

**Государственный комитет Российской Федерации
по высшему образованию
Ордена Трудового Красного Знамени
научно-исследовательский
радиофизический институт (НИРФИ)**

Препринт N 415

**ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВЫСОТНЫХ ПРОФИЛЕЙ
ТЕМПЕРАТУРЫ ОТ ПРИЗЕМНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ
ДО МЕЗОСФЕРЫ ИЗ ИЗМЕРЕНИЙ НИСХОДЯЩЕГО
ТЕПЛОВОГО КВЧ ИЗЛУЧЕНИЯ**

**Н.Н.Маркина
А.П.Наумов
А.В.Троицкий**

Нижний Новгород 1995

Маркина Н.Н., Наумов А.П., Троицкий А.В.
ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВЫСОТНЫХ ПРОФИЛЕЙ ТЕМПЕРАТУРЫ
ОТ ПРИЗЕМНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ ДО МЕЗОСФЕРЫ
ИЗ ИЗМЕРЕНИЙ НИСХОДЯЩЕГО ТЕПЛОВОГО КВЧ ИЗ-
ЛУЧЕНИЯ// Препринт N 415 - Нижний Новгород : НИРФИ.
1995.- 30 с. УДК 537.52.77 : 502.614.7

Сформулирован единый подход к решению задачи о вос-
становлении профилей температуры в широком интервале вы-
сот - от приземного слоя атмосферы до мезосферы из наземных
измерений теплового радиоизлучения в спин-вращательной по-
лосе молекулярного кислорода, центрированной к длине волны
5 мм, с помощью радиометрической аппаратуры различного
спектрального разрешения. Выполнены обобщение физических
аспектов постановки задачи дистанционного зондирования тем-
пературы на различных высотах и обзор основных парамет-
ров аппаратуры, а также методов радиометрических измерений
и решения соответствующих обратных задач. Возможности
дистанционного зондирования проиллюстрированы результата-
ми восстановления температуры в пограничном слое и тропо-
сфере из натурных радиометрических измерений атмосферного
радиоизлучения и примерами численного моделирования радио-
метрического эксперимента для верхних слоев атмосферы. Об-
суждаются тенденции развития наземных дистанционных мето-
дов зондирования температуры.

Подписано в печать 15.11.95г. Формат 60 x 84/16.
Бумага писчая. Печать офсетная. Объем 2.11 усл.л.
Заказ 5445, Тираж 50.

ВВЕДЕНИЕ.

Задача восстановления высотного профиля температуры T из измерений нисходящего радиоизлучения в спин-вращательных линиях O_2 , приходящихся на диапазон крайневисоких частот КВЧ (миллиметровые радиоволны), решалась для приземного слоя атмосферы [1], для тропосферы [2-6], нижней и средней стратосферы [7], а также в верхней стратосфере и нижней мезосфере [8,9]. Возможности дистанционного определения температуры в столь протяженном высотном интервале основаны, с одной стороны, на высокой стабильности содержания молекулярного кислорода в атмосфере, интенсивность радиоизлучения которого существенно зависит от температуры среды, а, с другой стороны, - на возможности реализации в КВЧ диапазоне высокочувствительных приемников со спектральным разрешением от тысяч до единиц мегагерц, что необходимо для селекции радиоизлучения, приходящего из различных слоев, так как уширение и условия формирования линий, обусловленные молекулярными соударениями, определяются атмосферным давлением.

Перечисленные задачи [1-9] решались разными авторскими коллективами на протяжении почти четверти века (с конца 60-х годов до середины 90-х годов) и полученные результаты опубликованы в ряде журналов и трудов конференций. Эти обстоятельства приводят к тому, что указанные задачи воспринимаются как отдельные (автономные) задачи. Между тем, общими для этих задач являются механизм переноса радиоизлучения в полосе спин-вращательного спектра O_2 , центрированного к длине волны $\lambda = 5$ мм, а, следовательно, - и природа ядер соответствующих обратных задач, несмотря на то, что в различных высотных интервалах проявляются специфические формы их описания (разрешение спектральных линий в полосе O_2 и влияние геомагнитного поля в стратосфере и мезосфере, перекрытие линий в нижних слоях атмосферы и т.п.).

Однако если исходить из более общей (тензорной) формы уравнения переноса излучения для слабо анизотропной среды [10], то все перечисленные выше случаи дистанционного зондирования описываются указанным уравнением или уравнениями, которые для нижних слоев атмосферы получаются как некоторые предельные выражения. В данной статье излагается единый

взгляд на проблему радиометрического дистанционного зондирования температуры с поверхности Земли от приземного слоя до верхних слоев атмосферы.

1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О РАДИОИЗЛУЧЕНИИ АТМОСФЕРЫ В ПОЛОСЕ O_2 $\lambda = 5$ ММ.

Постановка обратных задач дистанционного зондирования (ДЗ) атмосферы для восстановления высотных распределений метеоэлементов осуществляется обычно в резонансных областях соответствующих линий поглощения. Это связано с тем обстоятельством, что радиоизлучение атмосферы в резонансных областях формируется на различных высотах: в области сильного поглощения (оптическая толщина $\tau \gg 1$) нисходящее радиоизлучение целиком определяется радиохарактеристиками излучения нижних слоев атмосферы, в области малого и среднего поглощения радиоизлучение формируется в слое, в котором оптическая толщина достигает долей единицы и нескольких единиц^{*}).

Полоса поглощения O_2 , центрированная к длине волны $\lambda = 5$ мм, состоит из 49 достаточно интенсивных спин-вращательных линий с азимутальным квантовым числом $K \leq 49$. Ширины этих спектральных линий вблизи поверхности Земли составляют ~ 1 ГГц, в то время как среднее расстояние между центрами линий $\sim 0,5$ ГГц. Следствием отмеченного обстоятельства является перекрытие спектральных линий в нижних слоях атмосферы. Перекрывающиеся линии и образуют рассматриваемую полосу поглощения O_2 . Линии кислорода разрешаются на высотах $h \geq 20$ км, где атмосферное давление уменьшается до ~ 40 мм рт.ст. (соответственно уменьшаются и ширины спектральных линий, обусловленные молекулярными соударениями). Наибольшее количество линий O_2 (около 20) сосредоточено в области частот $\nu \approx 55-65$ ГГц. На области $\nu \approx 45-55$ ГГц и $\nu \approx 65-75$ ГГц приходится по 14-15 спектральных линий. Оптическая толщина атмосферы возрастает в длинноволновом учас-

^{*}) Критерии формирования излучения связаны с точностью интерпретации радиометрических данных. Можно считать, что излучение формируется в слое, для которого отличие радиоярких температур от полной радиояркой температуры атмосферы не превышает ошибок радиометрических измерений.

тке полосы от $\sim 0,3$ на частоте $\nu \approx 50$ ГГц до ~ 3 при $\nu \approx 55$ ГГц. В центре полосы $\lambda 5\text{мм}$ значения τ существенно превышают единицу : $\tau \approx 10-45$. На коротковолновом склоне полосы O_2 оптическая толщина уменьшается от указанных значений до $\sim 0,3$.

Монотонный характер изменения оптической толщины на склонах полосы нарушается ее возрастанием в центрах некоторых расположенных здесь линий. Характер спектральной зависимости оптической толщины в полосе O_2 $\lambda 5\text{мм}$ определяет и спектральную зависимость радиояркостной температуры в этой полосе (см. рис.1). Однако в центре полосы $\lambda 5\text{мм}$ вклад отдельных линий в радиояркостную температуру атмосферы экранируется большим поглощением в нижних слоях атмосферы.

Из изложенных общих сведений о радиоизлучении атмосферы в полосе O_2 $\lambda 5\text{мм}$ следуют уже известные возможности постановки обратных задач для определения высотных профилей температуры :

- в пограничном слое атмосферы (высоты $h \leq 0,5\text{км}$) по характеристикам радиоизлучения в центральной части полосы O_2 $\lambda 5\text{мм}$;
- в тропосфере (высоты $h \approx 0,5-7\text{км}$) по характеристикам радиоизлучения на склонах полосы O_2 ;
- в стратосфере и нижней мезосфере (высоты $h \approx 35-55\text{км}$) по характеристикам радиоизлучения в разрешающихся резонансах O_2 .

Из условий формирования радиоизлучения в перечисленных спектральных областях вытекают и требования к разрешающей способности приемной радиометрической аппаратуры (см. раздел 4).

Описание характеристик радиоизлучения различных слоев атмосферы, анализ ядер обратной задачи во всем высотном интервале ДЗ температуры - от пограничного слоя до мезосферы, описание методов решения соответствующих обратных задач, аппаратуры и методов радиометрических измерений атмосферного радиоизлучения в полосе O_2 $\lambda 5\text{мм}$, анализ точностей восстановления температуры из радиометрических измерений, а также возможные комплексные подходы к решению рассматриваемой проблемы содержатся в последующих разделах статьи.

2. ИСХОДНЫЕ СООТНОШЕНИЯ.

Уравнение переноса в случае слабоанизотропной среды для

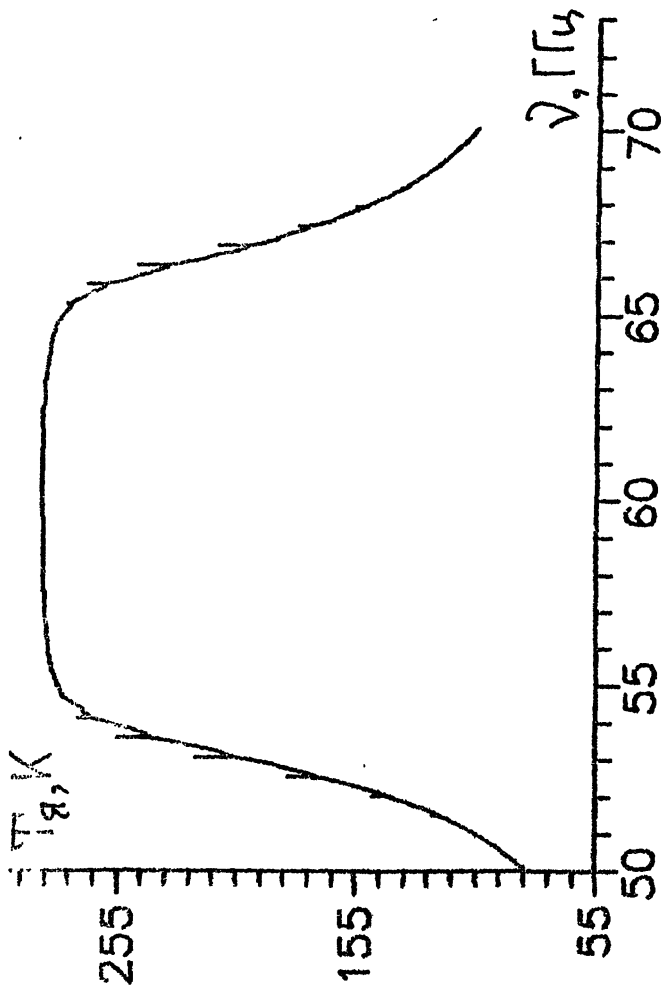


Рис.1. Спектральная зависимость радиояркостной температуры при наземных радиометрических наблюдениях в зенит в полосе $O_2 \lambda$ 5мм для средней модели атмосферы.

нисходящего радионизлучения имеет следующую тензорную форму:

$$\frac{dI}{ds} = \hat{A}I + I\hat{A}^* - 2AB(T) \quad (1)$$

где

$$\hat{A} = \begin{pmatrix} a_{11} & a_{12} \\ a_{21} & a_{22} \end{pmatrix}, \quad \hat{I} = \begin{pmatrix} I_{11} & I_{12} \\ I_{21} & I_{22} \end{pmatrix} \quad (2)$$

матрицы когерентности соответственно поглощения и интенсивности излучения, используемые для характеристики частично поляризованного излучения [11], $B(T)$ - функция Планка.

Матрица \hat{A}^* является эрмитово сопряженной с матрицей \hat{A} .

Соотношение (1) получается непосредственно из уравнений Максвелла, когда тензор магнитной проницаемости $\mu_{ij} = \mu_0(1 + \chi_{ij})$, $\chi_{ij} \ll 1$. Уравнение (1) в полном виде используется для постановки обратной задачи термического зондирования атмосферы в узких спектральных линиях с учетом влияния на излучение магнитного поля Земли. В отсутствие анизотропии, когда $a_{12} = a_{21} = 0$ и $a_{11} = a_{22} = 1/2\gamma$, $I_{12} = I_{21} = 0$ и $I_{11} = I_{22} = I$, уравнение (1) переходит в известное соотношение для нижних слоев атмосферы:

$$\frac{dI(s)}{ds} = \gamma(s) I(s) - \frac{2k v^2}{c^2} \gamma(s) T(s) \quad (3)$$

Здесь γ - коэффициент молекулярного поглощения атмосферы (рассматриваются безоблачные ситуации либо ситуации, когда вкладом облаков в общее радионизлучение атмосферы можно пренебречь), k - постоянная Больцмана, c - скорость света, элемент пути ds направлен от поверхности Земли. В (3) функция Планка записана в приближении Рэлея-Джинса.

Для нисходящего излучения можно использовать граничные условия в виде:

$$\text{для (1)} \quad I_{11}(H_L) = I_{22}(H_L) = \text{Re} I_{12}(H_L) = \text{Im} I_{12}(H_L) = 0 \quad (4)$$

для (3)

$$I(H_L) = 0. \quad (5)$$

На самом деле интенсивность излучения на верхней границе атмосферы *) H_L равняется интенсивности реликтового излучения I_g . Поэтому в решениях (6)-(8), (11) добавляется слагаемое, которое характеризует ослабленное толщей атмосферы излучение I_g . Однако указанным членом можно пренебречь по сравнению с ошибками радиометрических измерений из-за сильного ослабления атмосферой реликтового излучения в полосе O_2 25мм.

Конкретные виды матриц \hat{A} и \hat{I} приведены в [12]. В [9] рассмотрена система дифференциальных уравнений, которой представляется выражение (1). С учетом результатов [9] здесь мы ограничимся лишь конечными выражениями для решений (1) в терминах радиояркостных температур атмосферы (т.е. в приближении Рэлея-Джинса) в двух предельных случаях:

а) для наблюдения в зенит на магнитном экваторе (угол между направлением распространения излучения и магнитным полем Земли $\theta_H = 90^\circ$):

$$\hat{T}_r = \begin{pmatrix} T_{я11} & 0 \\ 0 & T_{я22} \end{pmatrix}$$

$$T_{я11} = \int_0^H T(h) [\gamma_{\sigma+} + \gamma_{\sigma-} + \gamma_{O_2'} + \gamma_{вп}] \exp\left(-\int_0^h (\gamma_{\sigma+} + \gamma_{\sigma-} + \gamma_{O_2'} + \gamma_{вп}) dh'\right) dh, \quad (6)$$

$$T_{я22} = \int_0^H T(h) [\gamma_{\pi} + \gamma_{O_2'} + \gamma_{вп}] \exp\left(-\int_0^h (\gamma_{\pi} + \gamma_{O_2'} + \gamma_{вп}) dh'\right) dh \quad (7)$$

б) для наблюдения в зенит на магнитном полюсе ($\theta_H = 0^\circ$):

*) С верхней границей атмосферы обычно отождествляется высотный уровень, выше которого формирующееся нисходящее радиоизлучение дает вклад в яркостную температуру меньше ошибок радиометрических измерений

$$\hat{T}_\pi = \begin{pmatrix} T_{\pi 11} & iT_{\pi 12} \\ -iT_{\pi 12} & T_{\pi 11} \end{pmatrix}$$

$$T_{\pi 11} = 1/2 \left(\int_0^H T(h) [2\gamma_{\sigma+} + \gamma_{O_2'} + \gamma_{\text{вп}}] \exp(-\int_0^h (2\gamma_{\sigma+} + \gamma_{O_2'} + \gamma_{\text{вп}}) dh') dh + \right. \\ \left. + \int_0^H T(h) [2\gamma_{\sigma-} + \gamma_{O_2'} + \gamma_{\text{вп}}] \exp(-\int_0^h (2\gamma_{\sigma-} + \gamma_{O_2'} + \gamma_{\text{вп}}) dh') dh \right), \quad (8)$$

$$T_{\pi 12} = 1/2 \left(\int_0^H T(h) [2\gamma_{\sigma+} + \gamma_{O_2'} + \gamma_{\text{вп}}] \exp(-\int_0^h (2\gamma_{\sigma+} + \gamma_{O_2'} + \gamma_{\text{вп}}) dh') dh - \right. \\ \left. - \int_0^H T(h) [2\gamma_{\sigma-} + \gamma_{O_2'} + \gamma_{\text{вп}}] \exp(-\int_0^h (2\gamma_{\sigma-} + \gamma_{O_2'} + \gamma_{\text{вп}}) dh') dh \right)$$

$$\left. \right) \quad (9)$$

В соотношениях (6)-(9) $\gamma_{\sigma\pm}$, γ_π - коэффициенты поглощения земановских σ_+ , π компонент рассматриваемой линии кислорода [12,13], $\gamma_{O_2'}$ - коэффициент поглощения в кислороде кроме поглощения в рассматриваемой линии, $\gamma_{\text{вп}}$ - коэффициент поглощения водяного пара.

Задача дистанционного зондирования верхних слоев атмосферы с поверхности Земли решается обычно в области одной из наиболее интенсивных разрешающихся линий полосы O_2 λ 5мм - в области резонанса 27 $_{-}$ [8,9]. Резонансная частота этой линии $\nu_{27-} = 53\,066,80$ МГц. При наличии анизотропии в среде радиояростная температура атмосферы определяется соотношением

$$T_\pi(\alpha) = T_{\pi 11} \cos^2 \alpha + T_{\pi 22} \sin^2 \alpha, \quad (10)$$

где α - угол с осью координат в плоскости, перпендикулярной направлению распространения радиоизлучения.

Решение уравнения (3) в приближении Рэлея-Джинса имеет хорошо известный вид:

$$T_{\text{я}} = \int_0^{H_L} T(s) \gamma(s) \exp\left(-\int_0^s \gamma(s') ds'\right) ds \quad (11)$$

Соотношения (6)-(11) можно записать в более общем виде:

$$T_{\text{я}} = \int_0^{H_L} T(s) K(\nu, s) ds \quad (12)$$

Уравнение (12) представляет собой интегральное уравнение Фредгольма 1-го рода (см. раздел 5) для определения высотного профиля температуры. Вид ядер $K(\nu, s)$ уравнения (12) легко установить при сравнении (12) с выражениями (6)-(11).

В качестве исходной характеристики при решении обратной задачи часто используется также уравнение для вариаций радиояркихостных температур. Для тропосферы это уравнение получено в [22]:

$$\delta T_{\text{я}} = \int_0^{H_L} \{\delta T(s) \gamma^c(s) + \delta \gamma(s) [T(s) - T_{\text{я}}^c]\} \exp\left(-\int_0^s \gamma^c(s') ds'\right) ds \quad (13)$$

В (13) вариации $\delta T_{\text{я}} = T_{\text{я}} - T_{\text{я}}^c$, $\delta T(s) = T(s) - T^c(s)$, $\delta \gamma(s) = \gamma(s) - \gamma^c(s)$, где $T_{\text{я}}^c$, $\gamma^c(s)$, $T^c(s)$ - средние значения соответствующих величин.

$$T_{\text{я}}(s) = \int_s^{H_L} T(s') \gamma(s') \exp\left(-\int_s^{s'} \gamma(s'') ds''\right) ds' .$$

3. ОСОБЕННОСТИ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ В ПОЛОСЕ O_2 $\lambda 5$ ММ.

На рис.2 представлены ядра уравнения (12) для ряда частот, которые принадлежат спин-вращательной полосе O_2 $\lambda 5$ мм ($\nu \sim$

60 ГГц) и которые либо уже используются практически в действующих радиометрических системах наземного зондирования [1-6], либо являются перспективными для подобного использования при зондировании верхних слоев атмосферы [8,9].

Расчеты коэффициентов молекулярного поглощения, которые определяют ядра уравнения (12), выполнялись в нижних слоях атмосферы с учетом последних экспериментальных данных. С этой целью использовались расчетные формулы [14] для коэффициента поглощения молекулярного кислорода, а экспериментальные поправки для коэффициента поглощения водяного пара вносились в нерезонансный член аппроксимационной формулы [15]. Расчет коэффициентов поглощения земноводских компонент O_2 выполнялся согласно общим физическим принципам расчета соответствующих компонент [12].

Высотное расположение максимумов ядер уравнения (12) и их ширина характеризуют информативные высоты дистанционного зондирования. Перекрытие функциями $K(\nu, h)$ интервала высот от приземного слоя до $h \sim 60$ км свидетельствует о широких возможностях термического зондирования атмосферы в различных частотных участках полосы поглощения O_2 $\lambda 5$ мм. Выше это обстоятельство констатировалось в терминах уровней формирования атмосферного радиоизлучения (см. раздел 1).

Из рис.2 видно, что на частоте $\nu \approx 60$ ГГц зондируется пограничный слой атмосферы до высот $h \approx 0,5$ км, на $\nu = 53,5$ ГГц, 54,5 ГГц, 55 ГГц содержится информация о температурном режиме тропосферы, при зондировании на частотах $\nu = 53,0633$ ГГц, 53,0668 ГГц с помощью аппаратуры высокого спектрального разрешения ($\delta\nu \leq 1$ МГц) получают сведения о распределении температуры на высотах $\sim 35-55$ км. Эти выводы, сделанные на основе анализа ядер интегрального уравнения (12), разумееется, хорошо согласуются с общими представлениями об условиях формирования атмосферного радиоизлучения в полосе O_2 $\lambda 5$ мм (см. раздел 1).

На рис.2 представлены ядра уравнения (12) для случая ДЗ атмосферы в зенитном направлении. Аналогичные зависимости могут быть получены для любого зенитного угла (или угла места) ДЗ. Здесь важно отметить то обстоятельство, что угломестное и спектральное зондирование в полосе $\lambda 5$ мм, в принципе, эквивалентны при соответствующем выборе частот и углов зондирования, но многоканальное зондирование в одном направлении (например, в зенит) позволяет получать информа

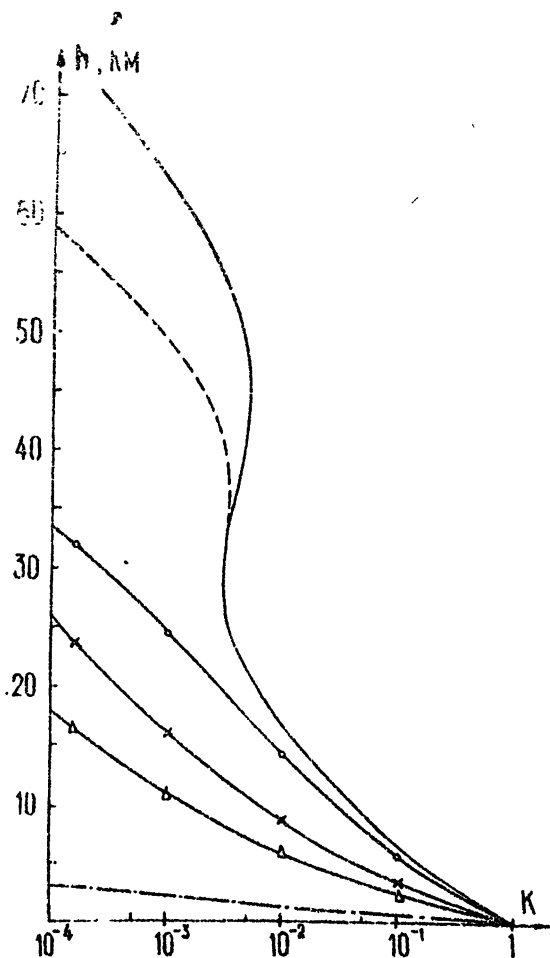


Рис.2. Ядра $K(\nu, h)$ уравнения (12): сплошная линия - $\nu = 53,0668$ ГГц, пунктир - $\nu = 53,0533$ ГГц, кружки - $\nu = 53$ ГГц, кресты - $\nu = 54,5$ ГГц, треугольники - $\nu = 55$ ГГц, штрих-пунктир - $\nu = 60$ ГГц.

цию из определенного пространственного объекта, и в этом случае уменьшается возможное влияние пространственных неоднородностей на результаты радиометрических измерений.

Специфику постановки (и решения) задачи ДЗ температуры в КВЧ-диапазоне, наряду с видом ядер, характеризуют также величины вариаций яркостных температур в зависимости от вариаций температуры атмосферы и значения нелинейной части исходных уравнений. Вариации яркостных температур $\delta T_{\text{я}}$ являются радиооткликом атмосферы на изменения температуры в различных слоях. Знание вариаций $\delta T_{\text{я}}$ важно для оценок необходимых точностей $\delta T_{\text{р}}$ радиометрических измерений атмосферного излучения, поскольку радиометрические измерения лишь с погрешностью $\delta T_{\text{р}} < \delta T_{\text{я}}$ обладают информационной ценностью.

Вариации интенсивности радиоизлучения пограничного слоя при известном значении приземной температуры T_0 в центре полосы O_2 невелики. Они составляют доли градуса [1]. Количественные значения вариаций радиояркостных температур при тропосферном зондировании на склоне полосы $\lambda 5\text{мм}$ рассматривались в [16]. Значения $\delta T_{\text{я}}$ ($\theta = 0^\circ$) в диапазоне частот 53-55 ГГц составляют 2-4 К для среднеклиматических вариаций температуры. При приеме радиоизлучения аппаратурой высокого спектрального разрешения в резонансах O_2 на склоне полосы поглощения вариации $\delta T_{\text{я}}$ за счет дневных вариаций профиля температуры, моделируемых в слое 20-80 км, составляют ~ 2К [17].

Реализующиеся в настоящее время точности радиометрических измерений в миллиметровом диапазоне волн рассмотрены в разделе 4.

О нелинейности интегрального уравнения (12). Задача ДЗ пограничного слоя является практически линейной, так как температуру вблизи поверхности Земли можно считать известной, а излучение формируется в слое ~ несколько сотен метров, где коэффициент поглощения мало изменяется с высотой.

Нелинейная часть задачи ДЗ тропосферы, как следует из (13), оценивается из соотношения :

$$I_T = \frac{1}{\cos\theta} \int_0^H \delta\gamma(h)[T(h) - T_{\text{я}}(h)] \exp\left(-\frac{1}{\cos\theta} \int_0^h \gamma(h') dh'\right) dh . \quad (14)$$

В (14) использовано плоско-слоистое приближение: $ds = \sec\theta dh$. Расчеты показали, что среднеквадратичные значения I_T на склонах полосы $O_2 \lambda 5$ мм составляют $\sim 0,3-0,4$ К при $\theta = 0^\circ$, $\sim 0,1$ К при $\theta = 60^\circ$ и $I_T < 0,1$ К для zenithных углов $\theta > 60^\circ$. Из сравнения полученных значений I_T с ошибками радиометрических измерений δT_p , приведенными в разделе 4, видно, что величинами I_T можно пренебречь, т.е. задача термического зондирования тропосферы является квазиодномерной задачей.

В отличие от ДЗ пограничного слоя и тропосферы, задача восстановления температуры в верхних слоях атмосферы является при достаточно нелинейной задачей. В [18] показано, что относительные вариации радиояростной температуры в центре линии $O_2 27_2$ ($\nu = 53,0668$ ГГц) связаны с относительными вариациями кинетической температуры соотношением:

$$d\Delta T_{я} / \Delta T_{я} \approx 5dT / T, \quad (15)$$

где $\Delta T_{я}$ - увеличение радиояростной температуры атмосферы в резонанс линии над соответствующим фоном.

4. АППАРАТУРА И МЕТОДИКИ ИЗМЕРЕНИЙ

Радиометрическая аппаратура термического зондирования различных высот атмосферы делится а три класса, в соответствии с физическими условиями формирования спектральных линий спин-вращательной полосы поглощения $O_2 \lambda 5$ мм:

- спектральные (6-8 каналов) радиометры высокого разрешения $\delta\nu \approx 1-3$ МГц для зондирования стратосферы и мезосферы в разрешающихся резонансах полосы $O_2 \lambda 5$ мм [8,19];
- спектральные (4-5 каналов) радиометры среднего разрешения $\delta\nu = 200-300$ МГц для зондирования тропосферы на склоне полосы поглощения $O_2 \lambda 5$ мм в диапазоне 53-58 ГГц [6,20,21];
- широкополосные одноканальные радиометры $\delta\nu \approx 2-4$ ГГц для зондирования пограничного слоя в центре полосы поглощения $O_2 \lambda 5$ мм в диапазоне 58-62 ГГц [1].

Чувствительность таких радиометров составляет от 0,5 К до 0,03 К соответственно. Ни один из классов решаемых задач не требует применения высокого углового разрешения. Поэтому, как правило, применяются рупорные и рупорно-параболические антенны с диаграммами направленности $3-8^\circ$. Испол-

зование таких антенн позволяет применять простые и надежные методы калибровки принимаемого радиоизлучения непосредственно в дальней зоне антенны, которая составляет 0,5-1 м. Обычно используются две разновидности этого метода :

- калибровка по двум эталонным излучателям, находящимся при температуре кипения азота и температуре окружающего воздуха T_0 [22];

- калибровка по атмосфере, когда роль азотного излучателя играет сама атмосфера, яркостная температура которой рассчитывается по данным синхронного аэрологического зондирования [20,21].

Специфика радиометрического зондирования в сильных линиях поглощения атмосферных газов, каковой является полоса поглощения O_2 $\lambda 5$ мм, заключается в том, что атмосфера в этом диапазоне частот представляет собой квазиизотропную, абсолютно "черную" среду с температурой близкой к окружающей температуре T_0 . Разница $T_0 - T_{\text{я}}(\nu, 0)$ в центре полосы 5мм близка к нулю, а на краю используемого диапазона зондирования $\nu = 53$ ГГц достигает 50 К. Для сравнения - в микроволновых окнах прозрачности эта разность возрастает до 300 К. Эффект квазиизотропной "черной" среды приводит к тому, что яркостная температура фона T_{ϕ} становится близкой к температурам T_0 и $T_{\text{я}}(\nu, \theta)$, т.е. реализуется исключительно благоприятная ситуация для измерений, когда яркостная температура атмосферы становится близкой к антенной температуре : $T_{\text{я}}(\nu, \theta) = T_A$. Действительно, из известного выражения для температуры приведенной ко входу радиометра [1]

$$T_A \approx T_{\text{я}}(1 - \beta)\eta + T_{\phi}\beta\eta + T_0(1 - \eta) \quad (16)$$

при $T_{\text{я}} \approx T_{\phi} \approx T_0$ и $\eta = 1$ (что для рупорных антенн вполне приемлемо) имеем :

$$T_A \approx T_{\text{я}} \quad (17)$$

Чем ближе рабочая частота расположена к центру линии, тем с большей точностью выполняется это равенство, и при зондировании пограничного слоя атмосферы на центральной частоте $\nu = 60$ ГГц отличия T_A от $T_{\text{я}}$ не превосходят десятых долей градуса [1]. Это обстоятельство, наряду с применением антенн с малым коэффициентом рассеяния энергии β вне главного ле-

песка, позволяет пренебречь влиянием боковых и задних лепестков антенны при угловом сканировании, реализовать разностно-угловой метод зондирования и в конечном счете повысить точность измерения яркостной температуры атмосферы $T_{\text{я}}$ и восстановления высотных профилей $T(h)$. Как подробно показано в [1,6,19], точности измерений $\delta T_{\text{я}}$ яркостных температур $T_{\text{я}}$ при дистанционном зондировании в миллиметровом диапазоне составляют:

- стратосферы = 1 К;
- тропосферы = 1-0,5 К (в зависимости от угла и частоты);
- пограничного слоя = 0,07 К.

5. МЕТОДЫ РЕШЕНИЯ ОБРАТНЫХ ЗАДАЧ.

С математической точки зрения обратные задачи определения профилей температуры из измерений нисходящего излучения, т.е. решение уравнений (12),(13), в общем случае сводятся к решению интегральных уравнений Фредгольма I рода:

$$A[z](x) = \int_a^b K(x,s) z(s) ds = u_{\delta}(x) \quad (18)$$

Уравнение (18) записано в форме, которая обычно используется в математических монографиях. Здесь $z(s)$ - искомое решение, $u_{\delta} = u_0 + \delta$, где u_0 - точная правая часть, δ - ошибка измерений, $K(x,s)$ - ядро уравнения.

Эта проблема относится к числу некорректных в классическом смысле задач и требует специальных методов решения. Выбор методов решения интегральных уравнений (12),(13),(18) для различных слоев атмосферы определяется характером и наличием априорной информации, а также степенью нелинейности задачи. Общим для наземных методов ДЗ температуры является использование информации о величине приземной температуры. В зависимости от априорной информации об искомом решении можно выделить два подхода: статистический и детерминированный. Из многообразия статистических и детерминированных методов для решения данной задачи наиболее часто использовались метод статистической регуляризации [23,24] и метод А.Н.Тихонова [25].

В методе статистической регуляризации в качестве априорной информации используется принадлежность искомого решения $z(s)$ к вероятностной совокупности, распределенной по нор-

мальному закону с корреляционной матрицей B_{zz} и средним $z(s)$. В работе [23] применяется стратегия Байеса для получения искомого решения

$$z = (A'A + \sigma^2 B_{zz}^{-1})A'u_{\delta} = (A'WA + B_{zz}^{-1})^{-1}A'Wu_{\delta} \quad (19)$$

Используя линейную несмещенную оценку u_{δ} -и, которая является наилучшей в том смысле, что минимизирует дисперсию u_{δ} -и на априорном распределении случайной величины, автор [24] пришел к тому же результату. В (19) W - диагональная матрица ошибок $w_{ii} = 1/\sigma^2$. Знак ' означает транспонирование.

Метод статистической регуляризации получил широкое применение для решения обратных задач радиотеплолокации. Это объясняется тем, что ковариационные матрицы можно получить для различных метеоэлементов разных географических районов. Метод статистической регуляризации нагляден и приводит к удовлетворительным по точности восстановления результатам. Задача дистанционного зондирования температуры тропосферы успешно решалась методом статистической регуляризации [2-4,6].

В пограничном слое атмосферы до недавнего времени отсутствовала необходимая статистика для построения корреляционных матриц, которые обычно используются в качестве априорной информации. В [26] отмечается, что "с помощью аэрологического зондирования, вследствие большой скорости подъема радиозонда, удастся получить два-три значения температуры пограничного слоя на высотах, как правило, выше 300 метров. Этого явно недостаточно для определения высотного распределения температуры пограничного слоя". Поэтому задача ДЗ пограничного слоя на первом этапе решалась методом А.Н.Тихонова [1,26].

В методе А.Н.Тихонова априорная информация заключается в предположении, что искомое точное решение $z_0(s)$ имеет суммируемые с квадратом производные $z_0^{(n)}(s)$, где $n \geq 0$, выбирается в зависимости от физической сути задачи. В этом случае решение уравнения (18) заменяется задачей минимизации на множестве n раз дифференцируемых функций функционала

$$\| | A[z](x) - u_{\delta}(x) | | |^2_{[c,d]} + \alpha(\delta) \sum_{i=1}^n \| | z^{(i)}(s) | | |^2_{[a,b]} \quad (20)$$

с выбором параметра регуляризации $\alpha(\delta)$ по тому или иному принципу, например, из уравнения обобщенной невязки :

$$\rho_{\delta}(\alpha) = \left\| A[z_{\delta}^{\alpha(\delta)}](x) - u_{\delta} \right\|_{[c,d]}^2 - \delta^2 = 0. \quad (21)$$

Здесь $z_{\delta}^{\alpha(\delta)}(s)$ - функция, доставляющая минимальное значение функционалу (20) на множестве n -дифференцируемых функций. При этом имеет место предельное соотношение

$$\left\| z_{\delta}^{\alpha(\delta)}(s) - z_0(s) \right\|_{[a,b]} \rightarrow 0, \quad \delta \rightarrow 0 \quad (22)$$

В настоящее время для восстановления профилей температуры в пограничном слое атмосферы используется и статистический метод в форме множественной регрессии [22]. В основе регрессионного метода определения профилей температуры лежит существование достаточно сильной корреляционной связи между значениями термодинамической температуры на определенных высотах и измеряемой радиояркостной температурой атмосферы на информативных частотах и углах зондирования. Регрессионный метод успешно применялся и в задачах наземного термического зондирования тропосферы [20,21]. Алгоритм для обращения температуры имеет вид линейной комбинации измеряемых величин при ряде параметров зондирования (углов наблюдения при зондировании на фиксированной частоте) :

$$T(h) = C_0(h) + \sum_{n=1}^m C_n(h) T_{яn}, \quad (23)$$

где $T(h)$ - искомое значение температуры, $T_{яn}$ - значение измеряемой яркостной температуры при n -ом параметре зондирования, C_n - коэффициенты регрессии.

Кроме точных математических методов регуляризации решения обратных задач ДЗ используются и методы физической регуляризации, одним из которых является метод Шахина [27,28]. Первоначально этот метод был разработан для решения конкретной обратной задачи - восстановления профиля температуры из результатов спутниковых измерений уходящей радиации в ИК-диапазоне с использованием конкретных условий формирования излучения. Метод Шахина используется в том случае, когда весовые функции в заданном диапазоне частот

имеют ярко выраженные максимумы. При использовании теоремы о среднем для наблюдаемой радиояркой температуры получается релаксационное уравнение Шахина в радиодиапазоне :

$$\frac{T_{\text{яп}}}{T_{\text{яп},i}} \approx \frac{T_{i+1}(h_n)}{T_i(h_n)} \quad (24)$$

где $T_{\text{яп}}$ - измеренное значение яркой температуры на частоте ν_n , $T_{\text{яп},i}$ - вычисленное значение яркой температуры, соответствующее значению температуры T_i , полученного при i -итерации, h_n - высотный уровень, на который приходится максимум подынтегрального выражения для n -ой частоты. Итерационный процесс в (24) выполняется до тех пор, пока отношение

$$\Delta_{n,i} = |T_{\text{яп}} - T_{\text{яп},i}| / T_{\text{яп}} \quad (25)$$

не достигнет заданной величины. Отметим, что соотношение (24) не работает в случае нелинейной зависимости температурной задачи.

Изложенный метод использовался, в частности, для оценок значений температуры в стратосфере и мезосфере по моделируемым в СВЧ-диапазоне радиометрическим измерениям атмосферного радионизлучения в разрешающихся резонансах O_2 с помощью аппаратуры высокого спектрального разрешения. Исходными величинами при решении обратной задачи рассматривались разности радиоярких температур $\Delta T_{\text{яп}} =$

$T_{\text{я}}(\nu_{n+1}) - T_{\text{я}}(\nu_n)$, что позволяет практически исключить влияние нижних слоев атмосферы. Для решения этой задачи метод Шахина был модифицирован [9] с учетом нелинейной зависимости от $T(h)$ подынтегральной функции (12). Модификация метода касалась формы соотношения между измеряемой разностью ярких температур на двух частотах (ν_{n+1}, ν_n) и искомой величиной температуры $T(h)$ на фиксированной высоте h_n :

$$(\Delta T_{\text{яп}} / \Delta T_{\text{яп},i}) \approx [T_{i+1}(h_n) / T_i(h_n)]^m(\nu_n, h_n), \quad (26)$$

где i - номер итерации. Показатель степени m на рассмотренных частотах в информативном интервале высот изменяется в преде-

дах 2-5. В качестве нулевого приближения к решению использовался средний профиль температуры $T^c(h)$.

6. РЕЗУЛЬТАТЫ ВОССТАНОВЛЕНИЯ ПРОФИЛЕЙ ТЕМПЕРАТУРЫ.

Восстановление высотных профилей температуры в пограничном слое и в тропосфере осуществлялось как при моделировании соответствующих радиометрических измерений, так и из натуральных наблюдений. Для определения профилей температуры в верхних слоях атмосферы выполнен пока только численный эксперимент.

Результаты численных экспериментов в пограничном слое и в тропосфере хорошо согласуются с результатами восстановления температуры из натуральных измерений. Выполненные в [26] численные эксперименты для зондирования пограничного слоя атмосферы показали, что восстановление с ошибкой измерений $\delta T_p = 0,05$ К эффективно до высот $\sim 0,5$ км и средняя точность восстановления составляет 0,1-0,2 К для гладких профилей и 0,3-0,6 К для профилей с инверсиями.

На рис.3 приведены примеры восстановления для двух дней профилей температуры в пограничном слое из радиометрических измерений атмосферного радиоизлучения в центре полосы O_2 5 мм, выполненные в Обнинске весной 1993 года. Радиометрические измерения сопровождались синхронными измерениями температуры с месторологической 300-мстровой вышки. Один из дней характеризовался сильной неустойчивостью атмосферы: приземный градиент температуры в слое 50 м достигал 74 град/км. В другой день имела место температурная инверсия около 3 град. Восстановление профилей осуществлялось регрессионным методом. Приведенные примеры и результаты восстановления профилей [1] подтверждают указанные выше точности и свидетельствуют о возможности исследований данным методом динамики термического режима пограничного слоя, в частности, зарождение ночных инверсий и т.п.

Эффективность восстановления профилей температуры в тропосфере оценивается обычно путем сравнения точностей восстановления с точностями статистической экстраполяции высотной температурной зависимости по приземным значениям температуры [29]. Характерные точности определения температуры тропосферы из данных дистанционного зондирования в полосе O_2 λ 5 мм приведены в табл.1.

Таблица 1,

Среднесезонные значения температуры t^c , соответствующие им среднесезонные высотные уровни h^c , среднесваргатичные отклонения σ_T температуры от среднесезонных значений, среднесваргатичные ошибки σ_T^3 статистической экстраполяции приземных значений температуры и среднеквадратичные ошибки восстановления σ_T^B температурных профилей для ряда урoвней атмосферного давления P в летний и зимний периоды года в центральной части Европейской территории России.

Величина	P=950 мбар		P = 880 мбар		P = 700 мбар		P = 500 мбар		P = 400 мбар	
	Зима	Лето	Зима	Лето	Зима	Лето	Зима	Лето	Зима	Лето
t^c, C	-11,2	18,4	-10,6	13,1	-16,7	1,1	-31,1	-14,7	-42,0	-26,3
$h^c, км$	0,523	0,538	1,174	1,185	2,880	3,070	5,360	5,690	6,910	7,340
$\sigma_T, град$	6,3	5,6	6,4	6,2	5,7	4,0	5,1	3,7	4,5	3,3
$\sigma_T^3, град$	2,3	1,6	3,7	2,2	4,4	2,5	4,4	2,4	4,0	2,4
$\sigma_T^B, град$	1,1	0,3	1,4	0,7	1,7	1,5	2,4	1,8	3,1	2,4

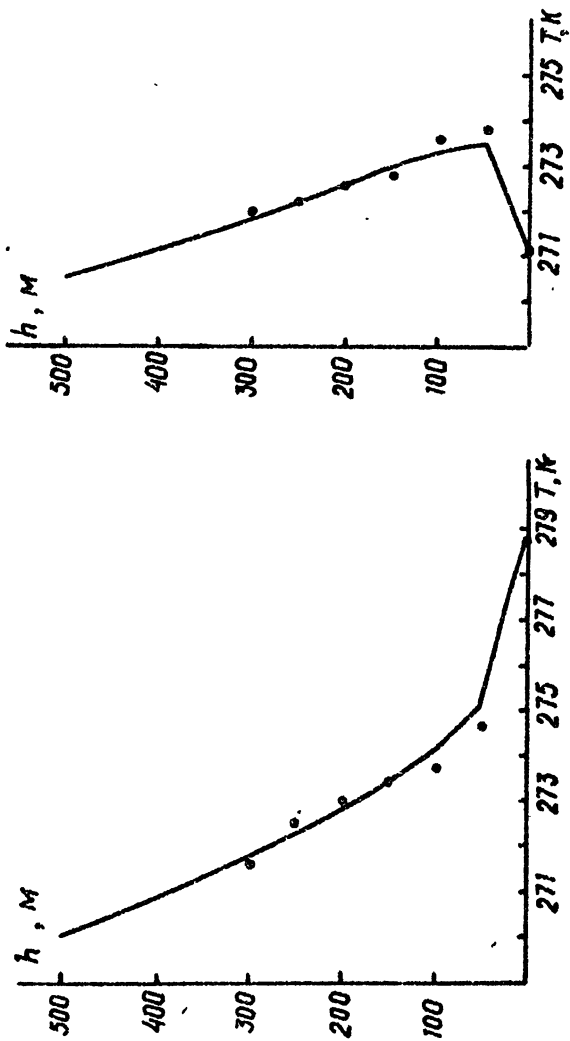


Рис. 3. Сравнение восстановленных и измеренных значений температуры в пограничном слое атмосферы (Обнинск, май 1993г.): точки - контактные измерения температуры с метеорологической вышки, сплошные кривые - результаты восстановления из радиометрических измерений атмосферного радионизлучения в центре полосы $\lambda, 5$ мм.

На рис.4,5 приведены примеры восстановления двух профилей температуры в тропосфере из результатов измерений атмосферного радиоизлучения с помощью спектральной радиометрической системы, описанной в [6]. Для иллюстрации специально были выбраны профили, осложненные инверсиями, так как восстановление гладких профилей осуществляется без особых проблем. О характере восстановления гладких профилей можно судить по восстановлению гладких участков температурной зависимости на рис. 4,5.

Для исследования возможностей определения значений температуры на высотах 35-55 км из наземных измерений при наблюдении в зенит в разрешающейся линии O_2 53,0668 ГГц проводились численные эксперименты для двух предельных случаев - магнитного полюса и экватора. Эксперименты проводились для модельных профилей $T(h) = T^c(h) \pm N\sigma_T(h)$. Численные значения среднесезонных вариаций температуры $\sigma_T(h)$ брались из [30], N полагалось равным 1-2. Результаты представлены на рис.6.

Ошибки радиометрических измерений считались равными 0,1 К (рис.6 А) и равными 0,3 К (рис.6 Б). Численные эксперименты показали, что при дистанционном зондировании возможно улучшение априорной неопределенности до 2-3 раз в значениях температуры на высотах 35-55 км.

Наряду с автономным КВЧ-радиометрическим методом зондирования температуры, приведены исследования возможностей комплексного подхода к решению задачи термического зондирования. Здесь мы упомянем три таких подхода :

- комплексирование наземных и спутниковых измерений атмосферного радиоизлучения в полосе O_2 , λ 5 мм ;
- использование в наземном методе ДЗ температуры дополнительной информации о высоте тропопаузы, которая определяется из радиолокационных измерений (длина волны активного зондирования 6 м) ;
- совместное использование радиометрического и радиоакустического методов ДЗ.

Каждый из комплексных подходов приводит к улучшению характеристик восстановления профилей температуры - к расширению высотного интервала восстановления, т.е. к повышению точности нахождения температуры на некоторых высотных уровнях. Мы не останавливаемся в статье на этих характеристиках и лишь цитируем соответствующие работы [4,22]. Важно, однако, отметить, что существенной частью каждого из упомя-

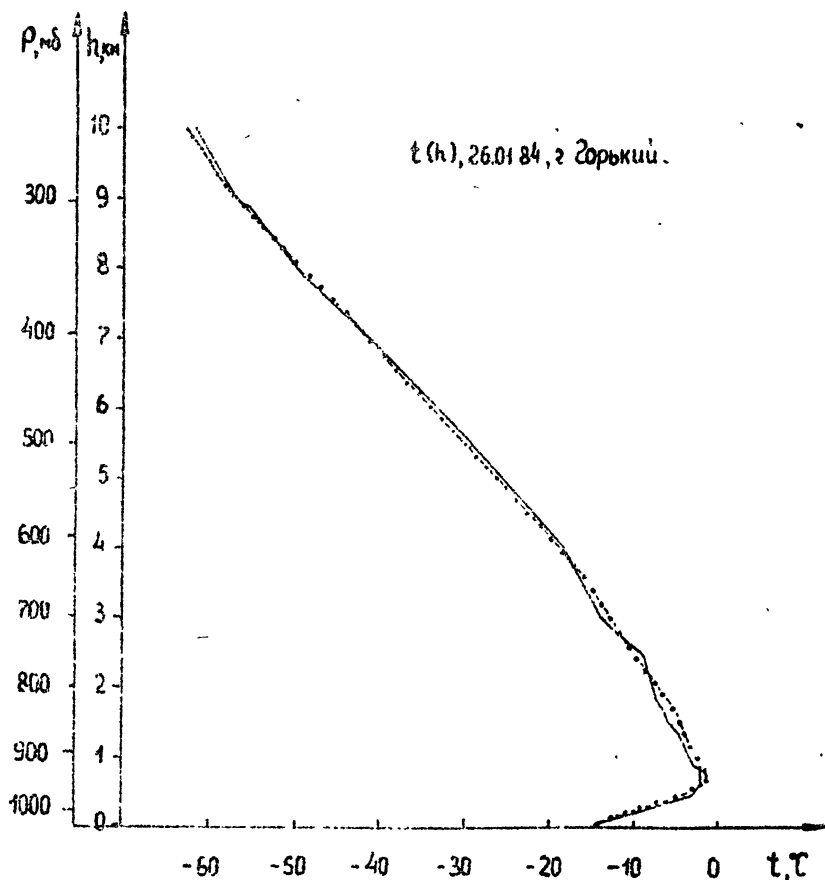


Рис.4,5. Примеры восстановления высотных профилей температуры в тропосфере из наземных радиометрических измерений атмосферного радионизлучения на склонах полосы $O_2 \lambda 5\text{мм}$ (г.Горький, зима 1984 г.): сплошные кривые - результаты аэрологического зондирования, кружки - восстановленные значения.

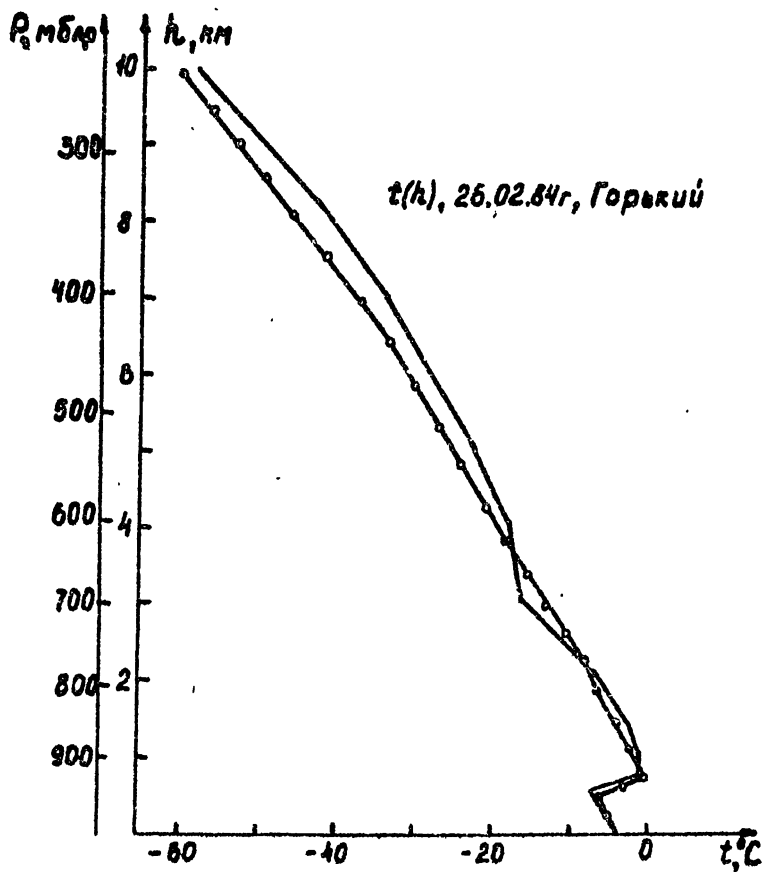


Рис. 5.

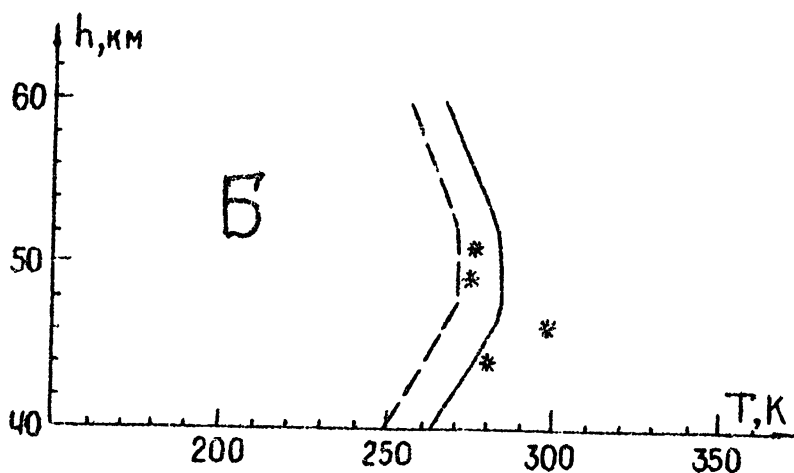
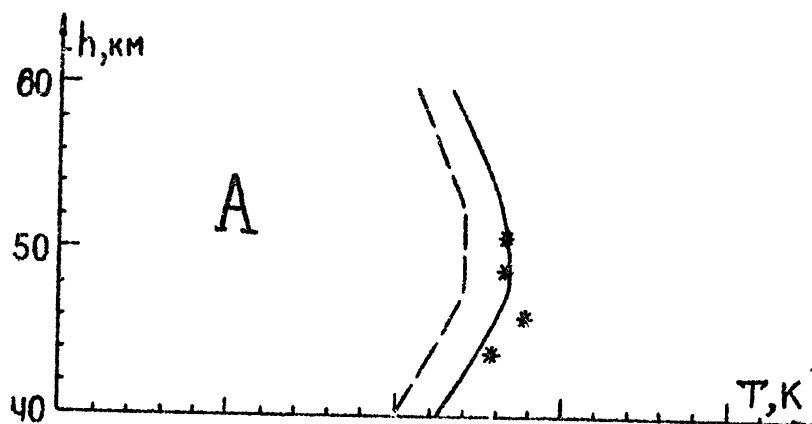


Рис.6. Результаты численного эксперимента восстановления профиля температуры $T(h) = T^c(h) + \sigma_T(h)$ по измерениям с поверхности Земли: сплошная кривая - "истинный" профиль, штриховая кривая - начальное приближение $T^c(h)$, звездочки - восстановленные значения для ошибок радиометрических измерений:

А - $\delta T_p = 0,1$ К, Б - $\delta T_p = 0,3$ К.

нутых комплексных методов ДЗ является наземный метод КВЧ-радиометрического зондирования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ.

В статье сформулирован единый подход к решению задачи о восстановлении профилей температуры в широком интервале высот - от приземного слоя атмосферы до мезосферы из наземных измерений теплового радиоизлучения в спин-вращательной полосе молекулярного кислорода, центрированной к длине волны 5 мм, с помощью радиометрической аппаратуры различного спектрального разрешения. Выполнены обобщенные физические аспекты постановки задачи дистанционного зондирования температуры на различных высотах и обзор основных параметров аппаратуры, а также методов радиометрических измерений и решения соответствующих обратных задач. Возможности дистанционного зондирования проиллюстрированы результатами восстановления температуры в пограничном слое и тропосфере из натуральных радиометрических измерений атмосферного радиоизлучения и примерами численного моделирования радиометрического эксперимента для верхних слоев атмосферы. Обсуждаются тенденции развития наземных дистанционных методов зондирования температуры.

Знание термического режима атмосферы важно как для анализа метеорологических условий в целом, так и для определения характеристик атмосферной диффузии, которая, в частности, определяет рассеяние загрязняющих примесей. Известно [31], что наличие приподнятых инверсий значительно ослабляет турбулентный обмен и это обстоятельство приводит к резкому увеличению интенсивности загрязнения приземного слоя промышленными выбросами, определяет закономерности распространения примесей и особенности их пространственно-временного распределения. Аналогичным образом аномальная стратификация атмосферы влияет на подъем и распространение примесей и в более высоких слоях. Отмеченные обстоятельства тесно связывают проблемы дистанционного зондирования температурного режима атмосферы и дистанционной индикации ее загрязнения как в региональном, так и в глобальном масштабах.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 94-02-05379-а).

Л И Т Е Р А Т У Р А.

1. Troitskij A.V., Gaikovich K.P., Gromov V.D., Kadygrov E.N., Kosov A.S.// IEEE Trans. on Geosc. and Remote Sensing. 1993. V. 31. N 1. P. 116.
2. Westwater E.R., Snider I.B., Carlson A.V.//J. Appl. Meteorology. 1975. V.14. N 4. P. 524.
3. Gaikovich K.P., Markina N.N., Naumov A.P., Sumin M.I., Plechkov V.M.// Intern. J. Remote Sensing. 1983. V.4. N 2. P.419.
4. Westwater E.R., Zhenhui W., Grody N.C., Mc-Millin L.M.//J. Atmosph. and Oceanic Technology. 1985. V.2. N 2. P. 97.
5. Askne J., Skoog G., Winberg E.//Int. J. Remote Sensing. 1985. V.6. N 7. P. 1241.
6. Троицкий А.В.// Изв.ВУЗов. Радиофизика. 1986. Т. 29. N 8. С. 878.
7. Власов А.А., Кадыгров Е.Н., Косов А.С., Струков И.А., Шапошников А.Н.// III Всес. школа по распространению миллиметровых и субмиллиметровых волн в атмосфере. Тезисы докладов. Харьков: ИРЭ АН УССР. 1989. С. 152.
8. Waters J.W.// Nature. 1973. V.242. N 5399. P. 506.
9. Маркина Н.Н.// Радиотехника и электроника. 1996. Т.41. N 2. (в печати).
10. Lenoir W.B.// J.Appl. Phys. 1967. V.38. N 13. P. 3283.
11. Бэрн М., Вольф Э. Основы оптики. М.:Наука. 1973. 719С.
12. Lenoir W.B.// J.Geophy. Res. 1968. V.73. N 1. P. 361.
13. Демин В.В.// Изв.ВУЗов.Радиофизика.1969. Т.12. N 4. С.512.
14. Маркина Н.Н., Наумов А.П., Сумин М.И. К общей постановке обратных задач дистанционного зондирования атмосферы в микроволновом диапазоне. Препринт N 149. Горький: НИРФИ. 1981. 48С.
15. Liebe H.J., Rosenkranz P.W., Hufford G.A.//J. Quant. Spectr. and Radiat. Trans. 1992. V.48. P. 629.
16. Борин В.П., Наумов А.П.// Радиотехника и электроника. 1979. Т.24. N 1. С. 44.
17. Маркина Н.Н., Наумов А.П., Сумин М.И.// Радиотехника и электроника. 1985. Т.30. N 5. С. 851.
18. Waters J.W.// Proc. Seventh Intern. Symp.Remote Sensing of Environment. USA: Univ. of Michigan. 1971. P. 1765.

19. Власов А.А., Кадыгров Е.Н., Косов А.С., Струков И.А., Троицкий А.В., Шапошников А.Н., Анискович В.М.// Исследование Земли из космоса. 1990. N 5. С. 11.
20. Westwater E.R., Decker M.T., Zachs A., Gage K.S. //J.Climate and Appl. Meteorology. 1983. V.22. N 1. P. 126.
21. Hogg D.C. et al.//J.Climate and Appl. Meteorology. 1983. V.22. N 5. P. 807.
22. Троицкий А.В.// П научная конференция "Применение дистанционных радиофизических методов в исследованиях природной среды". Тезисы докладов. М.: ИРЭ РАН. 1992. С.4.
23. Strand O.N., Westwater E.R.//J. Associat. Comput. Machin. 1968.V. 15. N 1. P. 100.
24. Турчин В.Ф.// Журнал вычислительной математики и математической физики. 1967. Т.7. N 6. С. 1270.
25. Тихонов А.Н., Гончарский А.В., Степанов В.В., Ягола А.Г. Регуляризирующие алгоритмы и априорная информация. М.:Наука.1983.200С.
26. Гайкович К.П., Кадыгров Е.Н., Косов А.С., Троицкий А.В. Термическое зондирование пограничного слоя атмосферы в центре линии поглощения кислорода 60 ГГц. Препринт N 322. Н.Новгород: НИРФИ. 1991. 13С.
27. Chahine M.T.//J. Opt.Soc. of America. 1968. V. 58. N 12. P. 1634.
28. Chahine M.T.//J. Atmosph. Sci. 1970. V.27. N 6. P. 960.
29. Гандин Л.С., Каган Р.Л. Статистические методы интерпретации метеорологических данных.-Л.: Гидрометеиздат, 1976. 360С.
30. Логвинов К.Т. Метеорологические параметры стратосферы.-М.: Гидрометеиздат, 1970. 219С.
31. Берлянд М.Е. Современные проблемы атмосферной диффузии и загрязнения атмосферы.-Л.: Гидрометеиздат, 1975. 448С.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Введение	3
1. Общие сведения о радионизлучении атмосферы в полосе O_2 $\lambda 5$ мм	4
2. Исходные соотношения	5
3. Особенности дистанционного зондирования температуры в полосе O_2 $\lambda 5$ мм	10
4. Аппаратура и методики измерений	14
5. Методы решения обратных задач	16
6. Результаты восстановления профилей температуры	20
Заключение	27
Литература	28