

УДК 621 396.962 : 551.57

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ХАРАКТЕРИСТИК ВЛАГОСОДЕРЖАНИЯ АТМОСФЕРЫ ПО ОДНОКАНАЛЬНЫМ ИЗМЕРЕНИЯМ СОБСТВЕННОГО ИЗЛУЧЕНИЯ В ЛИНИИ H_2O $\lambda = 1,35 \text{ см}$

Ш. Д. Китай, В. А. Рассадовский

Получены уравнения, хорошо аппроксимирующие зависимость между яркостной температурой $T_{\text{я}}$ (или полным вертикальным поглощением τ_0) атмосферы и ее влажосодержанием Q во всем диапазоне изменений Q в земной атмосфере. Проведено сравнение точностей определения Q по измерениям на разных частотах линии поглощения H_2O с учетом реальных ошибок измерений. Выполнен анализ результатов определения вертикального распределения водяного пара по измерениям собственного излучения атмосферы на одной частоте. Приведены примеры восстановления высотного профиля влажности из радиометрических измерений на $\lambda = 1,35 \text{ см}$ как в условиях безоблачной атмосферы, так и при наличии облаков.

В работе проведено исследование возможностей восстановления профиля удельной влажности $q(P)$ земной атмосферы методом статистической регуляризации в практически важном случае, когда измерено собственное излучение атмосферы на какой-либо одной частоте ν в линии поглощения водяного пара $\lambda \sim 1,35 \text{ см}$. Как неоднократно отмечалось ранее [1-3], вследствие малой оптической толщины линии измерения собственного излучения атмосферы на любой частоте в пределах линии в основном несут информацию об интегральном влажосодержании Q . Влияние высотного распределения водяного пара невелико даже на центральной частоте линии [2] и роль измерений на ряде частот сводится лишь к повышению точности определения Q .

Метод статистической регуляризации формально допускает определение $q(P)$ по измерениям собственного излучения атмосферы на одной частоте (т. е. для случая вырождения решаемой системы до одного уравнения). Более того, возможно и решение для случая, когда определено влажосодержание Q атмосферы и измерено значение приземной влажности $q_0 = q(P_0)$. Такой подход был предложен в работе [4].

Однако для объективного вывода об эффективности определения высотного распределения водяного пара по данной методике необходим анализ восстановлений $q(P)$ по ансамблю реальных стратификаций водяного пара в атмосфере.

1. Для решения задачи были взяты данные аэрологического зондирования (отдельно зимние и летние условия) для средней части ЕТ СССР. Предварительно решалась прямая задача — для каждой реализации $q_i^s(P)$ рассчитывались значения яркостной температуры $T_{\text{я}\nu}^i$ и полного вертикального поглощения $\tau_{0\nu}^i$ на частотах $\nu_1 = 22,22 \text{ ГГц}$ и $\nu_2 = 20,73 \text{ ГГц}$ и влажосодержания Q_i . Яркостные температуры и поглощения рассчитывались по стандартной методике [2]. Коэффициенты поглощения водяного пара и молекулярного кислорода были взяты согласно [5], где они приведены с поправками на ширины спектральных линий O_2 и на превышение экспериментальных значений коэффициента поглощения H_2O над теоретическими. Полученные значения

яркостных температур и поглощений использовались как при численном эксперименте по восстановлению $q(P)$ по значениям вертикального поглощения или влагосодержания, так и для получения уравнений связи между яркостными температурами или поглощениями и влагосодержанием. В последнем случае используемый статистический ансамбль дополнялся данными аэрологического зондирования в Тихом океане, полученными в экспедиции «Тайфун-78» [6]. Собственное излучение атмосферы, обусловленное наличием в ней водяного пара, зачислит как от полной массы водяного пара Q в столбе атмосферы, так и от его вертикального распределения. Ранее в работе [2] нами были рассчитаны вариации яркостных температур, обусловленные отдельно как вариациями влагосодержания Q , так и высотным распределением водяного пара. При этом было показано, что вариации яркостной температуры, обусловленные распределением водяного пара, минимальны на частотах, вблизи 20,7 и 23,7 ГГц, что позволяло надеяться на увеличение точности определения влагосодержания Q по измерениям яркостных температур на этих частотах по сравнению с центром линии. Поэтому мы проводили наше рассмотрение не только на центральной частоте линии, но и на частоте 20,73 ГГц.

Поскольку оптическая толщина атмосферы меньше единицы при всех значениях Q , встречающихся в земной атмосфере, обычно используются уравнения линейной регрессии между $T_{я}$ и Q . Однако в общем случае реального диапазона изменений Q ($0,05 \div 6,5$ г/см²) такая связь нелинейна, что вызывает необходимость использования своих уравнений для каждого интервала изменений* Q (используется кусочно-линейная аппроксимация зависимости между $T_{я}$ и Q), что не всегда удобно. Мы попытались устранить этот недостаток путем нелинейной аппроксимации зависимости $T_{я}(Q)$. При этом для всего реального диапазона изменений Q в земной атмосфере оказалось достаточным квадратичное приближение. Полученные методом наименьших квадратов уравнения имеют вид ($T_{я}$ выражена в К, τ_0 — в неперях, Q — в г/см²)

$$T_{я}(22,22 \text{ ГГц}) = 3,76 + 19,10Q - 0,324Q^2; \quad (1)$$

$$T_{я}(20,73 \text{ ГГц}) = 3,23 + 12,86Q - 0,166Q^2; \quad (2)$$

$$\tau_0(22,22 \text{ ГГц}) = 0,0202 + 0,0675Q + 0,0012Q^2; \quad (3)$$

$$\tau_0(20,73 \text{ ГГц}) = 0,0164 + 0,0448Q + 0,0004Q^2. \quad (4)$$

На рис. 1 приведены полученные зависимости для яркостных температур вместе со статистическим ансамблем ($T_{я}$, Q), по которому вычислялись коэффициенты уравнений (1)–(4). Теоретически предельные в рамках данной методики среднеквадратичные ошибки определения Q составляют 0,04 г/см², 0,02 г/см², 0,07 г/см² и 0,03 г/см² для средних летних условий ($\bar{Q} \approx 2,7$ г/см²) соответственно для уравнений (1)–(4). Переход от (1)–(4) к линейным уравнениям, полученным нами также для всего диапазона изменений Q , увеличивает приведенные предельные ошибки в 2–3 раза. В соответствии с работой [2], использование частоты 20,73 ГГц предпочтительнее центра линии с точки зрения предельных точностей. Однако в реальных условиях к указанным ошибкам добавляются ошибки, обусловленные измерениями. Так при среднеквадратичной ошибке измерений $\Delta T_{я} \sim 1$ К среднеквадратичные ошибки определения Q одинаковы на обеих частотах и равны $\sim 0,1$ г/см² ($\sim 0,4\%$). При больших ошибках измерений (например, при наблюдениях сверху [7]) точность определения Q выше при измере-

* Различием в выборе таких интервалов, по-видимому, объясняется различие в коэффициентах регрессионных уравнений, полученных разными авторами.

ниях на центральной частоте линии в силу ее большей чувствительности к изменениям Q (см. рис. 1). Измерения на частоте 20,73 ГГц не дают выигрыша по сравнению с центром линии и при попытке повысить чувствительность этой частоты к изменениям Q за счет наклонного зондирования, так как при увеличении наклона кривой $T_{я}(Q)$ возрастает и дисперсия $T_{я}$ при фиксированном Q .

2. Численный эксперимент по восстановлению профиля удельной влажности проводился методом статистической регуляризации (см., например, [8]). Исходные уравнения имеют вид

$$\tau_{0\nu}^{\text{H}_2\text{O}} \pm \Delta\tau = 1 \cdot 10^{-2} \int_{P_{\min}}^{P_0} g^{-1} \rho_{\text{B}}^{-1} \gamma_{\text{H}_2\text{O}}(P, T, q, \nu) dP \quad (5)$$

— для случая восстановления $q(P)$ по значению $\tau_{0\nu}^{\text{H}_2\text{O}*}$,

$$Q \pm \Delta Q = \int_{P_{\min}}^{P_0} g^{-1} q(P) dP \quad (6)$$

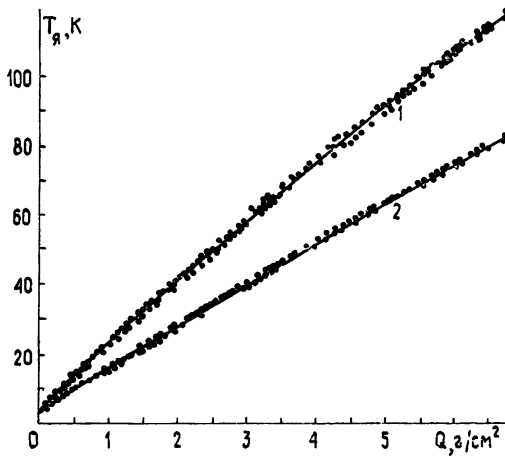


Рис. 1. Совокупность $(T_{я}, Q)$, рассчитанная по данным аэрологического зондирования атмосферы. Кривые — линии наименьших квадратов для частот $\nu_1 = 22,22$ ГГц (1) и $\nu_2 = 20,73$ ГГц (2).

— для случая восстановления $q(P)$ по значению Q . В (5), (6) удельная влажность $q(P)$ выражена в $г/кг$, давление P — в $мбар$, ускорение свободного падения g — в $см/с^2$, плотность воздуха ρ_{B} — в $г/см^3$, коэффициент поглощения в линии водяного пара — в $км^{-1}$, интегральное влагосодержание Q — в $г/см^2$, вертикальное поглощение в водяном паре $\tau_{0\nu}^{\text{H}_2\text{O}}$ на частоте ν — в $Нер$. Метод статистической регуляризации применялся к аппроксимирующей исходные интегральные уравнения Фредгольма I рода (5), (6) системе линейных алгебраических уравнений вида

$$\delta F = \sum_{j=1}^M K_j \delta q_j. \quad (7)$$

Здесь δq_j и δF — отклонения от соответствующих средних величин $\overline{q(P)}$ и \overline{Q} (или $\overline{\tau_{0\nu}^{\text{H}_2\text{O}}}$) в узлах P_j ($j = 1, 2, 3, \dots, 34$). Для уравнения

* Здесь мы опускаем рассмотрение вопроса о методике получения значения $\tau_{0\nu}^{\text{H}_2\text{O}}$ поглощения в атмосферном водяном паре в реальных измерениях. Эта методика рассмотрена в работах [9, 10].

(5) $K_j = K[P_j, \bar{q}(P_j), T(P_j)]\omega_j$, где ω_j — квадратурные коэффициенты. Для уравнения (6) K_j определяются только квадратурными коэффициентами. В обоих случаях в качестве дополнительной информации (кроме значений $\tau_{\sigma, \sigma}^{H_2O}$ или Q) при решении уравнений (5), (6), приведенных к виду (7), использовались корреляционные матрицы удельной влажности (своя для каждого сезона) B_{qq} и значения приземной влажности q_0 .

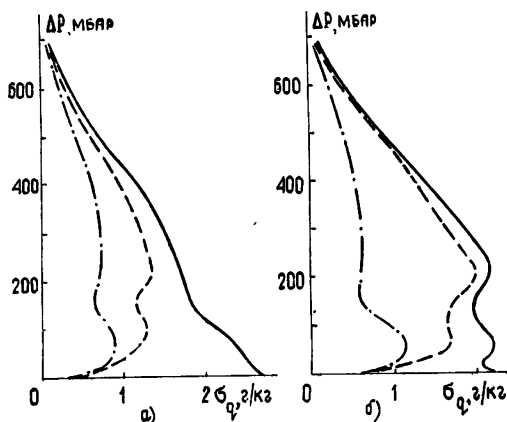


Рис 2 Зависимость среднеквадратичных отклонений δ_q от давления для всей использованной совокупности профилей (а) и для выборки (б) для летних условий:

пунктирная кривая — σ_q^3 экстраполированных профилей;
 штрихпунктирная кривая — σ_q^B восстановленных профилей;
 сплошная кривая — σ_q^3 , характеризующая собственную изменчивость использованных в работе профилей $q(P)$.

Вместе с решением уравнений (5), (6) производилась оценка профиля $q(P)$ методом оптимальной экстраполяции, в котором такая оценка $q^3(P)$ делается только по значению приземной удельной влажности q_0 с помощью матрицы B_{qq} по известной схеме [11].

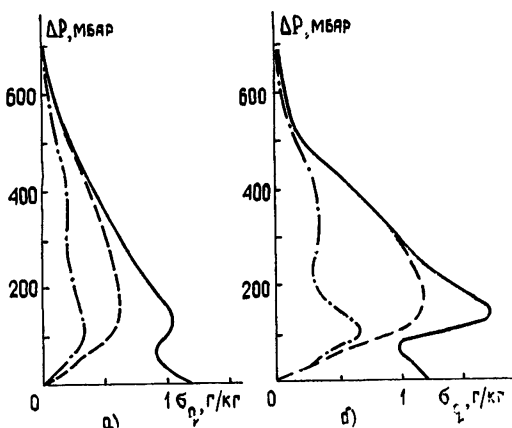


Рис. 3. Зимние условия.
 Обозначения те же, что и на рис. 2.

Количественное сравнение результатов восстановления по разным схемам проводилось на выбранных 11 уровнях давления от приземного до 300 мбар включительно (восстановление проводилось на 34 уровнях

давления от P_0 до 50 мбар). В качестве меры отклонения восстановленного профиля $q_i^B(P)$ (или экстраполированного $q_i^B(P)$) от профиля $q_i^A(P)$, полученного аэрологическим зондированием, было взято среднеквадратичное отклонение

$$\sigma_q^{B,A}(P_j) = \frac{1}{\sqrt{N-1}} \sqrt{\sum_{i=1}^N [q_i^{B,A}(P_j) - q_i^A(P_j)]^2}.$$

Решение вопроса о целесообразности восстановления $q(P)$ по рассматриваемой схеме может быть сделано из сравнения на каждом уровне давления P_j полученных значений $\sigma_q^B(P_j)$ с соответствующими значениями $\sigma_q^A(P_j)$.

На рис. 2а, 3а приведены результаты численного эксперимента отдельно для летних и зимних условий, где по оси ординат отложена разность давлений на поверхности Земли и на выбранном уровне. На рисунках σ_q^B соответствует восстановлению $q(P)$ по значению $\tau_0^{H_2O}$ на частоте 20,73 ГГц в предположении, что значения поглощений «измерены» со среднеквадратичной ошибкой 1,5%. Восстановление $q(P)$ по значению $\tau_0^{H_2O}$ на частоте 22,22 ГГц и по значению влагосодержания Q дает практически те же результаты. Из рисунков видно, что среднеквадратичное отклонение восстановленных профилей $q(P)$ от зондовых меньше, чем у экстраполированных, на всех уровнях давления.

В каждом конкретном случае восстановления $q(P)$ минимальное отклонение восстановленного профиля $q_i^B(P)$ от профиля $q_i^A(P)$ достигается на уровне давления, соответствующем характеристической высоте H_p^i , определяемой как $H_p^i = Q_i/\rho_0^i$ из модельного представления высотной зависимости абсолютной влажности $\rho(z/m^3)$

$$\rho = \rho_0 e^{-h/H_p}.$$

Экстраполированные профили $q_i^B(P)$ все соответствуют средней H_p для данного сезона, заложенной естественным образом в B_{qq} , т. е. описывают среднесезонное распределение водяного пара по высоте с учетом приземной влажности. Поскольку зимой в среднем H_p больше, чем летом, σ_q^B достигает минимума в зимних условиях на больших высотах (меньших уровнях давления), чем для летних условий (см. рис. 2, 3).

Как показывает анализ конкретных восстановлений, если распределение водяного пара мало отличается от среднего для данного сезона, то экстраполированные профили $q^B(P)$ удовлетворительно описывают реальную ситуацию в силу своей специфики (см. выше). Однако в случаях, когда реальное распределение $q(P)$ сильно отличается от среднего, экстраполированные профили совершенно непригодны в качестве приближения реального распределения. Поскольку эти случаи относительно редкие, в большом массиве данных преимущество восстановленных по данной методике профилей перед экстраполированными затушевывается. Так как именно такие случаи и представляют практический интерес, мы выделили их из всего рассматриваемого ансамбля профилей. Результаты расчетов по таким выборкам представлены на рис. 2б и 3б. Предпочтительность восстановленных профилей перед экстраполированными здесь еще более очевидна.

3. Описанный метод позволяет восстанавливать профиль удельной влажности при наличии облачности. В этом случае поглощение в водяном паре $\tau_0^{H_2O}$ или влагосодержание Q атмосферы могут быть

определены по измерениям собственного излучения на двух длинах волн: в линии H_2O $\lambda \approx 1,35$ см и в окне прозрачности $\lambda = 6 \div 8$ мм [12].

Радиометрические измерения собственного излучения атмосферы выполнялись:

— в Заполярье (г. Норильск) в январе—феврале 1977 г. на двух длинах волн $\lambda_1 = 1,35$ см и $\lambda_2 = 5,6$ мм [10];

— в средней части ЕТ СССР (район г. Горького) в декабре 1977 г. на трех длинах волн λ_1 , λ_2 , и $\lambda_3 = 6$ мм [9];

— в северо-западной части экваториальной зоны Тихого океана в сентябре—октябре 1978 г. на трех длинах волн λ_1 , λ_2 и $\lambda_3 = 6$ мм, либо $\lambda_3 = 8$ мм [6].

Данные, полученные в области полосы поглощения кислорода ($\lambda_2 = 5,6$ мм) использовались для восстановления высотного профиля температуры атмосферы. Измерения проводились с помощью супергетеродинных радиометрических приемников. Флуктуационная чувствительность при наблюдениях составляла соответственно $\delta T_1 = 0,3$ К, $\delta T_2 = \delta T_3 = 1,5$ К при постоянной времени интегрирования $\Delta t = 1$ с.

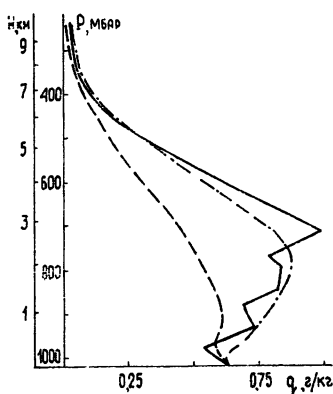


Рис. 4.

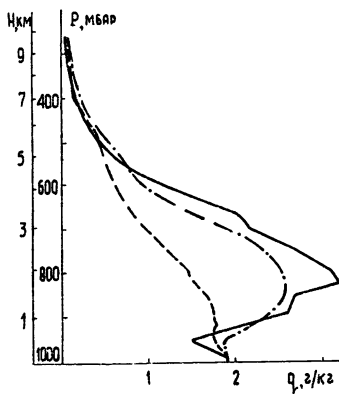


Рис. 5.

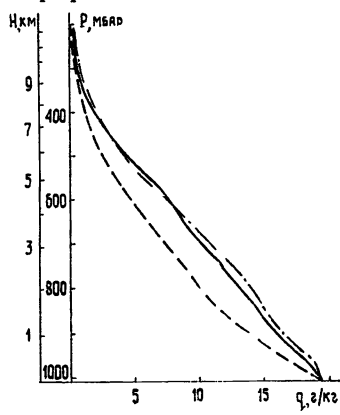


Рис. 6.

Рис 4 Пример восстановления $q(P)$ для безоблачной атмосферы по измерениям 12.02.77 г. в г. Норильске.

Сплошная кривая — зондовый профиль, пунктирная кривая — экстраполированный профиль, штрихпунктирная кривая — восстановленный профиль.

Рис 5 Пример восстановления $q(P)$ для облачной атмосферы с водозапасом облачности $W = 0,39$ г/м² по измерениям 6.12.77 г. в районе г. Горького
Обозначения те же, что и на рис. 4.

Рис 6 Пример восстановления $q(P)$ для облачной атмосферы с водозапасом облачности $W = 1,45$ г/м² по измерениям 28.09.78 г. в Тихом океане.
Обозначения те же, что и на рис. 4.

Прием радиоизлучения осуществлялся на рупорные антенны с диаграммой направленности по уровню половинной мощности $\sim 8^\circ$. Точность определения яркостных температур атмосферы определялась точностью абсолютной калибровки, которая выполнялась по методике [6, 9], и составляла $\sim 0,5 \div 2$ К на длине волны λ_2 , при изменении зенитного угла θ от 90 до 0° соответственно и $1,5 \div 2$ К на остальных длинах волн. В Заполярье (в условиях экстремально низких значений влагосодержания) в целях повышения точности измерений наблюдения на $\lambda_1 = 1,35$ см проводились на зенитном угле $\theta = 75^\circ$ [10], в остальных циклах измерений — в зенитном направлении на всех длинах волн, кроме λ_2 , на которой проводилось угловое сканирование.

На рис. 4—6 представлены примеры восстановлений профилей $q(P)$ по реальным измерениям излучения облачной и безоблачной атмосферы в различных климатических и географических зонах земного шара. Для определения интегрального влагосодержания Q из изме-

ренных значений $T_{\text{я}}$ или τ_0 использовались уравнения (1), (3). Вычисленное по массиву экспериментальных данных среднеквадратичное отклонение зондовых значений влагосодержания Q от соответствующих значений, полученных по радиометрическим данным, составило величину $\sim 0,15 \text{ г/см}^2$. Отличие этого значения от оценок, сделанных в п. 1 статьи, может быть связано как с неучтенными ошибками измерений, так и с ошибками данных аэрологического зондирования.

На рис. 4 приведен пример восстановления $q(P)$ безоблачной атмосферы в Заполярье в типичном для этого времени года случае наличия приземной инверсии удельной влажности. Рисунок иллюстрирует удовлетворительное восстановление мощных приземных инверсий влажности. Следует отметить, что в этом цикле наблюдений значения влагосодержания, определенные радиометрическим методом, были в среднем меньше значений Q , полученных по данным аэрологического зондирования в дни с относительно более низкими значениями температуры атмосферы. По-видимому, датчики влажности радиозондов дают завышенные значения ввиду своей значительной инерционности при низких температурах.

Рис. 5, 6 иллюстрируют возможности метода для облачной атмосферы. Оценка точностей восстановления профиля $q(P)$ по результатам натуральных одноканальных измерений дает значения, близкие к теоретическим, приведенным на рис. 2, 3.

Как показывает анализ, детали распределения водяного пара, в том числе и приподнятые инверсии, не восстанавливаются данным методом. Для выяснения вопроса о том, могут ли в этом случае многоканальные измерения дать положительные результаты, нами рассчитывались спектры $T_{\text{я}}(\nu)$ в пределах линии для профилей $q_i^{\text{н}}(P)$, полученных по данным аэрологического зондирования, и для профилей $q_i^{\text{в}}(P)$, восстановленных по одноканальным измерениям. В пределах ошибок измерений $\Delta T_{\text{я}} \sim 1,5 \text{ К}$, использованных при восстановлении, эти спектры оказались идентичны. Этот результат свидетельствует о том, что, по крайней мере в рамках метода статистической регуляризации, многоканальные измерения не могут дать сколько-нибудь существенного преимущества перед одноканальными в задаче определения высотного распределения водяного пара по измерениям собственного излучения атмосферы в линии $1,35 \text{ см}$.

Авторы приносят глубокую благодарность А. В. Троицкому за ценные замечания, сделанные при просмотре рукописи.

ЛИТЕРАТУРА

- 1 Алешин В. И., Наумов А. П., Плечков В. М., Сумин М. И., Троицкий А. В. В кн.: Радиофизические исследования атмосферы.—Л.: Гидрометеоназдат 1977.—С. 160
- 2 Наумов А. П., Рассадовский В. А.—Изв АН СССР. Сер. Физика атмосферы и океана, 1978, 14, № 7, с. 716
- 3 Китай Ш. Д., Наумов А. П., Сумин М. И. Статья депонирована в ВИНТИ, рег № 3079—79 Деп от 16 августа 1979 г
- 4 Алешин В. И., Жевакин С. А. Межведомственное совещание по исследованию структуры атмосферы радиофизическими методами.—М.: 1979
- 5 Борин В. П., Наумов А. П.—Радиотехника и электроника, 1979, 24, № 1, с. 44.
- 6 Борин В. П., Кузнецова М. Г., Рассадовский В. А., Троицкий А. В. Препринт НИРФИ № 129—Горький, 1979.
- 7 Рассадовский В. А.—Изв вузов—Радиофизика, 1979, 22, № 9, с. 1077
- 8 Кондратьев К. Я., Тимофеев Ю. М. Термическое зондирование атмосферы со спутников.—Л.: Гидрометеоназдат, 1970
- 9 Кузнецова М. Г., Рассадовский В. А., Троицкий А. В.—Изв вузов—Радиофизика, 1979, 22, № 8, с. 938

- 10 Алешин В И, Рассадовский В А, Троицкий А В V Всесоюзное совещание по радиометеорологии — Кишинев 1978
- 11 Гандин Л. С., Каган Р Л Статистические методы интерпретации метеорологических данных — Л. Гидрометеониздат, 1976
- 12 Башарипов А Е, Кутуза Б Г — Труды ГГО, 1968, вып 222, с 111

Научно-исследовательский
радиофизический институт

Поступила в редакцию
25 марта 1980 г

ESTIMATION OF CHARACTERISTICS OF THE ATMOSPHERE HUMIDITY
ACCORDING TO ONE-CHANNEL MEASUREMENTS OF THE NATURAL
RADIATION IN H_2O LINE $\lambda = 1.35$ cm

Sh D. Kitaj, V A Rassadovskij

Equations have been derived which are well approximate the dependence between the brightness temperature T_b (or the complete vertical absorption τ_0) of the atmosphere and its humidity Q in all the measurement range Q of the Earth atmosphere. A comparison is made of the accuracy of Q definition over measurements at different frequencies of H_2O absorption line taking into account real errors of measurements. An analysis is carried out for the results of definition of vertical water vapour distribution over measurements of the natural atmosphere radiation at one frequency. Examples are given for the restoration of the height humidity profile from radiometric measurements at $\lambda = 1.35$ cm both under the conditions of cloudless atmosphere and in the presence of clouds

Т. XX, № 2, 1980 г.

Я. Л. Альперт, Б. С. Моисеев. О распределении поля электромагнитных волн в двух конусах излучениях в однородной магнитоактивной плазме

Рассмотрено излучение точечного электрического диполя в однородной магнитоактивной многокомпонентной плазме во всех резонансных диапазонах частот ω , меньших ленгмюровской частоты электронов ω_0 . Для диапазона электронных свистов приведены результаты численных расчетов

А. Я. Фельдштейн. О влиянии верхней ионосферы на неустойчивость Фарли—Бунемана

В предположении двухслойной модели ионосферы рассмотрено развитие неустойчивости Фарли—Бунемана. Получено дисперсионное уравнение, решение которого определяет пороговое значение поперечной длины волны возмущения. В рамках использованной модели сделаны оценки вертикального масштаба затухания электрического поля, просачивающегося из области E ионосферы на высоты слоя F .

М. Г. Гельберг. Образование слабых крупномасштабных неоднородностей в авроральной ионосфере.

Показано, что при внешних электрических полях $E_0 \geq 40$ мВ·м⁻¹ инфразвуковые волны, распространяющиеся под малыми углами к горизонтали, могут эффективно взаимодействовать с F -областью ионосферы посредством модуляции проводимости ионосферной плазмы и последующего перераспределения зарядов за счет периодических полей поляризации. Если угол ϑ между внешним электрическим полем E_0 и горизонтальной компонентой волнового вектора k удовлетворяет условию пространственного резонанса $\vartheta = \arcsin(v_\phi / u_d)$ (v_ϕ — фазовая скорость волны, u_d — скорость дрейфа плазмы), то амплитуда возмущения электронной концентрации превосходит амплитуду инфразвуковой волны

(Окончание см. стр. 724)