

Рассмотренные азимутальные зависимости излучательных свойств периодически неровной поверхности помогают понять процесс излучения электромагнитных волн статистически неровной поверхностью. В частности, они позволяют оценить «вклад» тех или иных участков спектра волнения в наблюдаемые радиояркостные контрасты и с этой точки зрения являются полезными при решении задачи восстановления спектра морского волнения. Лабораторный эксперимент подтверждает правильность теоретических результатов.

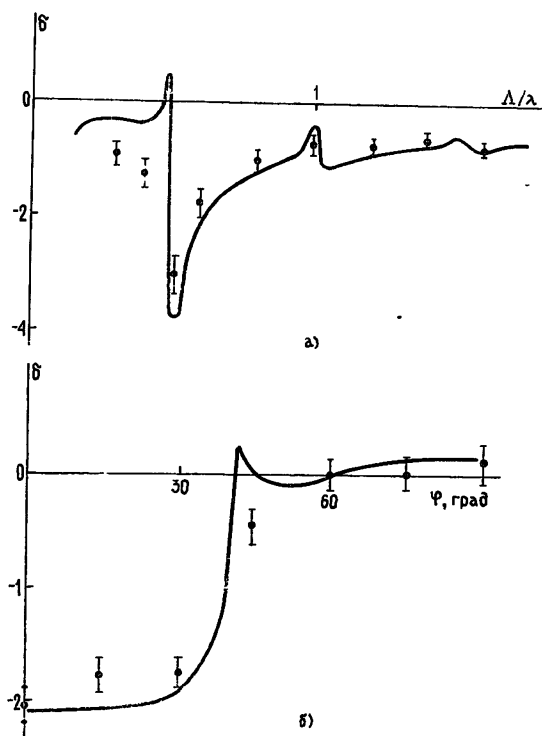


Рис. 4.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Эткин В. С., Ворсин Н. Н., Кравцов Ю. А. и др. — Изв. вузов — Радиофизика, 1978, 21, № 3, с. 454.
2. Кравцов Ю. А., Мировская Е. А., Попов А. Е. и др. Изв. АН СССР. Сер. ФАО, 1978, 14, № 7, с. 733.
3. Гершензон В. Е., Ирисов В. Г., Трохимовский Ю. Г., Эткин В. С. — Изв. вузов — Радиофизика, 1986, 29, № 4, с. 379.
4. Kong J. A., Chuang S. L. — Radio Sci., 1982, 17, № 3, p. 545.
5. Гершензон В. Е., Ирисов В. Г., Трохимовский Ю. Г., Эткин В. С. Препринт ИКИ АН СССР № 1104. — М., 1986.
6. Хенл Х., Мауэ А., Вестпфаль К. Теория дифракции. — М.: Мир, 1964.—428 с.
7. Трохимовский Ю. Г., Эткин В. С. Препринт ИКИ АН СССР № 988. — М., 1985.

Институт космических исследований  
АН СССР

Поступила в редакцию  
31 июля 1986 г.

УДК 621.371:523.164

#### К ОПРЕДЕЛЕНИЮ ЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ ДЛИНЫ ПУТИ РАДИОВОЛН В АТМОСФЕРЕ

М. Б. Зиничева, А. П. Наумов

Точность методов радиодальнометрии и длиннобазовой радиоинтерферометрии космических объектов в существенной степени определяется точностью знания электрической длины пути  $L$  радиоволн (ЭДПР) в атмосфере в текущий момент времени [1, 2]:

$$L = \int_0^{\infty} [n(l) - 1] dl. \quad (1)$$

В (1)  $n(l)$  — показатель преломления атмосферы,  $dl$  — элемент пути радиоволн. Для оперативного определения ЭДПР в тропосфере в настоящее время развиваются регрессионные методы, в которых используется функциональная связь  $L$  с радиояркими температурами атмосферы  $T_{\text{я}}$  [3-5]:

$$L' = \bar{a}^* T_{\text{я}}'. \quad (2)$$

Здесь  $L'$  и  $T_{\text{я}}'$  — отклонения от средних по ансамблю соответственно ЭДПР и вектора данных, который может включать в себя, наряду со значениями  $T_{\text{я}}(\nu, \theta)$  на различных частотах  $\nu$  и зенитных углах  $\theta$ , также и приземные метеоэлементы. Вектор коэффициентов  $\bar{a}$  находится из условия минимума среднеквадратичной погрешности определения  $L$  на априорном ансамбле метеоданных.

На зенитных углах  $\theta \leq 60^\circ$  справедливо приближение плоскостной тропосферы ( $dl = \sec \theta dh$ ) и ЭДПР представляется в виде [4]

$$L = \sec \theta \left( 0,227P_0 + 0,108Q + \frac{1729,1}{\bar{T}} Q \right). \quad (3)$$

В (3) приземное давление  $P_0$  выражено в мбар, полная масса водяного пара в вертикальном столбе атмосферы  $Q$  — в  $\text{г}/\text{см}^2$ , средневзвешенная (по высотному распределению абсолютной влажности) температура тропосферы

$$\bar{T} = 10Q \left\{ 216,7 \int_0^{\infty} \frac{e(h)}{[T(h)]^2} dh \right\}^{-1}. \quad (4)$$

В (4)  $T(h)$  и  $e(h)$  — высотные профили температуры (К) и парциального давления водяного пара (в мбар), высота  $h$  выражена в километрах. Одно из достоинств соотношения (3) состоит в том, что величина  $Q$ , входящая в него, может определяться не только по абсолютным измерениям атмосферного излучения (т. е. по измерениям  $T_{\text{я}}$ ), но и по относительным измерениям вертикального поглощения радиоволн [6].

Формула (3) справедлива и в облачную погоду, так как вклад облаков в преломляющие свойства атмосферы в радиодиапазоне становится заметным только при удельных водностях  $w \gg 1 \text{г}/\text{м}^3$  [9]. При практическом использовании (3) оставался открытым вопрос об определении средневзвешенной температуры тропосферы  $\bar{T}$ . Вычисление  $T$  по определению (4) требует значительного объема информации о высотных профилях метеоэлементов. В работе рассматривается задача об определении  $\bar{T}$  по более доступным измерениям физических величин.

Прежде чем перейти к изложению результатов, кратко остановимся на количественных характеристиках полного значения ЭДПР —  $L$  и третьей ее составляющей  $L_3 = 1729,1 Q \bar{T}^{-1} \sec \theta$ , которая определяется средневзвешенной температурой  $\bar{T}$  (см. соотношение (3)). В таблице приведены средние значения ( $\bar{L}$ ,  $\bar{L}_3$ ) и среднеквадратичные (климатические) вариации ( $\sigma_L$ ,  $\sigma_{L_3}$ ) величин для зенитного направления ( $\theta = 0^\circ$ ), аналогичные характеристики средневзвешенных температур ( $\langle \bar{T} \rangle$ ,  $\sigma_{\bar{T}}$ ), которые вычислены по данным аэрологического зондирования атмосферы для зимнего и летнего периодов года в центральной части ЕТ СССР.

Неопределенность величины  $L_3$  следующим образом выражается через среднеквадратичные вариации полной массы водяного пара  $\sigma_Q$  и средневзвешенной температуры  $\sigma_{\bar{T}}$ :

$$\sigma_{L_3} = \left[ \left( \frac{A}{\bar{T}} \right)^2 \sigma_Q^2 + \left( \frac{AQ}{\bar{T}^2} \right)^2 \sigma_{\bar{T}}^2 - \frac{2A^2 Q}{\bar{T}^3} r_{Q\bar{T}} \sigma_Q \sigma_{\bar{T}} \right]^{1/2}. \quad (5)$$

В (5)  $A = 1729,1 \sec \theta$ ,  $r_{Q\bar{T}}$  — коэффициент корреляции между  $Q$  и  $\bar{T}$ . Формула (5) получается при дифференцировании соотношения для  $L_3$  с последующим усреднением по ансамблю данных. Из (5) следует, что неопределенность в значениях  $L_3$  из-за неопределенности  $\bar{T}$  составляет десятые доли сантиметра во всем диапазоне зенитных углов  $\theta \leq 60^\circ$ . Однако эта неопределенность сравнима с точностью формулы (5), и поэтому уточнение величины  $\bar{T}$  решает ряд общих проблем определения как зависящей от влаги составляющей  $L_3$ , так и полного значения ЭДПР.

В таблице приведены коэффициенты корреляции  $T$  с приземными значениями температуры  $T_0(r_{T_0\bar{T}})$ , абсолютной влажности  $\rho_0(r_{\rho_0\bar{T}})$  и с полной массой водяного пара ( $r_{Q\bar{T}}$ ). Значения  $\bar{T}$  наиболее коррелируют из перечисленных величин с призем-

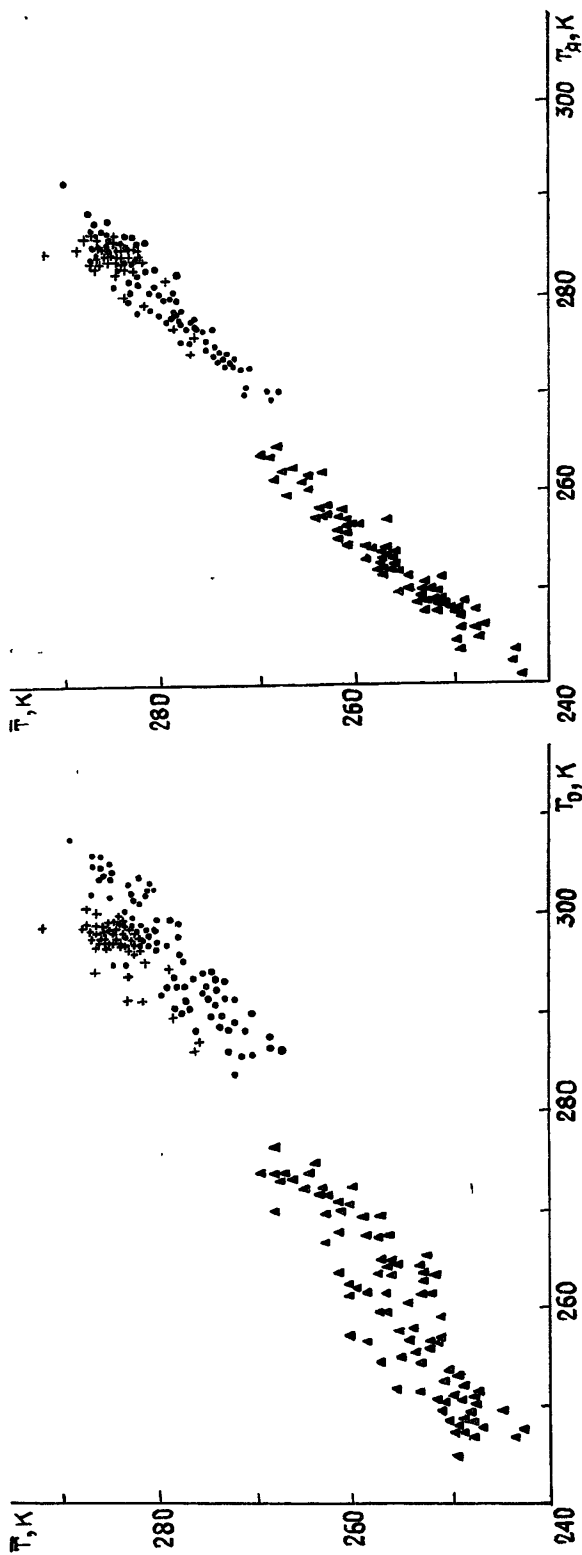


Рис. 1. Диаграммы рассеяния средневзвешенных температур тропосферы  $\bar{T}$ , приземных температур  $T_0$  и радиоярковостных температур атмосферы  $T_A$  ( $\nu = 54,5$  ГГц,  $\theta = 0^\circ$ ):  
треугольники — зимние условия, кружки — летние условия года в центральной части ЕТ СССР, кресты — приэкваториальная зона океана.

ными значениями температуры  $\bar{T}_0^*$ . На рисунке сравниваются диаграммы рассеяний величин  $\bar{T}$  и  $T_0$ , а также  $\bar{T}$  и значений радиоярких температур атмосферы  $T_A$  в резонансной области поглощения  $O_2$   $\lambda \approx 5$  мм (частота  $\nu = 54,5$  ГГц) для зенитного направления зондирования. Среднеквадратичные ошибки  $\sigma_{\bar{T}|T_A}$  определения  $\bar{T}$  по регрессионным соотношениям

$$\bar{T} = (B \pm \Delta B) + (C \pm \Delta C) T_i, \quad (6)$$

где  $T_i = T_0$  либо  $T_i = T_A$  ( $\nu = 54,5$  ГГц,  $\theta = 0^\circ$ ), также приведены в таблице. Величины  $\sigma_{\bar{T}|T_A}$  получены для ошибок радиометрических измерений  $\delta T_A = 0,5$  К.

Неопределенность значений  $L_3$  ( $\theta = 0^\circ$ ) из-за ошибок определения  $\bar{T}$  по (6) при  $T_i = T_0$  составляет 0,11 см в летний и 0,06 см в зимний периоды года. Это, соответственно, в 2,4 и в 1,8 раза меньше изменений  $L_3$  из-за климатических вариаций  $\bar{T}$ . Используя в (6) в качестве  $T_i$  значения  $T_A$  ( $\nu = 54,5$  ГГц) можно еще в 1,4—2 раза уточнить величины  $\bar{T}$ . Однако для практических целей на данном этапе достаточным является, по-видимому, определение  $\bar{T}$  по приземным значениям  $T_0$  на основе соотношения (6), т. е. без привлечения результатов дополнительного дистанционного зондирования в полосе  $O_2$   $\lambda \sim 5$  мм. Такой подход к определению  $T$  с помощью измерений  $T_0$  в сочетании с измерениями полной массы водяного пара по радиохарактеристикам атмосферы в области  $\lambda \sim 1,35$  см [7, 8] обеспечивает требуемые

точности в значениях  $L_3$  и  $L$  в приближенной плоскостной модели тропосферы. Коэффициенты регрессионного уравнения (6) вместе с 95-процентными доверительными интервалами для случая  $T_i = T_0$  даны в таблице.

Использование для определения  $\bar{T}$  уравнений множественной регрессии (т. е. включение в (6) дополнительно в качестве предикторов, например, приземной влажности и полной массы водяного пара) практически не изменяет указанных в тексте точностей прогноза  $\bar{T}$  и значений ЭДПР.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Дравских А. Ф., Корольков Д. В. и др. — УФН, 1981, 135, № 4, с. 587.
2. Алексеев В. А. — Изв. вузов — Радиофизика, 1983, 26, № 11, с. 1371.
3. Schaper L. W., Staelin D. H., Waters J. W. — Proc. IEEE, 1970, 58, № 2, p. 272.
4. Gaikovich K. P., Markina N. N., Naumov A. P., Plechkov V. M., Sumin M. I. — Intern. J. Remote Sensing, 1983, 4, № 2, p. 419.
5. Elgered G. K. — IEEE Trans. on Antennas and Propagation, 1982, AP-30, № 3, p. 502.
6. Наумов А. П. — Изв. АН СССР. Сер. ФАО, 1968, 4, № 2, с. 170.
7. Плечков В. М. — Изв. АН СССР. Сер. ФАО, 1968, 4, № 2, с. 182.
8. Рассадовский В. А., Троицкий А. В. — Изв. АН СССР. Сер. ФАО, 1984, 20, № 7, с. 566.
9. Маркина Н. Н., Наумов А. П., Сумин М. И. — Изв. вузов — Радиофизика, 1987, 30, № 8, с. 951.

Научно-исследовательский  
радиофизический институт

Поступила в редакцию  
2 июня 1986 г.

\* В приэкваториальной зоне океана также  $r_{T_0\bar{T}} > r_{\rho_0\bar{T}} > r_{Q\bar{T}}$ , величина  $r_{T_0\bar{T}} \approx 0,75$  (по данным аэрологического зондирования атмосферы в 13-м рейсе НИС «Академик Курчатов», июль—сентябрь 1972 г.).