

УДК 551.5

## ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВЫСОТНОГО ПРОФИЛЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ПО НАЗЕМНЫМ РАДИОМЕТРИЧЕСКИМ ИЗМЕРЕНИЯМ АТМОСФЕРНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ

*В. И. Алешин, А. П. Наумов, В. М. Плечков,  
М. И. Сумин, А. В. Троицкий*

Обсуждается ряд физических и математических аспектов постановки и решения задачи по определению высотных профилей температуры из угломестных радиометрических измерений атмосферного излучения в области  $\lambda \sim 5$  мм. Оцениваются вариации яркостной температуры атмосферы по спектру и при различных зенитных углах, обусловленные вариациями основных метеопараметров (температуры, давления и влажности). Анализируется корреляционная связь между величинами яркостной температуры и приземной температуры атмосферы. Приведены результаты восстановления профилей температуры из экспериментальных данных. Дискутируется точность определения высотных профилей.

Идея определения высотного профиля температуры атмосферы по дистанционным измерениям собственного излучения Земли в достаточно узких спектральных интервалах была предложена в работе Каплана [1]. Анализ возможностей определения профилей температуры в [1] базировался на рассмотрении особенностей излучения атмосферы в области инфракрасной полосы поглощения  $\text{CO}_2$ , центрированной к  $\lambda \approx 15$  мкм. В основе идеи [1] лежит тот физический факт, что излучение в разных участках выбранной полосы генерируется в различных слоях атмосферы и, следовательно, определяется температурой этих слоев. При этом считалось, что отмеченное соответствие является достаточно однозначным, поскольку относительная концентрация  $\text{CO}_2$  постоянна и хорошо известна до больших высот, а поглощением водяного пара и других атмосферных субстанций можно пренебречь.

В ряде работ (см., например, [2-8]) отмечается, что предположение о постоянном содержании углекислого газа в воздухе является все-таки довольно приближенным. Но в монографии [9] выражено мнение, что реальные вариации концентрации  $\text{CO}_2$ , по-видимому, все-таки слабо влияют на погрешность определения температуры.

В работах [10-18] отмечалось, что упомянутые особенности атмосферного излучения, позволяющие осуществлять постановку задачи по дистанционному определению профилей температуры, реализуются и в области спин-вращательной полосы поглощения молекулярного кислорода, центрированной к  $\lambda \approx 5$  мм. При этом концентрация  $\text{O}_2$  является весьма стабильной вплоть до высот фотодиссоциации ( $h_{\text{ф}} \approx 80$  км). Последнее обстоятельство вместе с существенно меньшими помехами в радиодиапазоне от гидрообразований стимулируют исследования открывающихся на этом пути возможностей.

Однако в радиодиапазоне тоже существуют аспекты, затрудняющие зондирование атмосферы (а, следовательно, и решение упомянутой задачи) с очень высокой степенью точности (например, с точностью

до десятых долей градуса). Поэтому более определенные и полные выводы о предпочтительности диапазона наблюдений при решении задачи термического зондирования атмосферы в тех или иных ситуациях можно будет сделать только при тщательных одновременных исследованиях в ИК и радиодиапазонах.

В данной работе обсуждаются некоторые физические аспекты постановки задачи по определению высотных профилей температуры из угломестных радиометрических измерений атмосферного излучения в области  $\lambda \sim 5$  мм, приведены примеры восстановления профилей температуры из экспериментальных данных, полученных весной и летом 1974 года, и дискутируется точность полученных результатов.

1. Основные радиохарактеристики атмосферы для наземных наблюдений в области  $\lambda \sim 5$  мм — значения яркостных температур и оптических толщин по спектру, их изменения на фиксированных частотах от зенитных углов, вид ядер соответствующих интегральных уравнений (см. (3), (6)), зависимость уровней формирования излучения от частоты для ряда моделей и отдельных дней аэрологического зондирования атмосферы — уже обсуждались в работах [10, 14, 15, 17, 19]. В [15, 17] выполнены и оценки вариаций яркостных температур атмосферы в полосе  $\lambda \sim 5$  мм для ряда районов земного шара. Совокупность этих физических характеристик позволяет в определенном приближении сформулировать требования к постановке задачи термического зондирования атмосферы в радиодиапазоне и, в частности, выбрать частоты и углы зондирования, а также сделать предварительные выводы о необходимой точности радиометрических измерений. Уточнение рабочих параметров аппаратуры, полученных из рассмотрения физического механизма задачи, вместе с определением оптимальных условий наблюдений может быть в дальнейшем осуществлено математическими методами оптимизации (см., например, [20, 21]).

Таким путем в работах [14, 15, 17] были установлены возможные условия угломестных измерений атмосферного излучения в области резонанса  $O_2$   $\lambda \sim 5$  мм для последующего определения высотных профилей температуры, и соответствующие аппаратные параметры реализованы в радиометре, описанном в [19]\*. Примеры предварительного восстановления профилей температуры из радиометрических измерений [19] приведены в [17].

Математическая оценка оптимальных частот и углов для угломестного термического зондирования атмосферы в [17] выполнена в упрощенной форме — во-первых, в рамках формализма метода статистической регуляризации [22], который использовался в [15, 17] и используется в данной работе для восстановления температурных профилей, и, во-вторых, при использовании только критерия минимизации среднеквадратичного значения ошибки восстановления профилей от истинных, рассчитанного на один уровень (по терминологии [23]), при некотором систематизированном переборе возможных комбинаций элементов.

Из физических вопросов в данной статье рассматриваются вопросы, связанные с определением вариаций яркостных температур, и поставлен вопрос об объективной мере ценности наземных радиометрических измерений атмосферного излучения, поскольку в некоторых случаях (и в определенной степени) не исключается связь яркостных температур атмосферы  $T_{я}(\theta)$  с приземными значениями метеопараметров.

Рассмотрение первого из упомянутых вопросов — о вариациях яркостных температур  $\delta T_{я}$  — связано с тем, что, как уже отмечалось,

\* В процессе выполнения работы [19] была улучшена чувствительность радиометра [19].

в [15, 17] были выполнены оценки вариаций, обусловленных только температурными эффектами. Расчет вариаций  $\sigma T_{\gamma}$  в [15, 17] осуществлялся по формуле

$$\delta T_{\gamma,(\theta)} = T_{\gamma,}[\theta, \bar{T}(h) \pm \sigma_T(h)] - T_{\gamma,}[\theta, \bar{T}(h)], \quad (1)$$

где  $\bar{T}(h)$  — среднее значение температуры на высоте  $h$ , а  $\sigma_T(h)$  — среднеквадратичное отклонение температуры от среднего значения. В реальных условиях вариации  $\delta T_{\gamma,(\theta)}$  определяются, разумеется, вариациями всех атмосферных параметров, от которых зависят коэффициенты поглощения и оптические толщины (т. е. вариациями температуры, давления и влажности).

В данной работе вариации яркостных температур вычислялись по формуле

$$\delta T_{\gamma,(\theta)} = \left\{ \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n \left[ T_{\gamma,}^i(\theta) - \bar{T}_{\gamma,}(\theta) \right]^2 \right\}^{1/2}, \quad (2)$$

в которой текущие и средние значения  $T_{\gamma,}^i(\theta)$ ,  $\bar{T}_{\gamma,}(\theta)$ , в свою очередь, рассчитывались по формулам (3), (4) с использованием результатов аэрологического зондирования атмосферы в Центральной части ЕТС:

$$T_{\gamma,}^i(\theta) = \frac{1}{\cos \theta} \int_0^H T_i(h) \gamma_i(h) \exp \left[ - \frac{1}{\cos \theta} \int_0^h \gamma_i(h') dh' \right] dh; \quad (3)$$

$$\bar{T}_{\gamma,}(\theta) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n T_{\gamma,}^i(\theta). \quad (4)$$

В расчетах использовались данные 80—90-дневных (время запуска 14 час 30 мин) зондов Гидрометеослужбы г. Горького для среднесезонных месяцев (январь, апрель, июль, октябрь) 1971—1974 гг. Аналогичные расчеты для тропической части Атлантического океана выполнялись по данным аэрологического зондирования, проводившегося с борта НИС «Академик Курчатов» во время восьмого рейса с июня по сентябрь 1970 г.

Коэффициент поглощения атмосферы  $\gamma_i$ , в соответствии с работами [24—26], в безоблачные дни полагался равным сумме коэффициентов поглощения молекулярного кислорода и водяного пара ( $\gamma_i = \gamma_{O_2} + \gamma_{H_2O}$ ). Значения  $\gamma_{O_2}$  и  $\gamma_{H_2O}$  находились так же, как и в [19], по формулам работ [15, 27, 28]. При этом использовалась зависимость ширины линий  $O_2$  от метеопараметров атмосферы, полученная в [29].

На рис. 1 представлены вариации  $\delta T_{\gamma,(\nu)}$ , вычисленные изложенным способом (по формуле (2)) для зенитного направления наблюдения ( $\theta = 0^\circ$ ) и летнего периода года (континентальный район) в длинноволновой части полосы  $O_2$ , центрированной к  $\lambda \approx 5$  м ( $\nu = 60$  ГГц). Из сравнения данных рис. 1 с результатами, которые получены по формуле (1) и изображены на рис. 3 в [15]\*, видно, что вариации  $\delta T_{\gamma,(\nu)}$ , определенные по формуле (2), в области  $\nu \gtrsim 53$  ГГц

\* Кривая на рис. 1 данной работы, так же как и кривые рис. 3 [15], является несколько сглаженной, так как при ее построении осуществлялась интерполяция значений  $\delta T_{\gamma,(\nu)}$ , соответствующих частотам, которые не совпадали с резонансными частотами  $O_2$ .

лишь незначительно (на  $\sim 0,5$  К) превышают вариации, которые оцениваются по формуле (1) и обусловлены, следовательно, только температурными эффектами.

В области  $\nu \approx 50 \div 52$  ГГц разница между упомянутыми вариациями больше и достигает  $\sim 1-2$  К. При этом кривая  $\delta T_{я}(\nu)$  на рис. 1 в отличие от кривых на рис. 3 в [15] не достигает нулевых значений, что объясняется суммарным влиянием вариаций влажности и давления на значения  $\delta T_{я}(\nu)$ .

На рис. 2 представлена зависимость вариаций  $\delta T_{я}$  от зенитного угла на оптимальной рабочей частоте радиометра [19]  $\nu = 53,4$  ГГц, полученная по соотношению (2) для летнего (пунктир) и зимнего (сплошная линия) периодов года в Центральной части ЕТС, а также для тропической зоны Атлантического океана (точки). Вариации яркостной температуры дают количественную оценку влияния погоды на излучение атмосферы и при различных условиях наблюдений ( $\nu$ ,  $\theta$ ) отражают основные особенности изменений атмосферной температуры: значительные колебания температуры у земной поверхности и весьма слабые в тропической зоне океана, максимум дисперсии температуры у земной поверхности (причем зимой больше, чем летом) и т. д.

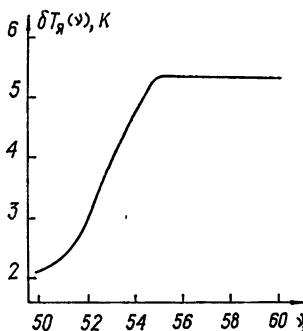


Рис. 1.

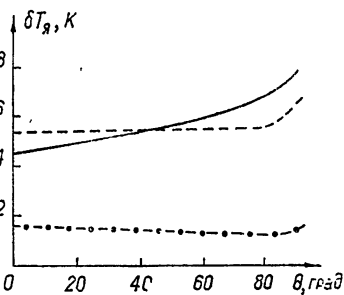


Рис. 2.

Зависимость вариаций  $\delta T_{я}(\theta)$  на рассматриваемой частоте для весеннего периода года аналогична зависимости для зимнего периода, но численные значения  $\delta T_{я}$  весной несколько меньше, чем зимой (на  $\sim 0,6$  К при  $\theta = 0^\circ$  и на  $\sim 2$  К при  $\theta = 85^\circ$ ). Осенние вариации  $\delta T_{я}(\theta)$  оказываются более близкими к летним значениям  $\delta T_{я}(\theta)$ . Разница между ними возрастает только при углах  $\theta = 80 \div 85^\circ$ .

Полученные результаты  $\delta T_{я}(\theta)$  являются естественной мерой точности при формулировке требований к радиометрической аппаратуре для зондирования атмосферы в различных районах земного шара (континент, океан), поскольку измерения лишь с погрешностью, меньшей  $\delta T_{я}(\theta)$ , могут обеспечить получение новой информации о состоянии атмосферы по сравнению с априорными оценками по среднеклиматическим данным (см. также [15, 30]).

2. Требования к точности наземного зондирования атмосферы для последующего восстановления высотных профилей температуры, которые вытекают из физических характеристик излучения (значений яркостной температуры, ее вариаций и контрастов при наблюдениях на различных частотах и углах), в принципе, могут быть еще более жесткими, если существуют достаточные корреляционные связи между измеряемыми характеристиками интегрального радиоизлучения атмосферы ( $T_{я\nu}(\theta)$ ) и некоторыми независимо измеряемыми приземными

метеорологическими параметрами. Другими словами, целесообразно поставить вопрос об объективной мере ценности радиометрических измерений атмосферного излучения в случае существования упомянутых корреляционных связей.

Поскольку яркостная температура атмосферы в области резонанса  $O_2 \lambda \sim 5$  мм в немалой степени определяется температурным профилем  $T(h)$ , то интересно рассмотреть в систематическом плане влияние как приземных значений  $T_0$ , так и градиента температуры по высоте на значения  $T_{я,}(\theta)$ . Ниже оценивается зависимость величины  $T_{я,}(\theta)$  на рабочей частоте радиометра [19]  $\nu = 53,4$  ГГц только от величины  $T_0$  в континентальном районе, поскольку стандартными методами легче всего измеряется именно приземная температура.

Вычисленные по результатам аэрологического зондирования (январь, апрель, июль 1971—1974 гг.; см. разд. 1) значения яркостной температуры атмосферы на частоте  $\nu = 53,4$  ГГц для зенитных углов  $\theta = 0^\circ$  и  $\theta = 85^\circ$  сопоставлены на рис. 3 с соответствующими величинами приземных температур  $T_0$  в континентальном районе (ЕТС). На рис. 3 видны слабая корреляция значений  $T_{я,}(\theta)$  и  $T_0$  в зимний период года и наличие линейной корреляции тех же величин с умеренным рассеянием весной и летом. Оценки коэффициентов корреляции по приведенным на рисунке выборочным значениям дают

$$\begin{array}{ll} \text{зимой } \hat{\rho}_{T_0, T_{я,}(\theta=0^\circ)} = 0,36, & \hat{\rho}_{T_0, T_{я,}(\theta=85^\circ)} = 0,62, \\ \text{летом } \hat{\rho}_{T_0, T_{я,}(\theta=0^\circ)} = 0,86, & \hat{\rho}_{T_0, T_{я,}(\theta=85^\circ)} = 0,98. \end{array}$$

Следует, однако, отметить, что, несмотря на незначительную корреляцию значений  $T_{я,}$  и  $T_0$  в зимний период года для зенитного направления наблюдений, гипотеза  $\rho_{T_0, T_{я,}} = 0$  отклоняется при 5-процентном уровне значимости (см. соответствующий критерий, например, в [31]). В физическом аспекте немаловажное значение для уменьшения корреляционной связи между обсуждаемыми величинами имеют, по-видимому, инверсии температур, которые наиболее часто реализуются зимой.

Линии регрессии  $T_{я,}(\theta)$  по  $T_0$  для летнего периода года описываются уравнениями, определенными методом наименьших квадратов из данных рис. 3:

$$\begin{aligned} \hat{T}_{я,}(\theta = 0^\circ) &= 25,44 + 0,661 T_0(\text{K}), \\ \hat{T}_{я,}(\theta = 85^\circ) &= 10,12 + 0,956 T_0(\text{K}). \end{aligned} \quad (5)$$

Соответствующие 95-процентные доверительные интервалы при  $T_0 = 293$  К и  $T_0 = 308$  К составляют:  $\theta = 0^\circ - \Delta \hat{T}_{я,} = \pm 0,54$  и  $\pm 1,14$  К;  $\theta = 85^\circ - \Delta \hat{T}_{я,} = \pm 0,25$  и  $\pm 0,52$  К. Выборочные стандартные отклонения  $T_{я,}$  от прогнозируемых по (5) значений  $\hat{T}_{я,}$  составляют

$$\sigma_{T_{я,}, T_0}(\theta = 0^\circ) = 2,28 \text{ К}, \quad \sigma_{T_{я,}, T_0}(\theta = 85^\circ) = 1,05 \text{ К}.$$

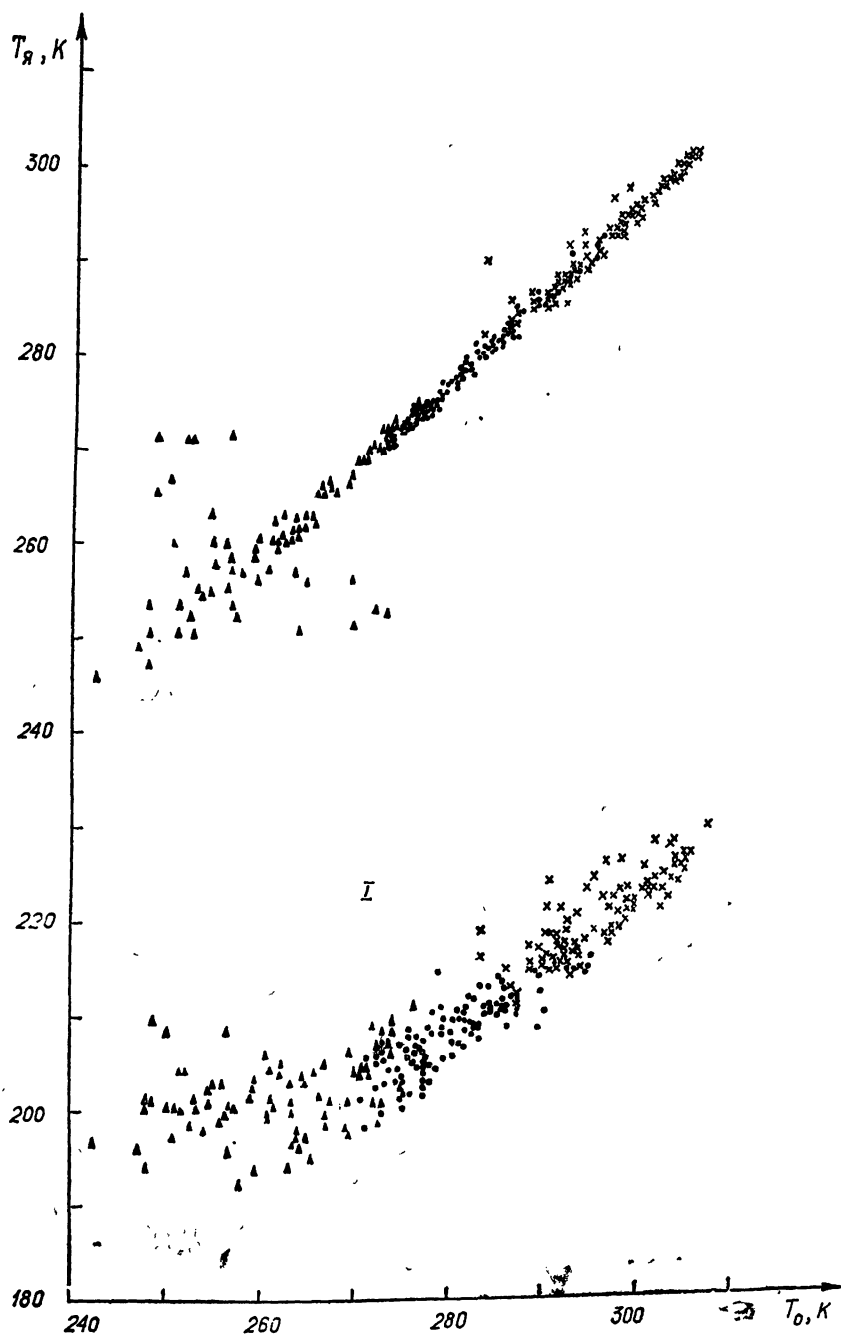


Рис. 3.

I —  $\theta = 0^\circ$ , II —  $\theta = 85^\circ$ . Треугольники — зима, точки — весна, крестики — лето.

Таким образом, вероятности нахождения значений  $T_{\text{я}}$  с погрешностями, не превышающими 1 и 1,5 К (значения погрешностей, которые реализованы [11, 19] и близки к реализованным), на основании выполненных оценок, в случае нормального закона распределения ошибок, соответственно равняются

$$\Phi(x = \delta T_{\text{я}} / \sigma_{T_{\text{я}}}, T_0) = \frac{2}{\sqrt{2\pi}} \int_0^x e^{-t^2/2} dt = 0,34 \text{ и } 0,49 \quad (\text{при } \theta = 0^\circ),$$

$$\Phi = 0,65 \text{ и } 0,85 \quad (\text{при } \theta = 85^\circ).$$

Полученные результаты свидетельствуют о невысокой точности возможного прогноза  $\hat{T}_{\text{я}}$  по величинам  $T_0$  даже в летний, более благоприятный период года (особенно для наблюдений при небольших зенитных углах). Поэтому измерения яркостных температур атмосферы с погрешностями в 1—1,5 К в континентальном районе уменьшают неопределенность в информации о состоянии атмосферы по сравнению с априорными оценками по среднеклиматическим данным\*. В свою очередь, информация о радиоизлучении атмосферы на частотах  $\nu = 53,4 \div 53,8$  ГГц при углах  $\theta = 0 \div 30^\circ$  существенна для величины ошибки восстановления профилей температуры методом статистической регуляризации (см. табл. 1 в [17]).

Мы видим, что в данной задаче корреляционные связи между величинами  $T_{\text{я}}$  и  $T_0$  не накладывают существенно более жестких требований к точности термического зондирования по сравнению с требованиями, которые следуют из рассмотрения вариаций яркостных температур (см. разд. 1). Разумеется, что при дальнейшем повышении точности радиометрических измерений (например, до  $\delta T_{\text{я}} \sim 0,5$  К) будет возрастать и ценность этих измерений для решения рассматриваемой задачи. Указанная величина  $\delta T_{\text{я}}$  приближается и к точности зондирования, при которой в угловом спектре излучения атмосферы могут быть зафиксированы особенности, обусловленные температурными инверсиями (см. [18]).

3. Восстановление профилей температуры в данной работе, как и в [17], осуществлялось методом статистической регуляризации, изложенным, например, в [22]. Исходным нелинейным уравнением Фредгольма 1-го рода для восстановления профилей служило выражение, которое получается из соотношения (3), если в последнем перейти от интегрирования по высоте  $h$  к интегрированию по атмосферному давлению (см. также [17]):

$$T_{\text{я}}(\theta) = \frac{1}{\cos \theta} \int_{p_{\text{min}}}^{p_0} T(p) \left\{ \frac{10^{-2} \gamma_v(p, T)}{\rho_v(p, T) g} \exp \left[ - \frac{1}{\cos \theta} \int_p^{p_0} \frac{10^{-2} \gamma_v(p', T)}{\rho_v(p', T) g} dp' \right] \right\} dp. \quad (6)$$

В (6)  $\rho_v$  — плотность воздуха в  $г/см^3$ ,  $g$  — ускорение силы тяжести в  $см/с^2$ , коэффициент поглощения  $\gamma_v$  выражен в  $км^{-1}$ , давление  $p$  — в мбар.

Для восстановления профилей использовались значения яркостных температур атмосферы, измеренные в загородной лаборатории НИРФИ

\* Сравнение восстановленных профилей температуры с профилями, вычисленными методом оптимальной экстраполяции [32] при использовании приземных значений температуры  $T_0$ , выполнено ниже.

«Зименки» с помощью радиометра [19] в течение 1974 г. Абсолютная калибровка излучения осуществлялась, аналогично [33], с помощью двух эталонов, один из которых находился при температуре окружающего воздуха  $T_0$ , а другой — при температуре кипящего азота. Методика учета влияния оптических свойств эталонных квовет, отражающих излучение характеристик на границах сред, зависимости температуры кипения азота от атмосферного давления и влияния ряда других факторов на калибровку аппаратуры описаны в [19, 33]. Погрешность измерений яркостной температуры атмосферы в [19] оценивается в 1,5 К. В процессе отработки методики дистанционного зондирования атмосферы все результаты измерений сопоставлялись с расчетами яркостных температур по одновременно запускаемым Гидрометеослужбой г. Горького зондам. Часть таких сопоставлений выполнена в [19]. Среднеквадратичное отклонение измеренных значений  $T_{я}$  от расчетных значений по результатам аэрологического зондирования атмосферы при крайних углах наблюдения  $\theta = 0^\circ$  и  $\theta = 80^\circ$  составило соответственно 1,65 К и 1,14 К.

Восстановление профилей температуры осуществлялось для безоблачных дней с достаточно стабильными метеоусловиями. При восстановлении полагалось, что вертикальное распределение влажности в атмосфере известно. Верхние оценки влияния водяного пара на яркостную температуру атмосферы в области частот  $\nu = 53 \div 55$  ГГц на различных зенитных углах для летних и зимних условий в континентальном районе содержатся в табл. 1. В этой таблице приведены величины  $T \Delta_{я, \nu}(\theta) = T_{я, \nu}(\theta) - T_{я, \nu}^c(\theta)$ , где  $T_{я, \nu}(\theta)$  — яркостная температура безоблачной атмосферы при стандартных сезонных метеорологических условиях [34], а  $T_{я, \nu}^c(\theta)$  — аналогичная величина для идеализированной «сухой» атмосферы. Некоторое превышение оценок, содержащихся в табл. 1, над соответствующими величинами, приведенными для зенитных направлений в [14], связано с использованием в данной работе ширин линий  $O_2$ , скорректированных по экспериментальным наблюдениям [35] солнечного излучения на ряде частот миллиметрового диапазона, согласно [29].

Таблица 1

Оценки влияния водяного пара на яркостную температуру атмосферы в области  $\nu = 53 \div 55$  ГГц [ $\Delta T_{я, \nu}(\theta)$ , К]

$\nu$ , ГГц	53		53,4		54		55	
	зима	лето	зима	лето	зима	лето	зима	лето
$\theta$ , град								
0	0,59	3,14	0,43	2,28	0,18	0,96	0,02	0,16
20	0,57	3,10	0,41	2,22	0,16	0,89	0,01	0,14
40	0,55	2,93	0,36	1,94	0,12	0,68	—	0,11
60	0,39	2,15	0,21	1,2	0,05	0,34	—	0,06
80	0,04	0,4	0,02	0,2	0,01	0,09	—	0,02
85	—	0,15	—	0,09	—	0,03	—	0,01

Если же влияние водяного пара атмосферы в ядре уравнения (6) учитывать с помощью средних значений удельной влажности  $q(h)$ , то, согласно оценкам [17], вариации атмосферного излучения, обусловленные профилями влажности в рабочем диапазоне волн радиометра для зенитного направления уменьшаются до  $\sim 0,8-0,2$  К.



Примеры восстановления профилей температуры  $T(p)$  приведены на рис. 4—9. К результатам восстановления следует добавить, что корреляционная матрица  $B_{TT}$ , которая использовалась в качестве априорной информации для обращения наблюдений, была также построена по данным аэрологического зондирования, упомянутым в п. 1. Сезонные корреляционные матрицы  $B_{TT}$  рассчитаны для 39 выбранных уровней давления (начальные уровни давления несколько различаются для каждого сезона).

При восстановлении профилей температуры, аналогично [15, 17], как правило, вводилась дополнительная информация — значение температуры  $T_0$  в месте расположения приемной аппаратуры. По сравнению с предварительными результатами восстановления, приведенными в [17], в данной работе расширен класс рассматриваемых профилей температуры, сопоставлены результаты восстановления профилей температуры как из угломестных (на фиксированной частоте), так и из спектральных (при фиксированных зенитных направлениях) радиоизмерений атмосферного излучения (рис. 7), а также выполнено сравнение результатов восстановления температуры с закреплением в решении значения  $T_0$  и без введения соответствующей информации (рис. 5). Следует, однако, отметить, что угломестные измерения атмосферного излучения выполнялись обычно в условиях, более приближающихся к оптимальным [17], нежели соответствующие спектральные измерения\* (см. [15]), но в методических целях их сравнение, по-видимому, все же представляет определенный интерес.

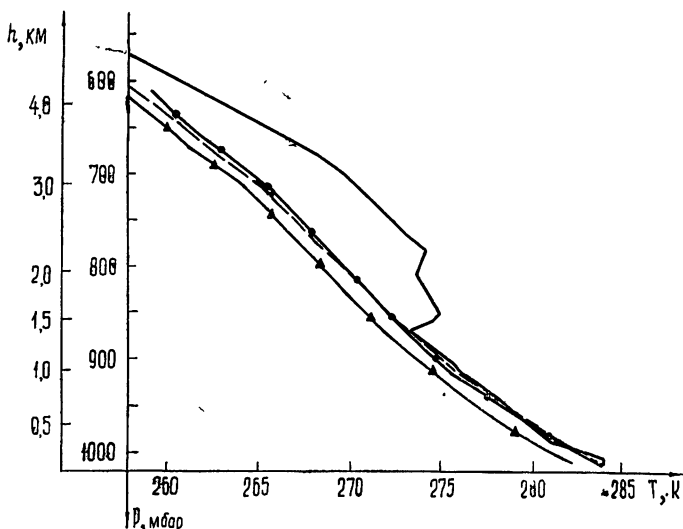


Рис. 4. Пример восстановления температурного профиля  $T(p)$  по угломестным измерениям атмосферного излучения на частоте  $\nu = 53,4$  ГГц ( $\theta = 0, 50, 60, 70^\circ$ ) 3.4. 74 г. (сплошная линия — зондовые значения  $T(p)$ , треугольники — среднеклиматические сезонные значения, точки — результаты восстановления температуры из экспериментальных значений  $T_{я,}(\theta)$ , штриховая линия — профиль, вычисленный методом оптимальной экстраполяции).

\* Радиометр, описанный в [19], предназначен в основном для угломестных измерений атмосферного излучения на фиксированной частоте и поэтому спектральный диапазон его перестойки невелик:  $\sim 1$  ГГц.

В табл. 2 приведены ошибки восстановления для профилей рис. 4—9, отнесенные к различным уровням (1; 2; 3; 4 км):

$$\sigma_{\text{восст}} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N \sigma^2(h_i)}{N-1}} \quad (7)$$

Таблица 2

Ошибки восстановления  $\sigma_{\text{восст}}(K)$  профилей температуры из экспериментальных значений яркостной температуры для ряда дней, отнесенные к различным высотным уровням

Дата	У р о в н и				П р и м е ч а н и е
	1 км	2 км	3 км	4 км	
3. 4. 1974 г.	1,1	1,5	1,7	2,4	Восстановление по угломестным измерениям с закреплением $T_0$
3. 4. 1974	1,2	1,7	1,9	2,5	Восстановление по спектральным измерениям с закреплением $T_0$
4. 4. 1974	1,6	1,7	2,0	2,5	Восстановление по угломестным измерениям без закрепления $T_0$
4. 4. 1974	1,0	1,4	1,7	2,4	Восстановление по угломестным измерениям с закреплением $T_0$
5. 4. 1974	1,3	1,8	2,0	2,5	" " " "
12. 4. 1974	0,53	1,3	1,6	2,3	" " " "
12. 4. 1974	0,57	1,5	1,8	2,4	Восстановление по спектральным измерениям с закреплением $T_0$
11. 6. 1974	1,2	1,4	1,6	1,9	Восстановление по угломестным измерениям с закреплением $T_0$
13. 6. 1974	1,2	1,3	1,6	1,8	" " " "

Ошибки восстановления на определенных уровнях  $\sigma(h_i)$  в методе статистической регуляризации определяются как дисперсии полученного апостериорного распределения:

$$\sigma(p_i(h_i)) = \sqrt{(K^*WK + B_{TT}^{-1})_{ii}^{-1}} \quad (8)$$

В формуле (8)  $K$  — матрица, получаемая при квадратуре исходного уравнения (6),  $W$  — матрица ошибок измерений, знак \* означает транспонирование матрицы.

Из результатов восстановления профилей температуры, приведенных на рис. 4—9, в совокупности с примерами восстановления, содержащимися в [17], следует:

1) Высотные профили температуры в общем удовлетворительно (при реализованной точности радиометрических измерений) восстанавливаются в нижних слоях атмосферы ( $h \approx 0 \div 3$  км). Разность между восстановленными значениями и фактическими (зондовыми) данными  $T(p)$  для рассмотренных дней не превышает, как правило, 1—2 К.

2) Для большинства рассмотренных дней восстановленные профили из угломестных радиометрических измерений атмосферного излучения оказались предпочтительнее профилей, рассчитанных методом оптимальной экстраполяции с использованием приземных значений температуры. Для отдельных дней (29.11.73 г.; 3.4.74 г.) восстановленные и вычисленные методом оптимальной экстраполяции профили температуры практически совпали между собой. Однако в эти дни было

несколько худшим согласие измеренных и вычисленных по зондовым данным значений яркостной температуры (например, 29.11.73 г. на отдельных углах наблюдений  $\Delta T_{\text{я}} = T_{\text{я}}^{\text{эксп}} - T_{\text{я}}^{\text{расч}} \approx 2,4 \div 2,7 \text{ K}$  [17, 19]), либо профили характеризовались существенными особенностями (например, 3.4.74 г. была значительная инверсия на высотах  $h \gtrsim 1,5 \text{ км}$ ).

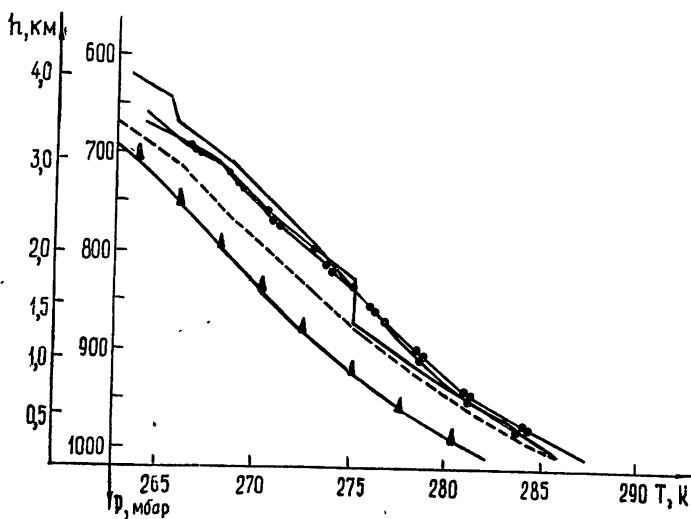


Рис. 5. Пример восстановления температурного профиля  $T(p)$  по угломестным измерениям атмосферного излучения на частоте  $\nu = 53,4 \text{ ГГц}$  ( $\theta = 50, 60, 70,5, 75^{\circ},5$ ) 4.4.74 г. Обозначения те же, что и на рис. 4; две точки — результаты восстановления из экспериментальных значений  $T_{\text{я}}(\theta)$  без привязки к поверхностной температуре.

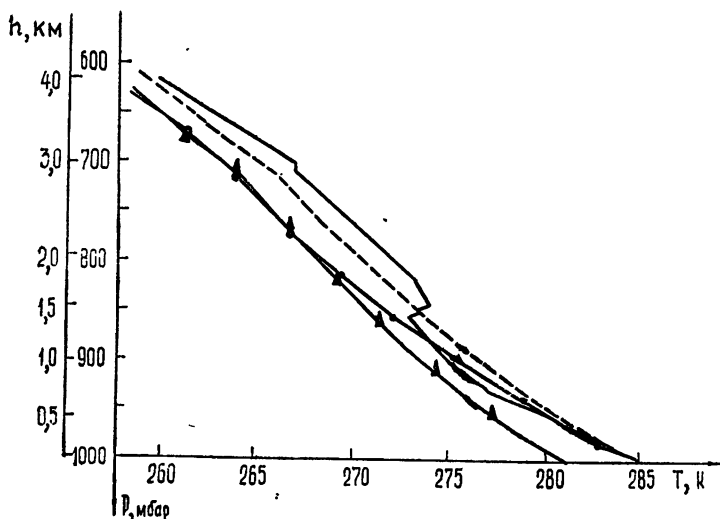


Рис. 6. Пример восстановления температурного профиля  $T(p)$  по спектральным измерениям атмосферного излучения в зените на частотах  $\nu^* = 52,4; 53; 53,4 \text{ ГГц}$  5.4.74 г. Обозначения те же, что и на рис. 4; точки — результаты восстановления из экспериментальных значения  $T_{\text{я}}(\nu)$ .

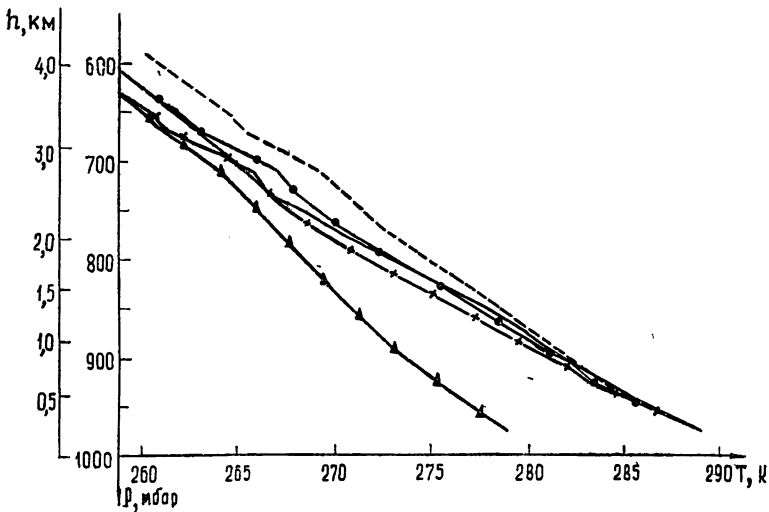


Рис. 7. Сравнение результатов восстановления температурного профиля  $T(p)$  по спектральным (крестики,  $\theta=0^\circ$ ,  $\nu=53$ ; 53,4; 54 ГГц) и угломерным (точки,  $\nu=53,4$  ГГц,  $\theta=0, 50, 70, 5$  75°) измерениям атмосферного излучения 12.4. 75 г. Остальные обозначения те же, что и на рис. 4.

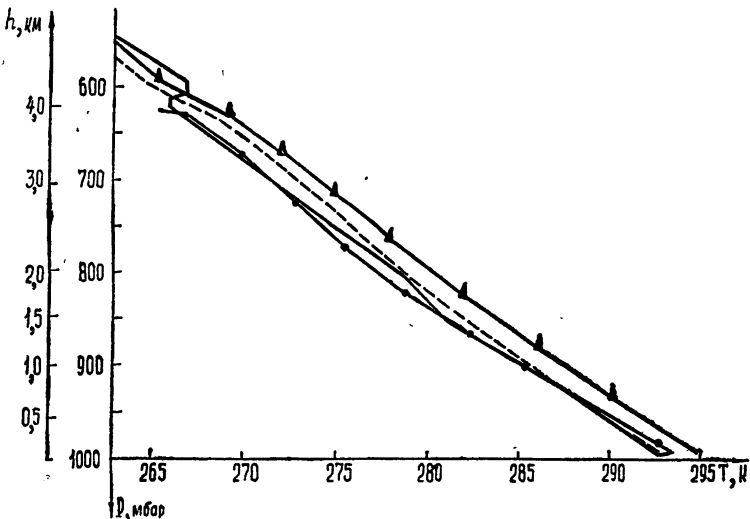


Рис. 8. Пример восстановления температурного профиля  $T(p)$  по угломерным измерениям атмосферного излучения на частоте  $\nu=53,4$  ГГц ( $\theta=0, 29, 44, 59, 69, 5, 74, 5, 77, 5, 79, 5$ ) 11.6.74 г. Обозначения те же, что и на рис. 4.

3) Профили температуры, восстановленные из угломерных измерений атмосферного радиоизлучения на фиксированной частоте, оказались в общем предпочтительнее профилей, восстановленных из спектральных (при малом разное рабочих частот  $\delta\nu \sim 1$  ГГц) измерений в зенитном направлении.

4) Известно, что восстановление высотных инверсий и тонкой структуры метеоэлементов обычно вызывает затруднение в существующих методах (см., например, [10, 12]). Восстановление профилей температуры из угломерных радиометрических измерений атмосферного излучения в области  $\lambda \sim 5$  мм при использованной методике не составило исключения. Ошибки восстановления в рассмотренные дни на

высотах инверсий возрастали на несколько градусов (см. рис. 4, 5 в [17] и рис. 4—6 в данной работе). Более детальное рассмотрение методических аспектов восстановления профилей при наличии инверсий выполнено в [18, 36].

Дальнейшее совершенствование измерительной аппаратуры и развитие методов решения соответствующей обратной задачи должны стимулировать дальнейший прогресс дистанционных радиофизических методов исследования параметров атмосферы. При этом определенное значение будет иметь, по-видимому, и опыт эксплуатации простейших радиометрических систем и обработки получаемой информации.

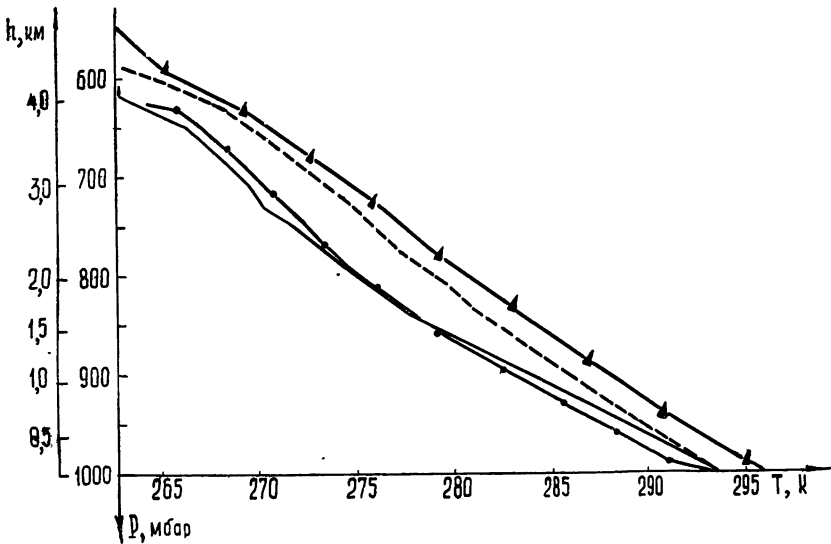


Рис. 9. Пример восстановления температурного профиля  $T(p)$  по угломестным измерениям атмосферного излучения на частоте  $\nu=53,4$  ГГц ( $\theta = 0, 30, 45, 60, 70,5, 75,5, 78,5, 80,5$ ) 13.6. 74 г. Обозначения те же, что и на рис. 4.

Авторы выражают благодарность М. Б. Зиничевой и И. Р. Фоминой за часть выполненных расчетов на ЭВМ БЭСМ-4, а также А. Н. Ивановой и К. П. Гайковичу за участие в обработке данных.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. L. D. Карлан, J. Opt. Soc. Amer., 49, 10 (1959).
2. А. А. Ничипорович, Световое и углеродное питание растений (фотосинтез), изд. АН СССР, М., 1955.
3. H. W. Chapman, L. S. Gleason and W. E. Loomis, Plant Physiology, 29, № 6, 500 (1954).
4. B. Volin and C. D. Keeling, J. Geophys. Res., 68, № 13, 3899 (1963).
5. А. С. Монин, Прогноз погоды как задача физики, изд. Наука, М., 1969.
6. К. Я. Кондратьев, Метеорология и гидрология, № 9, 3 (1970).
7. B. Volin and W. Bischof, Tellus, 22, № 4 (1970).
8. К. П. Василевский, Л. Е. Данилочкина, В. А. Казбанов, Изв. АН СССР, серия Физика атмосферы и океана, 11, № 4, 412 (1975).
9. М. С. Малкевич, Оптические исследования атмосферы со спутников, изд. Наука, М., 1973.
10. E. R. Westwater, Radio Sci., 69D, № 9, 1201 (1965).
11. E. R. Westwater, Ground-based determination of temperature profiles by microwaves, Thesis of Dissertation, University of Colorado, USA, 1970.
12. G. F. Miner, D. D. Thornton and W. J. Welch, J. Geophys. Res., 77, № 6, 975 (1972).

13. D. H. Staelin, A. H. Barrett, J. W. Waters, F. T. Barath, E. J. Johnston, P. W. Rosenkranz, N. E. Gaut, W. B. Lenoir, *Science*, **182**, 1339 (1973).
14. А. П. Наумов, Изв. АН СССР, серия Физика атмосферы и океана, **9**, № 7, 699 (1973).
15. А. Т. Ершов, А. П. Наумов, Изв. высш. уч. зав. — Радиофизика, **17**, № 11, 1610 (1974).
16. Т. И. Базлова, Труды ААНИИ, **312**, 204 (1974).
17. А. Т. Ершов, Ю. В. Лебский, А. П. Наумов, В. М. Плечков, Изв. АН СССР, серия Физика атмосферы и океана, **11**, № 12, 1220 (1975).
18. М. И. Сумин, А. В. Троицкий, Изв. АН СССР, серия Физика атмосферы и океана (в печати).
19. Ю. В. Лебский, А. П. Наумов, В. М. Плечков, Л. К. Сизьмина, А. В. Троицкий, А. М. Штанюк, Изв. высш. уч. зав. — Радиофизика, **19**, № 1, 25 (1976).
20. В. П. Козлов, Изв. АН СССР, серия Физика атмосферы и океана, **2**, № 12, 1230 (1966).
21. О. М. Покровский, Изв. АН СССР, серия Физика атмосферы и океана, **5**, № 12 (1969).
22. В. Ф. Турчин, В. П. Козлов, М. С. Малкевич, УФН, **102**, вып. 3, 345 (1970).
23. E. R. Westwater and O. N. Strand, *J. Atmosph. Sci.*, **25**, № 5, 750 (1968)
24. D. E. Kerr, *Propagation of short radio waves*, M. I. T. Radiation Laboratory Series, **13**, N. Y., 1951 (Распространение ультракоротких радиоволн, изд. Сов. радио, М., 1954).
25. С. А. Жевакин, А. П. Наумов, Изв. высш. уч. зав. — Радиофизика, **10**, № 9—10, 1213 (1967).
26. А. П. Наумов, Изв. высш. уч. зав. — Радиофизика, **15**, № 5, 682 (1972).
27. С. А. Жевакин, А. П. Наумов, Изв. высш. уч. зав. — Радиофизика, **6**, № 4, 674 (1963).
28. С. А. Жевакин, А. П. Наумов, *Радиотехника и электроника*, **10**, № 6, 987 (1965).
29. E. E. Reber, *J. Geophys. Res.*, **77**, № 21, 3831 (1972).
30. А. Е. Башаринов, А. С. Гурвич, С. Т. Егоров, *Радиоизлучение Земли как планеты*, изд. Наука, М., 1974.
31. Дж. Бендат, А. Пирсол, *Измерение и анализ случайных процессов*, изд. Мир, М., 1974.
32. Л. С. Гандин, Труды ГГО, вып. 114, 75 (1960).
33. А. Г. Кисляков, Б. И. Чернышев, Ю. В. Лебский, В. А. Мальцев, Н. В. Серов, *Астрон. ж.*, **48**, вып. 1, 39 (1971).
34. U. S. Standard Atmosphere, 1966, Printed Government Office, Washington, 1966.
35. S. J. Carter, R. L. Mitchell and E. E. Reber, *J. Geophys. Res.*, **74**, № 10, 3113 (1968).
36. А. С. Гурвич, А. Т. Ершов, Изв. АН СССР, серия Физика атмосферы и океана, **12**, № 12, 1320 (1976).

Научно-исследовательский радиофизический институт

Поступила в редакцию  
16 июля 1975 г.,  
после доработки  
1 июля 1976 г.

#### DETERMINATION OF THE HEIGHT TEMPERATURE PROFILE FROM BASED-GROUND RADIOMETRIC MEASUREMENT OF ATMOSPHERIC RADIATION

*V. I. Aleshin, A. P. Naumov, V. M. Plechkov, M. I. Sumin, A. V. Troitsky*

A number of physical and mathematical aspects are discussed on formulation and solution of the problem of determination of height temperature profiles from radiometric measurements over the elevation angle of the atmospheric radiation in the region of 5 mm. Variations of the brightness temperatures of the atmosphere over the spectrum are estimated at different zenith angles due to variations of basic meteorological parameters (temperature, pressure and moisture). The correlation relation between the values of the brightness and atmosphere temperatures near the Earth is analysed. The results of restoration of the temperature profiles from experimental data are presented. The accuracy of determination of height profiles is discussed.