

УДК 525.73

О РАДИОИЗЛУЧЕНИИ АТМОСФЕРЫ В ПОЛОСЕ 5—13  $\text{см}^{-1}$ 

В. В. Рудаков

Измерена с помощью фурье-спектрометра яркостная температура атмосферы в диапазоне 5—13  $\text{см}^{-1}$  в различных метеоусловиях. Проведено сравнение с расчетом на основе данных радиозондирования. Рассчитаны вариации эффективной яркостной температуры по влагосодержанию.

1. Исследованию радиационных свойств атмосферы в субмиллиметровом диапазоне посвящено большое число работ как экспериментальных, так и теоретических. И тем не менее количественных результатов измерения атмосферного излучения в широком участке спектра, которые были бы сопоставлены с расчетом измеряемой величины на основе метеоданных, пока нет. Практическое приложение подобных исследований относится, в первую очередь, к области дистанционного зондирования атмосферы (в основном влажностного зондирования), что в достаточной мере определяет важность затронутой темы. В этом плане измерения собственного излучения атмосферы имеют большую ценность, нежели измерения пропускания, поскольку не требуют внеатмосферного источника излучения и не предъявляют высоких требований к пространственному разрешению измерительной аппаратуры.

Первые результаты измерений субмиллиметрового (далее—СБММ) излучения атмосферы с помощью фурье-спектрометра представлены в работе [1]. Результаты качественно свидетельствуют о зависимости излучения в окнах прозрачности 7  $\text{см}^{-1}$  и 11  $\text{см}^{-1}$  от влагосодержания атмосферы. Авторами [2, 3] измерены спектр излучения [3] и яркостная температура атмосферы [2] в диапазоне 3—12  $\text{см}^{-1}$ . По ряду причин сопоставление с результатом решения прямой задачи не проводилось. Экспериментальные исследования выполнялись также с помощью супергетеродинных радиометров с узкой полосой пропускания (по сравнению с разрешением фурье-спектрометра), но их обсуждение выходит за рамки данного сообщения.

В продолжение работ [2, 3] нами проведена серия измерений нисходящего СБММ атмосферного излучения в различных метеоусловиях и проведено, где это оказалось возможным, сравнение с результатами прямого расчета по материалам радиозондирования. При этом получены сведения о характерных вариациях СБММ радиоизлучения атмосферы.

2. Для измерения атмосферного излучения использован спектрометр СБММ диапазона, основными узлами которого являются интерферометр Майкельсона и охлаждаемый жидким гелием детектор из  $n\text{-InSb}$ . Отличием данного прибора от описанного в [2, 3] является использование сферических зеркал вместо плоских и шаговое перемещение подвижного зеркала. Дискретная регистрация интерферограммы при прочих равных условиях сокращает время измерений, а сферические зеркала уменьшают расходимость пучка и способствуют таким образом лучшему согласованию интерферометра и детектора.

В рассматриваемом участке СБММ диапазона для описания спектральной плотности излучения применим закон Рэлея — Джинса. В этих условиях спектр  $B(\nu)$ , восстановленный из интерферограммы, имеет вид

$$B(\nu) = S(\nu) [T_n(\nu) - T_m(\nu)], \quad (1)$$

где  $T_n(\nu)$  и  $T_m(\nu)$  — яркостные температуры исследуемого объекта и модулятора соответственно,  $S(\nu)$  — функция, учитывающая спектральную чувствительность детектора, эффективность делителя и спектральную зависимость излучения абсолютно черного тела (АЧТ). Переход от  $B(\nu)$  к искомой яркостной температуре атмосферы  $T_a(\nu)$  выполнялся по методике [2], предусматривающей проведение калибровочных измерений спектра АЧТ.

3. Результаты измерений в виде отношения яркостной температуры атмосферы  $T_a(\nu)$  к приземной  $T_0$  изображены на рис. 1 сплошной линией. Каждая кривая получена усреднением двух последовательно измеренных спектров. Спектр  $A$  получен в безоблачную погоду. Измерения спектра  $B$  сопровождались развитием кучевой облачности, и были приняты меры к ослаблению ее влияния путем выбора подходящего интервала времени, когда зенит свободен от облаков. Спектр  $C$  измерен в условиях перистой облачности. Штриховой линией на рисунке представлен результат решения прямой задачи по данным радиозондирования за ближайший к моменту измерений стандартный срок. Расчет  $T_a^{\text{теор}}(\nu)$  как функции профиля влажности  $\rho(h)$  и температуры  $T(h)$  проводился по формуле

$$T_a^{\text{теор}}(\nu) = \int_0^{20 \text{ км}} T(h) \gamma(\nu, \rho, T, h) \exp\left(-\int_0^h \gamma(\nu, \rho, T, l) dl\right) dh, \quad (2)$$

которая не учитывает поглощения гидрометеорами. Исходя из опытных данных по ослаблению СБММ радиоволн в облаках [4] и сведений о структуре облачных форм [5] можно заключить, что в случае  $C$  влияние облаков пренебрежимо мало. Вклад облаков в излучение в случае  $B$  не поддается, к сожалению, сколько-нибудь точной оценке. Коэффициент поглощения  $\gamma(\nu, \rho, T, h)$  рассчитывался по подобранной нами полуэмпирической формуле

$$\gamma = \sum_{i=1}^{22} \gamma_i + \Delta\gamma_{\text{мон}} + \gamma_{\text{дим}} + \gamma_{\text{O}_2}, \quad (3)$$

где  $\gamma_i$  — парциальное поглощение, обусловленное резонансом водяного пара на частоте  $\nu_i$ . При этом учтены 22 наиболее сильные линии, центры которых лежат в диапазоне 6—54  $\text{см}^{-1}$ . Расчет  $\gamma_i$  следовал известной методике [6] за исключением того, что полуширины линий вычислялись как сумма парциальных полуширин, обусловленных столкновениями  $\text{H}_2\text{O}$  — сухой воздух и  $\text{H}_2\text{O}$  —  $\text{H}_2\text{O}$ . В качестве первых, приведенных к нормальным условиям, взяты данные работы [7], а параметр самоуширения выбран равным 5. Отбор линий по интенсивности проводился по данным работ [8, 9]. Слагаемые  $\Delta\gamma_{\text{мон}}$  и  $\gamma_{\text{дим}}$  описывают добавку к мономерному поглощению и димерное поглощение и служат для приведения расчета в соответствие с экспериментом [10—13] в окнах прозрачности 7  $\text{см}^{-1}$ , 11  $\text{см}^{-1}$ , 13,7  $\text{см}^{-1}$ :

$$\Delta\gamma_{\text{мон}} [\text{Непер/км}] = 2,62 \cdot 10^{-6} \nu^{2,4} \left(\frac{293}{T}\right)^{2,5} \left(\frac{\rho}{7,5}\right) (P + 0,0138 \rho T)^*, \quad (4)$$

\* В формулах (4), (5) температура измеряется в градусах Кельвина, абсолютная влажность  $\rho$  — в  $\text{г/м}^3$ , давление  $P$  — в  $\text{мм рт. ст.}$

$$\gamma_{\text{лим}} [\text{Непер/см}] = 0,347 \exp(-6,74 \exp(-0,19 \nu)) \left(\frac{\rho}{7,5}\right)^2 \left(\frac{293}{T}\right)^{11}, \quad (5)$$

$\gamma_{\text{O}_2}$  — поглощение, обусловленное линией кислорода с центром на частоте  $4 \text{ см}^{-1}$ .

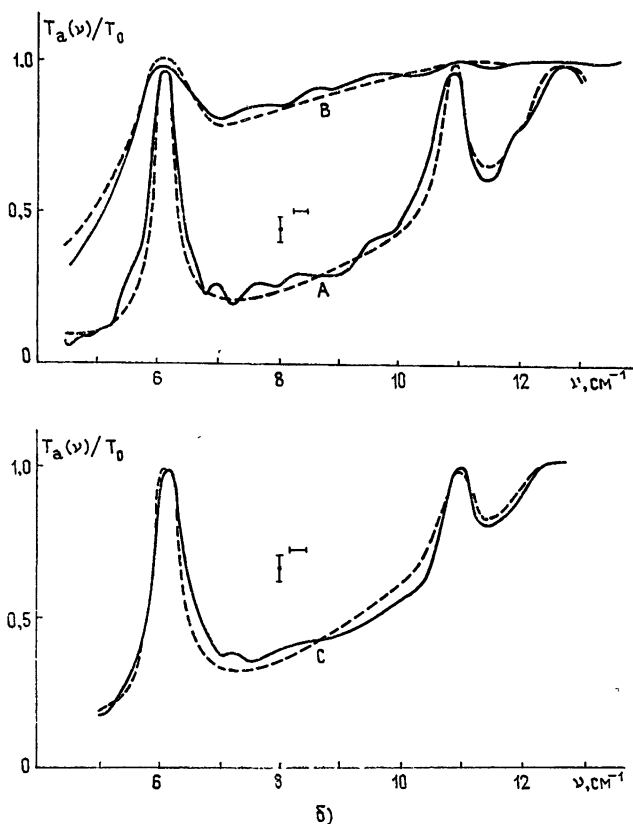


Рис. 1. Экспериментальный  $T_a(\nu)$  (сплошная кривая) и расчетный  $T_a^{\text{теор}}(\nu)$  (пунктирная кривая) спектры яркостной температуры атмосферы, нормированные на величину приземной температуры  $T_0$ . Вертикальными и горизонтальными отрезками показаны ошибки измерений и спектральное разрешение. Метеоусловия: А —  $T_0 = 265 \text{ К}$ ,  $W = 0,42 \text{ см ос. в.}$ , облачность 0/0; В —  $T_0 = 289 \text{ К}$ ,  $W = 1,92 \text{ см ос. в.}$ , облачность 7/7 Си; С —  $T_0 = 266 \text{ К}$ ,  $W = 0,63 \text{ см ос. в.}$ , облачность 10/0 Си.

До сих пор не установлена точно природа квадратичной по влажности составляющей поглощения в длинноволновых окнах прозрачности СБММ диапазона. Мы исходили из существования, помимо обычного самоуширения, механизма, приводящего к зависимости вида  $\gamma_{\text{лим}} \sim \rho^2 T^{-11}$ , которая по данным [13] на 10—12% определяет при нормальных условиях поглощение в окне  $7 \text{ см}^{-1}$ ; это и отражено в (3)—(5). Альтернативное толкование принято автором инженерной методики расчета поглощения [14], где квадратичная составляющая отнесена на счет эффекта самоуширения вдали от резонансов и имеет вид  $\rho^2 T^{-1,3}$ . Как показало сравнение, расчеты поглощения в диапазоне  $5\text{—}13 \text{ см}^{-1}$  по двум методикам отличаются при нормальных условиях не более чем на 3—4% и в равной мере удовлетворяют экспериментальным данным, приведенным в [14]. Исключение составляет лишь малая окрестность

резонанса  $9_{-3} \rightarrow 10_{-7}$  ( $\nu_1 = 10,69 \text{ см}^{-1}$ ), опущенного в наших расчетах. Здесь расхождение с расчетом по [14] достигает 10%.

Рассчитанный по (2) спектр  $T_a^{\text{теор}}(\nu)$  был свернут с аппаратной функцией (теоретической) фурье-спектрометра, так что теоретический и измеренный спектры равным образом искажены ею в тех участках, где излучение обусловлено исключительно парами воды.

Как видно из рис. 1, измеренный спектр  $T_a(\nu)$  весьма близок к расчетному как при малом влагосодержании  $W$  (случай  $A$ ), так и при большом ( $B$ ). Это подтверждает справедливость выражений (3), (5) и свидетельствует о том, что влияние неучтенных газовых компонент ( $O_3$ ,  $N_2O$ ,  $CO$ ) на формирование спектра СБММ излучения атмосферы мало при влагосодержании, превышающем  $0,4 \text{ см}$  осажденной воды. (К обсуждению особенностей спектра в районе  $7-8 \text{ см}^{-1}$  мы не видим достаточных оснований при достигнутой точности и спектральном разрешении.) Кривая  $C$  говорит по меньшей мере о том, что и при десятибалльной облачности прозрачность окна  $7 \text{ см}^{-1}$  сохраняется для облаков малой водности. Влияние облаков в случае  $B$  также не проявляется в основном в силу большого влагосодержания нижних слоев атмосферы.

4. Как показывает эксперимент, сильная зависимость  $T_a(\nu)$  от влагосодержания характерна для широкого участка спектра  $5-13 \text{ см}^{-1}$  и, следовательно, должна сохраниться при интегральных измерениях в этом диапазоне. Если учесть, что интегральные измерения осуществляются с более высокой точностью, чем спектральные, отмеченная зависимость может быть использована для определения полного влагосодержания атмосферы. Для оценки характерных вариаций интегрального атмосферного излучения, связанных с изменением полного влагосодержания, был проведен расчет эффективной яркостной температуры атмосферы для трех упомянутых метеоситуаций  $A$ ,  $B$  и  $C$ . Под эффективной яркостной температурой атмосферы понимается величина

$$T_{\text{эфф}} = \int_{\nu_1}^{\nu_2} A(\nu) T_a(\nu) \nu^2 d\nu, \quad (6)$$

где  $A(\nu)$  — относительная спектральная чувствительность приемника, отличная от нуля в интервале частот ( $\nu_1$ ,  $\nu_2$ ) и нормированная условием

$$\int_{\nu_1}^{\nu_2} A(\nu) \nu^2 d\nu = 1, \quad (7)$$

$T_a(\nu)$  — яркостная температура атмосферы.

Более строгий подход требует определить эффективную яркостную температуру интегральным соотношением:

$$\int_{\nu_1}^{\nu_2} A(\nu) P(\nu, T_{\text{эфф}}) d\nu = \int_{\nu_1}^{\nu_2} A(\nu) P_a(\nu) d\nu, \quad (8)$$

где  $P(\nu, T_{\text{эфф}})$  — функция Планка,  $P_a(\nu)$  — спектральная плотность излучения атмосферы.

Ввиду того, что отклонения от закона Рэлея — Джинса в рассматриваемой области невелики, разница в определениях (6), (7) и (8) незначительна для нашей оценки. Расчет по формуле (6), результаты которого сведены в табл. 1, был выполнен для двух видов спектральной характеристики приемника, изображенных на рис. 2. Такие или близкие характеристики могут быть получены с помощью  $n\text{-InSb}$  детектора,

снабженного отсекающим коротковолновым фильтром. Как видно из табл. 1, вариации эффективной яркостной температуры с влагосодержанием достаточно велики, чтобы измерения с точностью 0,5—1. К могли нести информацию о влагосодержании. Необходимо оговорить, что

связь  $T_{\text{эфф}}$  с  $W$ , во-первых, нелинейна, хотя и устойчива по отношению к вариациям формы профиля влажности, и, во-вторых, не лишена зависимости от температурного профиля. Детальные расчеты показывают, что влияние температуры, если принять во внимание статистические свойства температурного распределения, сводится к зависимости измеряемой величины  $T_{\text{эфф}}$  от приземной температуры и, следовательно, может быть корректно учтено. Что касается спектральных измерений, то они вкуче с зондовыми

наблюдениями и измерениями в СВЧ диапазоне могут быть использованы для исследования радиационных свойств облаков.

Таблица 1

Зависимость  $T_{\text{эфф}}$  от влагосодержания  $W$  и вида относительной спектральной характеристики приемника

$W$ , см ос. в.	$T_0$ , К	$T_{\text{эфф}}$ , К	
		$A_1(\nu)$	$A_2(\nu)$
0,42	265	176,7	114,6
0,63	266	196,1	138,0
1,92	289	257,7	218,5

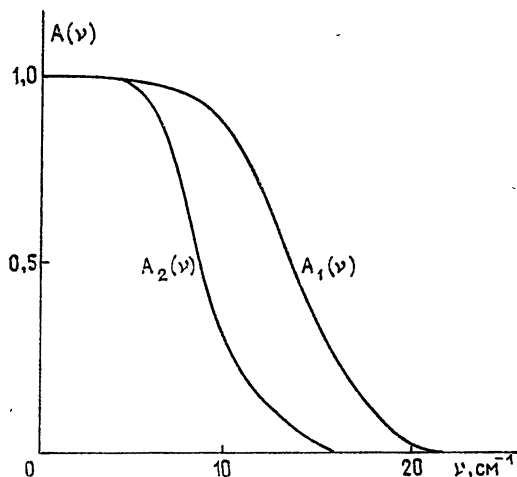


Рис. 2. Вид относительных спектральных характеристик приемника (в произвольных единицах), использованных при расчете эффективной яркостной температуры атмосферы  $T_{\text{эфф}}$ .

В заключение автор выражает признательность А. П. Наумову за ряд существенных замечаний, сделанных при чтении рукописи.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. J. E. Harries and P. A. R. Ade, *Infrared Phys.*, 12, 81 (1972).
2. Ф. Ф. Игошин, А. П. Кирьянов, А. Ф. Кузенков, В. В. Можаяев, В. В. Рудаков, М. А. Тулайкова, А. А. Шеронов, *Изв. вузов — Радиофизика*, 16, № 8, 1160 (1973).
3. Ф. Ф. Игошин, А. П. Кирьянов, А. Ф. Кузенков, В. В. Можаяев, В. В. Рудаков, М. А. Тулайкова, А. А. Шеронов, *Изв. АН СССР — Физика атмосферы и океана*, 10, № 2, 206 (1974).
4. К. А. Аганбекян, В. П. Бисярин, А. Ю. Зражевский, А. О. Изюмов, А. В. Соколов, Е. В. Сухонин, *Исследования в области радиотехники и электроники 1954—1974 гг.*, ч. 1, ИРЭ АН СССР, М., 1974, стр. 93.

5. А. Х. Хргиан, Физика атмосферы, Л, 1969, стр. 305.
6. С. А. Жевакин, А. П. Наумов, Изв. вузов — Радиофизика, 10, № 9—10, 1213 (1967).
7. W. S. Benedict and L. D. Kaplan, J. Chem. Phys., 30, № 2, 388 (1959).
8. D. E. Burch, J. Opt. Soc. Am., 58, № 10, 1383 (1968).
9. A. P. Sheppard, K. H. Breeden and A. Mc Sweeney, Proc. of Symp. on Submill. Waves, Polytech. Inst. Brooklyn, N. Y., 1970, p. 455.
10. В. Я. Рядов, Н. И. Фурашов, Изв. вузов — Радиофизика, 19, № 9, 1308 (1976).
11. В. Я. Рядов, Н. И. Фурашов, Изв. вузов — Радиофизика, 15, № 10, 1469 (1972).
12. В. Я. Рядов, Н. И. Фурашов, Изв. вузов — Радиофизика, 15, № 10, 1475 (1972).
13. Л. М. Кукин, Ю. Н. Ноздрин, В. Я. Рядов, Л. И. Федосеев, Н. И. Фурашов, Радиотехника и электроника, 20, № 10, 2017 (1975).
14. А. Ю. Зражевский, Радиотехника и электроника, 21, № 5, 951 (1976).

Центральная Аэрологическая  
обсерватория

Поступила в редакцию  
17 июля 1978 г.

## RADIO EMISSION OF THE ATMOSPHERE IN THE BAND 5—13 cm<sup>-1</sup>

V. V. Rudakov

The brightness temperature of the atmosphere in the range 5—13 cm<sup>-1</sup> is measured by a Fourier spectroradiometer in different meteorological conditions. A comparison is carried out with the calculation on the basis of sounding data. Variations of the effective brightness temperature are calculated according to the moisture content.

---