

Д.М. Кабанов, С.М. Сакерин

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ОБЩЕГО ВЛАГОСОДЕРЖАНИЯ АТМОСФЕРЫ МЕТОДОМ ОПТИЧЕСКОЙ ГИГРОМЕТРИИ. ЧАСТЬ II. ХАРАКТЕРИСТИКИ ИЗМЕНЧИВОСТИ ВЛАГОСОДЕРЖАНИЯ

Представлены характеристики временной изменчивости интегрального влагосодержания атмосферы для нескольких сезонов 1992–1994 гг. в г. Томске. Отмечается, что амплитуды короткопериодных вариаций влагосодержания почти достигают величины ее сезонных изменений. Регулярная компонента дневного хода проявляется слабо и имеет полуденный минимум. Проанализирована взаимосвязь интегрального влагосодержания с приземной влажностью. Показывается, что высота однородной атмосферы по влажности имеет смысл обратной величины показателя ее высотного профиля. Среднемесячные и сезонные значения влагосодержания хорошо согласуются с многолетними данными аэрологических наблюдений в Западной Сибири.

1. Введение

В первой части работы [1] было проанализировано применение спектроскопического метода солнечной фотометрии с различными видами калибровок. Полученные результаты дают основание считать оптический метод эффективным инструментом для исследования достаточных малых изменений влагосодержания атмосферы ($W(\sigma_w < 0,07 \text{ г/см}^2)$).

Как известно [2–5], сезонные колебания W хорошо выражены и характеризуются для средних широт не менее чем трехкратным изменением влагосодержания от зимы к лету. Из немногочисленных данных о вариациях W с периодами меньше сезонного [5–7] можно сделать вывод о наличии синоптической изменчивости с периодами 10–11 и 3 суток и неоднозначности в проявлении колебаний меньших масштабов.

В настоящей статье приводятся результаты исследований вариаций влагосодержания атмосферы для ряда сезонов 1992–1994 гг. в районе г. Томска. Часть результатов была получена в лесной зоне – на Научной базе ИОА СО РАН, удаленной от города на 70 км. Измерения проводились практически ежедневно с периодичностью 30–60 мин, когда Солнце не было закрыто облаками. Для повышения надежности анализируемых данных результаты единичных измерений (от двух до десяти в час) предварительно усреднялись по часовым промежуткам времени. Среднечасовые значения $W_{\text{ч}}$ использовались для оценки характера дневной изменчивости влагосодержания, а более медленные вариации анализировались по среднедневным величинам $W_{\text{д}} = \sum_{i=1}^n W_{\text{ч}}/n$, где $n = 5–10$ – количество среднечасовых значений влагосодержания в день.

2. Статистика $W_{\text{д}}$ для различных сезонов 1992–1994 гг.

Общий характер изменения влагосодержания $W_{\text{д}}$ за все периоды измерений иллюстрируется на рис. 1. Для лучшего выявления сезонных переходов было проведено сглаживание исходных рядов $W_{\text{д}}$ – вычисление средних скользящих значений влагосодержания с периодом усреднения 5 суток. В приведенных данных прослеживаются колебания синоптического масштаба и сезонные изменения при переходе от весны к лету. Различие в сроках перехода к более высоким летним влагосодержаниям оказалось равным приблизительно 19 суткам (~ 25 июня в 1992 г. и ~ 6 июня в 1993 г.).

Анализ результатов измерений W в лесной зоне (11.07–26.07.92 г. и 20.07.–28.07.94 г.) позволил сделать вывод об отсутствии различий с городским районом – и по средним значениям влагосодержания, и по характеру его изменения. То есть в равнинных условиях и в отсутствие поблизости крупных водоемов влияние на W местных особенностей оказывается несущественным.

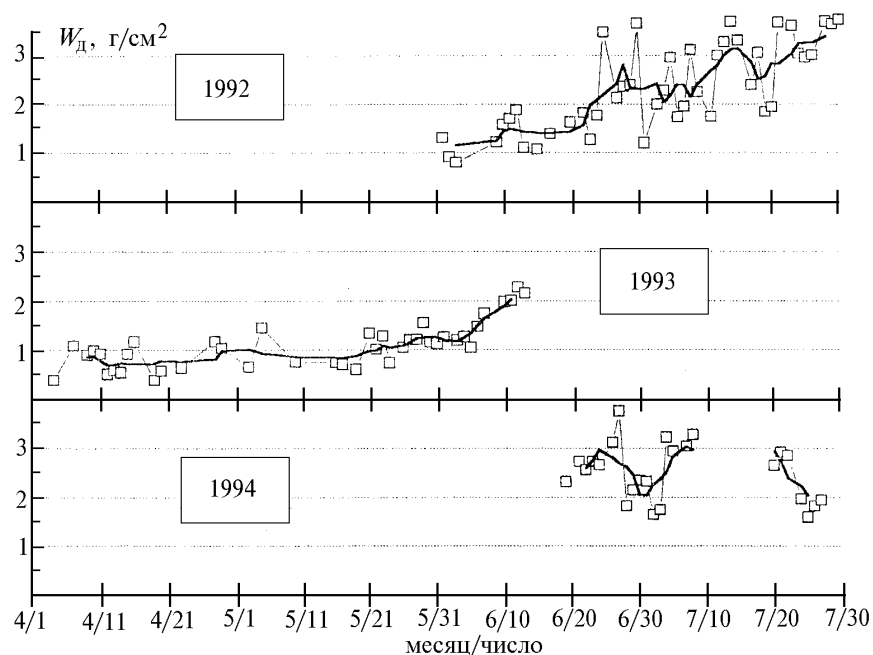


Рис. 1. Временная изменчивость влагосодержания атмосферы W_d в различные периоды исследований (жирной линией выделены средние скользящие значения W)

В табл. 1 приведена сводка статистических параметров для различных месяцев наблюдений и выделенных сезонов – средние, минимальные и максимальные значения W , среднеквадратические отклонения σ_w , коэффициенты вариаций V_w и количество измерительных дней N . Как и следовало ожидать, амплитуда сезонных колебаний отражает многократное изменение W . Так, по среднемесячным данным 1992 г. влагосодержание в июле было в 5,7 раза больше декабрьских значений W . Аналогичные величины W для района г. Томска приводятся в [4]: июль – 2,7; декабрь – 0,5; изменение в 5,4 раза. Полученные статистические характеристики (см. табл. 1) хорошо согласуются с многолетними наблюдениями влагосодержания на ближайшей станции аэрологического зондирования в г. Новосибирске [2].

Таблица 1

Статистические параметры вариаций W_d для различных месяцев и сезонов

Месяц, сезон	Год, район	$W_{\text{сред}}$	Min	Max	σ	V	N
Апрель	Томск, 1993	0,783	0,378	1,168	0,281	0,359	15
	Новосибирск	0,775	0,142	1,770	0,358	0,461	–
Май	Томск, 1993	1,036	0,604	1,552	0,302	0,292	16
Июнь	Томск, 1992	1,751	0,790	3,655	0,783	0,447	19
	Томск, 1993	1,636	1,048	2,267	0,443	0,271	10
Июль	Томск, 1994	2,618	1,818	3,763	0,540	0,206	10
	Томск, 1992	2,760	1,191	3,737	0,767	0,278	25
	Томск, 1994	2,424	1,539	3,282	0,628	0,259	14
Декабрь	Новосибирск	2,859	0,582	3,851	0,708	0,248	–
Январь	Томск, 1992	0,482	0,264	0,710	0,164	0,340	8
Весна	Новосибирск	0,384	0,063	1,013	0,203	0,529	–
Лето	Томск 92, 93	1,069	0,378	1,869	0,374	0,350	49
	Томск 92–94	2,578	0,692	3,767	1,191	0,462	60

Из табличных данных следует, что вместе с сезонным увеличением W от весны к лету увеличивается и амплитуда короткопериодной изменчивости, а коэффициент вариаций $V_w = \sigma_w / \bar{W}$ остается в пределах 35–45%. Обратим внимание, что максимальные амплитуды межсуточных колебаний влагосодержания почти достигают величины сезонных изменений.

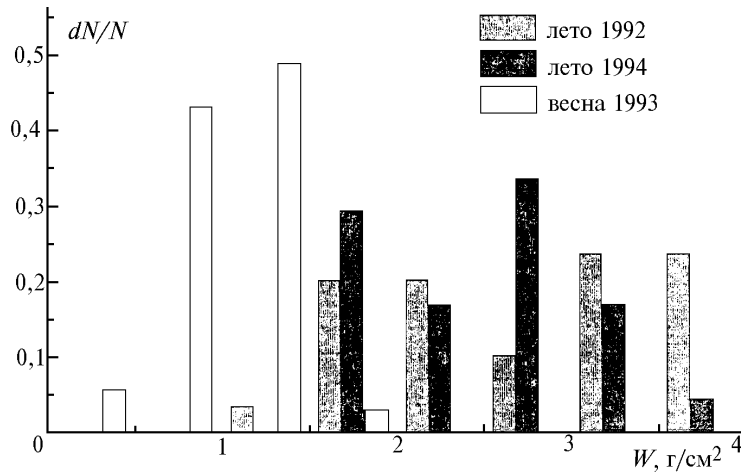


Рис. 2. Гистограммы повторяемостей значений W_d в различные сезоны

Гистограммы повторяемостей различных влагосодержаний W_d приведены на рис. 2. В весенний период гистограмма имеет одномодальный характер с максимумом вблизи среднего значения для сезона. Гистограммы для летних периодов более размыты – их вид соответствует тому, что влагосодержание в широком диапазоне значений $1,5 < W_d < 4$ имеет примерно одинаковую частоту повторений.

3. Дневная изменчивость влагосодержания

Характер дневных вариаций W_q отличается большим разнообразием – увеличение и спад W к полудню и вечеру, приблизительно постоянное влагосодержание в течение дня и др.

Гистограмма (рис. 3) повторяемостей максимальных за день относительных изменений влагосодержания $\varepsilon_w = (W_{\max} - W_{\min})/W_d$ показывает, что в летний период не менее 70% дневных вариаций сосредоточено в диапазоне ε_w от 0 до 0,3, а максимальное значение ε_w составляет 0,7. Весной амплитуды дневных колебаний W распределены в более широком диапазоне – максимальное $\varepsilon_w = 1$. Наиболее вероятное значение $\varepsilon_w = 0,15$ одинаково для двух сезонов. В абсолютных величинах максимальная вероятность соответствует амплитуде дневных колебаний $0,16 \text{ г/см}^2$ весной и $0,35 \text{ г/см}^2$ – летом.

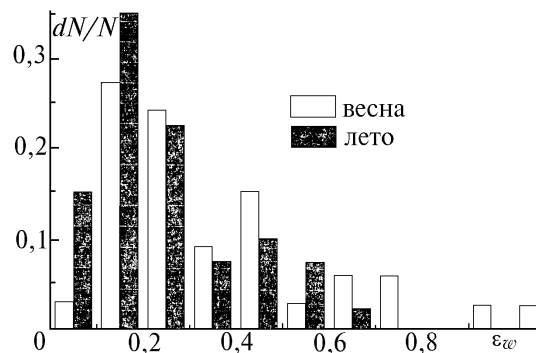


Рис. 3. Гистограммы повторяемостей относительной дневной изменчивости влагосодержания ε_w

Большой диапазон дневных вариаций W является следствием проявления (или наложения) более крупных масштабов колебаний, обусловленных синоптическими процессами. Для выявления собственно дневного хода влагосодержания были рассчитаны средние значения и дисперсии W_q для каждого часового периода наблюдений. При этом полагалось, что усреднение позволит минимизировать влияние синоптического масштаба. Приведенные на рис. 4 нормированные значения (W_q/W_d) показывают, что в дневном ходе проявляется слабый минимум влагосодержания с относительной «глубиной» около 10%. Различия W в участках 10–13 и

13–17 ч подтверждается с большой доверительной вероятностью α , рассчитанной по критерию Стьюдента. Полуденный минимум влагосодержания отмечается также в работах [5, 12] для ситуаций устойчивого антициклона в Гаване и специфических атмосферных условий Иссик-Кульской котловины. Наличие минимума дневного хода W в наших условиях пока не получило надежного объяснения. Можно предполагать, что в измерительные периоды преобладали атмосферные ситуации с развитой конвекцией, приводящие к конденсации водяного пара при его подъеме и оттоку части влаги в облачность. (Например, при образовании только одного облака с водозапасом $1,5 \text{ кг/m}^2$ убыль интегрального содержания водяного пара составит около 7%).

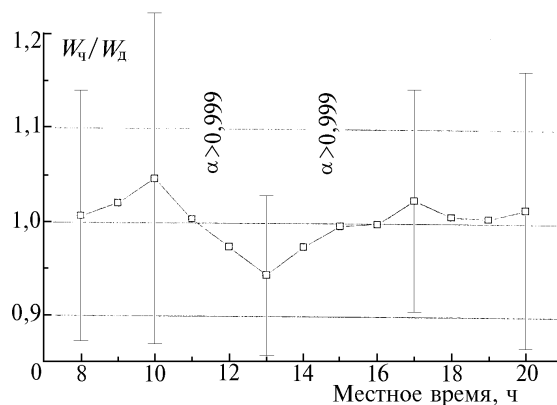


Рис. 4. Усредненный дневной ход нормированных значений влагосодержания в весенне-летние периоды наблюдений

4. Взаимосвязь интегральной характеристики влажности с приземной

Корреляция интегрального влагосодержания атмосферы с приземной влажностью анализировалась многими авторами [2, 9, 10]. Согласно этим исследованиям взаимосвязь близка к линейной, коэффициент взаимной корреляции находится в пределах 0,7–0,98. Необходимо отметить трудности в сопоставлении результатов по корреляции из-за использования разных характеристик влажности и разных масштабов усреднения.

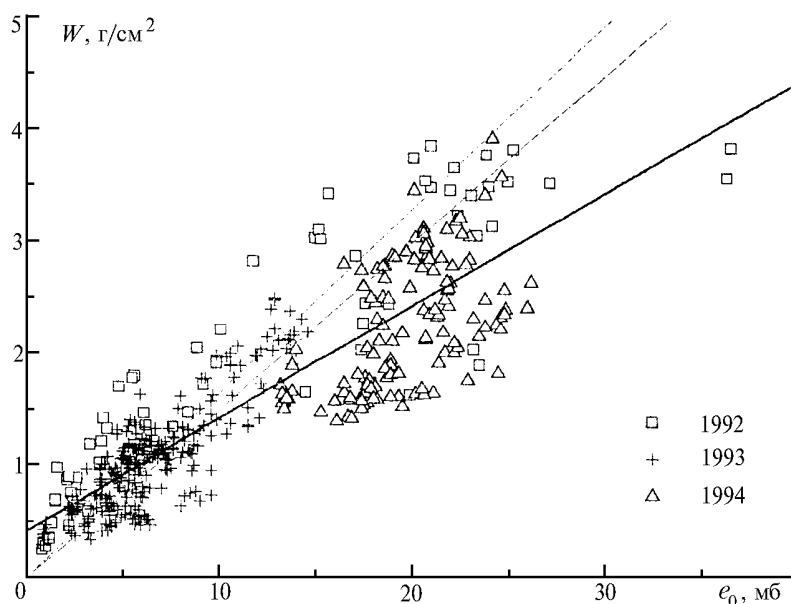


Рис. 5. Зависимость суммарного влагосодержания W_4 от упругости водяного пара в приземном слое атмосферы (штриховой линией показана аппроксимационная зависимость [10], штрихпунктиром – аппроксимация по (8) с использованием многолетних данных [4, 8])

В наших оценках были взяты среднечасовые значения W_q и упругости водяного пара e_0 . Иллюстрация полученной зависимости для всех периодов наблюдений приведена на рис. 5. Коэффициент корреляции оказывается равным 0,878, а регрессионное уравнение записывается в виде

$$W = (0,101 \pm 0,003)e_0 + (0,420 \pm 0,034). \quad (1)$$

На этом же рисунке для сравнения приведена аппроксимационная зависимость, полученная в [10]:

$$W = 0,15e_0. \quad (1a)$$

Хотя коэффициенты регрессии в приведенных уравнениях различны, можно заметить, что в основной части диапазона ($e_0 = 5\text{--}25$ мб) обе аппроксимации дают близкие результаты. Сопоставление по отдельным годам показывает, что данные 1994 г. несколько выделяются из общей закономерности – одним и тем же значениям e_0 соответствуют меньшие влагосодержания. Можно полагать, что указанное расхождение было обусловлено либо спецификой метеоусловий в непродолжительный период измерений 1994 г. (24 дня), либо систематической ошибкой 10–20% калибровки 1994 г. по низким влагосодержаниям (ошибка интерполяции в область $W > 1,5$ г/см² [1]). Отсутствие результатов радиозондирования в 1994 г. не позволяет пока сделать определенного вывода.

Знание общего влагосодержания W и влажности в приземном слое позволяет, в принципе, оценить и ее высотное распределение. Для этого воспользуемся понятием высоты однородной атмосферы для влажности H_0 [11], которая вводится в виде

$$H_0 = W/a_0 \quad (2)$$

и определяет эквивалентную толщину атмосферы с постоянной по высоте абсолютной влажностью, равной приземной. Высотный профиль влажности в тропосфере в среднем хорошо описывается экспоненциальной зависимостью [3]. (При этом, естественно, имеется в виду именно сглаженный усредненный профиль без локальных неоднородностей или инверсий). Используя, например, известную формулу Ганна [10], для абсолютной влажности можно записать

$$a(h) \approx \frac{217}{T(h)} e_0 \cdot 10^{-h/\beta'} = \frac{217}{T(h)} e_0 \exp(-\beta h), \quad (3)$$

где e_0 – упругость водяного пара у земли; β – показатель высотного изменения влажности. Высотный ход температуры в тропосфере обычно описывается линейной функцией в виде $T(h) = T_0(1 - \alpha' h)$. Учитывая более слабое влияние $T(h)$ на $a(h)$, для удобства дальнейшего рассмотрения эту зависимость можно представить и в виде экспоненты с показателем α :

$$T(h) \approx T_0 \exp(-\alpha h). \quad (4)$$

При подстановке (4) формула (3) запишется в виде

$$a(h) = a_0 \exp[(\alpha - \beta)h]. \quad (5)$$

Интегрируя (5) по высоте, получим выражение для интегрального влагосодержания атмосферы:

$$W(H) = [a_0/(\beta - \alpha)][1 - e^{(\alpha - \beta)H}]. \quad (6)$$

При H , стремящемся к бесконечности, а фактически – уже с нескольких километров экспонента в (6) обращается в нуль и вместо (2) окончательно можно записать

$$H_0 \approx (\beta - \alpha)^{-1}, \quad (7)$$

причем $\beta \gg \alpha$.

Таким образом, высота однородной атмосферы (2) одновременно имеет смысл обратной величины показателя высотного хода влажности, и по измеренным значениям W/a_0 можно оценивать ее профиль. Заметим, что использование более точных, но сложных выражений для $a(h)$ не меняет сути рассмотренной связи, тем более что многообразие реальных ситуаций в атмосфере не позволяет описать $a(h)$ в виде одной универсальной зависимости.

Отметим, что рассмотренная связь интегрального параметра – влагосодержания с показателем β является не удивительной особенностью характеристик влажности, а следствием свойства экспоненциальной функции. Применительно к атмосферным параметрам проявление этого свойства кратко можно сформулировать в следующем виде. Если вертикальное распределение атмосферного параметра (влажности, коэффициента ослабления и т.д.) может быть выражено в виде экспоненциальной функции, то с точностью до этого представления можно считать, что показатель вертикального профиля β (или высота H_0^{-1}) равен отношению значения параметра в приземном слое к интегралу от него по высоте.

Можно показать, что и коэффициент регрессионного уравнения в варианте (1а) тоже может быть выражен через H_0 или $(\beta - \alpha)$:

$$k = W/e_0 = 217 H_0/T_0 = a_0/e_0(\beta - \alpha). \quad (8)$$

Высоту H_0 , вычисленную по результатам метеорологических наблюдений e_0 и W для районов юга Томской области [4, 8], можно оценить в пределах от 2 км в теплый период до 3,8 км – зимой.

Из характеристик изменчивости H_0 в наших исследованиях (табл. 2) следует, что в весенне-летний период 1992–1994 гг. средняя величина высоты однородной атмосферы была около 2,2 км и отличалась малой изменчивостью ($V = 20\text{--}30\%$). Используя приведенное значение H_0 , по формуле (8) можно оценить средний коэффициент линейной регрессии $k = 0,165$. Соответствующая этому случаю линейная аппроксимация приведена на рис. 5 штрихпунктирной линией и в среднем хорошо согласуется с результатами совместных измерений W и e_0 . Более детальный анализ изменчивости высоты H_0 и ее использования для оценки высотного профиля влажности выходит за рамки настоящей статьи.

Таблица 2

Период	$H_{0\text{сред}}$	$H_{0\text{min}}$	$H_{0\text{max}}$	σ_H	V_H	N
Весна, 92, 93 гг.	2,55	1,21	5,06	0,83	0,32	44
Лето 92–94 гг.	1,93	1,20	3,06	0,43	0,22	41
Декабрь 92 г.	3,47	2,28	4,66	0,81	0,23	7

Таким образом, проведенные исследования подтвердили эффективность метода оптической гигрометрии, позволили оценить характеристики короткопериодных вариаций общего влагосодержания атмосферы и определить характер взаимосвязи параметров H_0 , $(\beta - \alpha)$ и k .

1. Кабанов Д. М., Сакерин С. М. // Оптика атмосферы и океана. 1995. Т. 8. № 6. С. 852–860.
2. Комаров В. С. // Труды ВНИИГМИ – МЦД. 1976. Вып. 28. 52 с.
3. Зуев В. Е., Комаров В. С. Статистические модели температуры и газовых компонент атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 254 с.
4. Атлас «Содержание и перенос влаги в атмосфере над территорией СССР». М.: ГУГК, 1984. 76 с.
5. Астафьев В. Н., Вишератин К. Н., Устинов В. П. // Оптика атмосферы. 1988. Т. 1. № 8. С. 122–124.
6. Thome K. J., Neuman V. M., Reagan J. A. // J. of Appl. Meteorol. 1992. V. 31. N 2. P. 157–165.
7. Плечков В. М., Ромашов Ю. А. // Метеорологические исследования по программе международного тропического эксперимента. М.: Наука, 1977. С. 72–74.
8. Справочник по климату СССР. Вып. 20. Влажность воздуха. Л.: Гидрометеиздат, 1968. 332 с.
9. Акименко Р. М., Устинов В. П. // Труды ИЭМ. М.: Гидрометеиздат, 1987. Вып. 19(25). С. 75–78.
10. Снопков В. Г. // Метеорология и гидрология. 1977. № 12. С. 38–42.
11. Галилейский В. П., Кудинова Е. А., Ошлаков В. К. // VII Всесоюз. симпоз. по лазер. и акуст. зондир. атм. (Тез. докл. Ч. II.) Томск: ИОА СО АН СССР, 1982. С. 44–47.

Институт оптики атмосферы СО РАН,
Томск

Поступила в редакцию
15 декабря 1995 г.

D. M. Kabanov, S.M. Sakerin. Results of Investigation of Integral Moisture Content in Atmosphere by Optical Hygrometry Method. Part II. Characteristics of Moisture Content Variability.

The characteristics of temporal variability of the integral moisture content in the atmosphere during several seasons of 1992–1994 years in Tomsk are presented. The amplitudes of the short-term variations in the moisture content are shown to be close to the magnitude of its seasonal variations. The regular component of daily behaviour weakly manifests itself and is minimal at noon. The interaction between the integral moisture content and the near-ground humidity is analyzed. The altitude humidity of the homogeneous atmosphere is shown to have a meaning of its altitude profile index. Monthly average and seasonal values of the moisture content agree well with the data of aerological observations in the Western Siberia for many years.