

УДК 621.371.242:551.501.8

**ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВЫСОТНЫХ ПРОФИЛЕЙ КОЭФФИЦИЕНТА
ПРЕЛОМЛЕНИЯ АТМОСФЕРЫ В ОПТИЧЕСКОМ И СВЧ
ДИАПАЗОНАХ ВОЛН ПО ЕЕ ТЕПЛОВОМУ РАДИОИЗЛУЧЕНИЮ***

Н. Н. Маркина, А. П. Наумов, М. И. Сумин

Исследованы точности определения высотных профилей приведенного показателя преломления N атмосферы в оптическом и радиодиапазонах по восстановленным из данных радиометрического зондирования в областях резонансов поглощения O_2 ($\lambda \sim 5$ мм) и H_2O ($\lambda \sim 1,64$ мм, $\lambda \sim 1,35$ см) значениям метеоэлементов. На основании численных статистических экспериментов показано, что при реализующихся точностях наземных измерений яркостных температур атмосферы среднеквадратичные ошибки определения N составляют $\sim 1-3$ ед. N в радиодиапазоне и $\sim 0,3-1,5$ ед. N в оптическом диапазоне волн на высотах $h \leq 6$ км при отсутствии облаков. Обсуждается влияние облачности на точность восстановления зависимости $N(h)$ в радиодиапазоне.

1. Постановка задачи. Развитие техники астрономических и радиоастрономических исследований, повышение точности координатных измерений небесных тел, расширение класса задач, решаемых методами интерферометрии, включая радиоинтерферометрию со сверхдлинными базами, требуют оперативного знания с достаточной точностью в различных диапазонах волн рефракции R и электрической длины пути L электромагнитного излучения в атмосфере. В ряде работ (см., например, [3-5]) рассмотрены и проанализированы регрессионные алгоритмы связи рефракции и электрической длины пути радиоволн (ЭДПР) с радиояркостными температурами T_y атмосферы, которые характеризуют одно из наиболее эффективных (в смысле достижимых точностей) направлений определения текущих значений этих характеристик по всей толщине атмосферы. При определении тех же рефракционных характеристик на трассах распространения электромагнитного излучения внутри атмосферы (а такие задачи возникают в геодезических и метеорологических исследованиях) точность регрессионных соотношений рассмотренного в [3-5] типа, как правило, уменьшается, поскольку возникают трудности в общем согласовании структуры и путей формирования атмосферного радиоизлучения (определяющих значения T_y) и характеристик рефракции (R, L) на различных конечных трассах. Аналогичные проблемы возникают и при прогнозировании рефракции в оптическом диапазоне волн. С другой стороны, ясно, что знание высотных профилей приведенного показателя преломления N и горизонтальной стратификации атмосферы позволяет находить рефракционные характеристики для трасс любой протяженности, исходя непосредственно из физического определения соответствующих величин.

Одно из новых и развивающихся направлений получения текущей информации о высотных профилях $N(h)$ состоит в определении значений N по восстановленным из результатов дистанционного зондирования атмосферы метеорологическим элементам: температуре $T(h)$, общему давлению $P(h)$ и парциальному давлению водяного пара $e(h)$,

* Результаты данной работы частично были доложены на XIV Всесоюзной конференции по распространению радиоволн (г. Ленинград, 1984 г.) [1] и представлены на IX Международной конференции по инфракрасным и миллиметровым волнам (Япония, 1984 г.) [2].

так как зависимость приведенных показателей преломления в радио- и оптическом диапазонах волн от метеоэлементов выражается хорошо известными соотношениями (см. (1), (2)). Из дистанционных методов зондирования атмосферы широкое распространение получили методы термического зондирования в ИК диапазоне [6, 7] и радиотеплолокации [8, 9]. Систематически ведутся также исследования радиоакустических и лазерных методов дистанционного зондирования, а в последние годы интенсивно развиваются и рефрактометрические методы получения метеоинформации.

В статье представлены результаты по изучению возможностей определения высотных профилей $N(h)$ в оптическом и СВЧ диапазонах волн с использованием метеоэлементов, восстановленных из наземных измерений атмосферного радиоизлучения в резонансных областях O_2 (длины волны $\lambda \sim 5$ мм) и H_2O ($\lambda \sim 1,35$ см, $\lambda \sim 1,64$ мм). Основная задача заключалась в статистической оценке точностей определения зависимости $N(h)$ и в установлении высотных интервалов, на которых дистанционные измерения метеоэлементов обладают ценностью для решения этой задачи, т. е. уменьшают априорную неопределенность в количественных значениях $N(h)$.

Сформулированная задача представляется несложной, так как величины $N(h)$ получаются путем подстановки значений восстановленных метеоэлементов в соотношения (1), (2). Однако при вычислении подобным образом значений $N(h)$ возникает проблема апробации полученных значений (по крайней мере, на этапе отработки методики), что требует постановки специальных измерений профилей $N(h)$ для сравнения их с соответствующими восстановленными величинами. Решение задачи по оценке точности восстановления $N(h)$ упрощается, если среднеквадратичные ошибки определения приведенных показателей преломления атмосферы в СВЧ и оптическом диапазонах волн выразить через среднеквадратичные ошибки восстановления метеоэлементов, которые уже достаточно надежно апробированы на данном этапе. Такое решение задачи позволяет проанализировать и структуру апостериорной неопределенности величин $N(h)$. Упомянутый путь решения задачи излагается ниже.

Определение высотных профилей $N(h)$ осуществляется по метеоэлементам, восстановленным из результатов радиотеплолокационного зондирования атмосферы в одном пункте. Поэтому выполненные оценки дают представление о точностях восстановления профилей коэффициентов преломления на горизонтальных расстояниях, сравнимых с радиусами корреляции метеоэлементов.

2. Описание коэффициентов преломления атмосферы. Приведенный показатель преломления безоблачной атмосферы в радиодиапазоне определяется формулой [10, 11]

$$N = (n - 1)10^6 = K_1 \frac{P_d}{T} + K_2 \frac{e}{T} + K_3 \frac{e}{T^2} \simeq K_1 \frac{P}{T} + K_3 \frac{e}{T^2}, \quad (1)$$

а в оптическом диапазоне — формулой [12, 13]

$$N_{\text{опт}} = (n_{\text{опт}} - 1)10^6 = K_{\text{опт}} \frac{P}{T}. \quad (2)$$

В соотношениях (1), (2) использованы стандартные обозначения: n и $n_{\text{опт}}$ — коэффициенты преломления атмосферы соответственно в СВЧ и оптическом диапазонах волн, P_d , e и P — давление сухого воздуха, парциальное давление водяного пара и полное атмосферное давление в миллибарах, T — абсолютная температура. Коэффициент K_1 характеризует вклад электронных и колебательных спектров «сухих» газов атмосферы. В литературе обычно принимаются значения $K_1 = 77,607 \pm 0,013$ К/мбар и $K_{\text{опт}} = 78,6$ К/мбар (для $\lambda = 0,6$ мкм).

Коэффициенты K_2 и K_3 характеризуют влажную часть коэффициента преломления атмосферы в радиодиапазоне. Значение K_2 определяется вкладом электронной и колебательной частей спектра, а также вкладом линий вращательного спектра H_2O , приходящихся на инфракрасный диапазон. Величина K_3 определяется вкладом основной части вращательного спектра водяного пара, расположенной в миллиметровом и субмиллиметровом ($\lambda > 10 \text{ мкм}$) диапазонах волн. Константы K_2 и K_3 обычно определяются эмпирически, и обзор их численных значений, полученных к началу 60-х годов, содержится в известной монографии Бина и Даттона [10], а результатов, полученных позднее, — в недавно опубликованной работе Хилла и др. [14].

Достижения последних лет в спектроскопии водяного пара, в частности составление достаточно полных атласов линий H_2O [15–17], позволили выполнить работы и по теоретическому определению коэффициентов K_2 и K_3 уравнения (1). Для коэффициента K_3 такая работа с вращательными линиями $-\text{H}_2\text{O}$ была проведена в НИРФИ в конце 60-х годов [18], а для определения коэффициента K_2 аналогичная работа с учетом инфракрасных линий H_2O выполнена сотрудниками ряда лабораторий США в начале 80-х годов [14]. В теоретических расчетах коэффициентов K_2 , K_3 используются предельные выражения квантово-механических соотношений для диэлектрической проницаемости газа на частотах $v \ll v_{ij}$ (v_{ij} — резонансные частоты молекул).

В табл. 1 представлены экспериментальные [19–21] и теоретические [14, 18] значения коэффициентов K_2 и K_3 . Видно, что результаты некоторых авторов заметно отличаются между собой (ср. например, экспериментальные данные [20, 21]). Однако различия во влажных частях N из-за неопределенности в коэффициентах K_2 и K_3 в общем невелики: они составляют летом по модулю $\sim 0,3$ – $0,5$ ед. N (0,09%–0,15% от среднесезонного значения N) вблизи поверхности Земли и уменьшаются до $\sim 0,03$ ед. N (0,02%) на высоте $h \approx 5 \text{ км}$ в центральной части ЕТ СССР. Заметим, что общая точность соотношения (1) оценивается приближенно в 0,5% [10]. Указанные различия в коэффициентах преломления приводят к отличию в рефракционных характеристиках атмосферы, которые меньше погрешностей современного прогноза астрономической рефракции [4, 5]. К таким же по порядку величины разностям N приводит и использование уточненной (из квантово-механических выражений) температурной зависимости влажных частей N : $\tilde{K}_2(e/T^{m_2})$ и $\tilde{K}_3(e/T^{m_3})$, $m_2 = 1,0565 \pm 0,0050$ [14], $m_3 = 1,97$ [14, 18].

Таблица 1

Авторы	K_2 , К/мбар	K_3 , К ² /мбар
Бирнбаум, Четтерджи [19]	$71,4 \pm 5,8$	$(3,747 \pm 0,029) \cdot 10^5$
Будурис [20]	$72 \pm 10,5$	$(3,754 \pm 0,03) \cdot 10^5$
Жевакин, Наумов [18]		$(3,785 \pm 0,076) \cdot 10^5$
Тайер [21]	$64,79 \pm 0,08$	$(3,776 \pm 0,004) \cdot 10^5$
Хилл и др. [14]	98 ± 1	$(3,583 \pm 0,003) \cdot 10^5$

С учетом изложенного мы использовали в работе соотношение (1) для N в радиодиапазоне с температурными показателями $m_2 = 1$, $m_3 = 2$ и с коэффициентами K_2 , K_3 согласно [19]. Эти коэффициенты близки к средним значениям по результатам измерений большинства авторов и характеризуются умеренной дисперсией.

3. Формулы для среднеквадратичных ошибок определения N и $N_{\text{опт}}$. Из дистанционных измерений атмосферного излучения обычно восстанавливаются зависимости температуры T и удельной влажности q от давления P на определенных уровнях $T(P)$, $q(P)$. Поэтому для последующих процедур парциальное давление водяного пара, входящее в

соотношение (1), удобно выразить через общее атмосферное давление и удельную влажность с помощью соотношения [22]: $e = Pq(0,62197 \cdot 10^3 + 0,37803q)^{-1} \approx a^{-1}Pq$. В этой формуле e и P выражены в миллибарах, q — в г/кг, $a = 0,62197 \cdot 10^3$.

Дифференцируя соотношения (1), (2), с учетом зависимости $e(P, q)$ находим выражения для вариаций приведенных показателей преломления в СВЧ и оптическом диапазонах волн:

$$\delta N = \frac{1}{T} \left(K_1 + \frac{K_3}{a} \frac{q}{T} \right) \delta P - \frac{P}{T^2} \left(K_1 + \frac{2K_3}{aT} q \right) \delta T + \frac{K_3}{a} \frac{P}{T^2} \delta q; \quad (3)$$

$$\delta N_{\text{опт}} = \frac{K_{\text{опт}}}{T} \delta P - \frac{K_{\text{опт}} P}{T^2} \delta T. \quad (4)$$

Выполнив усреднение выражения (3) по ансамблю данных, получаем следующую формулу для среднеквадратичных отклонений приведенного показателя преломления в радиодиапазоне:

$$\begin{aligned} \sigma_N = & \left[\frac{1}{M^2 - 1} \sum_{l=1}^M (\delta N_l)^2 \right]^{1/2} = \left[\left(\frac{K_1}{T} + \frac{K_3}{a} \frac{q}{T^2} \right)^2 \sigma_p^2 + \right. \\ & + \left(\frac{K_1 P}{T^2} + 2 \frac{K_3 P q}{a T^3} \right)^2 \sigma_T^2 + \left(\frac{K_3 P}{a T^2} \right)^2 \sigma_q^2 - \frac{2P}{T^3} \left(K_1 + \frac{2K_3}{aT} q \right) \times \\ & \times \left(K_1 + \frac{K_3}{aT} q \right) r_{PT} \sigma_P \sigma_T + \frac{2K_3 P}{a T^3} \left(K_1 + \frac{K_3}{aT} q \right) r_{Pq} \sigma_P \sigma_q - \\ & \left. - \frac{2K_3 P^2}{a T^4} \left(K_1 + \frac{2K_3}{aT} q \right) r_{Tq} \sigma_T \sigma_q \right]^{1/2}. \end{aligned} \quad (5)$$

В (5) M — число реализаций в ансамбле, σ_X — среднеквадратичные отклонения метеоэлементов ($X \equiv P$, либо $X \equiv T$, либо $X \equiv q$), r_{PT} , r_{Pq} , r_{Tq} — коэффициенты корреляции метеоэлементов. По формуле (5) вычисляются климатические среднеквадратичные отклонения приведенного показателя преломления, если в качестве σ_X использовать соответствующие климатические отклонения метеоэлементов. По этой же формуле можно вычислить и среднеквадратичные ошибки восстановления σ_N^B приведенного показателя преломления, если в качестве σ_X использовать среднеквадратичные ошибки восстановления метеоэлементов σ_X^B . Каждый из рассмотренных нами ансамблей содержал примерно 100 реализаций (результатов аэрологического зондирования или результатов восстановления метеоэлементов) для каждого из среднесезонных месяцев (январь, июль) в Центральной части ЕТ СССР. Объем исходных данных для статистических расчетов выбирался, с одной стороны, из условия обеспечения достаточной статистической независимости реализаций, а с другой — из условия необходимости исключения нестационарности процесса при возможном влиянии долгопериодических изменений климата (подробнее см. [41]). Выборка в 100 значений обеспечивает точность оценок коэффициентов корреляции $\sim 0,05$ — $0,01$ в интервале значений $r \approx 0,70$ — $0,95$ [42]. При расчетах σ_N и σ_N^B по формуле (5) мы использовали среднесезонные значения P , T , q . Погрешности такой аппроксимации (5) при вычислении σ_N^B составляют по порядку величины $\sim \delta T/T^2$.

Аналогичным образом из соотношений (2), (4) получается выражение и для среднеквадратичных отклонений приведенного показателя преломления атмосферы в оптическом диапазоне:

$$\sigma_{N_{\text{опт}}} = \left[\left(\frac{K_{\text{опт}}}{T} \right)^2 \sigma_p^2 + \left(\frac{K_{\text{опт}} P}{T^2} \right)^2 \sigma_T^2 - \frac{2K_{\text{опт}}^2 P}{T^3} r_{PT} \sigma_P \sigma_T \right]^{1/2}. \quad (6)$$

Соотношение (6) можно получить и из выражения (5), если в последнем (в соответствии с (2)) занулить характеристики влажности (q , σ_q) и коэффициент K_1 заменить на коэффициент $K_{\text{опт}}$.

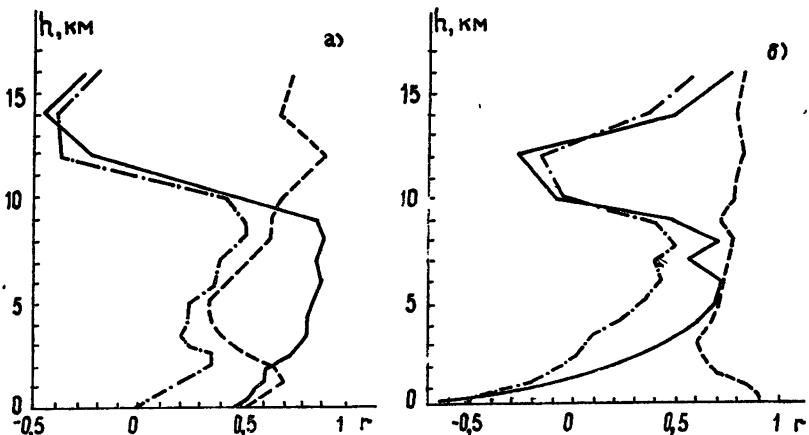


Рис. 1. Высотная зависимость коэффициентов корреляции r метеоэлементов в центральной части ЕТ СССР:
сплошные кривые — r_{PT} , пунктир — r_{Tq} , штрихпунктир — r_{Pq} , а) — лето, б) — зима.

Коэффициенты корреляции метеоэлементов, которые входят в формулы (5), (6), вычисленные по результатам аэрологического зондирования атмосферы, приведены на рис. 1. О характере широтных изменений коэффициентов корреляции можно судить при сравнении приведенных результатов с результатами аналогичных расчетов для других климатических зон, содержащимися в монографии [6]. Из рисунка видно:

1) в летних условиях коэффициенты корреляции r_{PT} , r_{Pq} , r_{Tq} , как правило, положительны в тропосфере ($h \leq 10$ км). В наибольшей степени ($r \sim 0,8\text{--}0,9$) коррелируют между собой значения давления и температуры на высотах $h \approx 3\text{--}9$ км. В нижних слоях атмосферы ($h \leq 2$ км) коэффициент корреляции между удельной влажностью и температурой составляет $\sim 0,5\text{--}0,7$;

2) в зимних условиях в тропосфере наиболее выражена корреляция между влажностью и температурой ($r_{Tq} \approx 0,6\text{--}0,9$). В нижних слоях атмосферы ($h \leq 1,5\text{--}2$ км) значения r_{PT} и r_{Pq} принимают отрицательные значения.

В соответствии с (5), (6) и данными рис. 1 дисперсии показателей преломления атмосферы вблизи поверхности Земли связаны со среднеквадратичными отклонениями метеоэлементов следующими соотношениями:

в СВЧ диапазоне летом

$$\sigma_N^2 = 0,10\sigma_P^2 + 1,68\sigma_T^2 + 46,9\sigma_q^2 - 0,38\sigma_P\sigma_T - 0,018\sigma_P\sigma_q - 8,90\sigma_T\sigma_q, \quad (7)$$

зимой —

$$\sigma_N^2 = 0,096\sigma_P^2 + 1,54\sigma_T^2 + 78,0\sigma_q^2 + 0,50\sigma_P\sigma_T - 3,10\sigma_P\sigma_q - 20,3\sigma_T\sigma_q, \quad (8)$$

в оптическом диапазоне летом

$$\sigma_{N_{\text{опт}}}^2 = 0,069\sigma_P^2 + 0,78\sigma_T^2 - 0,21\sigma_P\sigma_T, \quad (9)$$

зимой —

$$\sigma_{N_{\text{опт}}}^2 = 0,088\sigma_P^2 + 1,30\sigma_T^2 + 0,44\sigma_P\sigma_T. \quad (10)$$

В табл. 2 приведены среднеквадратичные климатические вариации приведенных показателей преломления (σ_N , $\sigma_{N_{\text{опт}}}$), вычисленные на высотах $h \approx 0,5\text{--}10$ км по результатам аэрологического зондирования

атмосферы для летнего и зимнего периодов года в Центральной части Европейской территории СССР, а также среднеквадратичные ошибки статистической экстраполяции тех же профилей (σ_N^a , $\sigma_{N_{\text{опт}}}^a$) по приземным значениям N_0 , $N_{0 \text{ опт}}$ и соответствующим автокорреляционным матрицам [6, 23]. Соотношения между значениями σ_N и $\sigma_{N_{\text{опт}}}$ на различных высотах и в разные сезоны интерпретируются на основе изложенных физических положений, количественных данных рис. 1 и выражений типа (7)–(10).

Таблица 2

h, км	СВЧ диапазон				Оптический диапазон			
	σ_N , ед. N		σ_{N^a} , ед. N		$\sigma_{N_{\text{опт}}}$, ед. N		$\sigma_{N_{\text{опт}}^a}$, ед. N	
	Лето	Зима	Лето	Зима	Лето	Зима	Лето	Зима
0,5	13,3	4,9	3,7	1,8	4,6	9,7	1,3	2,3
1	10,4	4,3	4,7	3,2	4,2	7,6	1,7	3,3
2	8,6	4,7	7,3	4,1	3,5	5,8	2,4	3,3
3	7,8	3,7	6,2	3,3	2,3	4,5	1,9	2,9
4	6,1	2,7	4,8	2,3	1,7	3,4	1,6	2,4
5	4,1	2,2	3,4	1,8	1,5	2,8	1,4	2,2
6	2,7	2,1	2,4	1,8	1,3	2,4	1,2	2,0
7	1,8	3,6	1,7	3,5	1,2	3,6	1,2	3,6
8	1,4	2,0	1,4	1,8	1,2	2,0	1,2	2,0
10	2,0	3,0	2,0	2,9	2,0	3,1	1,7	3,1

Определение высотных профилей $N(h)$, $N_{\text{опт}}(h)$ по результатам дистанционного зондирования является эффективным в том высотном интервале, где соответствующие среднеквадратичные ошибки ($\sigma_N^a(h)$, $\sigma_{N_{\text{опт}}}^a(h)$) удовлетворяют условиям $\sigma_N^a(h) < \sigma_N^b(h)$, $\sigma_{N_{\text{опт}}}^a(h) < \sigma_{N_{\text{опт}}}^b(h)$.

4. Точности восстановления профилей $N(h)$ и $N_{\text{опт}}(h)$ по результатам радиотеплолокационного зондирования. Техника восстановления метеоэлементов из радиотеплолокационных измерений атмосферного излучения отработана в настоящее время достаточно хорошо [5, 9, 24–28]. В качестве исходного уравнения радиотеплолокационного зондирования удобно использовать выражение для вариаций радиояркостных температур атмосферы $\delta T_{\text{я}}$ [29]:

$$\delta T_{\text{я}} = \int_0^{H_I} \{\delta T(l) \bar{\gamma}(l) + \delta \gamma(l) [T(l) - T_{\text{я}}(l)]\} \exp\left(-\int_0^l \bar{\gamma}(l') dl'\right) dl. \quad (11)$$

В (11) γ — коэффициент поглощения, $T_{\text{я}}(l) = \int_l^{H_I} T(l') \gamma(l') \exp\left(-\int_l^{l'} \gamma(l'') dl''\right) dl'$, dl — элемент пути распространения атмосферного излучения.

Решение интегрального уравнения (11) методом статистической регуляризации имеет вид

$$\delta X^b = [K_{\text{я}}^* V K_{\text{я}} + (B_{XX}^*)^{-1}]^{-1} K_{\text{я}}^* V \delta T_{\text{я}}. \quad (12)$$

В (12) $X = T$ или $X = q$, $K_{\text{я}}$ — матрица, соответствующая ядру интегрального уравнения, V — матрица ошибок измерения, B_{XX}^* — модифицированная ковариационная матрица, $*$ означает транспонирование.

Восстановление высотных профилей температуры из натурных измерений атмосферного излучения в полосе O_2 $\lambda \sim 5$ мм выполняется в НИРФИ с 1973 г. [25]. Первоначально для восстановления использовались измерения атмосферного излучения на фиксированной частоте ($\nu \sim 53,5$ ГГц) при трех-четырех зенитных углах (угломестное зонди-

рование атмосферы). С начала 80-х годов в НИРФИ функционирует спектральная система термического зондирования (четыре канала в полосе $O_2 \lambda \sim 5$ мм), основные характеристики которой приведены в [30]. Угломестное и спектральное зондирование в полосе $\lambda \sim 5$ мм, в принципе, эквивалентны при соответствующем выборе частот и углов зондирования, но многоканальное зондирование в одном направлении (например, в зенит) позволяет получать информацию из определенного пространственного объема, и в этом случае уменьшается возможное влияние пространственных неоднородностей на результаты радиотеплолокационных измерений.

Результаты натурного зондирования в области $\lambda \sim 5$ мм подтвердили адекватность статистического моделирования радиометрического эксперимента по восстановлению профилей температуры, которое обычно предшествует натурным исследованиям (оптимизация условий зондирования) и на последующих этапах используется для полноты получения статистических сведений. При сравнении результатов прямых и косвенных (дистанционных) измерений метеоэлементов приходится считаться как с ошибками восстановления искомых величин, так и с ошибками аэрологического зондирования атмосферы, которое является пока единственным стандартом прямых измерений. В численном эксперименте можно отвлечься от ошибок аэрологических измерений и совокупность зондовых профилей метеоэлементов рассматривать как многообразие реализаций. Подобный подход позволяет проводить исследования для реальных ансамблей метеоэлементов и в явном виде выделить ошибки восстановления.

С учетом изложенного для оценок точности определения высотных профилей $N(h)$ и $N_{\text{опт}}(h)$ мы использовали результаты статистических экспериментов по дистанционному зондированию атмосферы в области $\lambda \sim 5$ мм, которые получены в [5, 31]. Согласно этим данным среднеквадратичные ошибки восстановления температуры σ_T^b при реализующихся в настоящее время точностях радиометрических измерений ($\delta T_p \approx 1 - 1,5$ К [32]) составляют 0,3 К летом и 1,1 К зимой на уровне $P = 950$ мбар, 1,5 — 1,7 К на уровне $P = 700$ мбар и возрастают до 2,4 — 3,1 К при $P = 400$ мбар. Близкие результаты получены также в работах [9, 24].

Задача влажностного зондирования атмосферы с поверхности Земли решена в [27]. Результаты [27] апробированы натурными измерениями атмосферного излучения в линии $H_2O \lambda \sim 1,35$ см [5]. Использование измерений в миллиметровом резонансе $H_2O \lambda \sim 1,64$ мм улучшает результаты восстановления влажности в нижних слоях атмосферы ($h \leq 1$ км) примерно в два раза. Согласно [5, 27] относительные среднеквадратичные ошибки σ_q^b/q восстановления влажности в летних условиях при использовании каналов зондирования в линиях $\lambda \sim 1,35$ см и $\lambda \sim 1,64$ мм ($\delta T_p \approx 1,5 - 2$ К) составляют ~4% на уровне $P = 950$ мбар, 14% на уровне $P = 700$ мбар и возрастают до ~40% при $P = 400$ мбар.

Высотные профили давления вычисляются по барометрической формуле с использованием восстановленных значений температуры $T^b(h)$. Ошибки при таком определении давления составляют $\sigma_p^b \leq 2 - 2,5$ мбар на высотах $h \leq 5$ км [33].

В табл. 3 приведены значения среднеквадратичных ошибок определения приведенного показателя преломления атмосферы в оптическом (σ_N^b) и в СВЧ диапазонах (σ_N^a) волн, полученные с использованием указанных выше величин $\sigma_T^b(P)$, $\sigma_q^b(P)$, σ_p^b по формулам (5), (6) для летнего периода года, когда вклад влажности в значения $N(h)$ является наибольшим. Из сравнения данных табл. 2, 3 видно, что на достаточно протяженном высотном интервале ($h \leq 6$ км)* наземные радиотеплолокационные измерения существенно уменьшают априорную

* Уровням давления $P = 500$ мбар и $P = 400$ мбар летом соответствуют средние высоты $h = 5,69$ км и $h = 7,34$ км.

Неопределённость в текущих значениях N , $N_{\text{опт}}$ *. На этих высотах выполняются условия $\sigma_N^b < \sigma_N^a < \sigma_N$ и $\sigma_{N_{\text{опт}}}^b < \sigma_{N_{\text{опт}}}^a \leq \sigma_{N_{\text{опт}}}$.

Таблица 3

Среднеквадратичные ошибки определения приведенного показателя преломления атмосферы в оптическом ($\sigma_{N_{\text{опт}}}^b$) и СВЧ (σ_N^b) диапазонах волн по метеоразделам, восстановленным из измерений нисходящего радиоизлучения атмосферы в резонансных областях O_2 и H_2O (численные эксперименты), летний период года, центральная часть ЕТ СССР

P , мбар	σ_N^b , ед. N	$\sigma_{N_{\text{опт}}}^b$, ед. N
950	2,0	0,3
880	2,6	0,4
700	2,5	0,9
500	1,5	0,8
400	1,1	1,1

Повышение точности радиотеплолокационного зондирования (даже до $\delta T_p \approx 0,1$ К) мало улучшает результаты восстановления температуры в нижних слоях атмосферы и уменьшает неопределенность в знании профиля $T(h)$ на высотах $\sim 3 - 7$ км только на 25 — 35%. В [34] развиваются идеи синхронных (наземных и спутниковых) радиометрических измерений атмосферного излучения в полосе $O_2 \lambda \sim 5$ мм, которые расширяют интервал высот с приемлемыми для многих задач значениями ошибок σ_T^b . Перспективы повышения точности восстановления метеоразделов при наземном зондировании, а, следовательно, и улучшение результатов по определению профилей приведенных показателей преломления связаны с использованием комплексных методов дистанционного зондирования. В [28, 35, 36] показано, что использование дополнительной информации о высоте тропопаузы и об инверсионных слоях влажности в нижней атмосфере, которая может быть получена активными методами (с помощью радиолокации, лазерного зондирования и т. д.), уменьшает ошибки восстановления профилей температуры и влажности на соответствующих высотах.

В заключение статьи остановимся на двух вопросах:

— на соотношении между точностями статистической экстраполяции и восстановления численных значений $N(h)$ в радиодиапазоне и точностью исходной формулы (1);

— на возможном влиянии жидкокапельных гидрометеоров на точность определения N по радиотеплолокационным данным.

Повышение точности определения высотных профилей $N(h)$ с помощью различных методик, включая дистанционное зондирование атмосферы, имеет смысл до значения, характеризующего точность формулы (1), которая, как отмечалось выше, составляет 0,5%. Из табл. 2, 3 и формулы (1) следует, что априорная неопределенность значений $N(h)$ на высотах $h \approx 0 - 3$ км составляет $\sigma_N/\bar{N} \approx 4,5 - 3,5\%$. Статистическая экстраполяция профилей N уменьшает эту неопределенность до $\sigma_N^b/\bar{N} \approx 1,2 - 2,8\%$, а использование восстановленных метеоразделов для определения $N(h)$ по (1) приводит к погрешности $\sigma_N^b/\bar{N} \approx 0,65 - 1,1\%$. Указанные значения подчеркивают эффективность определения профилей $N(h)$ по радиотеплолокационным данным в относительном масштабе и свидетельствуют о том, что по этой методике точность определения приведенного показателя преломления в нижних слоях атмосферы уже приближается к точности исходной формулы (1).

Приведенные выше результаты получены для ясной атмосферы. Гидрометеоры оказывают влияние на точность восстановления метеор-

* Результаты табл. 3 отличаются от данных, приведенных в [1] для радиодиапазона, тем, что в [1] нами оценивались максимально возможные среднеквадратичные ошибки восстановления $N(h)$ (все слагаемые в (5) брались положительными).

Элементов и приводят к дополнительному слагаемому ΔN в формуле (1). В [37] показано, что приращение радиояркостной температуры из-за наличия облаков на частотах радиотеплолокационного зондирования атмосферы в полосе $O_2 \lambda \sim 5$ мм сравнимо с точностью измерений T_a при водозапасах $W \simeq 0,08 - 0,1 \text{ кг}/\text{м}^2$. Результаты [37] хорошо согласуются с экспериментальными данными [38]. Указанные значения W соответствуют наиболее вероятным водозапасам высококучевых (Ac), слоисто-кучевых (Sc) и слоистых (St) облаков. Эти облака практически не влияют на результаты восстановления высотных профилей температуры. В [38] отмечается, что возрастание систематической ошибки в W приводит к смещению надоблачного участка восстановленного профиля $T(h)$ на величину $\sim 1 \text{ К}$ на каждые $0,1 \text{ кг}/\text{м}^2$ ошибки в величине водозапаса *. В меньшей степени исследовано влияние облаков на точность восстановления высотных профилей влажности.

Вклад ΔN гидрометеоров в приведенный показатель преломления атмосферы на основе формулы Клаузиуса — Мосотти для диэлектрической проницаемости гетерогенной системы составляет [39]

$$\Delta N = \frac{3}{2} \frac{\epsilon - 1}{\epsilon + 2} w. \quad (13)$$

В (13) w — удельная водность гидрообразования в $\text{г}/\text{м}^3$, ϵ — диэлектрическая проницаемость воды. Формула Клаузиуса — Мосотти справедлива при выполнении соотношений $\lambda \gg a_k$, $\lambda \gg s_k$ (длина волны много больше размеров капель a_k и расстояний s_k между ними). В облаках $s_k \simeq 0,1 \text{ см}$, в дождях $s_k \simeq 10 \text{ см}$ [40]. Таким образом, в микроволновом диапазоне формулу (13) можно применять к описанию преломляющих свойств облаков. Из (13) и табл. 3 следует, что при $w \leq 0,6 - 0,8 \text{ г}/\text{м}^3$ вклад жидкокапельной фракции в значения показателя преломления пренебрежимо мал по сравнению с ошибками восстановления высотных профилей $N(h)$: $\Delta N \ll \sigma_N^b$; и формулой (1), таким образом, можно пользоваться при определении N по радиотеплолокационным данным для многих типов облаков, включая, кроме перечисленных выше, также кучевые (Cu), кучево-дождевые (Cb) и слоисто-дождевые (Ns) облака.

Для мощных кучевых облаков (Cu cong) следует уже учитывать добавок ΔN , так как он становится сравнимым с ошибками и может превышать ошибки восстановления σ_N^b показателя преломления по формуле (1).

Приведенные количественные результаты характеризуют общие возможности определения высотных профилей показателя преломления атмосферы в оптическом и СВЧ диапазонах волн по радиотеплолокационным данным.

ЛИТЕРАТУРА

- Маркина Н. Н., Наумов А. П., Сумин М. И. Тезисы докладов XIV Всесоюзной конференции по распространению радиоволн. — М.: Наука, 1984, ч. 2, с. 14.
- Markina N. N., Naumov A. P., Sumin M. I. — In: Ninth Internat. Conference on Infrared and Millimeter Waves (Conference Digest). — Japan, 1984, p. 469.
- Shaper L. W., Staelin D. H., Waters J. W. — Proc. IEEE, 1970, 58, № 2, p. 272.
- Gallop M. A., Telford L. F. — Radio Sci., 1973, 8, № 10, p. 819; 1975, 10, № 11, p. 935.
- Gaiikovich K. P., Markina N. N., Naumov A. P., Plechkov V. M., Sumin M. I. — Internat. J. Remote Sensing, 1983, 4, № 2, p. 419.
- Малкевич М. С. Оптические исследования атмосферы со спутников. — М.: Наука, 1973. — 303 с.
- Кондратьев К. Я., Тимофеев Ю. М. Метеорологическое зондирование атмосферы из космоса. — Л.: Гидрометеоиздат, 1978. — 280 с.
- Башаринов А. Е., Гурвич А. С., Егоров С. Т. Радиоизлучение Земли как планеты. — М.: Наука, 1974. — 188 с.
- Remote Sensing of Atmospheres and Oceans / Ed. A. Deepak. — New York: Academic Press, 1980. — 637 р.
- Бин Б. Р., Даттон Е. Дж. Радиометеорология. — Л.: Гидрометеоиздат, 1971. — 362 с.

* Высотная зависимость среднеквадратичных ошибок восстановления температуры из радиотеплолокационных данных в облачную погоду рассмотрена также в [38].

11. Жевакин С. А., Наумов А. П.—Радиотехника и электроника, 1967, 12, № 6, с. 955; 1967, 12, № 7, с. 1147; 1967, 12, № 8, с. 1339.
12. Справочник по геофизике.—М.: Наука, 1965.
13. Колосов М. А., Шабельников А. В. Рефракция электромагнитных волн в атмосферах Земли, Венеры и Марса.—М.: Сов. радио, 1976.—220 с.
14. Hill R. J., Lawrence R. S., Priestley J. T.—Radio Sci., 1982, 17, № 5, p. 1251.
15. Жевакин С. А., Наумов А. П.—Изв. вузов—Радиофизика, 1963, 6, № 4, с. 674.
16. Mc Clatchey R. A., Benedict W. S., Clough S. A., Burch D. E., Cliffee R. F., Fox K., Rothman L. S., Garing J. S.—AFCRL-TR-73-0096, 1973.
17. Internat. Tables of selected constants, v. 19. Water vapour line parameters from microwave to medium infrared / By J.-M. Flaud, C. Camy-Peyret, R. A. Toth.—Oxford, New York: Pergamon Press, 1981.—259 p.
18. Жевакин С. А., Наумов А. П.—Радиотехника и электроника, 1968, 13, № 6, с. 1092.
19. Birnbaum G., Chatterjee S. K.—J. Appl. Phys., 1952, 23, № 2, p. 220.
20. Boudouris G.—J. Res. NBS, 1963, D67, № 6, p. 631.
21. Thayer G. D.—Radio Sci., 1974, 9, № 10, p. 803.
22. Хргиан А. Х. Физика атмосферы.—Л.: Гидрометеоиздат, 1969.—648 с.
23. Борин В. П., Наумов А. П.—Изв. вузов—Радиофизика, 1980, 23, № 12, с. 1518.
24. Westwater E. R.—Monthly Weather Review, 1972, 100, № 1, p. 15.
25. Ершов А. Т., Лебский Ю. В., Наумов А. П., Плечков В. М.—Изв. АН СССР, Сер. ФАО, 1975, 11, № 12, с. 1220.
26. Алешин В. И., Наумов А. П., Плечков В. М., Сумин М. И., Троицкий А. В.—Изв. вузов—Радиофизика, 1977, 20, № 2, с. 198.
27. Маркина Н. Н., Наумов А. П., Сумин М. И. Препринт НИРФИ № 149.—Горький, 1981, 48 с.
28. Askne J. I. H., Skoog B. G.—IEEE Trans. Geosci. and Remote Sensing, 1983, GE-21, № 3, p. 320.
29. Маркина Н. Н., Наумов А. П., Сумин М. И.—Радиотехника и электроника, 1985, 30, № 5, с. 851.
30. Волохов С. А., Кузнецова М. Г., Рассадовский В. А., Троицкий А. В. Тезисы докладов Всесоюзного совещания по рефракции электромагнитных волн в атмосфере.—Томск: ТФ СО АН СССР, 1983, с. 244.
31. Наумов А. П., Сумин М. И., Троицкий А. В. Proc. of the 5-th USSR-Japan Electronics Sympos. on «Radiophysical Methods in Environmental Investigation».—Japan: Tokai Res. and Inform. Center Tokai Univ., 1979, p. 59.
32. Сумин М. И., Троицкий А. В.—Изв. АН СССР. Сер. ФАО, 1977, 13, № 10, с. 1090.
33. Китай Ш. Д., Наумов А. П., Сумин М. И.—Изв. АН СССР. Сер. ФАО, 1979, 15, № 12, с. 1316.
34. Westwater E. R., Grody N. C.—J. Appl. Meteorology, 1980, 19, № 12, p. 1438.
35. Westwater E. R., Decker M. T., Zachs A., Gage K. S.—J. Climate and Appl. Meteorology, 1983, 22, № 1, p. 126.
36. Askne J. I. H.—Proc. Nowcasting-II Symp.—Sweden, 1981, p. 201.
37. Наумов А. П.—Изв. АН СССР. Сер. ФАО, 1973, 9, № 7, с. 699.
38. Кузнецова М. Г., Рассадовский В. А., Троицкий А. В.—Изв. вузов—Радиофизика, 1979, 22, № 8, с. 938.
39. Жевакин С. А., Каневский М. Б.—Изв. вузов—Радиофизика, 1976, 19, № 4, с. 514.
40. Степаненко В. Д. Радиолокация в метеорологии.—Л.: Гидрометеоиздат, 1966.—352 с.
41. Наумов А. П., Зиничева М. Б.—Радиотехника и электроника, 1980, 25, № 5, с. 919.
42. Статистическая структура метеорологических полей / Под редакцией Л. С. Гандина, В. И. Захариева, Р. Целнаи.—Будапешт, 1976.—365 с.

Научно-исследовательский
радиофизический институт

Поступила в редакцию
14 ноября 1985 г.

DEFINITION OF HEIGHT PROFILES OF THE ATMOSPHERE REFRACTIVE INDEX IN THE OPTICAL AND MICROWAVE RANGES OVER THE THERMAL RADIO EMISSION

N. N. Markina, A. P. Naumov, M. I. Sumin

Definition accuracies have been investigated for height profiles of the refractive index N of the atmosphere in optical and radio wave ranges over restorated values of meteorological elements from radiometric sensing data in regions of the resonance absorption of O_2 ($\lambda \sim 5$ mm) and H_2O ($\lambda \sim 1,64$ mm; $\lambda \sim 1,35$ cm). On the basis of numerical statistical experiments it is shown that with the accuracies obtained for ground-based measurements of the brightness temperatures of the atmosphere the rms errors of the definition of N amount $\sim 1-3$ units of N in the radio range and $\sim 0,3-1,5$ units of N in the optical one at heights $h \leq 6$ km in the absence of clouds. An effect of cloudiness on the accuracy of the dependence $N(h)$ restoration in the radio range is discussed.