

С.М. Сакерин, Д.М. Кабанов

ОБ ИСПОЛЬЗОВАНИИ ЛОКАЛЬНЫХ И ИНТЕГРАЛЬНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ВЛАЖНОСТИ ДЛЯ ОЦЕНКИ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ПРОФИЛЕЙ

Проанализирована возможность восстановления сглаженных профилей влажности в тропосфере по данным об интегральном влагосодержании и влажности у поверхности Земли. Приведено сравнение двух методик восстановления при постоянном и переменном показателе экспоненциального профиля. По результатам сопоставления с радиозондовыми данными оценены ошибки восстановления и особенности стратификации влажности в Западно-Сибирском регионе (г. Томск) и в районе Канарских островов. Рассмотрены характеристики изменчивости показателя вертикального профиля в различных геофизических условиях.

Введение

Получение информации о вертикальном распределении атмосферных параметров осуществляется дорогостоящими средствами аэрологического зондирования (аэростатное, самолетное, радиозондовое) или лидарными методами. Другие, более простые, методы атмосферных исследований позволяют определять только локальные характеристики приземного слоя или их интегральные аналоги по всей толще атмосферы, например коэффициент ослабления света и оптическую толщину атмосферы, абсолютную влажность в приземном слое и общее влагосодержание и т.д. Из общих соображений очевидно, что если высотное распределение параметра атмосферы описывается простой функциональной зависимостью, то не составляет труда по интегрально-локальным данным восстановить и сам профиль.

Накопленные к настоящему времени результаты экспериментальных исследований и их обобщения в атмосферных моделях [1–3] позволяют сделать вывод, что по крайней мере в пределах тропосферы многие параметры (влажность, концентрация аэрозоля, коэффициент рассеяния и др.) в среднем имеют экспоненциальную зависимость от высоты. Не менее важным для дальнейшего рассмотрения является то, что основная часть интегральной величины параметра определяется или формируется нижними слоями тропосферы в несколько километров. Эти два обстоятельства являются основой для определения сглаженного высотного профиля исследуемого параметра, который в среднем соответствует его реальному распределению.

Методика восстановления профиля влажности

Взаимосвязь интегральной, локальной характеристик влажности и показателя высотного профиля оценивалась в предыдущей работе авторов [4]. Рассмотрим эти зависимости применительно к реальным условиям на основе данных измерений абсолютной влажности в приземном слое a_0 и влагосодержания атмосферы W_s , определяемого спектроскопическим методом. Заметим, что приведенные далее формулы справедливы и для любой другой пары локально-интегральных характеристик атмосферы (концентрация аэрозоля, коэффициент ослабления и т.д.), имеющих экспоненциальный вертикальный профиль.

А. Сначала рассмотрим более простой случай – будем полагать, что в большей части тропосферы вертикальный ход влажности описывается экспонентой с постоянным показателем β [10]:

$$a(h) = a_0 \exp(-\beta h) \quad \text{при } h < H, \quad (1)$$

а в более высоких слоях атмосферы наблюдается другая зависимость или с другим показателем β . После интегрирования (1) по h для закона изменения влагосодержания получим

$$W(H) = (a_0/\beta) [1 - \exp(-\beta H)]. \quad (2)$$

Отметим, что на высотах более нескольких километров значение интегрального параметра $W(H)$ уже мало отличается от его измеряемой величины по всей толще атмосферы W_s . Например, по обобщенным данным [1], влагосодержание 5-километрового слоя составляет около 90% от общего. С учетом этого обстоятельства после интегрирования (1) в пределах $(0, \infty)$ получим выражение для β в виде

$$\beta = a_0/W_s. \quad (3)$$

Малое содержание водяного пара в высоких слоях атмосферы и меньшая абсолютная изменчивость дают основание рассмотреть и другое приближение для β . Для высот вне тропосферы $h > H$ можно воспользоваться модельными значениями влагосодержания $W_m(H, \infty)$, т. е. вычислять W_H по формуле $W_H = W_s - W_m$. В этом случае из (2) можно получить приближенную формулу:

$$\beta \approx \frac{a_0}{W_H} \left\{ 1 - \exp \left[-\frac{a_0 H}{W_H} \right] \right\}. \quad (4)$$

Расчет влагосодержания W_m может быть осуществлен, например, по данным среднезональной модели [1]. В табл. 1 приведены данные модели W_m для двух атмосферных условий – тропики и лето умеренных широт. В качестве верхней границы здесь и далее выбрана высота $H = 8$ км, хотя это не является принципиальным – близкие результаты получаются, если использованы другие высоты ($H = 6 \dots 10$ км).

Таблица 1

Оценка влагосодержания атмосферы по данным среднезональной модели [1]

Характеристики	Лето умеренных широт	Тропики
$W_m(0-60 \text{ км}), \text{ г/см}^2$	2,65	3,64
$W_m(8-60 \text{ км}), \text{ г/см}^2$	0,14	0,24
$a_0, \text{ г/м}^3$	11,97	17,71

Модельные оценки точности приближений (3) и (4) показали, что расхождения с истинными (заданными) значениями показателя β не превышают 2%. Более существенное влияние на погрешность восстановления $a(h)$ могут оказать неэкспоненциальное распределение влажности в приземном слое и наличие инверсионных слоев. При наличии и привлечении информации о состоянии приземного слоя рассматриваемая методика может быть усовершенствована, но в данной работе такой вариант не рассматривается.

Б. В более сложном представлении зависимости $a(h)$ примем во внимание известный по экспериментальным данным факт, что тропосферный профиль более точно описывается экспонентой с переменным по высоте показателем β [1, 5]. Конкретно – убывание влажности с ростом высоты увеличивается и текущее значение β может быть записано, например, с использованием весовых коэффициентов:

$$\beta(h) = \beta_1 [(H - h)/H] + \beta'_2 (h/H). \quad (5)$$

Тогда высотная зависимость $a(h)$ будет иметь вид

$$a(h) = a_0 \exp [-\beta_1 h - \beta_2 h^2], \quad (6)$$

где $\beta_2 = [(\beta'_2 - \beta_1)/H]$, причем $\beta_2 \ll \beta_1$. Оценки величины β_2 показали, что для средних условий (лето умеренных широт [1]) она составляет $0,0192 \text{ км}^{-2}$ и совпадает со значением аналогичного параметра в формуле Зюринга [5].

Для нахождения параметра β_1 проинтегрируем уравнение (6) по высоте в пределах от 0 до ∞ . Точное решение интеграла для влагосодержания W_s в этом случае выразится через интеграл вероятности [7]:

$$W_s = a_0 \sqrt{\frac{\pi}{2}} \left\{ \frac{\exp(\beta_1^2 4\beta_2)}{\sqrt{2\beta_2}} \left[1 - \Phi \left(\frac{\beta_1}{\sqrt{2\beta_2}} \right) \right] \right\} = a_0 \sqrt{\frac{\pi}{2}} Y(\beta_1, \beta_2). \quad (7)$$

Решение (7) относительно β_1 не сводится к алгебраическому уравнению, поэтому была использована аппроксимация. Сначала для ожидаемых величин β_1 , при заданном β_2 , рассчитывались значения функции $Y(\beta_1, \beta_2)$. Затем для полученной зависимости (рис. 1) подбиралось приближенное выражение в виде функции:

$$\beta_1 \cong 0,7961 Y^{-1} - 0,04428 Y, \quad (8)$$

где $Y = W_s / a_0 \sqrt{0,5\pi}$. Заметим, что ошибка аппроксимации (8) не превышает 1% при средней величине 0,1%. Таким образом, конечное выражение для расчета $a(h)$ получится в виде

$$a(h) = a_0 \exp\left\{-\frac{1,25a_0 h}{W} + \frac{0,0353W h}{a_0} - 0,0192 h^2\right\}. \quad (9)$$

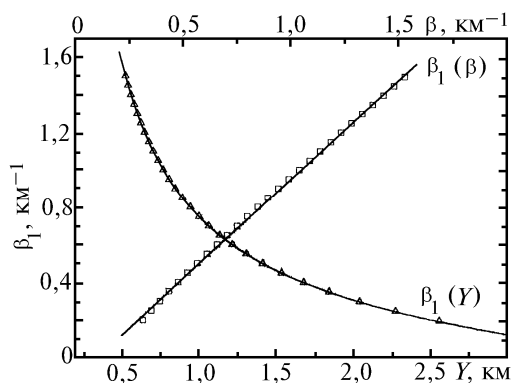


Рис. 1. Иллюстрация зависимостей $\beta_1(Y)$ и $\beta_1(\beta)$

По аналогии с более простым вариантом (см. п. А) решение β_1 может быть выражено и через влагосодержание на ограниченном диапазоне — W_H (из-за громоздкости не приводится). Анализ этого случая показал, что усложнение решения, связанное с интегрированием в пределах $(0, H)$, практически не улучшает точность определения параметров β .

Сопоставление с данными радиозондирования и моделями

Для оценки применимости методики восстановления $a(h)$ были проанализированы данные совместных измерений влагосодержания W_s и радиозондового зондирования $a^p(h)$ в 1992, 1995 гг. в районе г. Томска [4, 8] и в 1994 г. в районе Канарских островов [9]. В качестве иллюстрации на рис. 2, 3 приведена серия конкретных результатов радиозондирования и восстановленных профилей $a^B(h)$. Для сравнения здесь же показаны модельные данные [1, 6] $\overline{a^M}(h)$ и профили $a^M(h)$, полученные с использованием той же модельной стратификации, но «привязанные» к реальной влажности в приземном слое — a_0 .

Результаты сопоставления различных профилей позволяют сделать ряд очевидных выводов. Максимальное различие с реальными значениями $a^p(h)$ наблюдается для среднезональной модели $\overline{a^M}(h)$, так как она, уже по своему определению, отражает лишь среднее распределение влажности в заданной географической зоне. Для измерений в г. Томске во многих случаях достаточно близко к $a^p(h)$ проходят профили $a^M(h)$ из-за их привязки к реальным влажностям в приземном слое — a_0 . Профили $a^B(h, \beta)$ в среднем хорошо описывают сглаженный ход влажности до высот 4–5 км, но на верхней границе тропосферы часто дают завышенные значения. Наконец, зависимости $a^B(h; \beta_1, \beta_2)$ наиболее точно отражают среднее распределение влажности во всем диапазоне высот.

Общими особенностями профилей в районе Канарских островов являются очень высокий градиент влажности и мощные инверсии в приземном слое, что в конечном счете приводит к большим расхождениям с модельными представлениями об увеличении β с ростом высоты. В связи с этим была использована более простая методика А.

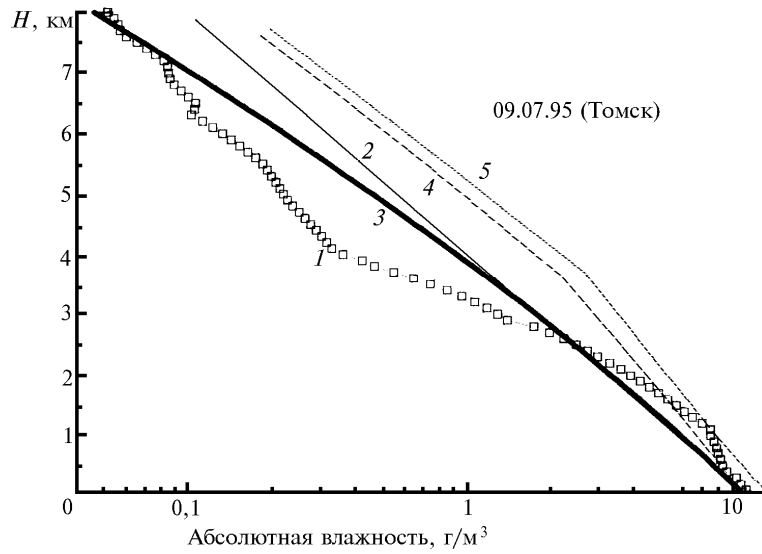


Рис. 2. Иллюстрация профиля влажности в г. Томске по результатам радиозондирования (кривая 1), восстановленного по методикам п. А (кривая 2), п. Б (кривая 3), по среднезональной модели с учетом приземной влажности (кривая 4) и без (кривая 5)

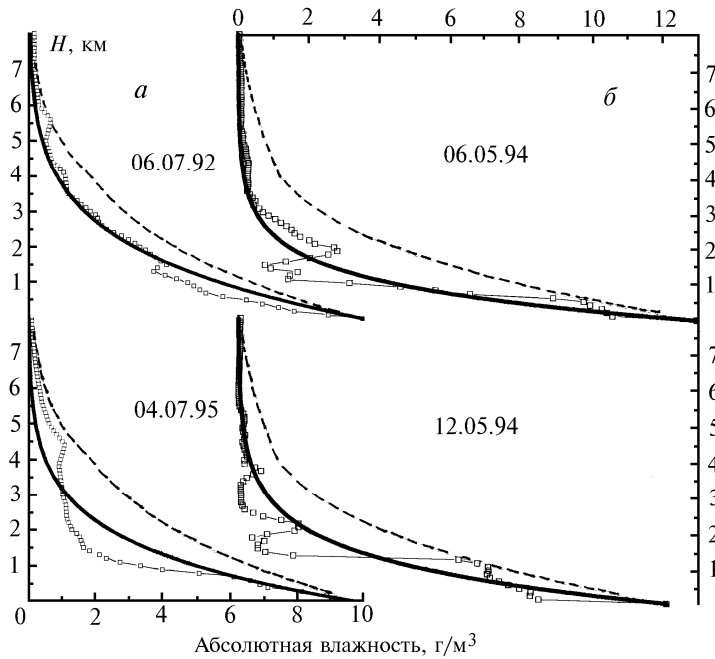


Рис. 3. Примеры восстановления профилей влажности для Томска (а) и района Канарских островов (б): сплошные линии – результат восстановления, пунктирные линии – модельная стратификация с учетом приземной влажности, квадратики – данные радиозонда

Для количественной характеристики погрешности восстановления стратификации влажности были рассчитаны абсолютные δ и относительные ϵ ошибки:

$$\delta = |\bar{\Delta}| + S_{\Delta}, \quad \epsilon = (\delta / \bar{a}^p) 100\%, \quad (10)$$

где $\Delta_i = (a^p - a^{b(m)})$, $\bar{\Delta} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \Delta_i$, $\bar{a}^p = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n a^p$ – количество замеров a^p в заданном интервале высот, а средневзвешенное отклонение разности данных радиозонда и рассчитанных значений a^B (a^M) вычислялось по формуле

$$S_{\Delta} = \sqrt{\sum_{i=1}^n (\Delta_i - \bar{\Delta})^2 / (n - 1)}.$$

В расчетах были использованы все данные радиозондовых наблюдений – 9 профилей для Томска и 12 для морских измерений.

В высотной зависимости ошибок для данных, полученных в Томске (рис. 4, а), можно выделить три участка. В приземном слое до 2 км абсолютные погрешности различных методов максимальны и соизмеримы, так как обусловлены, в основном, неэкспоненциальной высотной зависимостью $a(h)$. В диапазоне высот 2–5 км погрешности локально-интегрального восстановления примерно в два раза ниже модельного, причем наблюдается уменьшение ошибок с ростом высоты. В верхней части тропосферы хорошие результаты дает второй метод – $a(\beta_1, \beta_2)$, а погрешность профилей $a(\beta)$ увеличивается. В целом относительная погрешность восстановления для $a(\beta_1, \beta_2)$ находится в пределах 10 – 60%.

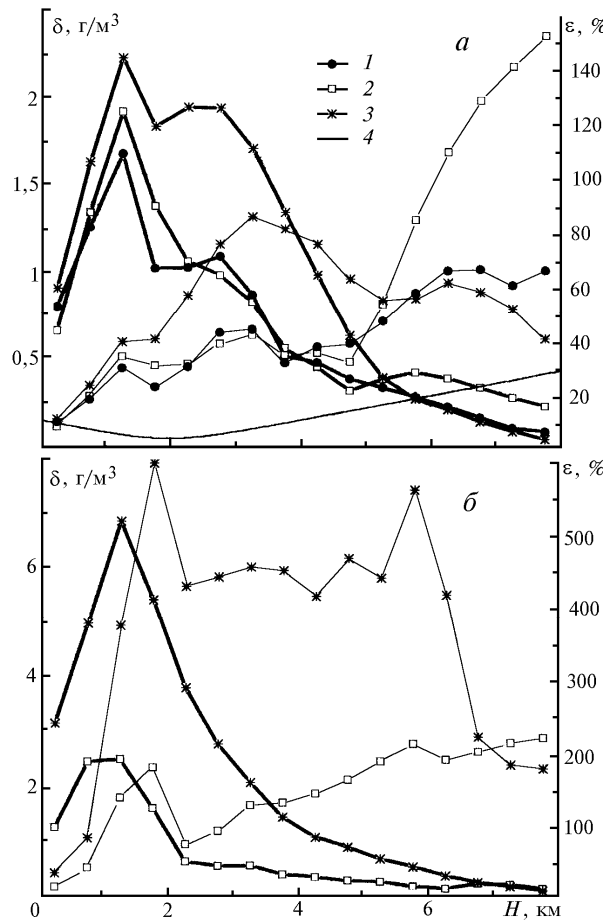


Рис. 4. Оценка высотной зависимости абсолютных δ (жирные линии) и относительных ε (тонкие линии) ошибок восстановления $a(h)$ для условий г. Томска (а), района Канарских островов (б): 1 – $a^B(h; \beta_1, \beta_2)$; 2 – $a^B(h; \beta)$; 3 – a^M ; 4 – $\Delta a^B/a^B$

В оценках погрешностей для морского района (рис. 4, б) выигрыш локально-интегрального метода восстановления более очевиден. Сопоставление, например, относительных ошибок ε показывает, что для модельных профилей (кроме высот 7–8 км) они в 3–4 раза больше. Для любого способа восстановления или использования модели погрешности здесь намного выше, чем для континентального района умеренных широт (Томск). Основной причиной отмеченного является специфичность стратификации $a(h)$ – резкий спад влажности в узком диапазоне высот 0–1,5 км до экстремально малых значений. Фактически влажность возвращается к своим типичным значениям только на высотах 7–8 км (поэтому и погрешность модельных профилей на этих высотах резко уменьшается). Следствием экстремально низких

влажностей на высотах 1,5–7 км является их малое влияние на измеряемое влагосодержание, т.е. W_s становится нечувствительным к распределению влаги.

На рис. 4, а приведены также результаты оценки влияния инструментальных погрешностей измерения W_s и a_0 (кривая 4). В качестве ошибок использованы значения $\Delta W_s/W_s \leq 4\%$ [8, 13], $\Delta a_0/a_0 = 10\%$. Из рисунка следует, что на высотах 6–8 км влияние погрешностей измерений достигает 20–30%. Качественно аналогичный высотный ход дают результаты оценки влияния вариаций измеряемых характеристик W_s и a_0 на оценку $a(h)$ даже при нулевой погрешности измерений. Таким образом, можно сделать очевидный вывод, что на высотах более 6–8 км использование дополнительной информации о W_s не улучшает возможность оценки $a(h)$ по сравнению с моделями.

Характеристики изменчивости показателя β

Из проведенного анализа следует, что β является простым и однозначным параметром, характеризующим сглаженное вертикальное распределение влажности в тропосфере. В литературе практически отсутствуют прямые данные о вариациях β . Косвенные оценки можно получить лишь из анализа результатов моделирования [1] или из факта об относительно высокой корреляции W с приземной влажностью [4, 10] (следовательно, малой изменчивостью β). С этой точки зрения представляло интерес рассмотреть статистические характеристики коротко-периодных вариаций показателя вертикального профиля.

Результаты расчетов β и β_1 (параметры для методов А и Б соответственно) показали, что они имеют практически линейную связь. Например, для летних условий умеренных широт аппроксимационное соотношение имеет вид (см. рис. 1)

$$\beta_1 = 1,06\beta - 0,104. \quad (11)$$

Поэтому статистические оценки были сделаны только для одного – более простого, с точки зрения вычислений, параметра β (табл. 2). Из приведенных данных следует, что различие весенних и летних значений β для района г. Томска составляет около 20%. Летние профили в среднем имеют больший градиент влажности. Средний показатель β в районе Канарских островов в два раза превышает соответствующее значение для умеренных широт. По сравнению со средними условиями субтропиков профили $a(h)$ в районе Канарских островов с аномально высокими β характеризуют дефицит влажности в средней тропосфере. Такое поведение $a(h)$ проявляется и в высотном ходе показателя β . Анализ реальных профилей показал, что в отличие от обычных условий на $h \approx 4 \div 6$ км во многих случаях наблюдается уменьшение показателя β с ростом высоты.

Таблица 2

Статистика показателей β , W и a_0

№	Район, сезон		Среднее	СКО	V	min	max	N
		β						
1	Томск, весна 1992, 1993	β	0,443	0,146	0,33	0,181	0,846	44
		W	1,0	0,35	0,35	0,38	1,92	
		a_0	4,22	1,43	0,34	0,81	7,39	
2	Томск, лето 1992–1995	β	0,539 (0,568)	0,121 (0,145)	0,22 (0,260)	0,325	0,837	(326) 56
		W	2,42	0,63	0,26	1,25	3,76	
		a_0	12,59	2,80	0,22	6,95	18,15	
3	Канарские о-ва, май 1994	β	1,05	0,20	0,19	0,761	1,484	14
		W	1,20	0,24	0,20	0,802	1,786	
		a_0	12,2	1,57	0,13	9,22	15,13	

Рассмотренная стратификация, по-видимому, связана с особенностью циркулярных процессов в период исследований – преимущественными выносами сухого воздуха из пустынь Западной Африки. Обратим внимание, что при близких значениях приземной влажности (см. массивы 2 и 3) влагосодержание субтропического района у побережья Африки было в два раза ниже, чем в умеренных широтах.

Относительная межсуточная изменчивость β (коэффициенты вариаций V_β) в летний период на континенте и в морском районе примерно одинакова (около 20%) и соизмерима с измен-

чивостью a_0 и W . В переходный – весенний – период значения V_β несколько выше, но остаются на уровне относительной изменчивости влажности a_0 и влагосодержания.

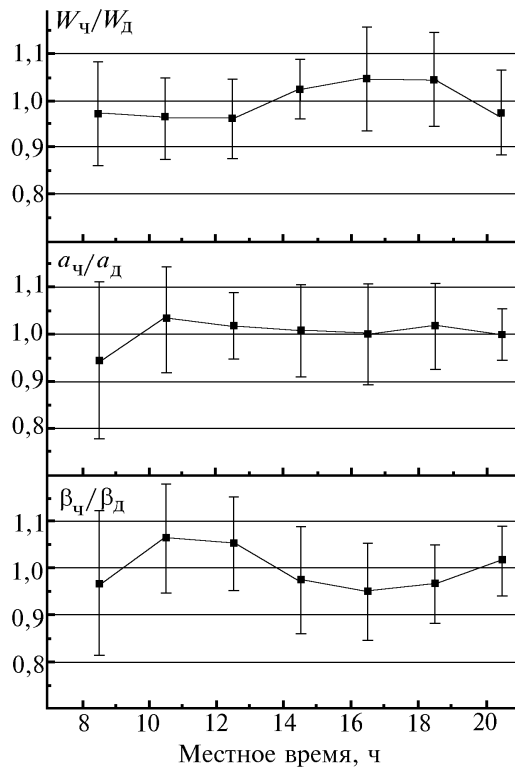


Рис. 5. Дневной ход нормированных характеристик влажности для периода летних измерений в г. Томске в 1993–1995 гг. (нижние индексы в величинах – «ч» и «д» – часы и дни)

Из статистики для среднечасовых значений β (данные приведены в скобках табл. 2) следует, что абсолютные (СКО) и относительные (V) вариации незначительно отличаются от характеристик межсуточной изменчивости. На основе этого следует предположить, что основную роль играют колебания синоптического масштаба и выше. Тем не менее анализ дневного хода выявил определенные закономерности (рис. 5). В дневном ходе влагосодержания в летние периоды 1992–1995 гг. (в отличие от весенне-летних данных 1992–1994 гг. [4]) утренний максимум проявился слабо, а в основном наблюдается увеличение W к 16–18 ч местного времени. Известная закономерность суточного хода приземной влажности a_0 [5] (дневные максимумы в 10 и 16 ч) проявилась не очень существенно. Следствием такой изменчивости W и a_0 явился более выраженный дневной ход $\beta(t)$. В утренние часы начинается испарение и увеличение $a(h)$ в нижних слоях тропосферы, благодаря чему происходит рост β до полудня. Под влиянием конвекции и турбулентного перемешивания происходит «выравнивание» содержания водяного пара, т.е. уменьшение β . С ослаблением турбулентности в вечерние часы происходит некоторое новое увеличение β . Общая средняя амплитуда дневной изменчивости, по нашим данным, составила 10–12 %.

Простая связь показателя высотного профиля с характеристиками влажности (3) позволила оценить и диапазон сезонной изменчивости β по данным метеосети. Согласно многолетним среднемесячным данным для условий г. Томска [11, 12], относительная годовая амплитуда (отношение максимального среднемесячного значения к минимальному) приземной влажности составляет один порядок, влагосодержания – 6,9, а показателя β – только 1,7 (рис. 6). Другая важная особенность состоит в том, что в отличие от плавного годового хода W и a_0 среднемесячные значения β достаточно определенно разбиваются на две области, в пределах которых их изменчивость не столь значительна. С ноября по март средняя величина β составляет 0,31, в апреле резко сменяется на «летние» значения и до октября держится на среднем уровне 0,43. Приведенное деление на два периода хорошо согласуется с временем перехода средней температуры через 0 °С.

Для района г. Томска такими месяцами являются апрель и октябрь. Таким образом, межмесячное изменение β в основном связано с фазовым переходом от снежной поверхности к увлажненной и, соответственно, с разными условиями испарения и конвекции водяного пара.

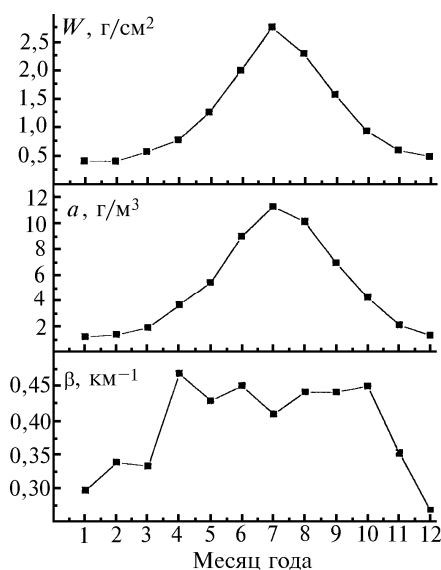


Рис. 6. Межмесячная изменчивость характеристик влажности по многолетним данным для района г. Томска

Различие приведенных оценок β с нашими летними данными (β в теплый период около $\sim 0,5$ – см. табл. 2) следует объяснить двумя причинами. Основой для оценки многолетних среднемесячных β являются среднесуточные значения a_0 и W , а в наших данных табл. 2 использованы только дневные наблюдения. Вторая причина связана с разным способом усреднения при оценках β – отношение средних значений \bar{a}_0 и \bar{W} или среднее значение отношений a_0/W соответственно.

Полученные результаты позволяют сделать следующие основные выводы.

1. Рассмотренная локально-интегральная методика восстановления единичных сглаженных профилей влажности в основном диапазоне высот (до 5–6 км) характеризуется средней погрешностью около 30% в типичных условиях (г. Томск) и около 100% – в экстремальных (Канарские острова). В обоих случаях погрешность восстановления в основном диапазоне высот оказывается в 2–4 раза меньше, чем для модельного представления.

2. Максимальные абсолютные погрешности восстановления влажности наблюдаются в приземном слое ($\delta = 1 \dots 1,7$ г/м³ для Томска). Дальнейшее улучшение локально-интегрального метода на этих высотах возможно при учете особенностей стратификации в отдельных слоях тропосферы и специфики распределения в конкретных районах, т.е. с привлечением дополнительной информации.

3. Общий диапазон изменчивости показателя высотного профиля β для теплого периода в Томске составил 0,18–0,84 при среднем значении 0,44 весной и 0,54 летом. Показатели β для района Канарских островов отличались очень высокими значениями, характеризуя большой вертикальный градиент и дефицит влажности в средней части тропосферы.

1. Зуев В. Е., Комаров В. С. Статистические модели температуры и газовых компонент атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 264 с.
2. Зуев В. Е., Креков Г. М. Оптические модели атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 256 с.
3. Ивлев Л. С., Андреев С. Д. Оптические свойства атмосферных аэрозолей. Л.: Изд-во ЛГУ, 1986. 359 с.
4. Кабанов Д. М., Сакерин С. М. // Оптика атмосферы и океана. 1996. Т. 9. N 5. С. 656–663.
5. Матвеев Л. Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1976. 640 с.
6. Zuev V. E. and Komarov V. S. Statistical Models of the Temperature and Gaseous Components of the Atmosphere. Dordrecht–Boston–Lancaster–Tokio: D. Reidel Publishing Company. 1987. 306 p.
7. Градштейн И. С., Рыжик И. М. Таблицы интегралов, сумм, рядов и произведений. М.: Физматгиз, 1962. 1100 с.
8. Кабанов Д. М., Сакерин С. М. // Оптика атмосферы и океана. 1995. Т. 8. N 6. С. 852–860.

9. Clemente-Colon P., Llinas O., Sakerin S. // Proc. IGARSS'95, Firenze, Italy. 1995.
10. Снопков В.Г. // Метеорология и гидрология. 1977. N 12. С. 38–42.
11. Атлас «Содержание и перенос влаги в атмосфере над территорией СССР». М.: ГУГК, 1984. 76 с.
12. Справочник по климату СССР. Вып. 20. Влажность воздуха. Л.: Гидрометеоздат, 1968. 332 с.
13. Арефьев В.Н., Каменогорский Н.Е., Кашин Ф.В., Устинов В.П. // Изв. АН. Сер. ФАО. 1995. Т. 31. N 5. С. 660–666.

Институт оптики атмосферы СО РАН,
Томск

Поступила в редакцию
1 июля 1996 г.

S. M. Sakerin, D. M. Kabanov. About Applicability of Local and Integral Characteristics of Humidity to Its Vertical Profiles Estimation.

A possibility to reconstruct the smoothed profiles of humidity in the troposphere from the data on integral water content and humidity near the ground is analyzed. Two reconstructing methods are compared at constant and variable indices of exponential profile. According to the results of comparison with radiozonde data, the errors of the reconstruction were estimated as well as the peculiarities of the humidity stratification in the West Siberia (Tomsk town) and the Canary Islands regions. The characteristics of the vertical profile index variability are analyzed under various geophysical conditions.