

## АЭРОЗОЛИ СИБИРИ

УДК 551.510

**Г.И. Горчаков, П.О. Шишков, В.М. Копейкин, А.С. Емиленко, А.А. Исаков,  
П.В. Захарова, В.Н. Сидоров, К.А. Шукуров**

### ЛИДАРНО-НЕФЕЛОМЕТРИЧЕСКОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ АРИДНОГО АЭРОЗОЛЯ

Изучена структура аэрозольного конвективного пограничного слоя атмосферы. Показано, что вертикальный перенос в пограничном слое атмосферы осуществляется крупномасштабными конвективными ячейками. Выявлен процесс ветрового выноса аэрозоля с подстилающей поверхности в условиях конвекции, который определяется порывами ветра длительностью порядка 100 с.

Исследование процессов трансформации в приземном слое атмосферы показало, что, как правило, приземный слой нельзя рассматривать изолированно от атмосферного пограничного слоя. Поэтому нами была поставлена задача исследования формирования аэрозольного пограничного слоя атмосферы и, как следствие, – задача разработки и создания системы методов и средств контроля характеристик и «элементарных» процессов трансформации аэрозоля в пограничном слое атмосферы.

В 1996–1997 гг. при проведении натурных измерений характеристик аридного аэрозоля в пограничном слое атмосферы на территории Калмыкии выяснилось, что летом в дневное время, как и следовало ожидать, атмосферный пограничный слой является конвективным [1], что приводит к необходимости изучения режимов формирования конвективного аэрозольного пограничного слоя атмосферы в аридной зоне.

В связи с необходимостью контроля атмосферных процессов в широком диапазоне изменения пространственных масштабов сотрудниками Института физики атмосферы, НИФХИ им. Л.Я. Карпова и Института экспериментальной метеорологии была подготовлена самолетная лаборатория на базе легкомоторного самолета АН-2, снабженная средствами локального контроля и дистанционного зондирования.

Коллективом авторов работы осуществлялись следующие измерения. Вертикальное распределение аэрозоля вдоль трассы полета зондировалось с помощью малогабаритного лидара (длина волны излучения 1,06 мкм, мощность излучения в импульсе 0,2 Дж), направленного в надир.

Вертикальное разрешение ограничивалось в процессе обработки лидарного сигнала интервалами 30 или 50 м в зависимости от уровня замутненности пограничного слоя атмосферы. Характеристики аридного аэрозоля на уровне полета контролировались с помощью самолетного нефелометра и счетчика частиц, а в 1997 г. на борту самолета была установлена система спутниковой навигации, обеспечивающая оперативный контроль координат самолета.

В приземном слое атмосферы характеристики аэрозоля и метеоэлементы измерялись на стационарных пунктах и с помощью аппаратуры, установленной на борту передвижной автомобильной лаборатории, созданной на базе автомобиля ЗИЛ-130Н. В состав автомобильной лаборатории входили нефелометры, счетчики частиц аэрозоля и автоматизированный мачтовый комплекс, позволяющий проводить измерения вертикальных градиентов температуры и скорости ветра с временным разрешением  $\geq 1$  с.

Описываемые ниже измерения были выполнены при проведении крупного эксперимента по исследованию пылесолепереноса, в котором принимали участие несколько организаций [2].

В связи со значительными трудностями, возникающими при проведении исследований конвективного пограничного слоя, в настоящее время широкое распространение получило численное моделирование конвективных процессов в пограничном слое, в том числе в облачном. Достаточно широко используются и результаты лабораторного моделирования конвективных явлений.

Анализ опубликованных работ показал, что данные наших измерений в целом согласуются со складывающимися в настоящее время детальными представлениями о конвективном режиме атмосферного пограничного слоя. На рис. 1 показаны примеры вертикального распределения аэрозоля вдоль трассы полета в пограничном слое атмосферы 15.07.97 (рис. 1, а) и 25.07.97 (рис. 1, б).

На рис. 1, б отчетливо видна неоднократно наблюдавшаяся квазипериодическая («когерентная») структура, состоящая из вертикально расположенных конвективных ячеек с горизонтальными размерами около 5–6 км. Чередующиеся темные и светлые полосы связаны с зонами нисходящих и восходящих потоков. Темные полосы (области) соответствуют значениям коэффициента аэрозольного обратного рассеяния  $\beta_{\pi} > 2 \cdot 10^{-3} \text{ км}^{-1} \cdot \text{ср}^{-1}$ , а белые полосы (и области произвольной формы) – значениям  $\beta_{\pi} < 2 \cdot 10^{-4} \text{ км}^{-1} \cdot \text{ср}^{-1}$ .

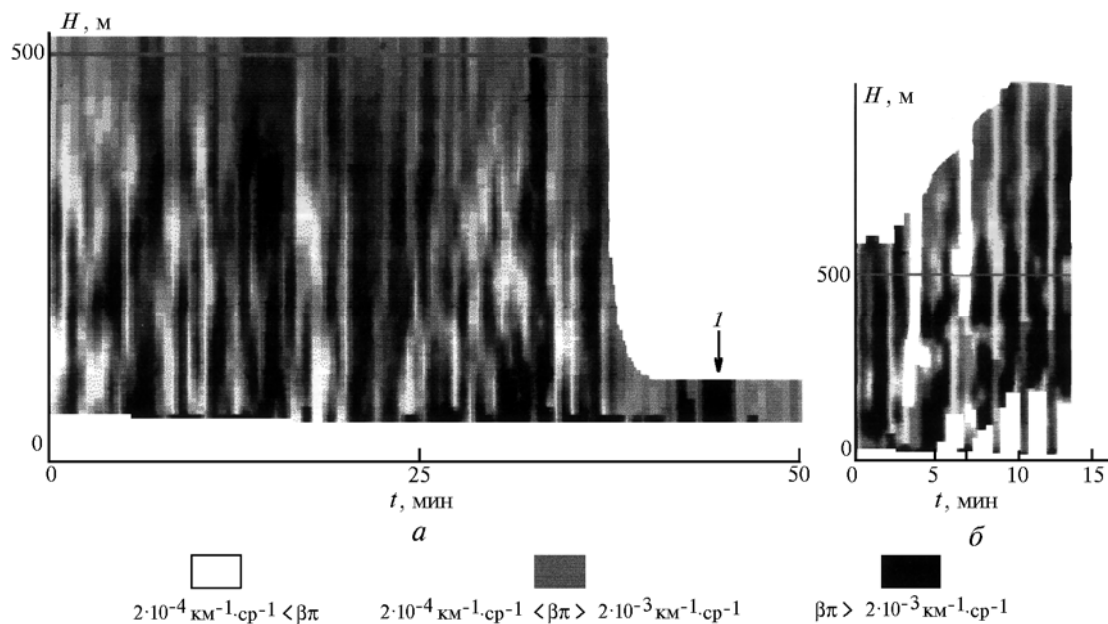


Рис. 1. Пространственное распределение аэрозольного коэффициента обратного рассеяния по данным самолетного лазерного зондирования;  $l$  – пески Маштак

Благодаря сравнительно слабой замутненности пограничного слоя и средней тропосферы и наличию поверхностного источника аэрозоля (высушенная, как правило, поверхность полупустыни), зоны восходящих потоков в той или иной степени заполняются аридным аэрозолем, что позволяет отличать их по двумерным диаграммам лазерного зондирования от менее замутненных зон нисходящих потоков. Кроме того, наблюдаемое различие может частично объясняться процессом конденсации водяного пара на частицах атмосферного аэрозоля, который развивается в восходящих потоках [3].

Группы ячеек, каждая из которых имеет горизонтальный размер, в несколько раз превышающий толщину конвективного пограничного слоя атмосферы, похожи на системы бенаровских конвективных ячеек. Наблюдаемое вдоль трассы полета в какой-либо выделенной группе число ячеек с повышенным содержанием аэрозоля обычно по данным наших наблюдений не превышает 4–5, что свидетельствует о существовании мезомасштабной перемежаемости в конвективном пограничном слое (с масштабом порядка 25–60 км). Существование мезомасштабной структуры в конвективном пограничном слое атмосферы обнаружено давно [4] и подтверждается некоторыми результатами численного моделирования [5].

Недавно методом численного моделирования [6] было показано, что слабая зависимость от высоты горизонтальных размеров конвективных ячеек почти от подстилающей поверхности до верхней границы конвективного пограничного слоя наблюдается в случае режима непроникающей конвекции, т.е. тогда, когда восходящие потоки не способны преодолеть инверсионный слой, ограничивающий высоту конвективного пограничного слоя. По нашим дан-

ным, подобные ситуации встречаются сравнительно часто. В некоторых случаях наблюдалось увеличение диаметра восходящих конвективных ячеек с высотой, что характерно для режима проникающей конвекции [6].

Следует отметить, что в случае, представленном на рис. 1, б, в нижней части пограничного слоя атмосферы по данным визуальных наблюдений с борта самолета наблюдалась полупрозрачная облачность (или дымка), что согласно современным представлениям может при определенных условиях реализоваться в конвективном пограничном слое [3].

В конвективном пограничном слое далеко не всегда встречаются квазирегулярные или квазипериодические структуры. Часто имеет место неупорядоченный конвективный режим, для которого характерно сравнительно широкое и нерегулярное распределение «диаметра» конвективных ячеек по размерам (примерно от 2 до 6 км). В этом случае целесообразно воспользоваться спектральным анализом пространственных распределений характеристик аэрозоля в конвективном пограничном слое атмосферы на горизонтальных трассах. В качестве примера на рис. 2, а показан спектр ( $s$  – спектральная плотность мощности) пространственных неоднородностей коэффициента аэрозольного обратного рассеяния  $\beta_\pi$  на высоте около 350 м по данным лидарного зондирования 15.07.97, на котором видно, что наряду с неоднородностями, имеющими горизонтальные масштабы примерно 2,5 и 4 км, отчетливо выявляются неоднородности с масштабами около 8 и 40 км.

Неоднородности с масштабами примерно 10–30 км наблюдались и по данным самолетных нефелометрических измерений. Наряду с «бенаровским» масштабом с характерным размером около 3 км по

данным нефелометрических измерений выявлены также горизонтальные неоднородности плотности аэрозоля с меньшими масштабами: широкий максимум с центром вблизи 1,3 км.

Отчетливо выявляются и аэрозольные неоднородности с масштабами в сотни метров (примерно от 200 до 1000 м). В этом диапазоне размеров неоднородностей также можно наблюдать перемежаемость режимов. Синхронные измерения температуры воздуха с борта самолета продемонстрировали особенности спектра температурных неоднородностей. Наилучшее соответствие со спектром коэффициента рассеяния отмечается в мезомасштабном диапазоне (8–30 км). На меньших масштабах температурные неоднородности оказались относительно слабыми по сравнению с аэрозольными неоднородностями. Квазисинусоидальное поведение в проанализированном нами случае температурных неоднородностей с масштабами около 8 км, повидимому, свидетельствует о процессе распространения слабо выраженной внутренней гравитационной волны. На рис. 1, б показан пример, когда тонкое горизонтально неоднородное облако (или плотная дымка) наблюдалось внутри погранслоя на высотах примерно от 200 до 700 м.

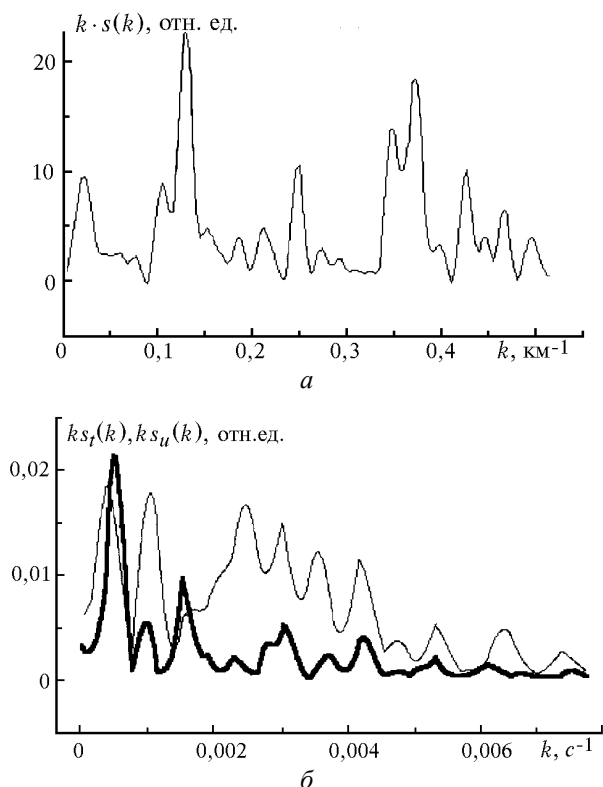


Рис. 2. Спектры мощностей  $s(k)$  пространственных неоднородностей коэффициента обратного рассеяния в пограничном слое атмосферы (а) и временных вариаций (б) в приземном слое атмосферы; температура (жирная линия) и скорости ветра (тонкая)

По данным лазерного зондирования 15.07.97 наиболее плотные аэрозольные образования встречались над песками Маштак (1 на рис. 1, а). В этот день

прямые измерения микроструктуры аэрозоля с борта самолета с помощью фотоэлектрического счетчика частиц подтвердили факт выноса аэрозоля с территории, занятой песками Маштак (рис. 3).

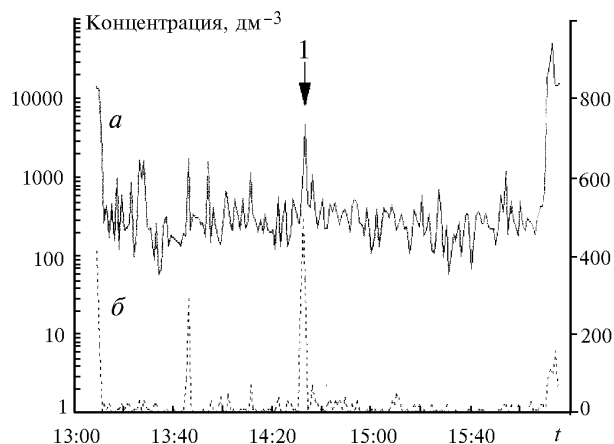


Рис. 3. Концентрация частиц аэрозоля вдоль трассы полета над Калмыкией 15.07.97 с радиусами больше 0,3 мкм (а) и больше 1 мкм (б); 1 – пески Маштак

Измерения характеристик приземного аэрозоля в песках Маштак показали, что концентрация субмикронного аэрозоля может достигать  $1000 \text{ мкг/м}^3$  и более. Пример результатов измерений в конвективных условиях временной зависимости массовой концентрации субмикронного аэрозоля нефелометрическим методом показан на рис. 4.

В частности, оказалось, что наблюдаются изменения (в несколько раз) концентрации субмикронного аэрозоля с периодом примерно 100 с (по порядку величины). Сильные флуктуации свидетельствуют о близости источника аэрозоля [9], т.е. о его местном происхождении.

Синхронное измерение скорости ветра и температуры с временным разрешением около 1 с показало, что в случае конвективного погранслоя в приземном слое атмосферы наблюдаются вариации скорости ветра и температуры (рис. 2, б) с отчетливо выраженным максимумом в районе 1000 с (по порядку величины). При средней скорости ветра в погранслое 5 м/с это соответствует горизонтальным неоднородностям с размерами около 5 км (конвективные ячейки).

Временной спектр модуля скорости ветра значительно шире спектра температурных флуктуаций (см. рис. 2, б). Наряду с «низкочастотной» составляющей отчетливо проявляются флуктуации со значительно меньшими периодами. В частности, было замечено, что в условиях конвективного режима периоды усиления ветра длительностью порядка 1000 с состоят из серии отчетливо выраженных порывов длительностью 50–200 с (в среднем около 100 с). Этот период хорошо согласуется с наблюдаемой длительностью периодов усиления концентрации субмикронного аэрозоля.

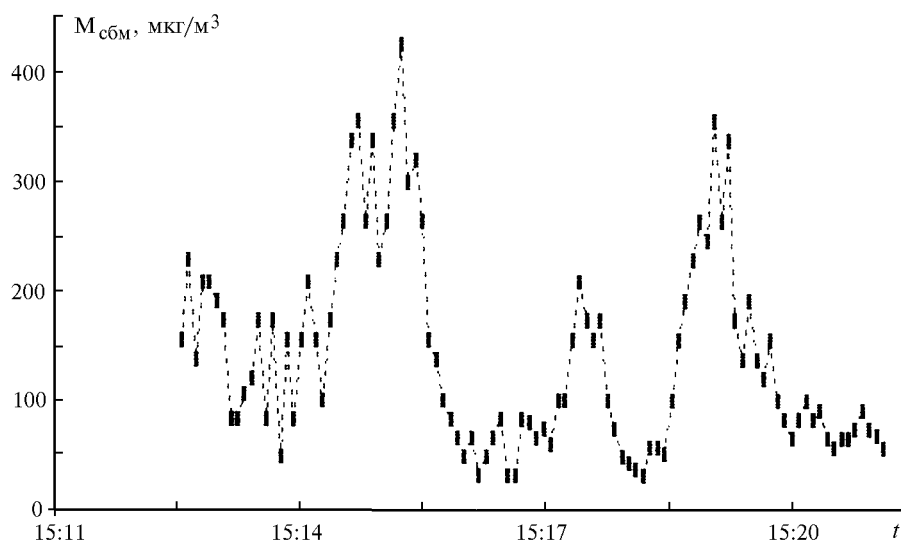


Рис. 4. Пример временной изменчивости в приземном слое атмосферы массовой концентрации субмикронного аэрозоля (пески Маштак)

Следовательно, в конвективных условиях в приземном слое атмосферы наблюдается «ветровой» вынос аэрозоля с подстилающей поверхности (или из тонкого слоя атмосферы, примыкающего к подстилающей поверхности) с характерным временным масштабом 100 с. При этом скорость ветра на уровне 4 м достигает 5–6 м/с, а на уровне 2 м – около 3 м/с.

Из вышеуказанного следует, что результаты измерений параметров аэрозоля и метеоземента в приземном и пограничном слоях атмосферы свидетельствуют о едином конвективном механизме, определяющем поведение метеорологических параметров и параметров аэрозоля в диапазоне высот примерно от 1 м до 1 км и даже шире. «Генерация» аэрозоля подстилающей поверхностью на опустыненных территориях модулируется ветровыми порывами (вихрями) со сравнительно большими периодами.

Таким образом, нами прослежены процесс выноса аэрозоля с опустыненных территорий в приземном слое атмосферы и дальнейший его перенос из приземного слоя в верхнюю часть пограничного слоя атмосферы.

Следует подчеркнуть, что механизм выноса аэрозоля (в условиях конвекции) в верхнюю часть пограничного слоя атмосферы существенно отличается от механизма вертикального переноса примесей в режиме турбулентной диффузии [10], когда перенос осуществляется по направлению градиента концентрации примеси. В данном случае перенос является неградиентным (иногда его не вполне правильно называют контрградиентным). При определенных условиях конвекции, так же как адвекции или иного упорядоченного движения, перенос примеси осуществляется независимо от ее пространственного распределения.

Турбулентность определяет процесс перемешивания в условиях развитой конвекции в основном на малых масштабах. Исключением являются приземный

слой атмосферы, где турбулентность играет существенную роль в процессе выноса аэрозоля с подстилающей поверхности, и верхняя часть конвективного слоя. Из данных наших измерений следует, что в пограничном слое атмосферы поле ветра  $\mathbf{u} = \mathbf{u}(x, y, z, t)$ , где  $x, y, z$  – декартовы координаты и  $t$  – время, можно рассматривать как сумму трех составляющих (адвективной, конвективной и турбулентной):

$$\mathbf{u} = \mathbf{u}_{\text{адв}} + \mathbf{u}_{\text{конв}} + \mathbf{u}_{\text{турб}}$$

Для построения пространственного распределения  $\mathbf{u}_{\text{конв}}$  необходимо использовать результаты численного моделирования динамики пограничного слоя атмосферы [3, 6].

В настоящее время достигнут значительный прогресс в исследовании динамики конвективного пограничного слоя атмосферы (см., например, [6, 11]). Однако исчерпывающего понимания и достаточно полных моделей этого сложного явления пока еще нет. Экспериментальные и теоретические исследования конвективного режима [1, 6] позволили определить характерные вертикальные скорости восходящих и нисходящих потоков, а также и другие параметры конвективных потоков в пограничном слое атмосферы.

Наряду с полученными в настоящей работе эти данные позволяют оценить количество аэрозоля, который может быть переброшен за сравнительно короткое время в верхнюю часть пограничного слоя атмосферы, где вертикальные скорости восходящих движений становятся несущественными и происходит растекание всплывшего воздуха в подынверсионном слое над конвективным пограничным слоем. Предполагая, что площадь, занимаемая восходящими потоками, составляет около 40 % от общей площади [6], получим следующие выражения для потока массы аэрозоля, перемещаемого конвективными движениями,  $\text{мкг}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$ :

$$\Phi = 0,4 wM,$$

где  $w$  – средняя скорость восходящих движений и  $M$  – массовая концентрация аэрозоля в нижней части конвективного погранслоя (перенос аэрозоля сверху вниз здесь не учитывается). За время  $t_0$  конвективным потоком переносится масса аэрозоля (на единицу площади)  $M = \Phi t_0$ . Принимая значение  $w = 1$  м/с и  $t_0 = 1000$  с, получаем, что в частном случае при  $M = 1000$  мкг/м<sup>3</sup> на высоту 1 км через площадку 1 м<sup>2</sup> переносится 0,4 г аэрозоля. Это соответствует скорости вертикального переноса около 1,5 т/(км<sup>2</sup> ч).

Процессы конвективного переноса аэрозоля из приземного слоя атмосферы в верхнюю часть пограничного слоя атмосферы наблюдались и ранее, в том числе методом самолетного лазерного зондирования [12]. Следует отметить, что процесс конвективного очищения приземного слоя атмосферы характерен и для больших городов, особенно в летний сезон.

Институт физики атмосферы РАН,  
г. Москва

Работа поддержана МНТЦ 035-95, грантами РФФИ 96-05-66170, 96-05-79011 и INTAS 93-190.

1. Бызова Н.Л., Гаргер Е.К., Иванов В.Н. Экспериментальные исследования атмосферной диффузии и расчеты рассеяния примеси. Л.: Гидрометеоздат, 1991. 279 с.
2. Granberg I.G., Golitsyn G.S., Aloyan A.E., Andronova A.V., Gorchakov G.I. et al. // J. Aeros. Sci. 1997. V. 28. Suppl. 1.
3. Lewellen D.C. et al. // J. Atmos. Sci. 1996. V. 53. N 1. P. 175–187.
4. Мамзеев Л.Т. Курс общей метеорологии. Л.: Гидрометеоздат, 1976. 640 с.
5. Van Delden A., Oerlemans J. // Contrib. to Atmos. Phys. 1982. V. 55. N 3. P. 239–252.
6. Sorbjan Z. // J. Atmos. Sci. 1996. V. 53. N 1. P. 101–112.
7. Вульфсон Н.И. Исследование конвективных движений в свободной атмосфере. М.: Мир, 1961. 210 с.
8. Скопер Р. Аэрогидродинамика окружающей среды. М.: Мир, 1980. 550 с.
9. Slinn W.G.N. // Tellus. 1988. V. 40B. P. 214–228.
10. Берлянд М.Е. Современные проблемы атмосферной диффузии и загрязнения атмосферы. Л.: Гидрометеоздат, 1975. 448 с.
11. Peltier L.J. et al. // Atmos. Sci. 1996. V. 53. N 1. P. 49–61.
12. Wakimoto R.M., McElroy J.L. // Climate and Appl. Meteorol. 1986. V. 25. N 1. P. 1583–1599.

Поступила в редакцию  
11 марта 1998 г.

*G.I. Gorchakov, P.O. Shishkov, V.M. Kopeikin, A.S. Emilenko, A.A. Isakov, P.V. Zakharova, V.N. Sidorov, K.A. Shukurov.*  
**Lidar-nephelometris Sounding of the Arid Aerosol.**

The structure of the aerosol convective boundary layer has been studied. It is shown that a vertical transport of the aerosol into atmospheric boundary layer is accomplished by the largescale convective cells. The process of the aerosol wind lifting from the ground surface is revealed depended on wind gusts with periods about 100 sec.