

**Научно-исследовательский радиофизический институт
Министерства образования Российской Федерации**

П р е п р и н т N 459

**О МЕТОДОЛОГИИ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ
ДИСТАНЦИОННОГО МОНИТОРИНГА АТМОСФЕРЫ
В МИКРОВОЛНОВОМ ДИАПАЗОНЕ**

Ш.Д. Китай

А.П. Наумов

Нижний Новгород 2000

К и т а й Ш. Д., Н а у м о в А. П. О МЕТОДОЛОГИИ ЧИС-
ЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ДИСТАНЦИОННОГО МОНИТО-
РИНГА АТМОСФЕРЫ В МИКРОВОЛНОВОМ ДИАПАЗОНЕ //

Препринт N 459 – Нижний Новгород : НИРФИ. 2000. 35 с.

УДК 537.876.23 : 519.642.3

Изложена общая методология численного моделирования дистанционного мониторинга атмосферы в микроволновом диапазоне с поверхности Земли. Сформулированы основные этапы процедуры моделирования, включающие выбор метеорологических моделей атмосферы, схем зондирования, методов решения прямых и обратных задач пассивного дистанционного зондирования. Приведены результаты апробации моделей на примерах дистанционного зондирования основных метеорологических параметров – температуры и влажности. Развитый в работе комплексный подход к моделированию радиометрического эксперимента впервые использован для решения задач проектирования наземных микроволновых систем дистанционного зондирования малых газовых составляющих атмосферы антропогенного происхождения.

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы интенсивно ведутся исследования по изучению возможностей и разработке радиометрических систем дистанционного зондирования (ДЗ) в радиодиапазоне, которые, судя по уже полученным результатам, могут успешно дополнять аналогичные системы инфракрасного и оптического диапазонов [1–3]. Радиометрические системы ДЗ предназначены для определения метеорологических и экологических параметров из измерений собственного (теплого) радиоизлучения атмосферы на основе решения соответствующих обратных задач. Физические основы их функционирования изложены в [4, 5]. Эффективность подобных систем в существенной степени определяется оптимальным выбором технических параметров – числом каналов зондирования, их расположением по спектру, достигнутой точностью ДЗ и т.п. Потребность при разработке систем радиометрического зондирования в сочетании достаточной эффективности, доступности цены и приемлемости сроков изготовления приводит к необходимости развития и широкого использования численного моделирования для решения стоящих научно-технических проблем. В настоящее время методы моделирования дистанционных измерений с помощью многоканальной аппаратуры различного спектрального разрешения и в разных участках электромагнитного спектра нашли достаточно широкое практическое применение (см., например, [6, 7]). Развитие математических методов планирования, анализа и интерпретации экспериментов на основе метода редукции измерений осуществлено в [8].

В данной статье излагаются математические модели и алгоритмы, которые используются в НИРФИ при проектировании радиометрических систем микроволнового зондирования атмосферы. Здесь же приведены результаты апробации моделей путем сравнения с экспериментальными данными. При этом мы ограничились рассмотрением соответствующей методики только для наземных систем ДЗ, хотя рассмотренная модель при дополнении ее характеристиками подстилающей поверхности может быть использована для решения аналогичных задач и в спутниковом варианте.

1. О СТРУКТУРЕ МОДЕЛИ РАДИОМЕТРИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ АТМОСФЕРЫ

Процедура моделирования радиометрического зондирования (РЗ) состоит из двух частей : первая из них содержит рассмотрение прямой задачи, цель решения которой определить информативность измеряемых радиохарактеристик атмосферы, вторая часть моделирования заключается в решении обратных задач для различных ошибок ДЗ и, таким образом, апробируются выбранные параметры соответствующих радиометрических систем и реализующиеся точности восстановления искомым величин . Решение прямой и обратной задач ДЗ обычно осуществляется в рамках определенной модели РЗ.

Модель РЗ содержит модель объекта ДЗ, алгоритмы расчетов коэффициентов поглощения и преломления атмосферы, которые составляют радиообраз объекта, а также алгоритмы вычислений

оптических толщин и радиоярких температур атмосферы в произвольном направлении, которые измеряются при ДЗ и являются, таким образом, радиоизображением объекта или, с учетом ограниченного числа приемных каналов, существующего на практике, – квазирадиоизображением объекта [9, 10]. В использованных терминах задачи ДЗ атмосферы сводятся к определению текущих параметров объекта по полученному экспериментальным путем квазирадиоизображению объекта.

2. МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ АТМОСФЕРЫ

В качестве моделей атмосферы, в зависимости от характера решаемых задач, используются :

- массивы результатов аэрологического зондирования атмосферы в определенных регионах земного шара для различных сезонов – модели М1 ;
- стандартные (среднесезонные) модели типа [11–13] – М2 ;
- профили метеоэлементов, которые вычисляются по формулам оптимальной статистической экстраполяции с использованием текущих приземных значений соответствующих величин (статистические модели атмосферы) [14] – М3.

Модели М1 содержат высотные распределения основных метеопараметров атмосферы – температуры, давления и влажности. При моделировании радиометрического эксперимента возникает необходимость в ограничении объема используемой метеорологической информации. Величина выборки устанавливается, исходя из

двух основных аспектов : необходимости существенного уменьшения статистической зависимости результатов и исключения нестационарности процесса при возможном влиянии долгопериодических изменений климата. Интервал временной корреляции (по уровню 0,7) для влажности и температуры составляет ~ 20-30 часов [15]. Второму условию удовлетворяет выборка данных, получаемых в течение 3 – 4 лет. По этим причинам сезонная выборка аэрологических данных обычно составляет около 100 реализаций. Погрешности коэффициентов корреляции σ_r из-за ограниченности объема выборки связаны с истинными значениями оцениваемых выборочных коэффициентов корреляции r и с объемом выборки N соотношением [16]:

$$\sigma_r = \frac{1 - r^2}{\sqrt{N - 1}} \quad (1)$$

Оценки величины σ_r для различных r при $N= 100$ приведены в табл.1.

Таблица 1

Среднеквадратичные ошибки σ_r коэффициентов корреляции r для статистического массива из 100 реализаций.

r	0,95	0,90	0,85	0,80	0,70	0,60
σ_r	0,01	0,019	0,028	0,036	0,05	0,064
r	0,50	0,40	0,30	0,20	0,10	0,0
σ_r	0,075	0,084	0,09	0,096	0,091	0,1

Из таблицы видно, что при значениях $r \geq 0,85$, которые и представляют наибольший практический интерес, реализуются малые погрешности $\sigma_T < 0,03$.

В метеорологической литературе в качестве критерия независимости реализаций часто используется уровень более низкой корреляции (практически $r \sim 0$). В этом случае временной интервал выборки составляет $\sim 1,5 - 3$ суток [15]. Из анализа структурных функций $D_X(t_B)$ следует, что характерное время t_B^0 , при котором прекращается рост $D_X(t_B)$, составляет $\sim 4 - 5$ суток [17]. Использование подобных временных масштабов оправдано, в первую очередь, в задачах прогноза погоды. Выборки метеоданных с $t_B \sim 1$ и 2 суток приводят практически к тем же статистическим связям радиохарактеристик, что и для t_B , значения которых получены в [17].

Наряду с основными параметрами атмосферы статистическому анализу часто подвергаются и характеристики гидрообразований – облаков, туманов, осадков [18].

В моделях M2 представлены среднесезонные высотные распределения температуры, давления, плотности воздуха и их отклонения от средних значений для широт $15^\circ - 80^\circ$ с. ш. При этом высотные границы задания основных параметров атмосферы составляют $\sim 80 - 100$ км. Однако модели M2 не всегда содержат характеристики влажности, и в этом случае они дополняются аппроксимационными высотными распределениями удельной влажности типа экспоненциальной зависимости до высот $h_\Phi = 16$ км и далее постоянными величинами до высот фотодиссоциации водяного пара ($h_\Phi \approx 80$ км). Поскольку аэрологическое зондирование атмосферы стандартно

осуществляется до высот $h_k=30 - 32$ км, то для решения определенного класса задач атмосферной радиометрии, связанных с дистанционным зондированием верхних слоев, включая мезосферу, модели М1 дополняются данными моделей М2 на высотах $h_k < h \leq h_\Phi$.

В основе построения моделей М3 лежат предположения о случайном характере изменений параметров атмосферы и о близости их распределений к нормальному. Эти модели содержат первые и вторые моменты метеозаписей $f(x)$, а также системы эмпирических ортогональных функций $\varphi(x)$, являющихся собственными функциями автокорреляционной функции B_{ff} того или иного метеозаписи, которая рассматривается как симметричное ядро интегрального уравнения Фредгольма

$$\mu\varphi(x) = \int_b^a B_{ff}(x, y)\varphi(y)dy, \quad (2)$$

где μ – собственные числа ядра B_{ff} . В дискретном случае аналогом собственных функций служат собственные векторы автокорреляционной матрицы

$$B_{ff}(x_k, x_l) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N f'_i(x_k)f'_i(x_l). \quad (3)$$

В (3) штрихами обозначены отклонения метеозаписей на высотных уровнях x_k, x_l от средних значений. Для построения автокорреляционных матриц используются эмпирические данные модели М1.

В последние годы наряду с решением задач дистанционного зондирования основных параметров атмосферы осуществляется постановка новых задач экологического мониторинга, связанных с ди-

агностикой примесных компонент антропогенного происхождения, включая малые газовые составляющие (МГС). К этим задачам непосредственно примыкает и проблема контроля состояния озоносферы. Для решения подобных задач модели М1 – М3 должны дополняться статистическими характеристиками исследуемых газовых компонент. В настоящее время соответствующие сведения в целом еще не систематизированы, хотя в литературе приводятся высотные распределения фоновых содержаний ряда МГС. Наиболее полный банк данных имеется только по содержанию озона [19].

Обычно положение о близости распределений метеопараметров к нормальному постулируется, однако для более строгого анализа характера распределений можно оценить параметры асимметрии $\chi_1^f = [B_{ff}^{12}(x_k, x_k)]^2 [B_{ff}^{11}(x_k, x_k)]^{-3}$ и островершинности $\chi_2^f = [B_{ff}^{22}(x_k, x_k)] [B_{ff}^{11}(x_k, x_k)]^{-2}$. Здесь B_{ff}^{11} , B_{ff}^{12} , B_{ff}^{22} вычисляются по формулам, приведенным, например, в [20]. На диаграмме Пирсона (см., рис. 3.4 в [21]) нормальному распределению соответствуют области параметров $\chi_1^f = 0 \div 1$ и $\chi_2^f = 1,8 \div 3$. Количественные значения указанных параметров, полученные по выборке данных модели М1 для основных метеопараметров атмосферы в умеренных широтах Европейской территории России, приведены в табл. 2.

Из сравнения полученных значений χ_1^f и χ_2^f с критериальными величинами нормального распределения видно, что распределения метеорологических параметров атмосферы действительно близки к гауссовым. Аналогичные результаты получены также и для основных радиохарактеристик, представляющих собой квазирадиоизображение атмосферы. Из приведенных оценок следует, что изло-

Таблица 2

Значения параметров асимметрии (χ_1) и островершинности (χ_2) для распределений ряда метеорологических характеристик атмосферы.

Физическая величина	П а р а м е т р ы	
	χ_1	χ_2
Давление	0,0001÷0,04	1,9÷2,4
Температура	0,004÷0,05	1,98÷2,2
Абсолютная влажность	0,08÷0,6	2,1÷2,9
Полная масса водяного пара	0,04	2,4

женная линейная аппроксимация статистической модели атмосферы является вполне достаточной и рассмотрение более общей статистической модели, содержащей моменты выше второго порядка, не приведет в принципе к каким-либо новым результатам. И, наконец, можно констатировать, что модели М1 – М3 взаимно дополняют друг друга.

3. ПРЯМЫЕ ЗАДАЧИ РАДИОМЕТРИЧЕСКОГО МОНИТОРИГА АТМОСФЕРЫ

При дистанционном зондировании атмосферы измеряются

интегральные характеристики – оптическая толщина τ и яркостная температура $T_{я}$, которые в случае наземных наблюдений определяются следующим образом:

$$\tau = \int_0^{\infty} \gamma(l) dl \quad (4)$$

$$T_{я} = \int_0^{\infty} T(l) \gamma(l) \exp\left(-\int_0^l \gamma(l') dl'\right) dl \quad (5)$$

Последняя формула записана в приближении локального термодинамического равновесия и без учета рассеяния электромагнитного излучения. Часто учет рассеяния крупными частицами гидрометеоров в микроволновом диапазоне выполняется в первом приближении теории многократного рассеяния :

$$T_{я} = \int_0^{\infty} T(l) \gamma_{осл}(l) [1 - \Lambda(l)] \exp\left(-\int_0^l \gamma_{осл}(l') dl'\right) dl \quad (6)$$

Более общие выражения для решения уравнения переноса излучения содержатся в ряде монографий (см., например, [22]), а соответствующие формулы для яркостной температуры атмосферы рассмотрены, в частности, в [23].

В выражениях (4) - (6) γ – коэффициент поглощения, $\gamma_{осл}^- = \gamma_r + \gamma_p$, где γ_p и $\gamma_{осл}^-$ – соответственно коэффициенты рассеяния и

полного ослабления энергии, альbedo единичной частицы $\Lambda = \gamma_p / \gamma_{\text{осл}}$. В ясную погоду коэффициент поглощения γ атмосферы определяется молекулярным поглощением основных газовых компонент – кислорода и водяного пара, а также поглощением МГС. Вычисления величины γ основаны на квантовомеханическом подходе. На микроволновый диапазон приходятся вращательные спектры газов и спин-вращательный спектр O_2 . Спектры некоторых примесных газов усложнены тонкой структурой.

Спектральные характеристики атмосферных газов в микроволновом диапазоне представлены в ряде атласов спектральных линий, из которых достаточно полными являются компиляционные атласы GEISA и HITRAN. Данные этих атласов систематически дополняются и уточняются (см., например, [24]). Алгоритмы расчета коэффициентов молекулярного поглощения кислорода и водяного пара обсуждаются в [25], а соответствующие формулы для примесных газов атмосферы с использованием спектральных данных GEISA и HITRAN приведены в [26].

Для решения прямых задач РЗ с целью выбора оптимальных условий зондирования используются два различных подхода. Один из них основан на физическом рассмотрении условий формирования атмосферного радиоизлучения, а другой – на анализе классической меры информации Шеннона.

Каждый из упомянутых подходов позволяет определить интервал информативных высот функционирования системы, оптимальное расположение каналов ДЗ в микроволновом диапазоне и их необходимое количество, требуемые точности ДЗ и спектральное

необходимое количество, требуемые точности ДЗ и спектральное разрешение каналов. Определение перечисленных характеристик радиосистем при разных подходах осуществляется путем анализа различных образов. Так, первый подход включает рассмотрение яркостных температур и их контрастов по спектру и углам зондирования, вариаций интегральных радиохарактеристик, связанных с вариациями метеопараметров атмосферы, статистической зависимости каналов, ядер соответствующих интегральных уравнений, уровней выхода излучения.

Численные значения $T_{\text{я}}$ и их контрасты по спектру и углам зондирования $\Delta T_{\text{я}}$ определяют измеримость соответствующих радиохарактеристик. Вариации яркостных температур $\delta T_{\text{я}}^X$, обусловленные вариациями отдельных метеопараметров атмосферы ($X = T(h), P(h), q(h)$ и т.д., h – высота), устанавливают, по сути дела, необходимые точности ДЗ $\delta T_{\text{р}}$, так как лишь при выполнении условия $\delta T_{\text{р}} < \delta T_{\text{я}}^X$ радиометрические измерения обладают информационной ценностью. Уровни выхода излучения характеризуют информативный интервал высот зондирования, а исключение статистически зависимых каналов позволяет минимизировать количество приемных каналов.

Изложенный подход иллюстрируется результатами, приведенными на рис. 1 – 7, которые дают представление об изменении рассмотренных величин в резонансных областях O_2 $\lambda = 5$ мм; 2,53 мм и H_2O $\lambda = 1,35$ см; 1,64 мм. На рис. 1 воспроизведена из [3] спектральная зависимость яркостной температуры при наземных радиометрических наблюдениях в зенит в полосе O_2 $\lambda = 5$ мм для

средней модели атмосферы. На рис. 2 приведены, согласно [27] с уточненными ширинами спектральных линий, вариации яркостной температуры атмосферы в той же полосе O_2 , которые обусловлены вариациями температурного профиля для стандартной модели атмосферы [12] (сплошная кривая) и для результатов аэрологического зондирования в тропической зоне Атлантического океана (модель M1; пунктирная кривая). На рис. 3 представлены (см. рис. 1 в [28]) вариации яркостной температуры атмосферы в области наиболее длинноволнового резонанса водяного пара, центрированного к $\lambda = 1,35$ см (частота $\nu_0 = 22,235$ ГГц), в Центральной части Европейской

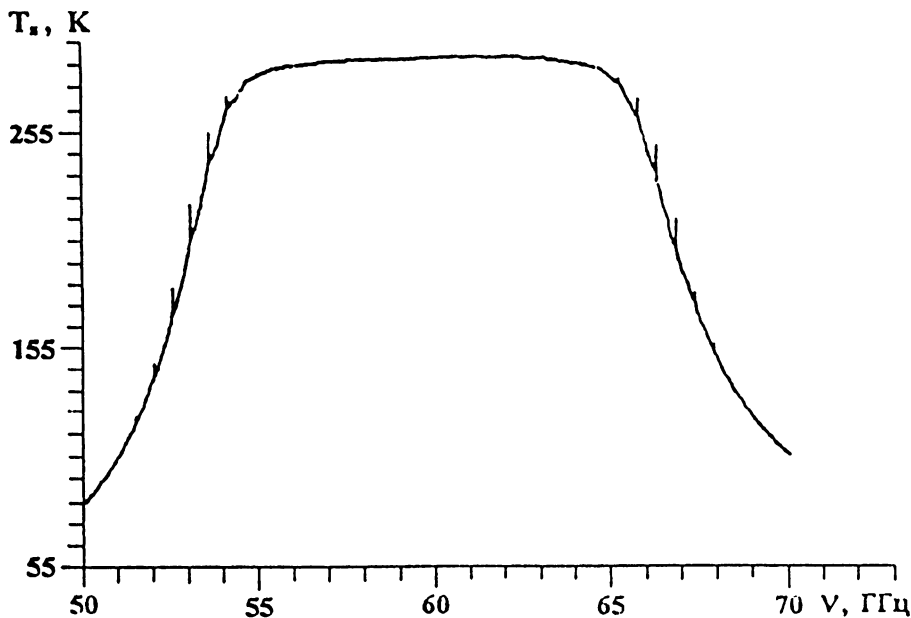


Рис. 1.

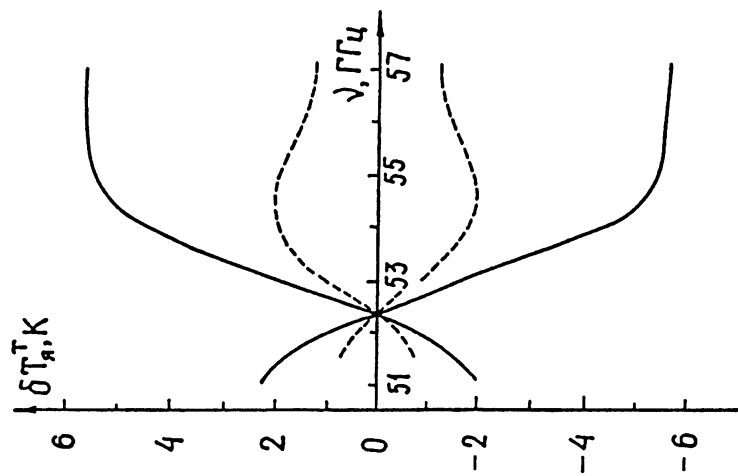


Рис. 2

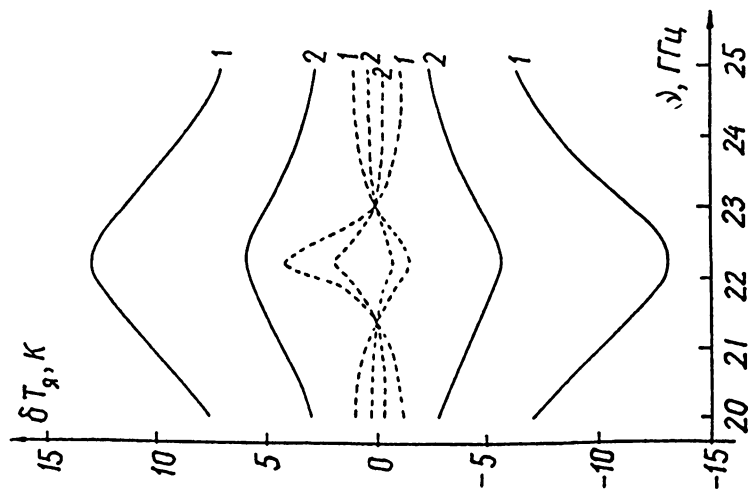


Рис. 3

территории России (ЕТР) в зенитном направлении для летних (кривые 1) и зимних (кривые 2) условий. Сплошные кривые - вариации $\delta T_{\text{я}}^Q$, обусловленные вариациями полной массы водяного пара Q , пунктирные кривые - вариации $\delta T_{\text{я}}^{\alpha}$, обусловленные вариациями показателя экспоненты α в высотной зависимости удельной влажности при фиксированном значении полной массы водяного пара в столбе атмосферы ($Q = \text{const}$).

На двух следующих рисунках приведены результаты оценок вариаций яркостных температур для моделей атмосферы М1 в коротковолновой части миллиметрового диапазона, при наблюдениях в зенитном направлении в Центральной части ЕТР, которые обусловлены вариациями полной массы водяного пара Q (рис. 4) и вариациями высотных профилей влажности при $Q = \text{const}$ (рис. 5). На этих рисунках сплошной кривой обозначены вариации в летний период года, пунктирной кривой – вариации в зимний период. Результаты рис. 4, 5 получены в процессе выполнения данной работы по методике [28].

Уровни выхода H_{λ} атмосферного радиоизлучения в резонансных областях O_2 $\lambda = 5$ мм; 2,53 мм и H_2O $\lambda = 1,64$ мм, которые определялись из условия
$$\int_0^{H_{\lambda}} \gamma(h) dh = 1$$
, приведены на рис. 6,7

На рис. 6 представлены зависимости H_{λ} от частоты в области $\nu = 45-75$ ГГц (спин-вращательная полоса O_2) для зенитного угла радиометрических наблюдений и моделей атмосферы [11] : пунктир – годовая атмосфера 15° с. ш., сплошная кривая – летняя атмосфера

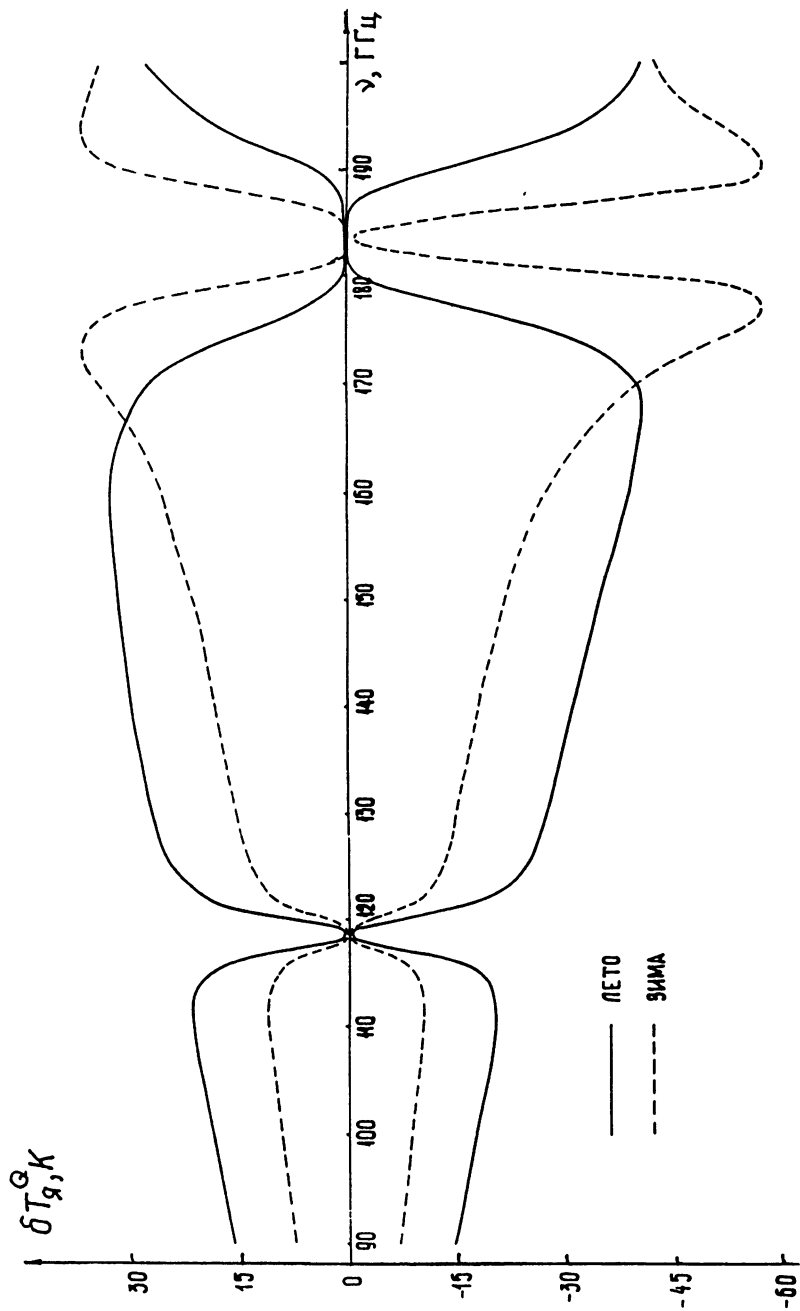


Рис. 4

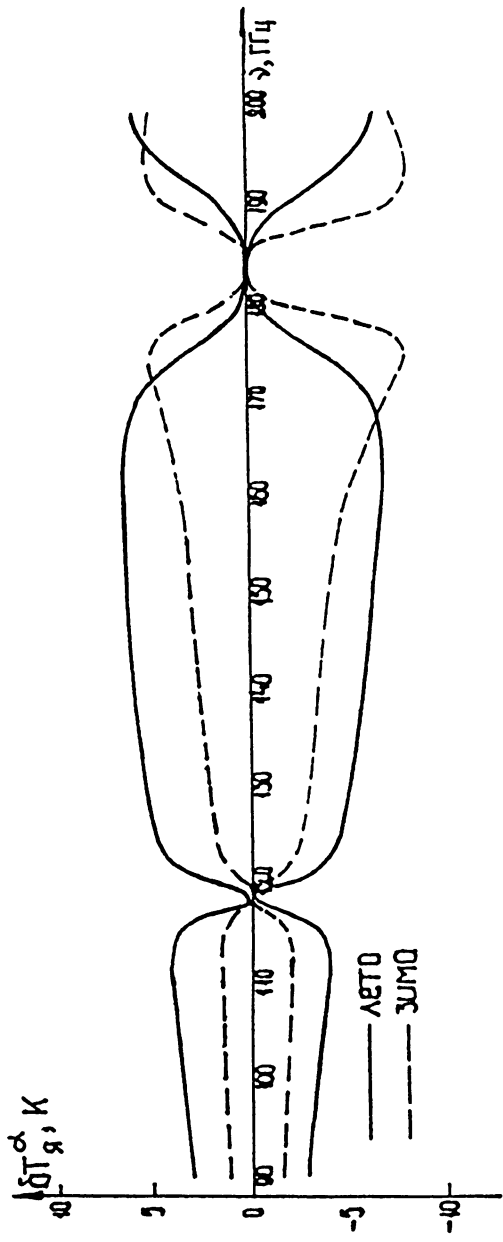


Рис. 5

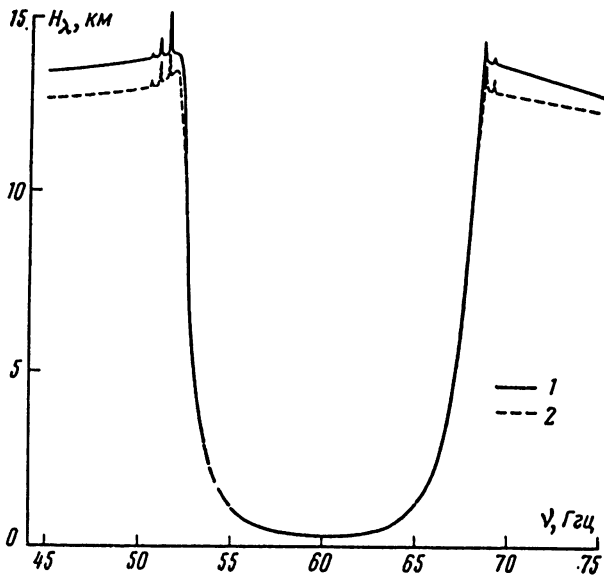


Рис. 6

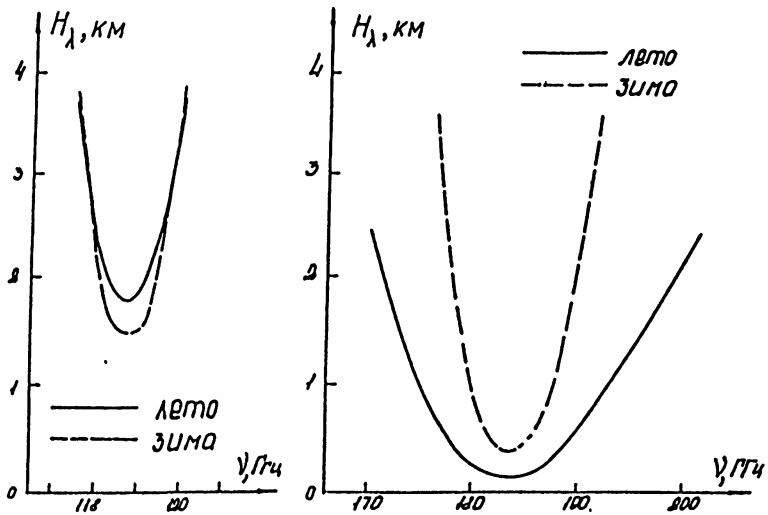


Рис. 7.

60° с. ш. На рис. 7 изображены значения уровней выхода атмосферного излучения в области коротковолновых резонансов миллиметрового диапазона $O_2 \lambda 2,53$ мм и $H_2O \lambda 1,64$ мм : сплошные кривые относятся к летним значениям H_λ , пунктирные кривые - к зимним значениям H_λ .

На основе физического анализа характеристик атмосферы в микроволновом диапазоне, фрагменты которых представлены на рис. 1–7, и с привлечением аналогичных характеристик, описывающих угловую структуру радиоизлучения, были сделаны выводы, которые послужили теоретической базой при планировании и проектировании ряда радиометрических систем ДЗ – в области $\lambda 1,35$ см для исследования влагосодержания атмосферы и в области $\lambda 5$ мм для термического зондирования (см.[29, 30]).

Другой подход к оптимизации условий ДЗ метеопараметров атмосферы основан, как отмечалось выше, на анализе количества информации по Шеннону [31, 32]. Этот метод получил пока менее широкое применение для решения прямых задач ДЗ по сравнению с изложенным физическим подходом, однако в последние годы он используется для анализа информативности спектральных измерений в инфракрасном диапазоне со спутников (см., например, [33]). Суть метода информации по Шеннону в применении к микроволновому диапазону состоит в максимизации количества информации $I(X, T_{я})$, содержащейся в нормальном m -мерном векторе яркостных температур $T_{я}$ относительно другого n -мерного нормального случайного вектора метеопараметров X . Согласно [34] это количество информации можно записать в виде

$$I(X, T_{\text{я}}) = 0,5 \log \frac{\det B_{\text{xx}} \det B_{T_{\text{я}}T_{\text{я}}}}{\det B_{\text{x}T_{\text{я}}}}, \quad (7)$$

где B_{xx} – матрица ковариаций вектора X , $B_{T_{\text{я}}T_{\text{я}}}$ – матрица ковариаций вектора яркостной температуры $T_{\text{я}}$, $B_{\text{x}T_{\text{я}}}$ – матрица ковариаций совместного вектора $(X, T_{\text{я}})$. Все матрицы B_{xx} , $B_{\text{x}T_{\text{я}}}$, $B_{T_{\text{я}}T_{\text{я}}}$ предполагаются невырожденными. Ниже приведены примеры отражения величиной $I(T, T_{\text{я}})$ структуры радиоизлучения атмосферы в микроволновом диапазоне.

На рис. 8, 9 изображена нормированная величина количества информации $I_{\text{H}}(T, T_{\text{я}}) = I(T, T_{\text{я}}) / I_{\text{max}}(T, T_{\text{я}})$, вычисленная для летних условий года при зенитном направлении наземного зондирования ($\theta=0^\circ$, рис. 8) и при $\theta=85^\circ$ (рис. 9). Кривые 1, 4 характеризуют информативность слоя 0–1 км, кривые 2,5 относятся к слою 0–2 км, кривые 3,6 характеризуют тропосферу в целом. Кривые 1–3 построены для ошибок измерений $\delta T_{\text{p}} = 1,5$ К, кривые 4–6 – для ошибок $\delta T_{\text{p}} = 0,5$ К.

Сравнение результатов, приведенных на рис. 8,9, с результатами решения той же прямой задачи путем вычислений и анализа физических радиохарактеристик атмосферы (рис. 1, 2) свидетельствует, что основные особенности структуры радиоизлучения находят сходные по полноте отражения в упомянутых подходах (повышенная информативность относительно высотных распределений температуры резонансных областей O_2 λ 5 мм и λ 2,53 мм, предпочтительность зондирования температуры в полосе λ 5 мм по сравнению

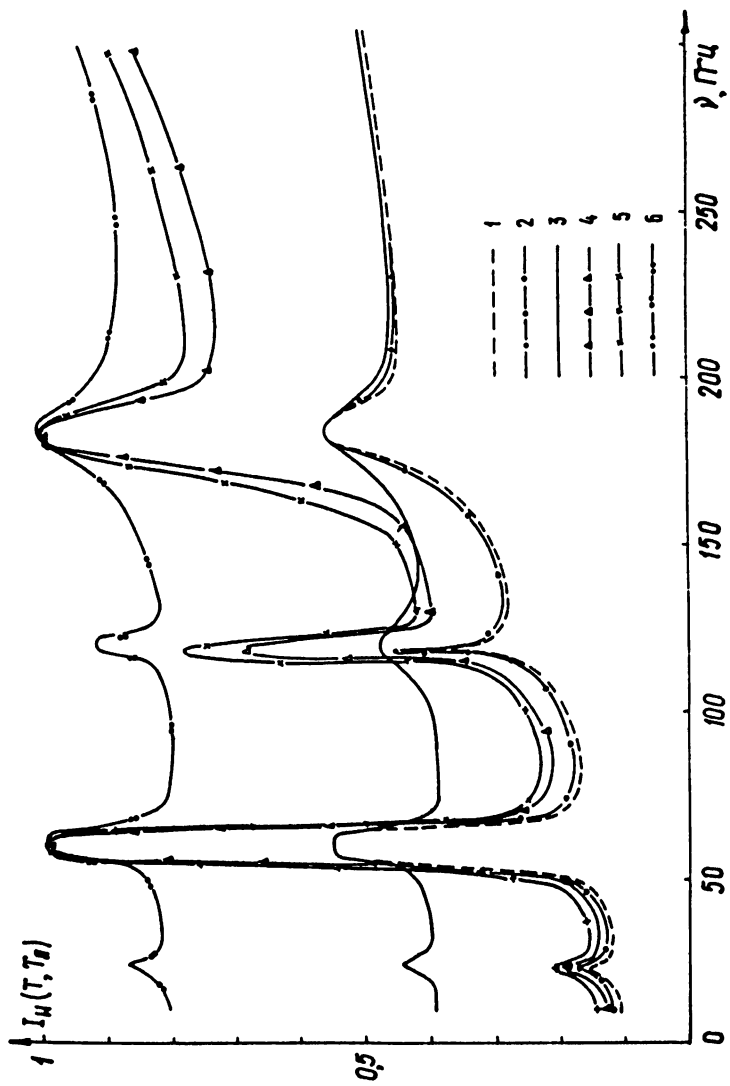


Рис. 8

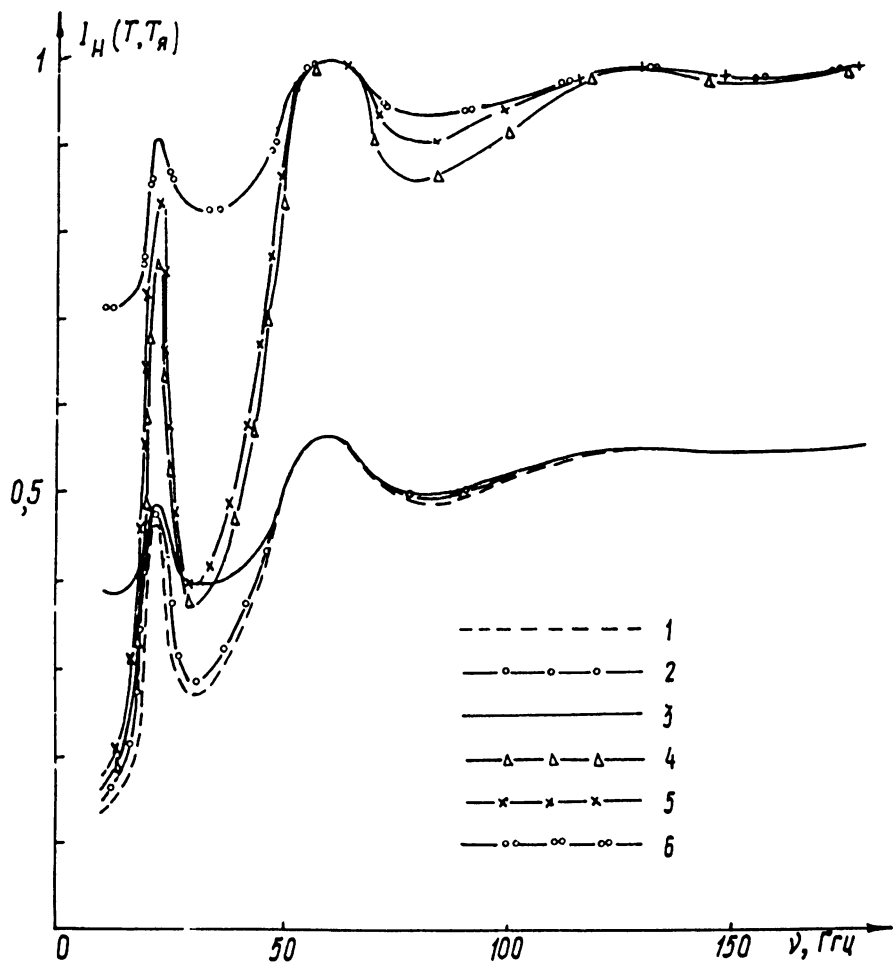


Рис.9.

с областью изолированного резонанса λ 2,53 мм, преобладающий вклад в излучение нижних слоев атмосферы в центре полосы λ 5 мм и т.п.), хотя и реализуются в различных образах.

Специфичность формы отражения величиной $I_H(T, T_{\text{я}})$ условий формирования теплового радиоизлучения выражается в количественных значениях I и во взаимном расположении между собой величин I , соответствующих различным слоям атмосферы и точностям ДЗ.

Аналогичное рассмотрение значений $I_H(q, T_{\text{я}})$ для ряда наборов частот в резонансных областях водяного пара λ 1,35 см и λ 1,64 мм выполнено в [32]. Показано некоторое (небольшое по величине) возрастание I для тех спектральных наборов, которые содержат резонансную длину волны вращательного перехода λ 1,35 см, и более заметное увеличение I при включении в схему ДЗ длин волн вблизи коротковолнового резонанса λ 1,64 мм.

Численное моделирование радиометрического эксперимента на этапе решения прямой задачи предусматривает определение характеристик излучения и поглощения по модельным и (или) текущим распределениям метеопараметров атмосферы с добавлением случайных нормально распределенных погрешностей измерений с заданной дисперсией, моделируемых, например, при помощи генератора случайных чисел. Полученные таким образом величины яркостных температур или оптических толщин используются при решении обратных задач ДЗ по замкнутой схеме.

Отметим, что перспективность использования коротковолнового резонанса λ 1,64 мм для дистанционного определения высот

ных распределений влажности впервые установлена именно при анализе меры информативности по Шеннону в [32]. Численные характеристики улучшения точности восстановления профилей влажности, обусловленного включением в схему ДЗ канала λ 1,64 мм, были получены позднее на основе использования общего выражения для вариаций яркостных температур атмосферы, которое позволило провести корректную линеаризацию исходного интегрального уравнения [41]. Указанное обстоятельство свидетельствует как о необходимости сочетания различных подходов к решению прямой задачи, так и о целесообразности решения прямой и обратной задач в рамках численного моделирования радиометрических экспериментов для получения наиболее полных выводов о возможностях последних.

4. ОБРАТНЫЕ ЗАДАЧИ РАДИОМЕТРИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Обратные задачи ДЗ, т.е. определение высотных распределений метеозлементов по измеренным или смоделированным значениям $T_{я}$, являются в общем случае нелинейными и некорректными в математическом смысле и сводятся в большом числе случаев к решению интегрального уравнения Фредгольма 1 рода:

$$\int_a^b K(h, y)X(h)dh = f(y, \delta), \quad (8)$$

где $X(h)$ – искомое решение, $f(y, \delta)$ – радиохарактеристика атмосферы, измеренная при параметрах y (длина волны, угол ДЗ) с ошибкой δ , $K(h, y)$ – ядро уравнения

Для решения подобных уравнений разработаны специальные регуляризирующие алгоритмы, которые различаются характером используемой дополнительной априорной информации об искомом решении и могут быть разделены на два широких класса – детерминированных и статистических. В детерминированных методах используется априорная качественная информация о принадлежности решения определенному множеству функций, а в статистических методах вводятся вероятностные ограничения на искомую функцию. Среди детерминированных методов наиболее разработанными в настоящее время представляются метод регуляризации на компакте и метод регуляризации А.Н. Тихонова [35]. Из статистических методов решения некорректных обратных задач широкое применение получил метод статистической регуляризации [36], в ряде работ используется также регрессионный метод [37, 38].

Выбор тех или иных алгоритмов зависит от степени нелинейности и некорректности конкретной задачи, а также от характера имеющейся априорной информации. Эффективность этого выбора обычно подтверждается путем сопоставления погрешностей восстановления высотных распределений метеопараметров по замкнутой схеме с априорной (сезонной, климатической) неопределенностью исследуемых параметров, а также с погрешностями оптимальной статистической экстраполяции и при возможности с точностями решения обратной задачи из результатов натуральных наблюдений.

Такой общий подход был осуществлен при решении задачи термического зондирования с поверхности Земли в спин-вращательной полосе $O_2 \lambda 5$ мм, что подробно изложено в [3]. Кратко приведем основные результаты [3]:

а) В пограничном слое атмосферы (высоты $h \leq 0,5$ км) высотные профили температуры определялись по характеристикам радиоизлучения в центре полосы $O_2 \lambda 5$ мм. Обратная задача решалась регрессионным методом (ранее, в [39], аналогичная задача была решена методом А.Н. Тихонова). Средняя точность восстановления составляет 0,1 – 0,2 К для гладких профилей и 0,3 – 0,6 К для профилей с инверсией (ошибка измерений $\delta T_p = 0,05$ К).

б) В тропосфере ($h \approx 0,5 - 7$ км) высотные профили температуры определялись по характеристикам радиоизлучения на склонах полосы $O_2 \lambda 5$ мм. Ошибки восстановления температуры тропосферы составляют 0,3 – 2,5 К (погрешности измерений δT_p в зависимости от угла измерений изменяются от 0,5 до 1,5 К). Полученные результаты восстановления температуры в пограничном слое атмосферы и в тропосфере апробированы данными натурных радиометрических измерений с поверхности Земли в различных регионах ЕТР.

в) В верхней стратосфере и нижней мезосфере ($h \approx 35-55$ км), где уже сказывается влияние геомагнитного поля и происходит расщепление спин-вращательных линий O_2 на отдельные зеемановские компоненты, оценки точности восстановления высотных профилей температуры получены для моделируемых радиометрических измерений высокого спектрального разрешения.

Аналогичный подход был реализован при решении задачи влажностного зондирования с поверхности Земли. Задача ДЗ влажности обладает рядом существенных особенностей, связанных, в первую очередь, с нелинейностью исходного интегрального уравнения, а также с весьма различающейся информативностью резонансов H_2O , центрированных к λ 1,35 см и λ 1,64 мм, в которых и осуществляется обычно постановка упомянутой задачи. Результаты, иллюстрирующие эффективность комплексного подхода к задаче влажностного зондирования атмосферы, приведены в [28, 32, 40, 41].

Полученные результаты по термическому и влажностному зондированию позволили сформулировать основные требования к соответствующим радиометрическим системам, на основе которых в НИРФИ были разработаны и созданы радиометрические комплексы [29, 30, 42].

Одной из наиболее актуальных задач в настоящее время является создание системы оперативного мониторинга малых газовых составляющих (МГС) атмосферы. Подобные исследования выполняются в оптике (лидарное зондирование) и в ИК диапазоне. Микроволновая диагностика МГС может успешно дополнять перечисленные методы. Физические основы радиотеплолокационного зондирования МГС в микроволновом диапазоне изложены в [43]. На основе материалов [43] и дополнительного исследования спектральных контрастов радиохарактеристик атмосферы в резонансных областях примесей в [5] сформулированы рекомендации к инструмен-

тальной реализации радиометрической системы микроволнового мониторинга загрязнения атмосферы.

В данной работе физический подход к анализу условий зондирования примесных компонент дополнен оценками количества информации, содержащейся в значениях яркостных температур вблизи микроволновых резонансов, приходящихся на миллиметровый диапазон длин волн. В связи с недостатком достоверной метеорологической информации о высотных распределениях примесей для построения соответствующих ковариационных матриц B_{XX} (см.(7)) была использована методика моделирования априорного ансамбля данных [44]. Оценки подтвердили информационную ценность измерений яркостных температур в наиболее сильных линиях рассмотренного диапазона для наземной схемы наблюдений. Так, информативность линии озона $10_{-8} - 10_{-10}$ (142,18 ГГц) примерно в 1,8 раза превышает информативность линии $6_{-4} - 6_{-6}$ (110,84 ГГц); информативность измерений яркостных температур вблизи резонанса окиси углерода 230,54 ГГц (квантовый переход $J = 2 \rightarrow 1$) в $\sim 1,4$ раза выше информативности измерений в области 115,27 ГГц ($J = 1 \rightarrow 0$).

Приведенный результат по информативности спектральных линий озона в существенной степени отражает соотношения интенсивностей рассматриваемых линий. Однако оптимизация условий ДЗ связана также с учетом влияния «мешающих факторов» на мониторинг МГС. С этой точки зрения ДЗ в достаточно интенсивной линии 110 ГГц по своему качеству практически не уступает услови-

ям ДЗ в линии 142 ГГц. Об этом свидетельствуют и многочисленные экспериментальные результаты ДЗ озона [45].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенные в данной статье методы численного моделирования дистанционного мониторинга атмосферы в микроволновом диапазоне, основанные на физическом анализе радиохарактеристик и количественной меры информации по Шеннону, взаимно дополняют друг друга.. Это утверждение справедливо как для ДЗ основных метеопараметров атмосферы (температуры, давления, влажности), так и для диагностики газовых примесей. Изложенные результаты используются для проектирования радиометрических систем ДЗ. Так. многоканальная система зондирования температуры и влажности в тропосфере с поверхности Земли уже построена и успешно функционирует в НИРФИ.

В статье изложено дополнительное обоснование возможностей создания в ближайшем будущем радиометрической системы для определения концентраций примесных газовых компонент в нижних слоях атмосферы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кондратьев К.Я., Тимофеев Ю.М. Метеорологическое зондирование атмосферы из космоса. – Л.: Гидрометеиздат. 1978. 280 с.
2. Лазерное зондирование тропосферы и подстилающей поверхности (под ред. В.Е. Зуева). – Новосибирск: Наука. 1987. 262 с.
3. Наумов А.П., Ошарина Н.Н., Троицкий А.В. // Изв Вузов Радиопизика. 1999. Т. 42. N 1. С. 45.
4. Башаринов А.Е., Гурвич А.С., Егоров С.Т. Радиоизлучение Земли как планеты. – М.: Наука. 1974. 188 с.
5. Наумов А.П., Ошарина Н.Н., Троицкий А.В. КВЧ технологии пассивного мониторинга антропогенного загрязнения атмосферы. Препринт N 452. Н. Новгород : НИРФИ. 1999. 40 с.
6. Kostsov V.S., Polyakov A.V., Timofeyev Yu.M. et al. // Исследование Земли из космоса. 1999. N 3. С. 21.
7. Романов С.В., Рублев А.Н., Троценко А.Н. и др. // Исследование Земли из космоса. 2000. N 1. С. 58.
8. Пытьев Ю.П. Математические методы интерпретации эксперимента. – М.: Высшая школа. 1989. 352 с.
9. Розенберг Г.В. // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1976. Т. 12. N 11. С. 1159.
10. Наумов А.П. // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1979. Т. 15. N 2. С. 175.
11. U.S. Standard Atmosphere Supplements. 1966.
12. Глаголев Ю.А. Справочник по физическим параметрам атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат. 1970. 212 с.

13. Атмосфера.. Справочник. – Л. Гидрометеиздат. 1991. 510 с.
14. Малкевич М.С. Оптические исследования атмосферы со спутников. – М.: Наука. 1973. 303 с.
15. Татарская М.С. Труды ГГО. 1973. Вып. 308. С. 110.
16. Гандин Л.С., Захаров В.И., Целнай Р. Статистическая структура метеорологических полей. Будапешт. 1976. 365 с.
17. Гайкович К.П. Тезисы докладов III Всесоюзной конференции по перспективным методам планирования и анализа экспериментов при исследовании случайных полей и процессов. – М.: МЭИ. 1988. Ч.П. С. 87.
18. Облака и облачная атмосфера. Справочник (под ред. И.П. Мазина, А.Х.Хргиана).– Л.: Гидрометеиздат. 1989. 648 с.
19. Кадыгрова Т.В. // Изв. АН. Физика атмосферы и океана. 1995. Т. 31. N 1. С. 57.
20. Борин В.П., Наумов А.П. // Изв. ВУЗов. Радиофизика. 1980. Т. 23. N 12. С. 1518.
21. Зажигаев Л.С., Кишьян А.А., Романиков Ю.И. Методы планирования и обработки результатов физического эксперимента. - М.: Атомиздат. 1978. 232 с.
22. Tsang L., Kong J.A., Shin R.T. // Theory of microwave remote sensing.- N.Y. : Wiley. 1985. P. 613.
23. Колдаев А.В., Мельничук Ю.В., Ошарин А.М., Троицкий А.В. // Изв. ВУЗов. Радиофизика. 1999. Т. 42. N 6. С. 528.
24. Rothman L.S., Rinsland C.P., Goldman A. et al. // J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer. 1998. V. 60. N 5. P. 665.

25. Зиничева М.Б., Наумов А.П. // Изв. ВУЗов. Радиофизика. 1997. Т. 40. N 6. С. 1463.
26. Наумов А.П., Ошарина Н.Н. // Изв. ВУЗов. Радиофизика. 1997. Т. 40. N 6. С. 722.
27. Ершов А.Т., Наумов А.П. // Изв. ВУЗов. Радиофизика. 1974. Т. 17. N 11. С. 1610.
28. Наумов А.П., Рассадовский В.А. // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1978. Т. 14. N 7. С. 716.
29. Волохов С.А., Рассадовский В.А., Троицкий А.В. Тезисы докладов межведомственного Всесоюзного совещания "Статистические методы обработки данных и системы дистанционного зондирования окружающей среды". – Минск: БГУ. 1983. С. 11.
30. Волохов С.А., Рассадовский В.А., Троицкий А.В., Синенко А.В. // Радиотехника. 1984. N 4. С. 62.
31. Покровский О.М. // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1969. Т. 5. N 12. С. 1324.
32. Китай Ш.Д., Наумов А.П., Сумин М.И. // Изв. ВУЗов. Радиофизика. 1979. Т. 22. N 9. С. 1050 (Статья депонирована в ВИНТИ, рег. N 3079-79. Деп. от 16 августа 1979 г.)
33. Успенский А. Б., Троценко А. Н., Рублев А. Н., Романов С.В. // Исследование Земли из космоса. 1999. N 1. С. 79.
34. Гельфанд И.М., Яглом А.М. // Успехи математических наук. 1957. Т. 12. N 1. С. 3 .
35. Тихонов А. Н., Гончарский А. В., Степанов В. В., Ягола А.Г. Регуляризирующие алгоритмы и априорная информация. – М: Наука. 1983.200 с

36. Турчин В.Ф., Козлов В.П., Малкевич М.С.// УФН. 1970. Т.102. N 3. С. 345.
37. Westwater E.R. Ground-based determination of temperature profiles by microwaves . Thesis of Dissertation. USA, University of Colorado. 1970. P 128.
38. Гайкович К.П, В сб.: Труды 1-й Всесоюзной школы-симпозиума по распространению миллиметровых и субмиллиметровых волн в атмосфере. М.: ИРЭ АН СССР. 1983. С. 296.
39. Troitskij A.V., Gaikovich K.P., Gromov V.D. et al. // IEEE Trans. on Geosc. and Remote Sensing. 1993. V. 31. N 1. P. 116.
40. Китай Ш.Д., Рассадовский В.А. // Изв. ВУЗов. Радиофизика. 1981. Т 24. N 6. С 680.
41. Gaikovich K.P., Markina N.N., Naumov A.P. et al. // Int. J. Remote Sens. 1983. V. 4. N 2. P. 419.
42. Рассадовский В.А., Горячев Н.К. // Изв. ВУЗов. Радиофизика. 1983. Т. 26. N 7. С. 895.
43. Китай Ш.Д., Наумов А.П., Ошарина Н.Н. // Вестник Московского университета. Серия 3. Физика. Астрономия. 1998. N 4. С. 62.
44. Бирюлина М.С. // Метеорология и гидрология. 1981. N 4. С. 45.
45. Красильников А.А., Куликов Ю.Ю., Рыскин В.Г., Федосеев Л.И. // III Всероссийская научная конференция «Применение дистанционных радиофизических методов в исследованиях природной среды». / Сб. докладов. – Муром : МИ ВлГУ.1999. С. 61.

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

В в е д е н и е	3
1. О структуре модели радиометрического зондирования атмосферы	4
2. Метеорологические модели атмосферы	5
3. Прямые задачи радиометрического мониторинга атмосферы	10
4. Обратные задачи радиометрического зондирования.	25
З а к л ю ч е н и е	30
Л и т е р а т у р а	31