

УДК 551.46.0:629.78

**О ВОЗМОЖНОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВЛАГОСОДЕРЖАНИЯ
ВЕРХНИХ СЛОЕВ АТМОСФЕРЫ
РАДИОМЕТРИЧЕСКИМ МЕТОДОМ**

ГАЙКОВИЧ К. П., КИТАЙ Ш. Д.

Известно, что до высот 10—15 км удельная влажность земной атмосферы спадает в среднем экспоненциально. Вопрос о влагосодержании более высоких слоев является предметом дискуссии. Метеорологические зонды обычно отмечают резкий рост удельной влажности с высотой выше тропопаузы (на один-два порядка). На основе этих данных возникла модель так называемой «влажной» стратосферы. Однако существует мнение [1—3], что этот эффект связан с влагой, заносимой зондом из нижних слоев атмосферы, и на самом деле удельная влажность практически не меняется до больших высот. Данные специальных измерений в целом подтверждают эту модель «сухой» стратосферы, хотя и расходятся в количественных оценках более чем на порядок.

В связи с трудностями прямых измерений в ряде работ [2—8] обращалось внимание на возможность определения содержания водяного пара с помощью измерений атмосферного излучения в резонансах микроволнового поглощения ШО. Такая возможность связана с тем, что в узкой полосе частот в окрестности резонанса фактор формы линии возрастает с уменьшением давления, т. е. коэффициент поглощения примерно пропорционален удельной влажности и, следовательно, водяной пар в верхних слоях атмосферы может вносить заметный вклад в излучение. В нашей работе проведен анализ особенностей постановки обратных задач для восстановления профиля влагосодержания в верхних слоях атмосферы. Сделан вывод о предпочтительности спутникового эксперимента при измерениях радиоизлучения в направлении на просвет атмосферы и получено решение соответствующей обратной задачи.

Как известно, яркостная температура излучения атмосферы, принимаемого на частоте ν , записывается как

$$T_{я}(\nu) = \int_l T(l) \gamma(\nu, l) e^{-\int \gamma(\nu, l') dl'} dl, \quad (1)$$

где γ — коэффициент поглощения, а T — температура вдоль пути луча z . При измерениях в линиях поглощения водяного пара информация о влагосодержании содержится в γ . Как известно, $\gamma = \rho_{H_2O} f(\nu, P, T)$, где ρ_{H_2O} — абсолютная влажность. В резонансах водяного пара функция f приблизительно обратно пропорциональна давлению. Близкая к резонансам область линии хорошо описывается до высот 40—50 км известными факторами формы Лорентца, Ван Флека-Вейскопфа, по кинетическому уравнению, которые совпадают вблизи резонансов. В этой области высот определяющим механизмом уширения линии являются соударения между молекулами. На больших высотах начинает влиять доплеровский механизм уширения и линия описывается фактором формы Войта [9]. Неучет этой осо-

бенности приводит к завышению расчетных яркостных температур. На рис. 1 приведена зависимость полуширины линии (с учетом доплеровского уширения) от высоты, рассчитанная в резонансе 22,23508 ГГц для стандартной атмосферы. На основе этих результатов можно сформулировать требования к ширине полосы приемной аппаратуры.

Были рассмотрены возможности наземного и космического экспериментов и выполнены соответствующие модельные расчеты. Оказалось, что наземные измерения в линии 183 ГГц неинформативны из-за полного экранирования водяным паром тропосферы вклада в T_j более высоких слоев. В линии 22 ГГц вклад в яркостную температуру верхних слоев

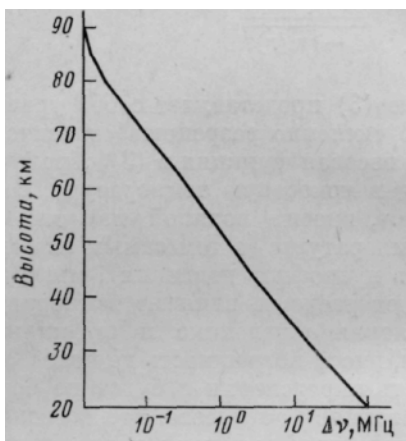


Рис. 1. Зависимость полуширины линии поглощения **водяного пара** на $\nu=22, 23\ 508$ ГГц от высоты

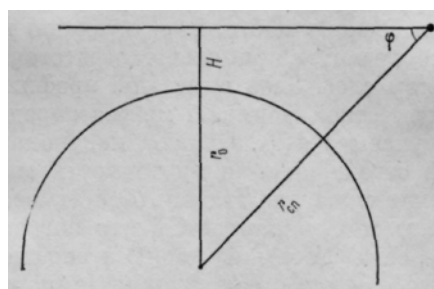


Рис. 2. Схема предлагаемого эксперимента по измерению теплового радиоизлучения в направлении на просвет атмосферы

атмосферы составляет единицы градусов лишь для таких значений удельной влажности в этих слоях, которые в настоящее время представляются нереально большими (10^{-4} — 10^{-3} г/г). Если реальная стратосфера ближе к «сухой» модели, то ее вклад в T_j оказывается меньше существующих погрешностей измерений. Таким образом, постановка наземного эксперимента оказывается затруднительной, даже не касаясь математической стороны вопроса. Этот факт подтверждают имеющиеся наземные измерения [7,8].

Исследование возможностей спутникового эксперимента показало его многочисленные преимущества. Нами была выбрана схема измерения, представленная на рис. 2. При этом тепловое радиоизлучение атмосферы принимается на спутнике с направления «на просвет» так, что яркостная температура измеряется в зависимости от прицельного расстояния r_0 . Оказывается, что такая схема измерений имеет ряд важных преимуществ. Во-первых, при таких измерениях тропосфера и подстилающая поверхность не вносят вклада в радиоизлучение (а этот вклад было бы непросто отделить от вклада верхних слоев при измерениях в надир). Во-вторых, становятся большими значения измеряемой яркостной температуры за счет большей длины луча — это важно при малых значениях влагосодержания. И, наконец, оказывается, что гораздо легче разрешима соответствующая обратная задача.

Сформулируем решаемую задачу математически. Для этого преобразуем (1) к виду, соответствующему схеме измерения. Прежде всего, в (1) можно пренебречь экспоненциальным множителем, поскольку в стратосфере поглощение достаточно мало. Записывая элемент длины луча dl для сферически-симметричной атмосферы, имеем на фиксированной частоте

измерения ν яркостную температуру в зависимости от прицельного расстояния луча:

$$T_{\text{я}}(r_0) = 2 \int_{r_0}^{\infty} T(r) \gamma(r) \frac{dr}{\sqrt{1 - (n_0 r_0 / nr)^2}}. \quad (2)$$

Пренебрегая в (2) рефракцией, а также учитывая, что $\gamma = \rho_{\text{H}_2\text{O}} / f(\nu, P, T)$, а $\rho_{\text{H}_2\text{O}} \sim q(P/T)$, где q — удельная влажность, имеем

$$T_{\text{я}}(r_0) = \int_{r_0}^{\infty} q(r) \varphi(P, T) \frac{dr}{\sqrt{1 - (r_0/r)^2}}, \quad (3)$$

где $\varphi(P, T) \approx \text{const}$. Выражение (3) представляет собой уравнение Вольтерра 1-го рода, которое можно численно разрешить относительно $q\varphi$. Интересно отметить, что при $r=r_0$ весовая функция в (3) обращается в бесконечность, т. е. основной вклад в яркостную температуру, соответствующую прицельному расстоянию r_0 , вносит водяной пар именно в этом слое. Зная высотный профиль температуры (а тем самым из барометрической формулы можно определить и профиль давления), мы сразу получаем и $q(r)$. Однако, как показывают расчеты, влияние температурной стратификации на точность определения q невелико и функцию φ можно брать для стандартной атмосферы, внося погрешность не более 2%. Более того, оказывается, что погрешность определения q будет не более 5%, если считать функцию φ вообще постоянной по высоте. Это позволяет не заботиться о нахождении температурного профиля, хотя, когда он имеется, его нетрудно учесть в решении. Выражение (3) можно несколько упростить, что позволяет получить решение в более наглядном явном виде. Считая φ постоянной и учитывая, что

$\sqrt{1 - (r/r_0)^2} \approx \sqrt{2/r_0} \sqrt{r - r_0}$, имеем

$$T_{\text{я}}(r_0) = \sqrt{2/r_0} \varphi \int_{r_0}^{\infty} q(r) / \sqrt{r - r_0} dr. \quad (4)$$

Выражение (4) представляет собой уравнение Абеля, которое имеет явное решение:

$$q(r_0) = -\frac{1}{\pi\varphi} \sqrt{\frac{r_0}{r_0}} \int_{r_0}^{\infty} \frac{dT_{\text{я}}}{dr}(r) \frac{dr}{\sqrt{r - r_0}}. \quad (5)$$

Выражение (5) позволяет проанализировать основные свойства решения (хотя для выполнения всех модельных расчетов использовалось более точное выражение (3)). Из выражения (5) сразу видно, что выпадают систематические ошибки в $T_{\text{я}}$, т. е. имеют значение лишь относительные измерения $T_{\text{я}}$, и под погрешностью измерений здесь следует понимать флуктуационную чувствительность радиометра. Известно [10], что нахождение производной по экспериментальным данным является некорректной задачей, однако в этом случае нахождение регуляризованного решения не представляет трудности и сводится к выбору оптимального шага Δr дифференцирования. Рассмотрим оценку погрешности определения производной dT/dr в (5).

$$\delta(dT_{\text{я}}/dr) \leq 2\delta T_{\text{я}}/\Delta r + |d^2 T_{\text{я}}/dr^2|_{\text{max}} \Delta r, \quad (6)$$

где $\delta T_{\text{я}}$ — максимальная погрешность измерения $T_{\text{я}}$, а $|d^2 T_{\text{я}}/dr^2|_{\text{max}}$ — максимальная скорость изменения производной dT/dr на интервале дифференцирования. Нетрудно найти Δr_{opt} , при котором эта оценка мини-

мальна:

$$\Delta r_{\text{opt}} = \sqrt{2\delta T_n / |d^2 T_n / dr^2|_{\text{max}}},$$

$$\delta (dT_n / dr)_{\text{min}} = 2\sqrt{2\delta T_n |d^2 T_n / dr^2|_{\text{max}}}. \quad (7)$$

Таким образом, шаг Δr должен быть достаточно мал, чтобы на этом интервале не сильно менялось dT_n/dr , по в то же время достаточно велик, чтобы погрешности определения T_n не сильно искажали производную.

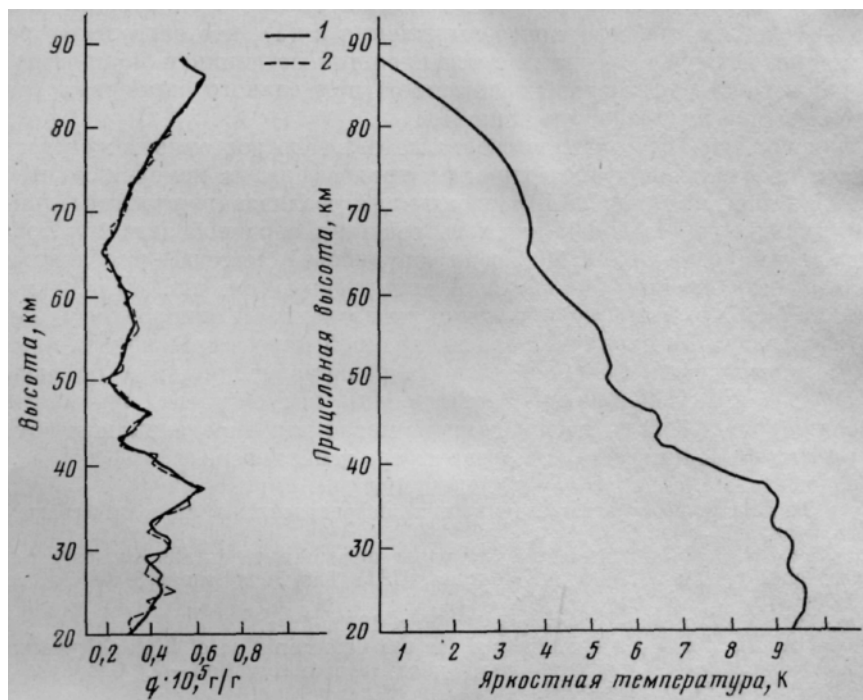


Рис. 3. Пример численного восстановления модельного профиля влажности по яркостной температуре с моделируемой погрешностью 1% для схемы измерений рис. 2; а: 1 — модельный профиль, 2 — восстановленный профиль; б — соответствующая яркостная температура

При этом вклад обоих слагаемых в (6) будет одинаков. Естественно, что $\delta(dT_n/dr)$ должно быть много меньше самой величины dT_n/dr . Из приведенных оценок видно, что всегда можно определить уровень погрешности измерений, достаточный для восстановления с заданной точностью. На рис. 3 приведен пример численного восстановления модельного профиля удельной влажности по яркостным температурам на частоте 22,23508 ГГц. При этом на вычисленные значения яркостных температур накладывалась некоррелированная нормально распределенная погрешность с нулевым средним и стандартным отклонением 1% от измеряемой величины T_n . Видно, что для данного (весьма сложного) профиля дискретизация измерений ($\Delta r=1$ км) и уровень погрешности оказались вполне приемлемыми для хорошего восстановления. Представляется вероятным, что реальное распределение влажности не обладает такой сложностью и требования к измерениям могут быть гораздо мягче.

Надо отметить, что в настоящее время не известен характерный масштаб и величина изменений $q(r)$, что затрудняет оценки дискретизации и погрешности по (7). Поэтому при неудачном выборе условий эксперимента задача может проявить свою некорректность. Меры предосторожности определяются возможностями конкретного эксперимента и изложенными здесь общими соображениями. Из рассмотренного ясно, что

точность восстановления зависит от погрешности и дискретизации измерений, а также от свойств самого профиля влажности. Используя приведенные выше выражения, можно показать, что в частном случае, когда $dT_{\lambda}/dr = \text{const}$, относительная точность определения q будет соответствовать отношению точности измерения яркостной температуры.

Отметим также, что, если $q < 10^{-7}$ г/г (что мало вероятно), измерения на частоте 22 ГГц затрудняются из-за слишком малого поглощения и следует использовать измерения на частоте 183,31009 ГГц. Однако на этой частоте в случае, если $q > 10^{-6}$ г/г, нельзя пренебречь экспоненциальным множителем подынтегрального выражения в (1), что затрудняет решение задачи. В случае, когда имеется внешний источник и можно определить зависимость оптической толщины от прицельного параметра, задача также сводится к выражению типа (3).

Итак, подведем итоги рассмотрения метода. Его достоинства: отсутствие влияния подстилающей поверхности и тропосферы на измерения; относительный характер измерений, позволяющий реализовать чувствительность аппаратуры; сравнительная легкость решения обратной задачи; глобальность спутниковых данных. Среди трудностей метода — необходимость использования весьма узкополосной аппаратуры (см. рис. 1). Предполагается также, что выполнено условие горизонтальной однородности высотного распределения водяного пара по крайней мере в слое вблизи перигея луча, который вносит основной вклад в радиоизлучение, т. е. на масштабах 50—100 км. Современные технические возможности, по-видимому, позволяют использовать предложенный метод для определения высотного распределения водяного пара в стратосфере и мезосфере.

ЛИТЕРАТУРА

1. Зуев В. Е. Распространение видимых и инфракрасных волн в атмосфере. М.: Сов. радио, 1970. 496 с.
2. Longbothum R. L. A study of water vapor measurement in the stratosphere and mesosphere using microwave techniques. USA: The Pennsylvania State University, 1976. 402 p.
3. Мак-Картни Э. Оптика атмосферы. М.: Мир, 1979. 421 с.
4. Barret A. H., Chung V. K. A method for the determination of high-altitude water-vapor abundance from ground-based microwave observation.— J. Geophys. Res., 1962, v. 67, № 11, p. 4259-4266.
5. Croom D. L. Stratospheric thermal emission and absorption near the 22.235 Gc/s (1.35 cm) rotational line of water-vapor.— J. Atm. and Ter. Phys., 1965, v. 27, № 9, p. 217-233.
6. Bonviny L. A., Croom D. L., Gordon-Smith A. C. A search for the 22.235 Gc/s emission line from stratosphere water-vapor.— J. Atm. and Ter. Phys., 1966, v. 28, № 9, p. 891-896.
7. Кутуза Б. Г., Сороченко Р. Л. Измерения спектра радиоизлучения атмосферы вблизи резонансного перехода водяного пара $\nu_0=22235,1$ МГц (S_1-6_3).— В кн.: Радиофизические исследования атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1977, с. 212-216.
8. Горелик А. Г., Князев Л. В., Прозоровский А. И. Предельная чувствительность спектрорадиометрических измерений водяного пара $\lambda=1,35$ см.— В кн.: Радиофизические исследования атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1977, с. 223-228.
9. Waters J. W. Absorption and emission by atmosphere gases.—Methods of Experimental. Physics, v. 12, Astrophysics. Part B: Radio Telescopes. Academic Press, 1976, p. 142-176.
10. Тихонов А. Н., Арсенин В. Я. Методы решения некорректных задач. М.: Наука, 1979. 285 с.

Научно-исследовательский
радиофизический институт,
Горький

Поступила в редакцию
26.1.1982

ON POSSIBILITY OF HIGH ATMOSPHERE HUMIDITY DETERMINATION BY RADIOMETRIC METHOD

GAIKOVICH K. P., KITAI SH. D.

Method of stratosphere and mesosphere humidity profile reduction by satellites thermal radio emission measurements is proposed in the 22.23508 and 183.31009 GHz narrow resonance absorption line. The corresponding inverse problem is shown to be reduced to the Abel type integral equation. The model humidity profiles reduction is obtained and solution dependence on measurement errors is studied.