

Б.Д. Белан

ДИНАМИКА СЛОЯ ПЕРЕМЕШИВАНИЯ ПО АЭРОЗОЛЬНЫМ ДАННЫМ

Проанализированы по опубликованным данным понятия <слоя перемешивания> и <внутреннего слоя перемешивания>. С привлечением данных самолетного зондирования аэрозоля выявлены особенности динамики внутреннего и основного слоев перемешивания, их взаимодействия. Построен средний многолетний годовой ход высоты слоя перемешивания для территории Западной Сибири.

Присутствие в воздухе аэрозольных частиц во многом определяет его оптические свойства и энергетический баланс атмосферы в целом. Хорошая увлекаемость частиц делает аэрозоль прекрасным трассером воздушных движений и позволяет исследовать динамические процессы в атмосфере. Распределение же аэрозоля по вертикали в атмосфере неоднородно. Известно, что основная его масса сосредоточена в нижней атмосфере, точнее в слое перемешивания. Однако сведения о характеристиках слоя перемешивания весьма противоречивы, так же как и неоднозначно само понятие этого слоя. Учитывая, что высота слоя перемешивания в значительной степени определяет <емкость> атмосферы по накоплению примесей воздуха, что очень важно при определении потенциала загрязнения в конкретных физико-географических условиях, весьма целесообразно разобраться в основных характеристиках данного объекта. Этому и посвящена настоящая статья, которая базируется на данных самолетных измерений счетной концентрации аэрозоля, выполненных в 1981–1988 гг. [1, 2].

Остановимся на определении <слоя перемешивания> (СП). Это понятие ввел Г.К. Холзворг в 1964 г. как показатель устойчивости атмосферы, в котором вертикальный градиент температуры приближается к сухадиабатическому или превышает его [3]. В отечественной литературе зачастую слой перемешивания отождествляется с пограничным слоем атмосферы (ПСА) [4]. Различия между СП и ПСА наиболее кратко отражены в [5], где в ПСА выделяется пять масштабов: приземный слой, слой свободной конвекции, слой перемешивания, квазисимметричный верхний слой и слой вовлечения. С тех пор термин <слой перемешивания> употребляется в научной литературе достаточно часто без надлежащего уточнения, что под ним понимается. Это может быть внутренний слой перемешивания, пограничный слой атмосферы, уровень инверсии и т.п. Чтобы прояснить этот вопрос, обратимся к результатам некоторых работ.

Полеты, выполненные по программе OECD, показали [6], что наибольшее количество загрязнителей остается внутри 2-километрового слоя атмосферы. Подобные же результаты получены и в серии самолетных измерений 1980–1982 гг. в районе Внутреннего моря (Япония) при исследовании среднемасштабного переноса за счет локальных циркуляций [7]. Данные измерений показали, что загрязненный воздух горизонтально распространяется почти над всей территорией моря и ограничен по высоте уровнем 1 000 м ночью и ранним утром. Днем и в вечернее время загрязнения переносятся восходящими потоками и бризом до 3 000 м. Эти данные позволяют в первом приближении оценить высотный диапазон слоя перемешивания.

В [8] исследовалось влияние влажности на рост СП. Оказалось, что она мало сказывается на параметре плавучести и соответственно на высоте слоя перемешивания в начальной стадии его роста. На более поздней стадии учет влияния влажности на плавучесть приводит к большим значениям высот СП по сравнению с сухой моделью.

По данным [9], в слое перемешивания наблюдается почти постоянный профиль удельной влажности, т.к. в стадии развития влажный воздух переносится вверх конвекцией. Верхняя же граница СП характеризуется резким возрастанием потенциальной температуры. Фазы флуктуаций удельной влажности и потенциальной температуры противоположны. Конвекция проникает в верхний устойчивый слой в виде влажных холодных струй. Верхняя граница СП является вол-

нообразной поверхностью, которая формируется под воздействием восходящих движений. Амплитуда колебаний пограничной поверхности составляет 100–200 м при длине волны 3–4 км.

Присутствие в атмосфере неpassивной примеси приводит к существенным изменениям в динамике слоя перемешивания. Результаты расчетов показывают [10, 11], что наличие аэрозоля на некотором уровне вызывает формирование на этой высоте устойчиво стратифицированного слоя, который замедляет рост СП. Вместе с тем над устойчиво стратифицированным слоем образуется слой с сильной неустойчивостью, что при разрушении устойчивого ускоряет рост высоты СП.

Относительно однородное распределение метеовеличин и аэрозоля внутри слоя перемешивания делает одним из основных его параметров, при изучении процессов формирования СП, высоту слоя перемешивания.

В настоящее время существует несколько подходов к определению высоты СП. Они отличаются своей методологией, использованной исходной информацией и т.п.

И.Н. Кузнецова высоту СП определяет по высоте слоя с положительной энергией неустойчивости, нижней границей которого является подстилающая поверхность [12]. На бланке аэрограммы за высоту СП принимается уровень пересечения кривой состояния с кривой вертикального распределения температуры воздуха. Вместе с тем в [12] указывается на важность учета величины коэффициента турбулентности в слое перемешивания. Выполненное сравнение показало, что высоты СП, определенные по предлагаемой методике и по коэффициенту турбулентности [13], соотносятся следующим образом:

при неустойчивой стратификации $H_{СП}$ явно превышает высоту, определенную по коэффициенту турбулентности H_k ($H_{СП} = 2000$ м, $H_k = 1000$ м);

при безразличной стратификации $H_{СП} = 2000$ м, а H_k не дает четкой границы.

В [14] исследовались вертикальные профили счетной концентрации на башне в Пекине. По измеренным значениям на основании формулы $N_z = N_0 \exp(-z/H)$, определяется высота $H_{СП}$, которая равна 1,41 км.

В [15] (с использованием той же формулы, что и в [14]), получены оценки $H_{СП}$, которые изменялись от 0,8 до 2 км, оставаясь в среднем равными 1,01 км.

При исследовании слоя перемешивания с помощью лидара авторами [16] использовалось следующее рабочее уравнение:

$$dH_{СП} / dt - \bar{w} = A_F \sigma_w / \left[A_T + \frac{g}{T_0} \frac{\Delta\theta_h}{\sigma_w^2} - \frac{A_p (\Delta U)^2}{\sigma^2 w} \right],$$

где \bar{w} – средняя вертикальная скорость на верхней границе слоя перемешивания; $\sigma_w^3 = w_*^3 + (A_S / A_F) V_*^3$; $A_F = 1 - \alpha_1$, $A_S = 2(C_D^{-1/2} - \alpha_2)$, $A_p = 1 - \alpha_3$, $A_T = 2\alpha_T$; $\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3, \alpha_T - \text{const}$.

Для конвективных условий ими получено $A_F = 0,22 + 0,08 A_T + 0,09 A_T^2 - 0,03 A_T^3$ для $0,0 < A_T < 2,0$. В условиях механической турбулентности: $A_S = 7,5$, $A_p = 1$ при тех же A_F и A_T .

Определять высоту слоя перемешивания по стандартно измеряемым метеовеличинам предложено в [17]:

$$H_{СП} = [2 P_0 / \rho C_p \alpha U_0]^{1/2},$$

где P_0 – суммарный поток тепла; ρ – плотность воздуха; C_p – удельная теплоемкость воздуха; α – различие между сухоадиабатическим и фактическим градиентом температуры; U_0 – скорость ветра.

Различия между пограничным слоем и слоем перемешивания заставили исследователей искать другие пути определения высоты СП.

В [18] высота СП определяется из условия

$$H = M/Q(0),$$

где $M = \int_0^{\infty} Q(z) dz$ – масса примеси в вертикальном столбе единичного сечения, $Q(z)$ и $Q(0)$ концентрация на высоте z и у поверхности земли, соответственно.

В ходе реализации программы OECD допускается, что в идеализированном случае в слое перемешивания $Q(z) = \text{const}$ и стандартное отклонение высоты $\sigma_H = H_{\text{СП}} \sqrt{3}$, тогда [19]:

$$H_{\text{СП}} = \sqrt{3} \sigma_H = \sqrt{3} \sqrt{\int_0^{\infty} z^2 Q(z) dz / \int_0^{\infty} Q(z) dz}.$$

Здесь интегрирование ведется до высоты z , где $Q(z) = 0$ или $Q(z)$ становится близкой к фоновой.

Такое многообразие подходов заставляет искать более оптимальный и надежный путь определения высоты слоя перемешивания.

Анализ вертикального распределения аэрозоля, проведенный по самолетным данным, привел к выводу, что для климатических целей можно определять высоту СП по нарушению корреляционных связей в нижней тропосфере. Коэффициенты корреляции между счетной концентрацией аэрозоля на разных высотах для трех месяцев года представлены на рис. 1.

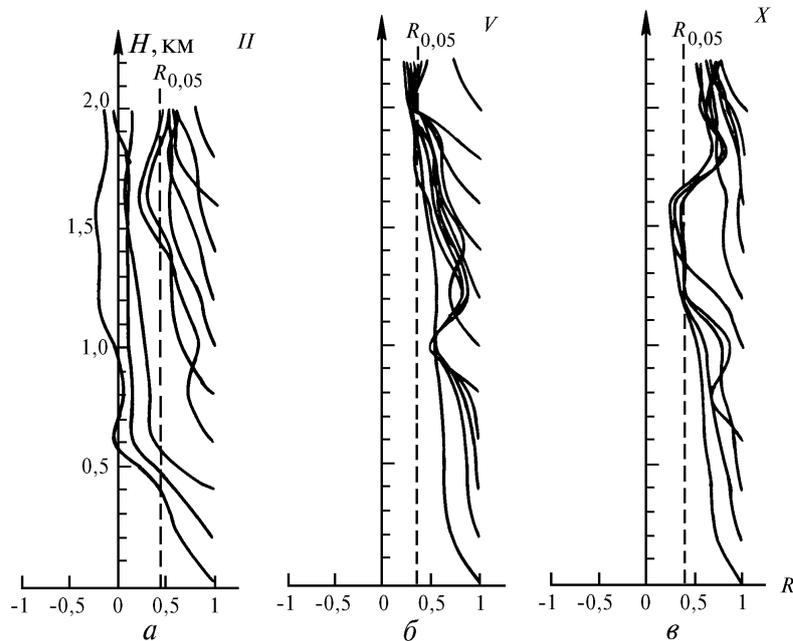


Рис. 1. Взаимосвязь изменений счетной концентрации аэрозоля по вертикали над Западной Сибирью: а – в феврале, б – в мае, в – в октябре

Из рис. 1, а следует, что в феврале изменение концентрации аэрозоля у поверхности земли коррелирует с концентрацией в вышележащих слоях только до высоты 0,4 км. В мае (рис. 1, б) слой, в котором вариации аэрозоля взаимосвязаны, увеличивает свою высоту до 1,8 км. Осенью, в октябре, (рис. 1, в) высота слоя перемешивания снижается и становится равной 1,1 км. Проверка этих выводов по данным разовых подъемов в эти же месяцы показывает, что сведения, собранные на рис. 1, отражают средние характеристики для каждого из них. В конкретные дни высота СП может быть на 30% выше или ниже средне-климатической.

Предложенный подход позволил нам впервые построить средний многолетний годовой ход высоты слоя перемешивания над Западной Сибирью, который представлен на рис. 2 сплошной линией. Значками показана $H_{\text{СП}}$ в отдельные годы.

Из рис. 2 видно, что годовой ход высоты СП существенно отличается от годового хода концентрации аэрозоля, что определяется интенсивностью турбулентности, которая имеет максимум летом [20]. В данном случае максимум высоты СП наступает в июле, а минимум в январе. Надо особо подчеркнуть, что высота слоя перемешивания в январе составляет всего

0,3 км. Фактически это высота внутреннего слоя перемешивания, который существует внутри СП permanently, о чем несколько ниже.

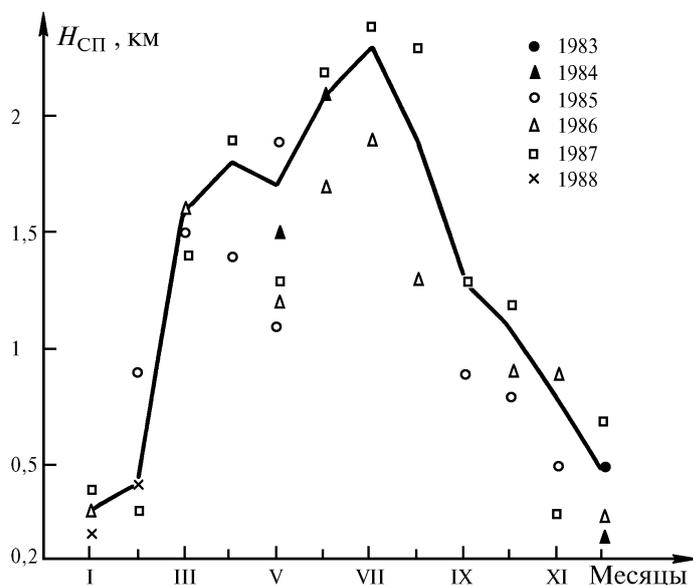


Рис. 2. Средний многолетний годовая высота слоя перемешивания над Западной Сибирью; значками обозначена среднемесячная высота СП в отдельные годы

Следует отметить вторичный максимум в апреле. Это обусловлено особенностями динамики атмосферы над Западной Сибирью и выявлялось ранее в циркуляционных характеристиках, таких как высотные фронтальные зоны и струйные течения [21, 22]. Дело в том, что планетарная высотная фронтальная зона скачкообразно перемещается с юга на север над Западной Сибирью весной, и майский минимум является отражением действия перестройки термобарического поля.

Разброс значений высоты $H_{СП}$ в отдельные месяцы, показанный значками, демонстрирует вариации средней высоты слоя перемешивания в отдельные годы. Видно, что разброс значений $H_{СП}$ может достигать 60% от среднемноголетней величины.

Позднее, на основании анализа данных измерений, появилось понятие <внутреннего слоя перемешивания> (ВСП) [5]. В этом слое вертикальное перемешивание происходит приблизительно адиабатически и многие характеристики в нем распределяются однородно по высоте. Причем уровень, на котором однородно распределенные в ВСП консервативные характеристики претерпевают скачкообразное изменение, отождествляются с его высотой. Утром, благодаря непрерывной генерации турбулентности за счет солнечной радиации, ВСП растет. При этом происходит вовлечение воздуха из верхних слоев, который быстро перемешивается в ВСП. Таким образом, в эволюции дневного ВСП главную роль играют два основных механизма: вовлечение и турбулентное перемешивание.

Ни более полно динамика соотношения ВСП и СП исследована в [23]. Хотя интерпретация результатов упрощена. Авторами показано, что профили аэрозольного ослабления можно схематически представить в виде трехслойного распределения. Первый слой повышенной замутненности H_1 непосредственно примыкает к подстилающей поверхности и совпадает с ВСП. Второй слой – H_2 характеризуется постоянством коэффициентов обратного рассеяния на участке $H_2 - H_1$ и представляет собой СП. Выше уровня H_2 значения коэффициента обратного рассеяния резко уменьшаются и остаются постоянными, величина которых характерна для свободной атмосферы [24].

Высота H_1 приблизительно одинакова во все времена года и равна 0,2 ... 0,4 км. Высота H_2 имеет четкую сезонную зависимость: осенью 1,2 ... 1,7 км, весной 1,5 ... 2,5 км, летом 2,0 ... 3,5 км. В зимних условиях в силу небольшой высоты СП, можно полагать, что $H_1 = H_2$, то есть $H_{СП} = H_{ВСП}$.

Лидарное зондирование ВСП, проведенное в [25], позволило уточнить его временные характеристики. Максимальной высоты внутренний слой перемешивания достигает около 13 ч. Высота его утром составляет 200 м. К 11 ч достигает 400 м. Скорость увеличения высоты изменяется от 100 до 300 м/ч в период с 8 до 12 ч.

Общим для обоих слоев перемешивания (пограничного?) и внутреннего является то, что они сверху ограничиваются инверсией, изотермией или просто слоем с устойчивой стратификацией. Это приводит к тому, что происходит смешение понятий внутреннего и пограничного или внешнего слоев перемешивания, хотя они отличаются не только по высоте, но и по своей природе образования. Динамика внутреннего слоя перемешивания определяется суточным ходом метеоэлементов и не зависит от сезона года. Его высота лежит в пределах 200 – 400 м. Причем после полудня или в условиях развитой конвекции ВСП может исчезнуть полностью [26, 27]. Высота пограничного слоя перемешивания изменяется в течение года от 200 м зимой до нескольких километров летом и не зависит от времени суток. Внутренний СП, являясь как бы вложенным в пограничный СП, определяет наполненность последнего аэрозолем и другими примесями.

Проиллюстрируем все изложенное на примерах вертикального распределения счетной концентрации аэрозоля, представленных на рис.3 и 4.

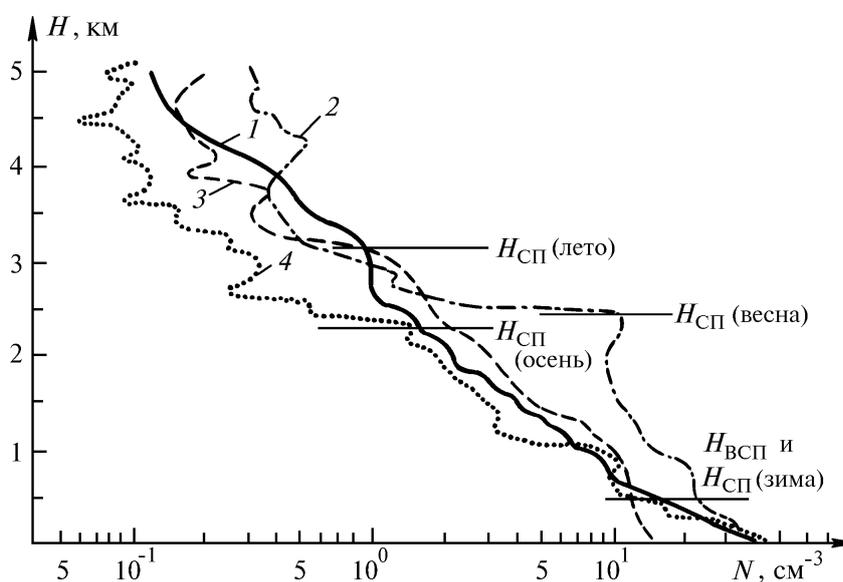


Рис. 3. Средние многолетние профили счетной концентрации над Западной Сибирью в разные сезоны года; 1 – зима ($n = 208$); 2 – весна ($n = 85$); 3 – лето ($n = 52$); 4 – осень ($n = 67$)

Из рис. 3, видно, что пограничный или внешний слой перемешивания $H_{СП}$ достаточно четко проявляется на вертикальных профилях концентрации аэрозоля во все сезоны, за исключением зимнего, и его высота меняется в течение года. Высота внутреннего слоя перемешивания $H_{ВСП}$ остается в течение всего года постоянной. Зимой же, когда $H_{СП}$ и $H_{ВСП}$ практически совпадают, выделить каждый из них невозможно.

Рис. 4 демонстрирует средний многолетний суточный ход. Видно, что основные вариации концентрации аэрозоля происходят в нижнем 400-метровом слое воздуха, прилегающем к подстилающей поверхности, что определяется высотой внутреннего слоя перемешивания. Сама высота $H_{ВСП}$ имеет достаточно четкий суточный ход. Она максимальна днем и вечером. В ночное время происходит уменьшение $H_{ВСП}$, достигающее минимума в утренние часы, когда интенсивность турбулентности еще невелика.

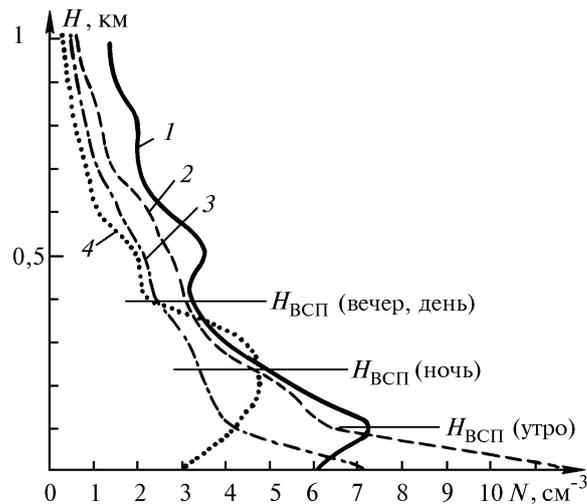


Рис. 4. Средний многолетний суточный ход счетной концентрации аэрозоля над Западной Сибирью в слое перемешивания: 1 – утро; 2 – день; 3 – вечер; 4 – ночь

Наличие внутреннего слоя перемешивания внутри основного СП сказывается на характеристиках последнего. Покажем это на примере рис. 5, демонстрирующего закономерности наполнения аэрозолем основного слоя перемешивания после смены воздушной массы. Этот рисунок уже публиковался в [28], но без должной интерпретации. На рис. 5 кривые 1–5 представляют профили счетной концентрации аэрозоля в период с 12 по 16 мая 1984 г, 1'–5' – соответствующие им профили температуры воздуха. Кривые 1 и 1' получены при самолетном зондировании атмосферы 12 мая 1984 г, когда в регионе располагалась умеренная теплая воздушная масса. В ночь с 12 на 13 мая через пункт измерений прошел холодный арктический фронт и район оказался внутри арктической воздушной массы. При этом счетная концентрация аэрозоля во всем рассматриваемом слое уменьшилась в 5–7 раз, а температура воздуха в пограничном слое понизилась на 15°C. Кривые 2–5 и 2'–5' получены в арктической воздушной массе.

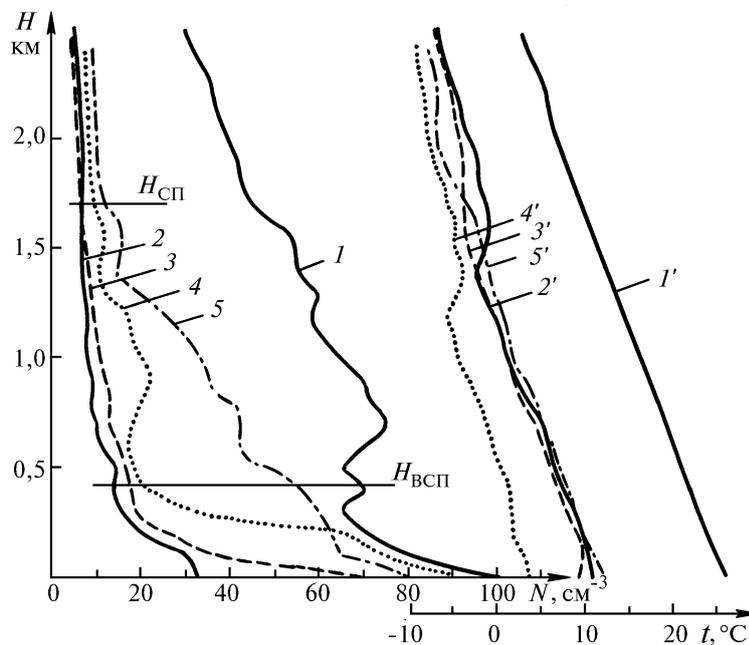


Рис. 5. Трансформация вертикального профиля счетной концентрации аэрозоля (1–5) и температуры воздуха (1'–5') в районе г. Томска: 1 – 12 мая 1984 года (17:30 местного времени); 2 – 13 мая (15:30); 3 – 13 мая (22:30); 4 – 15 мая (17:00) и 5 – 16 мая (18:20)

Из рис. 5 видно, что если выделить внутренний слой перемешивания ($H_{\text{всп}}$), то генерируемый в приземном слое аэрозоль после смены воздушной массы не распространяется по всему основному слою перемешивания, а накапливается внутри ВСП. И только тогда, когда концентрация аэрозоля в ВСП достигает величины, соизмеримой с той, которая наблюдалась в старой воздушной массе (кривые 4 и 1), начинается перенос частиц в основной слой перемешивания (кривая 5). Таким образом, наличие внутреннего слоя приводит к тому, что процесс наполнения основного слоя перемешивания протекает в две стадии. На первой стадии происходит накопление примеси внутри ВСП. И только после достижения этой примесью критического значения наступает вторая стадия наполнения СП.

В условиях хорошо прогретого воздуха, как это было показано в [28] на примере Казахстана в летнее время, внутренний слой перемешивания в течение суток не успевает сформироваться. В этом случае наполнение основного слоя перемешивания начинается сразу же после смены воздушной массы (рис. 4 из [28]), причем по всему основному СП.

Подводя итог вышеизложенному, отметим, что использование аэрозольных данных позволяет выявить особенности формирования атмосферного слоя перемешивания и динамику его развития, включая внутреннюю, знание которых необходимо как в климатических оценках, так и при расчете потенциала загрязнения атмосферы.

Работа выполнена при финансовой поддержке госдепартамента США, грант R25.

1. Белан Б. Д. // Аппаратура дистанционного зондирования параметров атмосферы. Томск: ТФ СО АН СССР, 1987. С. 34–40.
2. Белан Б. Д., Лукьянов О. Ю., Микушев М. К. и др. // Оптика атмосферы и океана. 1992. Т. 5. N 10. С. 1081–1087.
3. Holzworth G. C. // *Mont. Weather Rev.* 1964. V. 92. N 5. P. 235–242.
4. Неронова Л. М., Кузнецов И. Н. // Тр. Гидрометцентра СССР. 1987. Вып. 288. С. 65–70.
5. Гаврилов В. П. // Труды ИЭМ. 1985. Вып. 36(114). С. 81–96.
6. Вельтишева Н. С. // Обзорная информация. ВНИИГМИ-МЦД. 1979. Вып. 5. С. 1–56.
7. Тоуа Т., Кимура Ф., Мураяма Н. // *J. Meteorol. Soc. Jap.* 1986. V. 64. N 3. P. 431–442.
8. Driendorks A. G. M. // *Scientific Report WP-81-2. De Bilt*, 1981. V. VIII. P. 1–189.
9. Yamamoto S., Gamo M., Yokoяama O. // *J. Meteorol. Soc. Jap.* 1988. V. 66. N 1. P. 141–154.
10. Uenkatram A., Uiskanta R. // *J. Atmos. Sci.* 1977. V. 34. N 12. P. 1918–1933.
11. Wetzel P. J. // *Atmos. Sci. Pap. Dep. Atmos. Sci. Colo. state Univ.* 1978. V. 1. N 302. P. 1–195.
12. Кузнецова И. Н. // Труды Гидрометцентра СССР, 1989. Вып. 289. С. 99–103.
13. Hanna S. R. // *Atmos. Environ.* 1969. V. 3–4. P. 348–362.
14. You Ronggaо, Hong Zhongaiang, Lu Weixiu, et al. // *Adv. Atmos. Sci.* 1985. V. 2. N 2. P. 243–250.
15. Гавашели Ш. Г., Цицкишвили М. С. // Труды ЗакНИГМИ, 1980. Вып. 66/72. С. 18–39.
16. Boers R., Eloranta E. W., Coulter L. R. // *J. Clim. and Appl. Meteorol.* 1984. V. 23. N 2. P. 247–266.
17. Nkendirim L. E. // *Atmos. Environ.* 1986. V. 20. N 9. P. 1829–1830.
18. Garland I. A., Branson I. R. // *Atmos. Environ.* 1976. V. 10. N 4. P. 353–362.
19. The OECD programme on long range transport of air pollutants. Measurements and findings. Paris. 1977. 88 p.
20. Орленко Л. Р. Строение планетарного пограничного слоя атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1979. 270 с.
21. Бордовская Л. И., Белан Б. Д. // Вопросы горной гляциологии. Томск: ТГУ, 1977. С. 176–185.
22. Бордовская Л. И., Рыбакова Ж. В., Белан Б. Д. // Гляциология Алтая. 1978. Вып. 12. С. 116–123.
23. Дябин Ю. П., Танташев М. В., Мирумьянц С. О., Марусьяк В. Д. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1977. Т. 13. N 11. С. 1205–1211.
24. Ивлев Л. С., Андреев С. Д. Оптические свойства атмосферных аэрозолей. Л.: ЛГУ. 1986. 360 с.
25. Sasano G. // *J. Meteorol. Soc. Jap.* 1985. V. 63. N 3. P. 419–435.
26. Локощенко М. А. // Тезисы XII Межреспубликанского симпозиума по распространению лазерного излучения в атмосфере и водных средах. Томск: МП <Полиграфист>, 1993. С. 22.
27. Гречко Е. М., Ракитин В. С., Фокеева Е. В. и др. // Изв. РАН. Сер. ФАО, 1993. Т. 29. N 1. С. 11–18.
28. Белан Б. Д., Задде Г. О., Пхалагов Ю. А., Рассказчикова Т. М. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1987. Т. 23. N 6. С. 622–628.

Институт оптики атмосферы,
СО РАН, Томск

Поступила в редакцию
5 апреля 1994 г.

B. D. Belan. Dynamics of the Atmospheric Mixing Layer as it Follows from Data on Aerosol.

In this paper I analyze, based on data available from literature, the concepts of mixing layer and of the inner mixing layer. Some specific features of the dynamics of both these mixing layers are revealed from data of airborne sounding of aerosol and interrelations between the layers are discussed. A many years mean annual behavior of the mixing layer height in the atmosphere over Siberia is constructed.