

О методических ошибках восстановления полной массы водяного пара по нисходящему радиоизлучению облачной атмосферы

Д.П. Егоров¹, Б.Г. Кутуза¹, А.Б. Аквилонова²

¹Институт радиотехники и электроники им. В.А. Котельникова РАН
125009, г. Москва, ул. Моховая, 11, корпус 7.

E-mail: e-mail@compute.su, kutuza@cplire.ru

²Институт радиотехники и электроники им. В.А. Котельникова РАН, Фрязинский филиал,
ФИРЭ им. В.А. Котельникова РАН

141190, г. Фрязино Московской области, пл. Введенского 1

E-mail: anna@sunclass.ire.rssi.ru

Рассмотрена методика восстановления интегральных параметров влагосодержания (полной массы водяного пара Q и водозапаса облаков W) по спектрам яркостной температуры собственного нисходящего излучения облачной атмосферы. Основное внимание уделено возможностям использования спектральных данных К-диапазона (18--27 ГГц). Проведен анализ максимальных погрешностей восстановления Q и W в зависимости от ошибок измерения уровня яркостной температуры, а также ошибок, допущенных при оценке значений некоторых модельных параметров. С использованием данных около полутора тысяч сеансов радиозондовых измерений, проведенных за 2018-2022 гг. в городе Долгопрудном Московской области, путем решения сначала прямой (в предположении нулевого водозапаса), а затем обратной задачи, исследуется методическая ошибка радиометрического восстановления Q , связанная с неточным знанием высотных профилей температуры, давления и влажности воздуха в ходе решения обратной задачи.

Ключевые слова: атмосфера, яркостная температура, обратная задача, полная масса водяного пара, водозапас облаков

On Methodological Errors in Reconstructing the Total Mass of Water Vapor from the Downward Radiation of a Cloudy Atmosphere

D.P. Egorov¹, B.G. Kutuza¹, A.B. Akvilonova²

¹Kotel'nikov Institute of Radioengineering and Electronics of RAS.

²Fryazino branch of Kotel'nikov Institute of Radioengineering and Electronics of RAS

The problem of reconstructing the integral parameters of moisture content (total water vapor mass Q and cloud liquid water content W) from the brightness temperature spectra of cloudy atmosphere's own downwelling radiation is considered. The main attention is paid to the possibilities of using K-band (18-27 GHz) spectral data. An analysis has been performed of the maximum reconstruction errors of Q and W depending on the errors in measuring the brightness temperature level, as well as the errors made in estimating the values of some model parameters. Using data from about one and a half thousand sessions of radiosonde measurements carried out in 2018-2022 in the city of Dolgoprudny, Moscow Region, by solving first the direct (under the assumption of zero liquid water content) and then the inverse problem, we study the methodological error of the radiometric reconstruction of Q , associated with inaccurate knowledge of temperature, pressure and air humidity altitude profiles in the course of solving the inverse problem.

Keywords: atmosphere, brightness temperature, inverse problem, total water vapor mass, liquid water content

Введение

В работе рассмотрена методика радиометрического восстановления таких интегральных параметров влагосодержания атмосферы как полная масса водяного пара Q и совокупный водозапас облаков W по спектрам ее нисходящего излучения. Определение каких-либо геофизических параметров атмосферы (в том числе их 2D- и 3D-распределений) по характеристикам ее собственного излучения, измеренного дистанционно, называют «обратной» задачей радиометрии атмосферы. Под «прямой» задачей, соответственно, понимают моделирование спектра излучения атмосферы при известных распределениях геофизических параметров. Зная высотные распределения (профили) атмосферного давления, температуры, влажности воздуха и водности, и, предполагая, что атмосфера является многослойной горизонтально-однородной средой, удастся очень точно оценить спектр ее собственного излучения, как нисходящего, так и восходящего (прямая задача). Для этого достаточно рассчитать соответствующий интеграл (см. (1)). В то же время решение обратных задач сопровождается большими трудностями, поскольку такие задачи оказываются в математическом смысле некорректными. Задача о восстановлении параметров Q и W здесь не является исключением, так как, в частности, не гарантирована единственность решения.

Вопрос о повышении точности радиометрического восстановления параметров влагосодержания продолжает оставаться актуальным, поскольку эти геофизические параметры являются ключевыми для исследования и прогнозирования развития различных атмосферных процессов (в том числе катастрофического характера) и климатических вариаций [1]. Достигнутая точность в решении рассматриваемой обратной задачи напрямую влияет на качество работы тех прогнозных и оценочных моделей, которые используют параметры интегрального влагосодержания в роли входных данных.

Вообще говоря, для восстановления полной массы водяного пара и водозапаса облаков не требуется знание целого спектра излучения атмосферы, достаточно значений яркостной температуры излучения, полученных всего лишь в двух частотных каналах. Двухчастотный метод хорошо изучен, он изложен в работах, например, [2-4]. Влияние ошибок измерения уровня яркостной температуры и ошибок в оценке значений различных промежуточных модельных коэффициентов на погрешности определения величин указанных параметров с помощью двухчастотного метода представлены в [2]. Там же приведены формулы для расчета этих погрешностей. Большую роль играет, собственно, выбор пары частотных каналов. Так, например, выбор очень близких друг к другу частот в любом случае приводит к большим погрешностям в Q и W [4]. Лучшего результата следует ожидать, если первая частота выбрана непосредственно вблизи одной из линий резонансного поглощения в водяном паре (22.235, 183.3 или 325 ГГц), тогда как вторая находится на удалении в соответствующем локальном минимуме поглощения. Так, например, хорошей комбинацией является пара частот 22.2 и 27 ГГц, то есть середина и правый край К-диапазона.

Наличие в распоряжении авторов специального многоканального радиометра-спектрометра нового поколения [5, 6], работающего в К-диапазоне, и возможность учета целого спектра значений яркостной температуры излучения (47 каналов против 2-х) поставило перед авторами задачу разработки нового, «многочастотного» метода восстановления интегральных параметров влагосодержания, альтернативного двухчастотному. Отдельный интерес здесь представляет проверка предположения о том, что использование большего числа частотных каналов К-диапазона положительно сказывается на точности восстановления Q и W . Такая проверка была частично проведена с использованием данных радиозондовых измерений, выполненных в 2018-

2022 г. в городе Долгопрудном Московской области. Для обоих методов (двух- и многочастотного) рассмотрена величина ошибки восстановления Q , связанная с неточным знанием высотных профилей температуры, давления и влажности воздуха в ходе решения обратной задачи. Демонстрируется устойчивость рассмотренных двухчастотного и многочастотного методов к изменчивости высотных профилей метеорологических параметров.

Яркостная температура облачной атмосферы

Яркостная температура (Тя) нисходящего в направлении надир излучения атмосферы как многослойной горизонтально-однородной среды может быть записана в виде

$$T^\downarrow(v) = \int_0^\infty T(h)\gamma(v, h) \cdot \exp\left[-\int_0^h \gamma(v, z)dz\right] dh + T_K \cdot e^{-\tau(v)}, \quad (1)$$

где $T^\downarrow(v)$ – яркостная температура излучения, v – частота излучения, h – высота, $T(h)$ – высотный профиль термодинамической температуры, T_K – температура реликтового фона, $\gamma(v, h)$ – совокупный по всем атмосферным составляющим погонный коэффициент поглощения (ослабления) на данной высоте, $\tau(v)$ – полное поглощение или оптическая толщина атмосферы

$$\tau(v) = \int_0^\infty \gamma(v, h)dh, \quad (2)$$

Также известна аппроксимация [2]

$$T^\downarrow(v) = T_{av}(v) \cdot (1 - e^{-\tau(v)}) + T_K \cdot e^{-\tau(v)}, \quad (3)$$

где $T_{av}(v)$ – средняя абсолютная температура атмосферы для нисходящего излучения. Вблизи первой линии резонансного поглощения водяного пара 22.235 ± 5 ГГц (К-диапазон) заметные различия в значениях $T^\downarrow(v)$, рассчитанных согласно (1) и (3), начинают проявляться лишь при $\tau \sim 1$ нп ($\Delta T^\downarrow(v)$ около 3-4 К для всех v).

Для нижней атмосферы в микроволновом диапазоне и в случае ясного неба коэффициенту $\gamma(v, h)$ представим в виде суммы погонных коэффициентов поглощения в кислороде $\gamma_o(v, h) = \gamma_o(v, T(h), P(h))$ и водяном паре $\gamma_p(v, h) = \gamma_p(v, T(h), P(h), \rho(h))$, где $T(h)$, $P(h)$ и $\rho(h)$ – высотные профили температуры, давления и влажности соответственно. Теоретико-эмпирические зависимости погонных коэффициентов поглощения (ослабления) в кислороде и водяном паре от v , $T(h)$, $P(h)$ и $\rho(h)$ постоянно уточняются и могут быть найдены в рекомендациях Международного Союза Электросвязи (МСЭ) [7]. Известно, что коэффициент $\gamma_p(v, h)$ приближенно пропорционален $\rho(h)$, таким образом

$$\int_0^\infty \gamma_p(v, h)dh \approx \int_0^\infty k_p(v) \cdot \rho(h)dh = k_p(v) \cdot \int_0^\infty \rho(h)dh = k_p(v) \cdot Q,$$

где $k_p(v)$ – весовая функция, Q – полная масса водяного пара (по определению).

При наличии облачности к указанной сумме добавляется ещё одно слагаемое – погонный коэффициент $\gamma_\omega(v, h)$ поглощения в жидкокапельной влаге, переносимой облаками. По определению он является произведением весовой функции $k_\omega(v, t_\omega)$ [2] на высотный профиль водности $\omega(h)$. В то же время в соответствии с теоремой о среднем

$$\int_0^{\infty} k_{\omega}(v, T(h)) \cdot \omega(h) dh = k_{\omega}(v, T(h^*)) \cdot \int_0^{\infty} \omega(h) dh,$$

поэтому

$$\int_0^{\infty} \gamma_{\omega}(v, h) dh = k_{\omega}(v, t_{\omega}) \cdot \int_0^{\infty} \omega(h) dh = k_{\omega}(v, t_{\omega}) \cdot W,$$

где $t_{\omega} = T(h^*)$ – средняя эффективная температура слоя облачности, W – интегральный водозапас (также по определению).

Введем дополнительное обозначение для полного поглощения в кислороде

$$\tau_o(v) = \int_0^{\infty} \gamma_o(v, h) dh. \quad (4)$$

Наконец, для случая облачной атмосферы (в отсутствие дождя) получим взаимосвязь полного поглощения $\tau(v)$ и интегральных параметров влагосодержания

$$\tau(v) \approx \tau_o(v) + k_{\rho}(v) \cdot Q + k_{\omega}(v, t_{\omega}) \cdot W. \quad (5)$$

Связь $T^{\downarrow}(v)$ с этими параметрами можно получить, подставив (5) в (3).

Рассмотренные ниже подходы к восстановлению интегральных параметров по данным микроволновой радиометрии основываются на принципиальной возможности разделения вклада Q и W в Тя нисходящего излучения атмосферы. Моделирование Тя по формуле (1) для самых различных профилей термодинамической температуры $T(h)$, давления $P(h)$, влажности $\rho(h)$ и водности $\omega(h)$ позволяет четко отследить изменения в спектре Тя, связанные с ненулевым водозапасом W . На рис. 1 показаны результаты такого моделирования при $W = 0$ (кривая 1), 0.34 (кривая 2) и 1.66 кг/м² (кривая 3). В качестве $T(h)$, $P(h)$ и $\rho(h)$ здесь используются профили $T_s(h)$, $P_s(h)$ и $\rho_s(h)$, соответствующие стандартной атмосфере (см. ГОСТ [8]). Расчет высотного профиля $\omega(h)$ выполнен согласно [9], причем оценки на высоту облачного слоя $H = 0$ (кривая 1), 1.5 (кривая 2) и 3 км (кривая 3) получены путем интерполяции усредненных табличных данных, приведенных в [2].

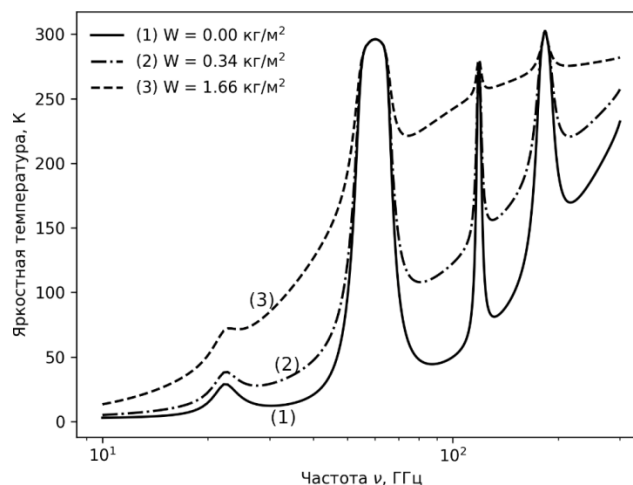


Рис. 1. Моделирование яркостной температуры нисходящего излучения атмосферы при $W = 0$ (кривая 1), 0.34 (кривая 2) и 1.66 кг/м² (кривая 3). В качестве профилей температуры, давления и влажности воздуха используются соответствующие профили для стандартной атмосферы. При расчете интеграла (1) верхняя граница принята равной 20 км

Природа поглощения в водяном паре и мелких каплях воды различна. Можно видеть, что с ростом водозапаса W спектр Тя претерпевает значительные изменения (рис. 1). Наблюдается стремительный подъем уровня Тя во всем диапазоне частот 10-300 ГГц. Говоря о К-диапазоне (18-27 ГГц), максимум Тя здесь смещается от резонансной частоты 22.235 ГГц в сторону более высокой частоты 27 ГГц. Однако никакое увеличение полной массы водяного пара Q не приводит к такому смещению. Поэтому неучет влияния W при любой методике восстановления Q по Тя облачной атмосферы приводит к относительной ошибке $\delta Q/Q > 100\%$.

Методика восстановления интегральных параметров влагосодержания

Пусть в некоторый момент времени измерена Тя нисходящего излучения атмосферы $T_m^\downarrow(v)$, а также известны приповерхностные значения метеорологических параметров T_0 , P_0 и ρ_0 в месте расположения радиометра. Проведем корректировку упомянутых стандартных профилей $T_s(h)$, $P_s(h)$ и $\rho_s(h)$ с учетом имеющихся значений T_0 , P_0 и ρ_0 . Для примера рассмотрим стандартный профиль абсолютной влажности, который задается по экспоненциальному закону

$$\rho_s(h) = \bar{\rho}_0 \cdot \exp\left(-\frac{h}{H_\rho}\right).$$

Здесь $H_\rho = 2.1$ км – характеристическая высота распределения водяного пара [2]. В соответствии с [8], в стандартной атмосфере $\bar{\rho}_0 = 7.5$ г/м³. Корректировка профиля будет заключаться в подстановке измеренного ρ_0 вместо $\bar{\rho}_0$ и получении $\rho_*(h)$ взамен $\rho_s(h)$.

Пользуясь скорректированными профилями, следуя (1) и (2), произведем в предположении нулевой водности расчет значений яркостной температуры $T_*^\downarrow(v)$ и полного поглощения $\tau_*(v)$ соответственно. Подставив эти значения в (3), получим оценку на среднюю абсолютную температуру $T_{av}^*(v)$ атмосферы при заданных T_0 , P_0 и ρ_0 . Аналогичным образом получим и $\tau_0^*(v)$ (см. (4)). Весовую функцию $k_\rho(v)$ теперь можно определить как

$$k_\rho(v) = \left(\int_0^\infty \gamma_\rho^*(v, h) dh \right) \cdot \left(\int_0^\infty \rho_*(h) dh \right)^{-1}.$$

Для решения обратной задачи восстановления интегральных параметров Q и W по измеренной радиометром яркостной температуре $T_m^\downarrow(v)$ снова воспользуемся соотношениями (5) и (3). Оценка на полное поглощение в атмосфере может быть получена следующим образом

$$\tau_e(v) = \ln(T_{av}^*(v) - T_K) - \ln(T_{av}^*(v) - T_m^\downarrow(v)).$$

При фиксированном v имеем

$$\tau_e(v) - \tau_0^*(v) - k_\rho(v) \cdot Q - k_\omega(v, t_\omega) \cdot W = 0.$$

Таким образом, зная Тя $T_m^\downarrow(v)$ всего в двух частотных каналах v_i , $i = 1, 2$, с учетом заранее полученных оценок на $T_{av}^*(v_i)$, $\tau_0^*(v_i)$, $k_\rho(v_i)$, t_ω и $k_\omega(v_i, t_\omega)$

достаточно записать систему двух линейных относительно Q и W уравнений (каждое для своей частоты) и решить ее любым из доступных способов. В этом и заключается двухчастотный метод восстановления интегральных параметров. Отметим, что параметр t_ω может быть определен по типу наблюдаемой облачности из усредненных табличных значений [2].

Если величина $T_m^\downarrow(v)$ измерена сразу в нескольких частотных каналах v_j , $j = 1, \dots, N$ (многочастотный метод), то для расчета Q и W решим следующую задачу минимизации

$$S(Q, W) = \sum_{j=1}^N (\tau_e(v_j) - f(v_j, Q, W))^2 \rightarrow \min_{Q, W}, \quad (6)$$

где

$$f(v_j, Q, W) = \tau_o^*(v_j) + k_\rho(v_j) \cdot Q + k_\omega(v_j, t_\omega) \cdot W.$$

Необходимо найти стационарные точки функции $S(Q, W)$, продифференцировав ее по неизвестным параметрам, приравняв производные к нулю и решив полученную систему уравнений (7) также любым из доступных способов.

$$\begin{aligned} \sum_{j=1}^N (\tau_e(v_j) - f(v_j, Q, W)) \frac{\partial f(v_j, Q, W)}{\partial Q} &= 0, \\ \sum_{j=1}^N (\tau_e(v_j) - f(v_j, Q, W)) \frac{\partial f(v_j, Q, W)}{\partial W} &= 0 \end{aligned}, \quad (7)$$

Рассмотрим искомые интегральные параметры Q и W как косвенно измеряемые величины, на погрешность измерения которых оказывают влияние ошибки в оценках на средние эффективные температуры $T_{av}^*(v)$ и t_ω , а также ошибки при измерении (и калибровке) спектров $T_m^\downarrow(v)$. Таким образом, например, $t_\omega = \bar{t}_\omega + \Delta t_\omega$, где \bar{t}_ω – среднее значение, а Δt_ω – случайная ошибка. Аналогично можем записать для искомых параметров $Q = \bar{Q} + \Delta Q$ и $W = \bar{W} + \Delta W$. Средние значения \bar{Q} и \bar{W} для ряда погодных условий и типов облачности можно найти в [2]. Если известны средние значения \bar{Q} и \bar{W} , то максимально возможные ΔQ и ΔW найдем по методу оценки максимальных погрешностей

$$\Delta Q = \pm \bar{Q} \cdot \sqrt{A + B + C}, \quad (8)$$

где

$$\begin{aligned} A &= \sum_{j=1}^N \left[\left. \frac{\partial \ln Q}{\partial T_m^\downarrow(v_j)} \right|_{\star} \Delta T_m^\downarrow(v_j) \right]^2, \quad B = \sum_{j=1}^N \left[\left. \frac{\partial \ln Q}{\partial T_{av}^*(v_j)} \right|_{\star} \Delta T_{av}^*(v_j) \right]^2, \\ C &= \left[\left. \frac{\partial \ln Q}{\partial t_\omega} \right|_{\star} \Delta t_\omega \right]^2. \end{aligned}$$

Для ΔW аналогично (8). Здесь Q, W – общее решение задачи (6) относительно параметров $T_{av}^*(v), t_\omega$ и $T_m^\downarrow(v)$, а также T_0, P_0 и ρ_0 . Символом \star обозначается список конкретных числовых значений этих параметров.

В таблице 1 представлен анализ максимальных погрешностей ΔQ и ΔW в диапазоне частот ν от 18 до 27.2 ГГц (шаг по ν составляет 0.2 ГГц) при $T_0 = 15^\circ\text{C}$, $P_0 = 1013$ мбар и $\rho_0 = 7.5$ г/м³ для различных условий облачности: 1 – отсутствие облачности; 2 – облака cumulus fractus/humilis, слабо развитые по вертикали; 3 – кучевые облака cumulus

humilis/mediocris; 4 – мощные кучевые облака cumulus congestus, сильно развитые по вертикали.

Таблица 1. Модули величин максимальных погрешностей ΔQ и ΔW при $\Delta T_m^{\downarrow}(v) = \pm 3$ К, $T_{av}^*(v) = 0 \pm 5^{\circ}\text{C}$ и $t_{\omega} = -2 \pm 5^{\circ}\text{C}$ в различных условиях облачности

Условия	\bar{Q} , г/см ²	\bar{W} , кг/м ²	$\tau(22.2)$, нп	$\tau(27.2)$, нп	$ \Delta Q $, г/см ²	$ \Delta W $, кг/м ²
(1)	1.58	0.01	0.14	0.07	0.08	0.03
(2)	1.71	0.15	0.17	0.10	0.09	0.04
(3)	1.99	0.52	0.23	0.17	0.10	0.08
(4)	2.28	4.70	0.73	0.87	0.17	0.71

Для восстановления используется многочастотный метод. Ошибка измерения Тя принята равной ± 3 К вне зависимости от частоты. При этом оценка на $T_{av}^*(v) = 0 \pm 5^{\circ}\text{C}$, $t_{\omega} = -2 \pm 5^{\circ}\text{C}$. Для справки приведены оптические толщины атмосферы (коэффициенты полного поглощения) на частотах 22.2 и 27.2 ГГц – $\tau(22.2)$ и $\tau(27.2)$ соответственно. Из таблицы 1 видно, что при увеличении средних значений \bar{Q} и \bar{W} и, следовательно, оптической толщины τ , растут и погрешности определения полной массы водяного пара ΔQ и водозапаса ΔW . При очень больших \bar{W} , например, 8-9 кг/м² ($\tau(27.2)$ ~ 1.5 нп), погрешность определения водозапаса ΔW составит уже 1.2-1.4 кг/м². Этим определяются границы применимости многочастотного метода.

Оценка точности восстановления полной массы водяного пара по данным радиозондов

Воспользуемся имеющимися сеансами радиозондовых измерений для исследования методической ошибки радиометрического восстановления полной массы водяного пара Q , связанной с неточным знанием высотных профилей температуры, давления и влажности воздуха в ходе решения обратной задачи. Для этого сначала решим прямую задачу и произведем расчет спектров яркостной температуры по известным профилям метеорологических параметров согласно (1). При моделировании Тя водность $\omega(h)$ будем считать равной нулю при любых h . На рис. 2 изображены профили абсолютной влажности (а) и термодинамической температуры (б) воздуха для высот до 20 км, измеренные радиозондом 24 августа 2019 г. в первой половине дня (сплошная линия). Пунктирными линиями показаны приближенные стандартные профили, скорректированные на значения ρ_0 и T_0 соответственно.

Полученные модельные спектры яркостной температуры используем теперь для решения обратной задачи с помощью как двух-, так и многочастотного подходов. Следуя методике, изложенной в предыдущем разделе, для каждого сеанса радиозондовых измерений вычислим оценки на среднюю абсолютную температуру $T_{av}^*(v)$, коэффициент поглощения в кислороде $\tau_o^*(v)$ и полное поглощение в атмосфере $\tau_e(v)$ при известных T_0 , P_0 , ρ_0 и $T_m^{\downarrow}(v)$. Эффективную температуру слоя облачности примем равной -2°C . Выполним также перерасчет значений весовых функций $k_{\rho}(v)$ и $k_{\omega}(v, t_{\omega})$. Для восстановления интегральных параметров с помощью двухчастотного метода зафиксируем комбинацию частот 22.2 и 27.2 ГГц (метод 1). При расчете Q и W многочастотным методом будем использовать 47 значений яркостной температуры из диапазона v от 18 до 27.2 ГГц с шагом по частоте $\Delta v = 0.2$ ГГц (метод 2).

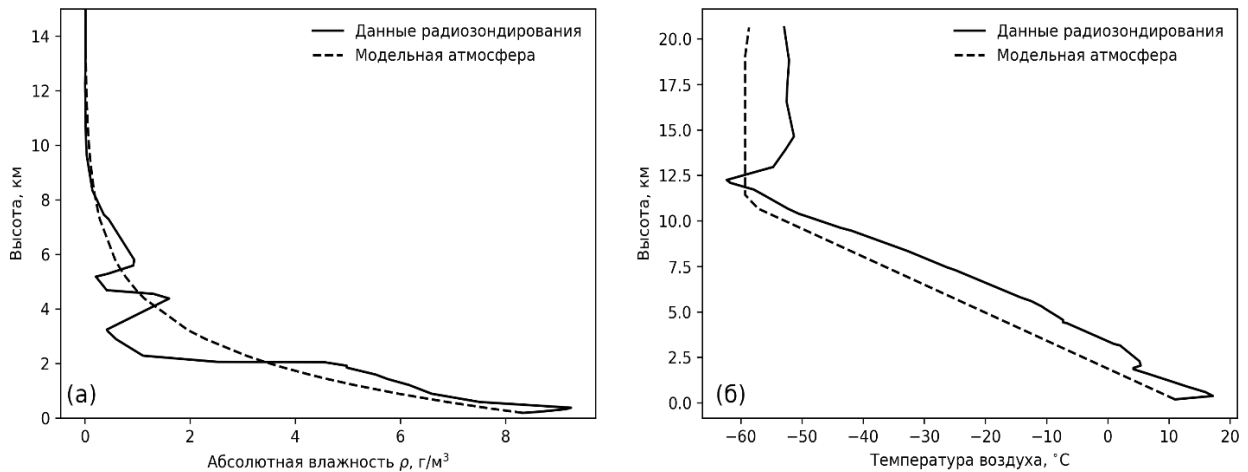


Рис. 2. Сеанс от 24 августа 2019 г. Сплошными линиями изображены измеренные радиозондом высотные профили абсолютной влажности (а) и температуры (б) воздуха. Пунктирной линией показаны соответствующие профили для стандартной атмосферы, скорректированные на приповерхностные значения метеопараметров

Восстановленные таким образом для различных сеансов радиозондовых измерений значения Q сравним со значениями полной массы водяного пара Q^* , рассчитанными прямым интегрированием полученного радиозондом высотного профиля абсолютной влажности $\rho(h)$ по h . Также сравним восстановленные значения Q со значениями Q_s , полученными интегрированием приближенного к $\rho(h)$ стандартного профиля абсолютной влажности $\rho^*(h)$ по h , где $\rho^*(h)$ – это $\rho_s(h)$, «смещенный» на ρ_0 .

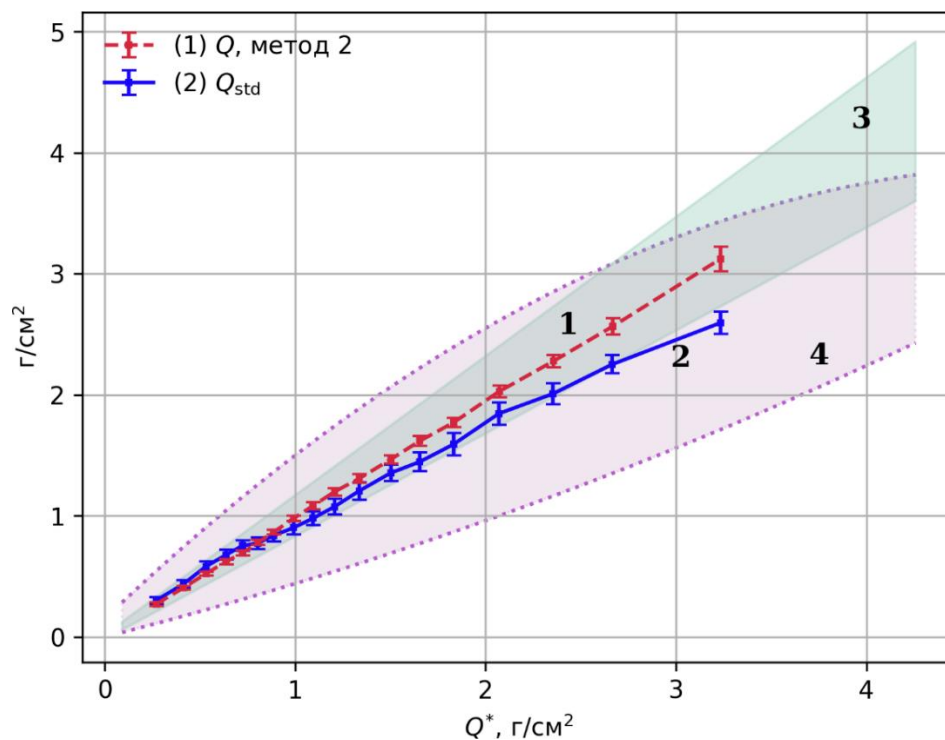


Рис. 3. По оси Ox отложены значения Q^* , рассчитанные прямым интегрированием измеренного радиозондом высотного профиля абсолютной влажности. Кривая 1 -- средние при данных Q^* значения Q , восстановленные многочастотным методом. Кривая 2 -- средние при данных Q^* значения Q_s , полученные интегрированием стандартного распределения абсолютной влажности (скорректированного на ρ_0). Для кривых 1 и 2 показаны доверительные интервалы среднего значения (на 100 измерений). Области 3 и 4 отражают соответствующий размах по Q и Q_s

Из рис. 3. можно видеть, что многочастотный метод оказывается довольно устойчивым к естественной изменчивости реальных профилей $T(h)$, $P(h)$ и $\rho(h)$. Восстановленные с помощью этого метода значения полной массы водяного пара Q заведомо точнее оценки Q_s (опровержение нулевой гипотезы). К примеру, для $Q^* = 1$ г/см² (размах $\Delta Q^* = 0.1$ г/см², стандартное отклонение $\sigma(Q^*) = 0.03$ на 100 измерений) размах восстановленных значений ΔQ составляет 0.41 г/см² при доверительном интервале среднего значения $\delta Q = \pm \sigma(Q) 100^{0.5} 2.58 = \pm 0.02$ г/см², где $\sigma(Q) = 0.09$ (на те же 100 измерений), тогда как размах $\Delta Q_s = 0.9$ г/см², а доверительный интервал $\delta Q_s = \pm 0.05$ г/см² при $\sigma(Q_s) = 0.21$. При увеличении Q^* ситуация аналогичная, т.о. $\delta Q \leq \delta Q_s$ и ΔQ всегда меньше ΔQ_s . В то же время ошибка восстановления интегрального водозапаса облаков W при $Q^* \sim 1$ г/см² не превышает $\Delta W < 0.03$ кг/м², при $Q^* \sim 2$ г/см² $\Delta W < 0.06$ кг/м², а при $Q^* \sim 3$ г/см² остается в пределах $\Delta W < 0.1$ кг/м².

При восстановлении Q и W с помощью двухчастотного метода (метод 1) авторы получили схожие результаты с той разницей, что размах $\Delta Q(Q^*)$ оказался на ~3% шире, чем соответствующий размах при рассмотрении многочастотного метода. Это отчасти подтверждает предположение о том, что использование большего числа частотных каналов в К-диапазоне может оказать положительное влияние на точность восстановления интегральных параметров влагосодержания.

Выводы

Рассмотрена методика восстановления интегральных параметров влагосодержания атмосферы (полной массы водяного пара Q и водозапаса облаков W) по спектрам яркостной температуры собственного нисходящего излучения облачной атмосферы. Показано, что при использовании как двух, так и большего количества частотных каналов в К-диапазоне СВЧ-радиометрический метод восстановления интегральных параметров довольно устойчив к высотной изменчивости профилей температуры, давления и влажности воздуха и к их отклонениям от соответствующих стандартных распределений. Для «многочастотного» метода дополнительно проведена оценка максимальных погрешностей Q и W как косвенных величин в зависимости от ошибки измерения уровня яркостной температуры, а также ошибок, допущенных при оценке значений таких модельных параметров как средняя абсолютная температура атмосферы и эффективная температура слоя облачности.

Работа выполнена за счет бюджетного финансирования в рамках госзадания по теме 0030-2019-0008 “Космос” и при поддержке РФФИ (проект № 20-02-00703).

Литература

1. Ермаков Д.М., Поляков В.Д., Полякова Е.В. Разработка нового алгоритма восстановления интегрального влагосодержания атмосферы над сушей по данным спутникового радиотеплового мониторинга. // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2020. Т.17. N 1. С.31-41.
2. Кутуза Б.Г., Данилычев М.В., Яковлев О.И. Спутниковый мониторинг Земли: Микроволновая радиометрия атмосферы и поверхности. М.: ЛЕНАНД, 2016. 336 с.
3. Аквилонова А.Б., Кутуза Б.Г. Радиотепловое излучение облаков. // Радиотехника и электроника. 1978. Т.23. №9. С.1792-1806.
4. Егоров Д.П., Кутуза Б.Г. О точности определения влагосодержания при СВЧ-радиометрическом зондировании атмосферы в резонансной области поглощения водяного пара 18-27 ГГц. // Труды XXVI Всероссийской открытой научной конференции «Распространение радиоволн». 2019. С.254-257.

5. Данилычев М. В., Казарян Р. А., Калинин А. А., Кутуза Б. Г., Турыгин С.Ю. Наземный СВЧ радиометр для исследования атмосферы и обеспечения подспутниковых экспериментов. // Материалы 9-й Международной научно-технической конференции ARMIMP. НТОРЭСим. А.С. Попова, Суздаль, Россия, 2016.С.203-207.
6. Egorov D.P., Kutuza B.G. Atmospheric Brightness Temperature Fluctuations in the Resonance Absorption Band of Water Vapor 18–27.2 GHz // IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens. 2021. V.59, No.5, P.605-617.
7. Rec. ITU-R P.676-3. Attenuation by atmospheric gases. // The ITU Radiocommunication, 1997.
8. ГОСТ 4401-81. Атмосфера стандартная. Параметры.
9. Мазин И.П., Шметер С.М. Облака, строение и физика образования. Л.: Гидрометеоиздат, 1983. 279 с.