

Особенности излучения облачного покрова в миллиметровом диапазоне волн

Н. В. Руженцев

*Радиоастрономический институт НАН Украины,
61002, г. Харьков, ул. Краснознаменная, 4
E-mail: ruzh@rian.kharkov.ua*

Статья поступила в редакцию 18 апреля 2002 г.

Проведен анализ результатов одногодичного цикла непрерывных наблюдений радиоизлучения атмосферы в вертикальном направлении на частотах 94 и 38 ГГц. Отмечены многочисленные случаи аномального (в несколько раз) отличия экспериментальных и теоретических значений отношения коэффициентов поглощения в слое облачности на двух частотах. Показано, что их основной причиной являются снежные и ледяные частицы облачности. Указана возможность использования двухчастотной радиометрии для оценки не только величины водозапаса облаков, но и их эффективной температуры, а также для исследования микроструктуры гидрометеоров. Особенно полезным при этом является режим поляризационных измерений. Продемонстрирована пригодность разработанного алгоритма для восстановления значений полного вертикального поглощения, влагозапаса атмосферы и водозапаса облаков, а также эффективной температуры облачности.

Проведено аналіз результатів однорічного циклу безперервних спостережень радіовипромінювання атмосфери у вертикальному напрямку на частотах 94 і 38 ГГц. Відзначено численні випадки аномальної (у декілька разів) відмінності експериментальних і теоретичних значень відношення коефіцієнтів поглинання у шарі хмарності на двох частотах. Показано, що їхньою основною причиною є снігові та крижані частинки хмарності. Вказано можливість використання двохчастотної радіометрії для оцінки не тільки величини водозапасу хмар, але і їхньої ефективною температури, а також для дослідження микроструктури гідрометеорів. Особливо корисним при цьому є режим поляризаційних вимірів. Продемонстровано працездатність розробленого алгоритму для відновлення значень повного вертикального поглинання, вологозапасу атмосфери і водозапасу хмар, а також ефективною температури хмарності.

1. Введение

Обеспечение контроля фазовой структуры облачного покрова и оценка влагосодержания полей облачности актуальны для ряда задач климатологии, метеорологии, а также для задач искусственной стимуляции и подавления осадков. Многочастотная радиометрия является перспективным методом дистанционного зондирования атмосферы.

Удельное поглощение электромагнитных волн капельной влагой облаков τ можно оп-

ределить используя диэлектрические характеристики воды (или водных растворов), а также значения времени релаксации молекул воды в облачных и дождевых каплях τ_r . В миллиметровом диапазоне волн (мм ДВ), особенно в его коротковолновой части, эти параметры почти не зависят от концентрации солей или других составляющих, растворенных в воде [1], однако зависимость от температуры воды T_0 и от частотного диапазона радиоволн является существенной.

Уравнение Ван Дер Холста, использующее приближение Дебая для поглощения в каплях облака, имеет вид:

$$\tau = \frac{6\pi}{\lambda} \operatorname{Im} \left(\frac{\varepsilon - 1}{\varepsilon + 2} \right) W. \quad (1)$$

Здесь W – влагосодержание жидкокапельной фракции облака, λ – длина волны, ε – комплексная диэлектрическая проницаемость воды, описываемая уравнением Дебая:

$$\varepsilon = \varepsilon' - j\varepsilon'' = \frac{\varepsilon_s - \varepsilon_o}{1 + j(\lambda_r/\lambda)} + \varepsilon_o, \quad (2)$$

где ε' и ε'' – действительная и мнимая части диэлектрической проницаемости воды; ε_s и ε_o – соответственно статическая и оптическая диэлектрические проницаемости, описываемые стандартными моделями; λ_r – длина релаксационной волны. Значения этих величин определяются по формулам:

$$\varepsilon_s = 88.2 - 0.4t; \quad \varepsilon_o = 5.5; \quad \lambda_r = 2\pi c \frac{\varepsilon_s + 2}{\varepsilon_o + 2} \tau_r;$$

где t – температура воды, °C; τ_r – время релаксации, с, – определено как

$$\tau_r = 10^{-12} \exp \left[10 \left(\frac{273}{T_0} - 0.95 \right) \right], \quad (3)$$

T_0 – температура воды в К.

Используя выражения (1)-(3), можно записать величину отношения коэффициентов поглощения жидкой фракцией облаков для двух различных длин волн в следующем виде:

$$\frac{\tau_{\lambda_1}}{\tau_{\lambda_2}} = \frac{\lambda_2^2 (\varepsilon_s + 2)^2 + (\lambda_r/\lambda_2)^2 (\varepsilon_o + 2)^2}{\lambda_1^2 (\varepsilon_s + 2)^2 + (\lambda_r/\lambda_1)^2 (\varepsilon_o + 2)^2}. \quad (4)$$

Это отношение содержит информацию о диэлектрической проницаемости капель облака. Возможные расхождения между значениями $\tau_{\lambda_1}/\tau_{\lambda_2}$, полученными экспериментальным и теоретическим путем, могут указывать на отличия диэлектрических свойств капель облака от свойств воды, описываемых стандартными моделями. Можно предполагать, что, в отличие от слоя воды, молекулярная релаксация мелкодисперсных капель облака связана не только с вязкостью воды, но и с силами межмолекулярного взаимодействия [2]. Кроме того, отличия значений $\tau_{\lambda_1}/\tau_{\lambda_2}$ могут быть результатом действия нетеплового механизма излучения (поглощения) в миллиметровом диапазоне.

Поскольку отношение коэффициентов поглощения воды для двух частот не зависит от интегрального содержания и концентрации капель в облаке, имеются основания предполагать, что значение $\tau_{\lambda_1}/\tau_{\lambda_2}$ может служить индикатором средней (эффетивной) температуры слоя облачности [3]. По аномальным отклонениям наблюдаемых значений от расчетных оценок (на основе метеоданных) можно судить о фазовом составе атмосферной влаги и ее параметрах, а также контролировать динамику процессов возникновения и трансформации облаков.

В настоящей работе получены экспериментальные и расчетные (с помощью формул Дебая) отношения коэффициентов поглощения жидкой фракции облаков τ_3/τ_8 для частот 98 и 39 ГГц (3 мм и 8 мм) на основе результатов круглогодичного цикла непрерывных наблюдений атмосферного излучения, а также проведен их анализ для различных синоптических ситуаций.

2. Результаты

Расчетная зависимость τ_3/τ_8 от температуры капель, полученная с использованием формул (1) – (4), приведена на рис. 1.

Статистический анализ экспериментальных и теоретических данных показал, что при температуре приземного воздуха выше + 5 °C в течение годичного периода приблизительно

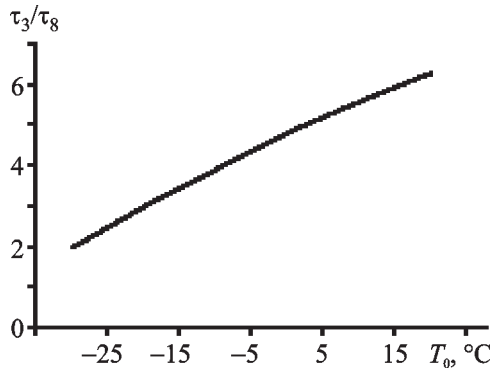


Рис. 1. Расчетная зависимость соотношения τ_3/τ_8 от температуры воды

для 40 % наблюдавшихся фронтальных зон облачности (около 65 % в теплое время года и около 25 % в холодное) нет существенных отличий между измеренными и расчетными значениями τ_3/τ_8 . Иными словами, для этих условий отмечалось хорошее соответствие между температурами облачности, оцененными по наземным метеоданным и восстановленными по измеренным значениям τ_3/τ_8 .

Для этого типа фронтальных зон облачности все экспериментальные точки зависимости $\tau_3(\tau_8)$ располагались на нескольких линиях – “лучах” (или даже на одном “луче”), как это показано на рис. 2, а, б, причем такие “лучи” имеют различный наклон либо сдвиг (рис. 2, в-д) уровней в различных зонах поля облачности. Можно предположить, что изменение угла наклона связано с различиями температуры капель в облаке. Так, из рис. 1 следует, что изменение температуры воды от -30 до $+20$ °C ведет к изменению отношения τ_3/τ_8 , а значит и величины $\text{ctg}\alpha$ (где α – угол наклона линий, образованных экспериментальными точками в зависимостях $\tau_3(\tau_8)$) на рис. 2) от 2 до 5, что характерно для большинства полученных нами экспериментальных данных. Здесь уместно отметить, что выделение зон облачности с зависимостями $\tau_3(\tau_8)$, на которых точки лежат вдоль одной линии, а также определение угла наклона этих линий позволяет повысить точность восстановления значений влагозапаса и водозапаса атмосферы [4-6].

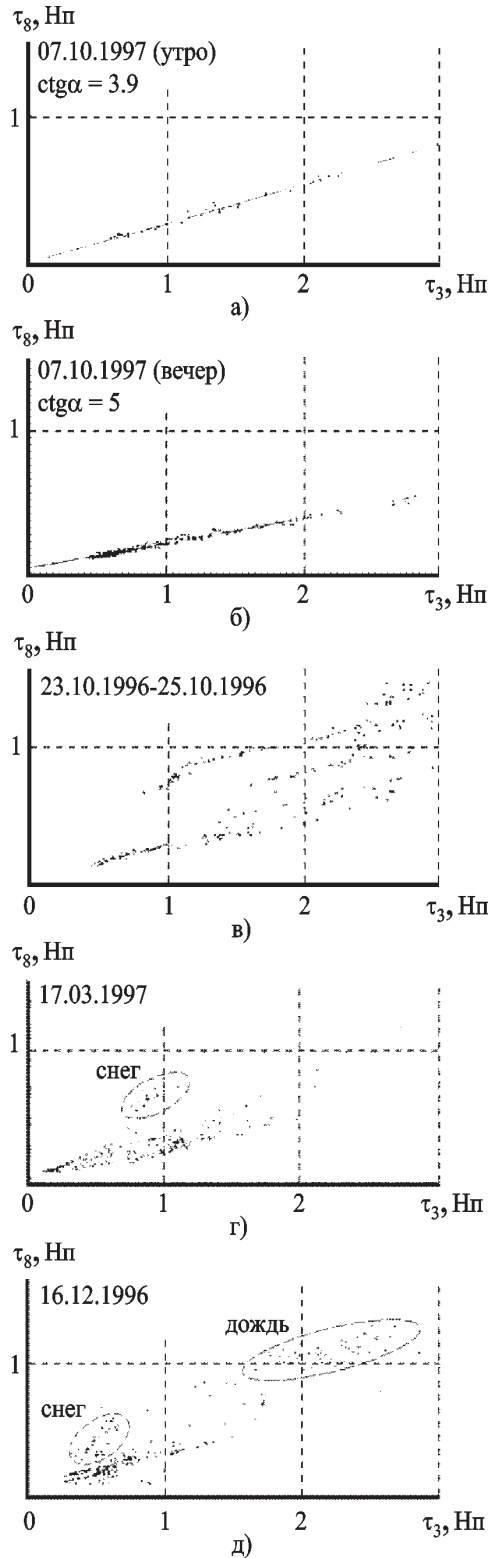


Рис. 2. Графическое представление измеренных отношений интегрального вертикального поглощения атмосферы в 3 мм и 8 мм ДВ для разных метеорологических ситуаций в интервалах времени от нескольких часов (а, б, г, д) до нескольких суток (в)

Отличия отмеченных сдвигов между уровнями этих “лучей” на $0.05 \div 0.1$ непер (рис. 2, в-д) могут быть связаны, в частности, с различными распределениями капель по размерам в разных зонах дождя или облачности. Например, существенное влияние распределения капель по размерам на величину коэффициента поглощения в коротковолновой части миллиметрового диапазона отмечено в работе [7].

На рис. 3 показан обычный пример прохождения атмосферного фронта над измерительным пунктом РИ НАНУ (49N, 37E), а также результаты синхронного восстановления значений водозапаса W , влагозапаса Q атмосферы и средней температуры слоя облаков. Метод восстановления Q и W описан в [4-6]. Для восстановления эффективной температуры облачности были использованы теоретически рассчитанные зависимости, приведенные на рис. 1.

Необходимо отметить, что поскольку не проводились контактные измерения высотных профилей температуры атмосферы, в расчетах и сопоставлениях могли быть использованы только приближенные значения усредненной (эффективной) температуры облачности. Они были получены с учетом градиента высотного изменения температуры (6 К/км для летнего периода и 3 К/км для зимнего) от ее приземного значения. Хотя такое приближение является среднестатистическим (и для ряда конкретных метеоситуаций может приводить к превышению экспериментальных данных над расчетными на $10 \div 15$ К), данный подход позволяет уверенно выделить случаи, когда измеренные отношения τ_3/τ_8 имеют аномально низкие (либо высокие) значения по сравнению с оцененными на основании приземных метеоданных.

Такие существенные аномалии наблюдались регулярно при прохождении примерно 60 % фронтальных зон (35 % для теплого сезона и около 75 % – для холодного). На рис. 4 показаны два примера, когда значения $\tau_3/\tau_8 > 10$ (рис. 4, а, б) и когда они не превышали единицы (рис. 4, в, г).

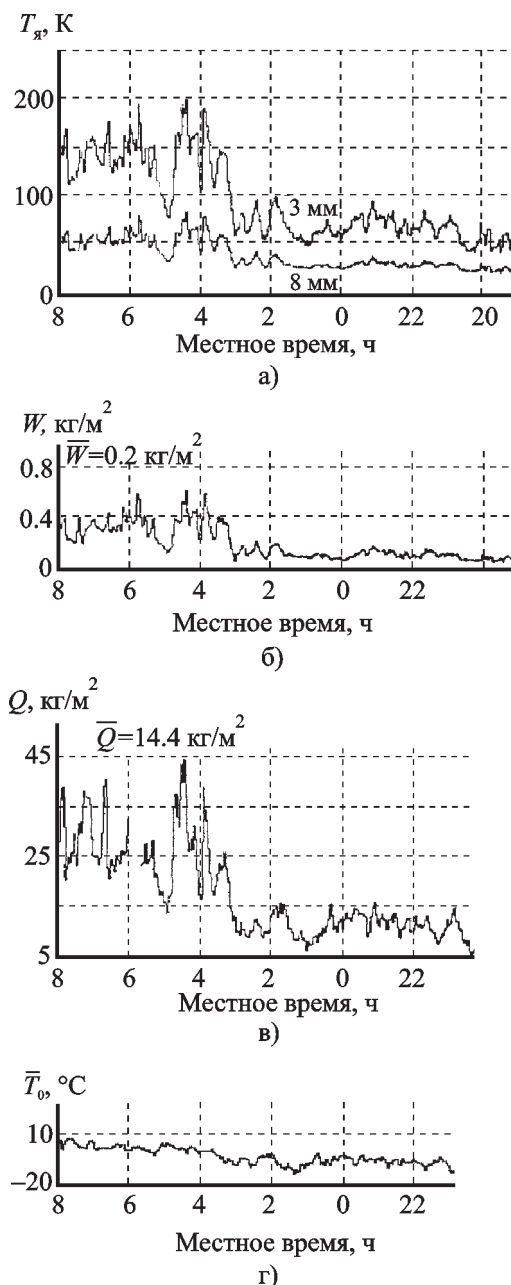


Рис. 3. Изменение измеренных значений радиояростной температуры атмосферы T_a (а), восстановленных значений водозапаса облачности (б), влагозапаса атмосферы (в) и средней (эффективной) температуры T_0 облачного слоя (г) в течение прохождения обычного атмосферного фронта

Можно отметить следующие возможности для объяснения таких аномальных отличий:
 – несоответствие между теоретическими оценками времени релаксации капельной вла-

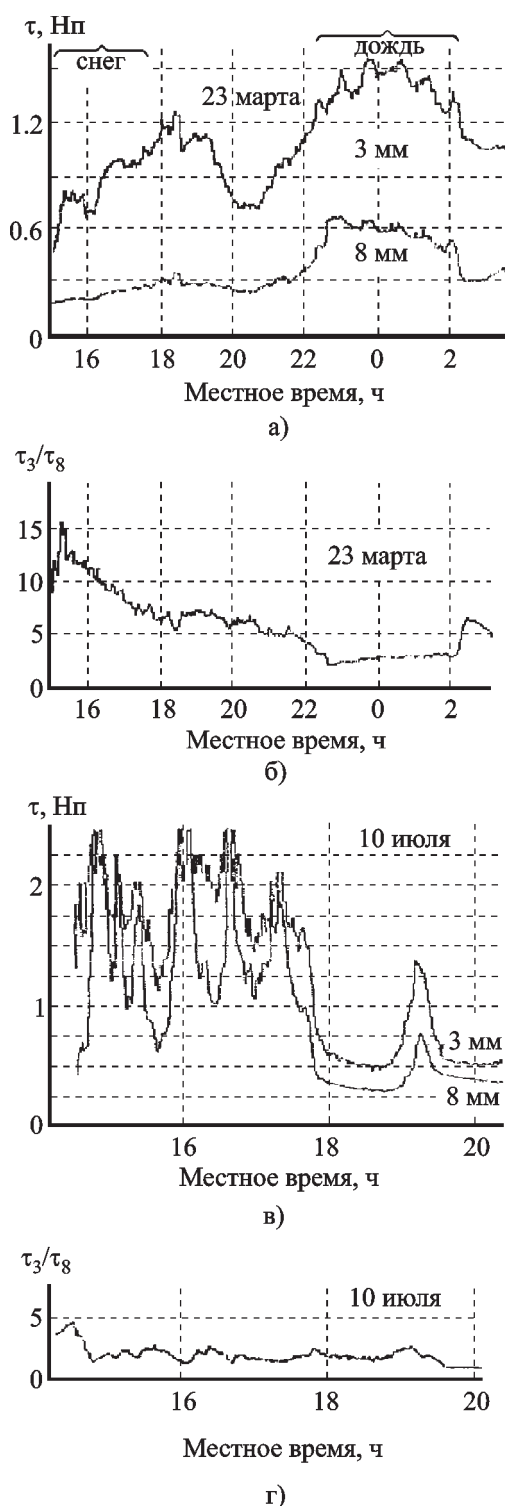


Рис. 4. Восстановленные значения интегрального вертикального поглощения атмосферы (а, в) и вариаций соотношения τ_3/τ_8 (б, г) в течение прохождения двух атмосферных фронтов

ги (3), полученных с помощью общепринятого метода, и реальными значениями τ_r для мелких капель воды (в этом случае можно согласовать экспериментальные и теоретические данные путем простого изменения значения τ_r);

- влияние гидрометеоров атмосферы.

Есть основания предполагать, что второй путь объяснения аномальных значений τ_3/τ_8 более продуктивен. В пользу этого свидетельствует ряд обстоятельств, вытекающих как из данных наблюдений, так и из теоретических расчетов других авторов (посвященных влиянию процессов дифракции на сверхбольших каплях и кристаллах льда на величину гидрометеорного поглощения в мм ДВ (см. также рис. 5 и 2, в-д).

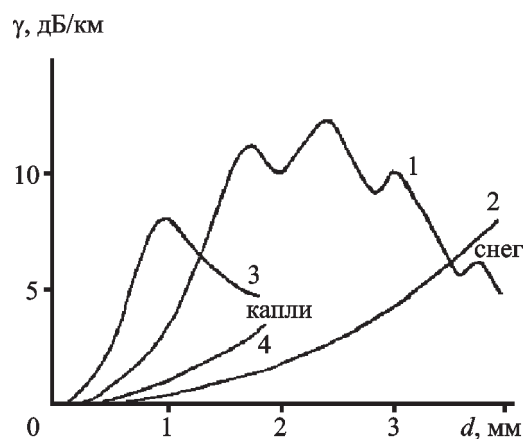


Рис. 5. Зависимость погонного коэффициента рассеяния облака на частоте 94 ГГц (кривые 1 и 3 из работы [9]) и 39 ГГц (кривые 2 и 4) с монодисперсным распределением (1 г/м^3) капель (3, 4), а также с монодисперсным распределением (1 г/м^3) сферических частиц льда (1, 2) от диаметра капель и частиц

Как уже отмечалось, для большинства измерений, проведенных в теплое полугодие, а также для многих измерений в холодное полугодие (но с положительной температурой приземного воздуха) характерно довольно хорошее соответствие между измеренными и расчетными значениями отношения τ_3/τ_8 . Аномально высокие значения τ_3/τ_8 наблюдались в большинстве случаев зимой или в межсезонье, а аномально низкие – исключительно в летний период.

Возможной причиной зимних и межсезонных превышений измеренных значений τ_3/τ_8 над расчетными может быть наличие ледяной фракции частиц в облаке, причем размеры снежных и ледяных кристаллов должны лежать преимущественно в пределах 0.5 ÷ 2.5 мм (что согласуется с данными контактных измерений, см., например, [8]).

В связи с этим, имеет смысл обратиться к результатам работы [9], в которой проводится теоретическая оценка коэффициентов поглощения в кристаллическом и капельном облаке за счет механизма дифракции в 3 мм ДВ с использованием теории Ми. Так, из рис. 5 следует, что в 3 мм ДВ за счет рассеяния на кристаллах льда коэффициент поглощения может превышать величину 10 дБ/км (кривая 1). В то же время, в 8 мм ДВ поглощение за счет механизма рассеяния достигнет лишь 3 дБ/км (пренебрегая небольшим изменением диэлектрической проницаемости льда для рассматриваемого интервала частот, мы преобразовали кривые 1, 3, полученные в работе [9] для 3 мм ДВ, в кривые 2 и 4 для 8 мм ДВ). Таким образом, крупные частицы льда в облаке могут вызывать вышеупомянутые аномалии.

При рассмотрении влияния парообразной влаги в летний период следует учесть, что отмеченные аномалии наблюдались в кучево-дождевых (Cb) облаках, а не в слоисто-дождевых (Sc). При этом известно, что если Sc облака характеризуются очень высокими значениями Q , достигающими 40 кг/м², и небольшими значениями W , то для Cb облаков характерны небольшие, до 0.15 кг/м² [10], значения Q при водозапасае $W = 1 \div 2$ кг/м². В холодное полугодие можно не учитывать влияние парообразной влаги.

Как уже было отмечено, иногда летом встречаются случаи аномально низких значений τ_3/τ_8 . Вероятной причиной такого понижения может служить наличие как сверхкрупных капель (с размерами более 1.5 мм) (рис. 5), так и кристаллов льда и снега с размерами 3 ÷ 4 мм, что приводит к различию знаков градиентов изменения поглощения на волнах 8 и 3 мм. Наиболее вероятно влияние именно кристаллов льда больших размеров, поскольку много-

численные литературные источники дают малые относительные величины содержания сверхкрупных капель в облаке. Это предположение подтверждается также тем фактом, что низкие значения τ_3/τ_8 наблюдались, главным образом, в грозовых облаках: в их верхнем слое, как правило, присутствуют крупные ледяные кристаллы (крупный град) [11]. Кроме того, проведенные при наклонных углах визирования циклы поляризационных радиометрических измерений подтвердили данные работы [12] о поляризационных отличиях T_y , возникающих из-за присутствия крупных снежных и ледяных частиц в облаке. Эти отличия, по нашим данным, могут достигать 20 К в 3 мм ДВ. Более того, такие поляризационные отличия наблюдались как в случае превышения значения радиояркости при вертикальной поляризации (T_B) над ее значением при горизонтальной поляризации (T_G), так и наоборот. А различные знаки поляризационных отличий радиояркостных температур, как показали теоретические расчеты [13], могут служить признаком микроструктуры облака. (Если частицы сфероидные, то $T_B > T_G$, а если они имеют плоскую форму, то $T_G > T_B$).

Все эти аргументы говорят в пользу версии о влиянии крупных частиц льда на наблюдавшиеся в течение года аномально повышенные и пониженные значения отношения коэффициентов поглощения в облаке для двух различных частот миллиметрового диапазона.

Заключение

Таким образом, в результате проведенного в настоящей работе анализа массива данных годичного цикла наблюдений атмосферного излучения на двух частотах мм ДВ

- отмечено существование температурной зависимости τ_3/τ_8 , а также возможность проведения оценки эффективной температуры облачного слоя путем двухчастотных радиометрических измерений;

- отмечено наличие многочисленных случаев аномально высоких измеренных значений τ_3/τ_8 по сравнению с теоретическими оцен-

ками, а также более редкие случаи аномально низких значений τ_3/τ_8 ;

– приведен ряд аргументов в пользу влияния ледяной фракции облачной влаги на наблюдавшиеся случаи аномально повышенных (пониженных) значений экспериментальных данных над расчетными (полученными без учета эффектов рассеяния);

– получено косвенное подтверждение возможности идентификации кристаллических зон облачности и формы кристаллов как за счет поляризационных отличий радиояркостности, так и за счет различий их знаков.

Литература

1. А. М. Шутко. Микроволновые радиометрические измерения водной поверхности и открытых грунтов. Москва, Наука, 1986, 190 с.
2. К. С. Станкевич, В. Е. Дудин, О. А. Подвойская. Физика атмосферы и океана. 1997, **33**, №3, с. 360-363.
3. Е. А. Башаринов, Б. Г. Кутуза. Известия вузов. Радиофизика. 1974, **17**, №1, с. 52-57.
4. А. Г. Горелик, В. В. Калашников, Л. С. Райкова и др. Изв. АН СССР. ФАО. 1973, **9**, №9, с. 928-936.
5. N. V. Ruzhentsev, Yu. A. Kuzmenko. Proc. of URSI Commotion – F Open Symposium on Climatic Parameters in Radio Wave Propagation Prediction (April 1998, Ottawa, Canada). 1998, pp. 123-126.
6. N. V. Ruzhentsev and Yu. A. Kuzmenko. Proceedings of URSI Commition F International Triennial Open Symposium on “Wave Propagation and Remote Sensing” (22-25 September 1998, Aveiro, Portugal). 1998, pp. 247-250.
7. N. I. Furashov, V. Yu. Katkov, B. A. Sverdlov. Proc. of Int. conf. On millimeter and sub-millimeter waves and applications. San-Diego, California, January 1994, pp. 601-603.
8. M. Hatanaka, Y. Ohta, H. Takeya, I. Sugioka, A. Nshitsuji, M. Wada. Int. Symposium IGARSS'93, Tokyo, 1993, **4**, pp. 1916-1918.
9. R. M. Lhermitte. IEEE Trans. 1988, **GRS-26**, No. 3, pp. 207-216.
10. Г. А. Андреев. Зарубежная радиоэлектроника. 1982, №12, с. 3-39.
11. Л. П. Мазин, С. М. Шмерер. Облака. Их структура и образование. Ленинград, Гидрометеиздат, 1983, 280 с.
12. J. Vivikanandan, J. Turk, F. S. Marzano, A. Magnai, R. W. Spenser, R. E. Hood et al. Int. Symposium IGARSS'93, Tokyo. **3**, 1993, pp. 1241-1243.
13. A. M. Osharin, A. V. Troitsky. Proceedings of International Conference on Mathematical Methods in Electromagnetic Theory (Sept. 12-15, 2000, Kharkov, Ukraine). 2000, **1**, pp. 244-246.

Radiation Features of Cloudiness at Millimeter Waves

N. V. Ruzhentsev

The results of an one-year cycle of continuous observations of the atmospheric radio emission in the vertical direction at 94 and 38 GHz are analyzed. The numerous cases of anomalous (several times) difference of experimental and theoretical values of the ratio of absorption coefficients at two frequencies are marked. It is shown that their principal reasons are the particles of snow and ice in clouds. The possibility of using the double-frequency radiometry for estimating not only the water content in clouds but also their effective temperature, as well as for investigating the hydrometeor microstructure is pointed out. The regime of polarization measurements is especially useful for these purpose. The applicability of the algorithm for restoring the values of complete vertical absorption, vapour water content and liquid water content in atmosphere as well as the effective temperature of clouds is demonstrated.