Под ред. К.Я. Кондратьева. Л.: Гидрометеоздат, 1991. 542 с.

Yu.S. Balin, A.D. Ershov. Vertical Structure of Aerosol Fields of the Atmospheric Boundary Layer from Laser Sensing Data.

The behaviour of vertical profiles of scattering coefficients is examined based on statistical analysis of the data obtained during 24-hour lidar experiments conducted in spring-summer period. The data were sorted according to the type of air masses, season, time of day. The behavior of autocorrelation matrices was shown to vary with altitude whereas eigenvectors demonstrated their statistical stability. Four-layer altitude model is proposed taking into account peculiarities of behaviour of the scattering coefficients' mean profiles and their statistical characteristics.