

ИССЛЕДОВАНИЯ ПАРАМЕТРОВ РАСПРОСТРАНЕНИЯ И РАССЕЯНИЯ САНТИМЕТРОВЫХ РАДИОВОЛН НА РАДИОЗАТМЕННЫХ ТРАССАХ СПУТНИК-СПУТНИК ПРИМЕНИТЕЛЬНО К ЗАДАЧЕ ИДЕНТИФИКАЦИИ ГИДРОМЕТЕОРНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Е.В. Сухонин

Институт радиотехники и электроники им. В.А. Котельникова РАН,
Фрязинский филиал

Получена 18 июня 2010 г.

Аннотация. Выполнены оценки ослабления A и деполяризации XPD радиоизлучения на волне 2 см при его прохождении по радиозатменной трассе *спутник-спутник* с гидрометеорами при заходе одного из спутников в область радиотени Земли с целью изучения возможности идентификации дождей. Результаты расчетов ослабления радиоволн в дожде сравнивались с экспериментальными данными, полученными на радиозатменных трассах аппарат МИР-геостационарный спутник. Показано, что в качестве критерия идентификации можно использовать характерный вид зависимости ослабления A от высоты лучевой линии в тропосфере H . Провал на кривой $A(H)$ может служить признаком существования либо обложного дождя с зоной таяния осадков, либо слоистых протяженных облаков. Различать эти гидрометеорные образования можно по поведению сигнала при $H \rightarrow 0$ km. Получено соотношение, связывающее между собой A и XPD в дождях на волне 2 см, позволяющее идентифицировать их более надежно. Установлено, что поляризационный метод дает возможность обнаруживать в атмосфере грозовые разряды.

Ключевые слова: радиоволны, радиозатменные трассы *спутник-спутник*, мониторинг параметров атмосферы, идентификация дождей, ослабление.

В связи с появлением систем глобального позиционирования и низкоорбитальных спутников начинают развиваться работы по мониторингу

метеопараметров атмосферы с помощью радиозатменного метода [1,2]. Хотя этот метод уступает по точности наземным методам, он является глобальным.

Из анализа [3,4] опубликованных работ и приведенной в них библиографии следует, что радиозатменный метод может применяться для определения и мониторинга содержания в атмосфере водяного пара и водности облаков по поглощению сантиметровых радиоволн на трассах *спутник-спутник* при заходе одного из спутников в область радиотени Земли. Что касается дождей, то в ряде случаев их идентификация и определение их интенсивности по ослаблению волн затруднительны, поскольку ослабление сантиметровых волн в дождях и мощных облаках часто бывает одинаковым. Поэтому требуются соответствующие теоретически обоснованные обработка и интерпретация экспериментальных данных по ослаблению в дождях радиоволн на спутниковых радиозатменных трассах, а также правильный выбор моделей дождя и методов анализа расчетов, чтобы можно было разделить вклады дождя и облаков без дождя в ослабление радиоволн.

Целью работы являлось изучение возможности идентификации дождей и получения их отличительного признака при сравнении с облаками на основе исследований теоретических расчётных зависимостей ослабления A и деполяризации XPD сантиметровых волн в дождях разного типа на затменных трассах *спутник-спутник* от расстояния H между земной поверхностью и трассой распространения радиоволн. Предварительные оценки показывают, что эти зависимости могут иметь "характерный" вид для дождей разного типа и по этой причине могут использоваться для их идентификации. В [5] было показано, как можно идентифицировать облака и оценивать поглощение в них радиоволн, однако вопрос об идентификации дождей остался открытым.

В работе анализировались результаты расчетов зависимостей $A(H)$ и $XPD(H)$ в дождях на волне 2 см. При расчетах ослабления A капли дождя рассматривались как сферические, а при расчетах деполяризации XPD как сфероиды, наклоненные по отношению к линии горизонта [6,7]. При расчетах использовались три модели структуры дождя ($M1$, $M2$ и $M3$) [8,9], при этом

только одни водные дождевые капли в чистом виде существуют в самом нижнем слое атмосферы толщиной 4 км, верхняя граница которого соответствует уровню замерзания воды 0°C.

В случае всех трёх моделей над нижним слоем, состоящим из одних дождевых капель, находится слой облаков толщиной 2 км с содержанием воды 500 г/м². В модели M2, в отличие от M1, слой облаков включает также дождевые ледяные капли. Модели M1 и M2 соответствуют обложным дождям. Модель M3, которая более всего соответствует сильным ливням конвективного происхождения ("глубокое дождевое облако с гидрометеорами в смешанной фазе" [9]), включает в себя ещё два более высоких слоя – один с ледяными кристаллами, замёрзшими каплями дождя и жидкими каплями дождя, и другой, самый высокий слой, только с ледяными кристаллами. Кроме того, слой облаков в модели M3 включает также жидкие и замёрзшие капли дождя

В случае моделей M1 и M2 обложные дожди представляют собой однородные образования с интенсивностью дождя $R = 0.5...1$ мм/ч, ограниченные сверху уровнем нулевой изотермы атмосферы и занимающие в пространстве десятки и даже сотни километров. Ещё одна особенность таких дождей (модель M2) – это существование в них зоны таяния осадков, находящейся ниже уровня нулевой изотермы атмосферы и достигающей по размеру нескольких сотен метров. Зона таяния осадков представляет собой мокрый снег и снег с дождём, ослабление в которых в два-три раза больше, чем в дожде с такой же интенсивностью [7].

Результаты расчета представляют собой имитацию радиопросвечивания дождей на волне 2 см при изменении минимальной высоты лучевой линии над земной поверхностью H от H_z до $H=0$ км. Результаты подробного анализа зависимости $A(H)$ для всех трех моделей дождя M1, M2 и M3 приведены в [10].

Судя по $A(H)$ на радиозатменных трассах в [5], характерный вид экспериментальной кривой $A(H)$ свидетельствует о наличии на радиозатменной трассе ливневого дождя, описываемого моделью дождя M3. Следовательно,

такая характерная особенность $A(H)$ может служить одним из критериев идентификации ливневых дождей.

Зависимость $A(H)$ для обложных дождей (модель M2) с провалом кривой $A(H)$ при $H \approx 4$ км обусловлена зоной таяния осадков. В модели M1 зависимость $A(H)$ полностью совпадает с $A(H)$ для модели M2 при $H \leq 3.5$ км, при этом провал в кривой $A(H)$ при $H > 3.5$ км отсутствует, т.к. в этом случае зона таяния осадков не существует. Расчёты зависимости $A(H)$ проводились в предположении, что длина трассы распространения радиоволн в обложном дожде равна 150 км, дождь является однородным с $R = 1$ мм/ч, толщина зоны таяния осадков 500 м, а коэффициент ослабления в ней СМ радиоволн втрое превышает коэффициент ослабления в дожде.

Зависимость $A(H)$ с провалом можно рассматривать как характерную особенность ослабления в слабых обложных дождях. Однако использовать её в качестве единственного критерия для идентификации обложных дождей типа M2, строго говоря, нельзя, поскольку аналогичные зависимости $A(H)$ с провалом могут существовать и в случае слоистых протяжённых облаков [5].

С целью повышения надёжности идентификации дождей на радиозатменных трассах следует одновременно с A измерять деполяризацию XPD, учитывая, что величины XPD могут заметно превышать величины ослабления A , если преобладают гидрометеоры в виде ледяных кристаллов. Анализ экспериментальных и теоретических результатов [11] показал, что между A и XPD существует функциональная связь, не зависящая от интенсивности дождя и длины трассы распространения радиоволн.

С учетом того, что в рассматриваемом нами случае $f=15$ ГГц ($\lambda=2$ см), угол поляризации волны 45° , угол возвышения трассы 0° , то в соответствии с рекомендациями МККР [12]

$$\text{XPD} = 35.3 - A. \quad (1)$$

В случае другой частоты и поляризации величина первого члена в правой части (1) изменится. Равенства типа (1) можно использовать для идентификации дождя на радиозатменных трассах. При одновременных измерениях ослабления A и деполяризации XPD волн возможны три случая: (а) левая и правая части в (1) равны друг другу, (б) левая часть больше правой и (в) правая часть больше левой. Первый случай означает, что на затменной трассе идет дождь, в котором деполяризация радиоволн обусловлена только каплями дождя. Во втором и третьем случаях на величину XPD в дожде влияет слой ледяных кристаллов, вызывая, в частности, дополнительный рост деполяризации при малой величине ослабления A .

По резкому изменению XPD во время грозовых разрядов можно также определять области атмосферы с грозовыми разрядами. Проведенные исследования показали, что измеряемые ослабление и деполяризация сантиметровых радиоволн на радиозатменных трассах в гидрометеорных образованиях позволяют идентифицировать дожди разных типов, облака и ледяные кристаллы.

На рис.1 представлена геометрия задачи. Земная поверхность изображена в виде полуокружности с радиусом a , в точках S_1 и S_2 расположены спутники с передающей и приёмной аппаратурой, $OD = OC = a$, $DB = h$, $CA = H$ – высота лучевой линии S_1ABS_2 над земной поверхностью. Поскольку согласно [5] угол рефракции радиоволн в тропосфере мал, то лучевая линия S_1ABS_2 практически представляет собой прямую линию.

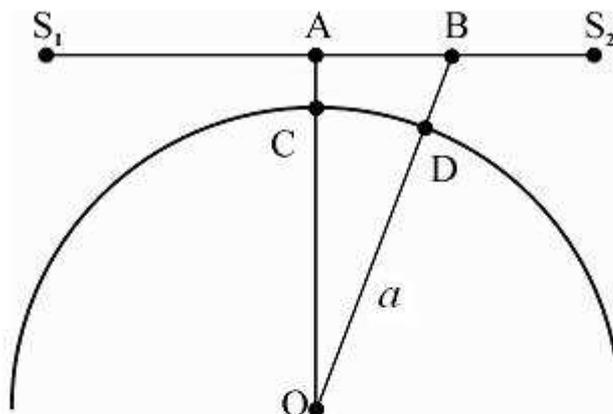


Рис.1. Геометрия задачи.

Длина пути радиоволн при их распространении на трассе АВ в общем случае зависит от h и определяется приближённо выражением $AB = \sqrt{(h - H)(2a + h + H)}$. Эффективная длина в тропосфере трассы *спутник-спутник* ~500 км. Диаметр пучка радиоволн с длиной 2 см, формирующего луч, в соответствии с формулой Френеля составляет ~200 м. Размеры зоны ливневых и обложных дождей обычно не превышают соответственно 20...30 и 100...150 км. Поэтому решаемая в данной работе прямая задача расчёта ослабления радиоволн на затменной трассе может рассматриваться как плоско-слоистая, а не сферически-слоистая.

При распространении на радиозатменной трассе *спутник-спутник* радиоволны испытывают поглощение парами воды, кислородом и облаками, ослабляются в осадках и вследствие эффектов рефракции. В [5] был выполнен анализ всех факторов, влияющих на поглощение волн на указанных трассах, за исключением дождей.

Обычно используются три модели, характеризующие форму капель дождя различной степени сложности [6]. В самой простой модели предполагается, что капли дождя являются сферическими, поэтому применима теория Ми, описывающая рассеяние радиоволн на сферических частицах.

Во второй модели капли являются сфероидальными и образуют анизотропную среду. В отличие от первой модели вторая модель позволяет учитывать зависимость ослаблений рассеяния от направления распространения радиоволн.

Третья модель учитывает в некоторой степени динамику капель дождя и связанную с ней деполяризацию радиоволн. При падении капли сплющиваются, причём вследствие существования в земной атмосфере высотного градиента скорости ветра сфероидальные капли дождя наклонены по отношению к горизонтали [7]. Поэтому наблюдается деполяризация сигнала в дожде как результат дифференциального ослабления и дифференциального сдвига фазы между компонентами сигнала с векторами поляризации

параллельными большой и малой осям сфероида. Хотя согласно [13], вытянутые и сплюснутые сфероиды могут иметь место с равной вероятностью и даже возможны колебания капель, при теоретическом исследовании деполяризации волн в дожде предполагается, что преобладают сплюснутые сфероиды [6]. Первая и вторая модели являются частными случаями третьей модели.

При расчётах чаще всего используется распределение капель дождя по размерам Лоуса-Парсонса [14]. Это позволяет более точно сравнивать результаты расчётов разных авторов.

На рис.2 и 3 приведены результаты расчётов зависимости ослабления A радиоволн с длиной волны 2 см в дождях на радиозатменных трассах *спутник-спутник* от H соответственно для случаев дождей конвективного происхождения (модель M3) и обложных дождей (модели M1 и M2). Приводимые на обоих рисунках пунктирные кривые 1 заимствованы из работы [5]; они характеризуют молекулярное поглощение в водяном паре в чистой стандартной атмосфере на трассах без дождей и облаков. Все величины ослабления A , лежащие ниже кривой 1, связаны с существованием в атмосфере гидрометеорных образований.

На рис.2 кривые 2, 3, 4 и 6 соответствуют интенсивностям ливневых дождей $R = 5, 25, 50$ и 100 мм/ч. Представленная в виде кружков на рис.2 экспериментальная кривая 5 $A(H)$ была получена из работы [5] на основе анализа результатов двух измерений $A(H)$ на радиозатменной трассе аппарат Мир-геостационарный спутник. При этом учитывалось, что в [5] из измеряемых величин $A(H)$ вычитались величины ослабления в кислороде и вследствие рефракции. (В [15] показано, в принципе рефракционное ослабление можно измерять, используя сигналы системы глобального позиционирования GPS). Это позволило нам провести сравнение экспериментальной кривой 5 с теоретическими кривыми на рис.2, при расчёте которых данные факторы ослабления не учитывались. Кривые 2, 3, 4 и 6 вместе с кривой 1, описывающей молекулярное поглощение в парах воды, характеризуют дополнительный вклад

в ослабление в водяном паре, вносимое ливневыми дождями. Начиная с $H \geq 5$ км, этот вклад стремится к нулю, т.к. в верхней части дождей преобладают ледяные кристаллы и капли, которые очень слабо поглощают сантиметровые радиоволны [16]. Судя по рис.2 и анализу атмосферного поглощения на радиозатменных трассах в [5], характерный вид экспериментальной кривой $A(H)$ свидетельствует о наличии на радиозатменной трассе ливневого дождя, следовательно, такая характерная особенность может служить одним из критериев идентификации ливневых дождей. Результаты расчётов $A(H)$ на рис.2 в принципе позволяют оценить интенсивность дождя R по измеряемой зависимости $A(H)$. (Например, приводимая на рис.2 экспериментальная зависимость $A(H)$ даёт $R = 50 \dots 100$ мм/ч). Однако для повышения надёжности такой оценки требуются дополнительные критерии идентификации дождей.

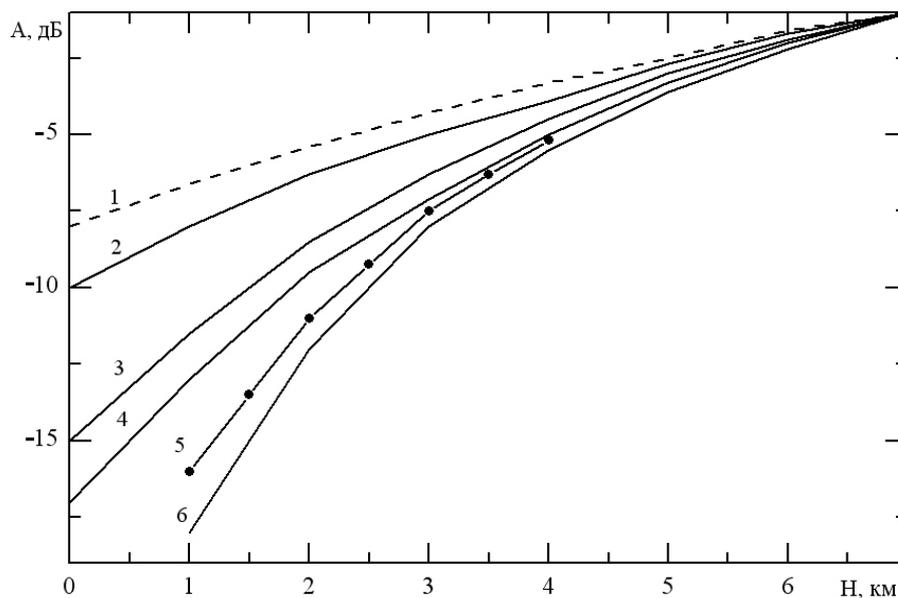


Рис.2. Зависимости суммарного ослабления радиоволн с длиной 2 см в ливневых дождях и парах воды на радиозатменных трассах от высоты лучевой линии (кривые 2, 3, 4 и 6); кривая 1 – молекулярное поглощение в водяном паре; кривая 5 – экспериментальная зависимость $A(H)$.

На рис.3 приведена только одна зависимость $A(H)$ для обложных дождей (модель M2) с провалом кривой $A(H)$ при $H \approx 4$ км, обусловленным зоной таяния осадков. В модели M1 зависимость $A(H)$ полностью совпадает с $A(H)$ для модели M2 при $H \leq 3.5$ км, при этом провал в кривой $A(H)$ при $H > 3.5$ км отсутствует, т.к. в этом случае зона таяния осадков не существует. Расчёты

зависимости $A(H)$ проводились в предположении, что длина трассы распространения радиоволн в обложном дожде равна 150 км, дождь является однородным с $R = 1$ мм/ч, толщина зоны таяния осадков 500 м, а коэффициент ослабления в ней СМ радиоволн втрое превышает коэффициент ослабления в дожде.

Зависимость $A(H)$ с провалом на рис.3 можно рассматривать как характерную особенность ослабления в слабых обложных дождях. Однако использовать её в качестве единственного критерия для идентификации обложных дождей типа М2, строго говоря, нельзя, поскольку аналогичные зависимости $A(H)$ с провалом могут существовать и в случае слоистых протяжённых облаков [5].

Отметим, что в случае всех трёх моделей дождя общая характерная особенность ослабления радиоволн в дождях $A(H)$ заключается в том, что при стремлении $H \rightarrow 0$ км величины $A(H)$ не стремятся к кривой 1 на рис.2 и 3, они всегда больше значений, определяемых кривой 1. В случае же облаков ослабление принимаемого сигнала при его восстановлении после провала стремится к кривой 1 при $H \rightarrow 0$ км, если на трассе распространения радиоволн другие гидрометеорные образования отсутствуют.

Аналогичные расчёты $A(H)$ проводились на волнах 1 и 3 см.

Установлено, что при высоте лучевой линии над земной поверхностью $H=1$ км ослабление в ливневых дождях с интенсивностью $R=5$ и 100 мм/ч составляет соответственно на волне $\lambda = 1$ см 6 и 60 дБ, а на $\lambda=3$ см 0.3 и 3 дБ. В другом крайнем случае при $H=5$ км указанные величины равны соответственно на $\lambda=1$ см 1.2 и 6 дБ и на $\lambda=3$ см 0.07 и 0.3 дБ. Полученные данные могут использоваться при оценке энергетического запаса систем для исследования атмосферы и климата с радиозатменными спутниковыми трассами [1, 2].

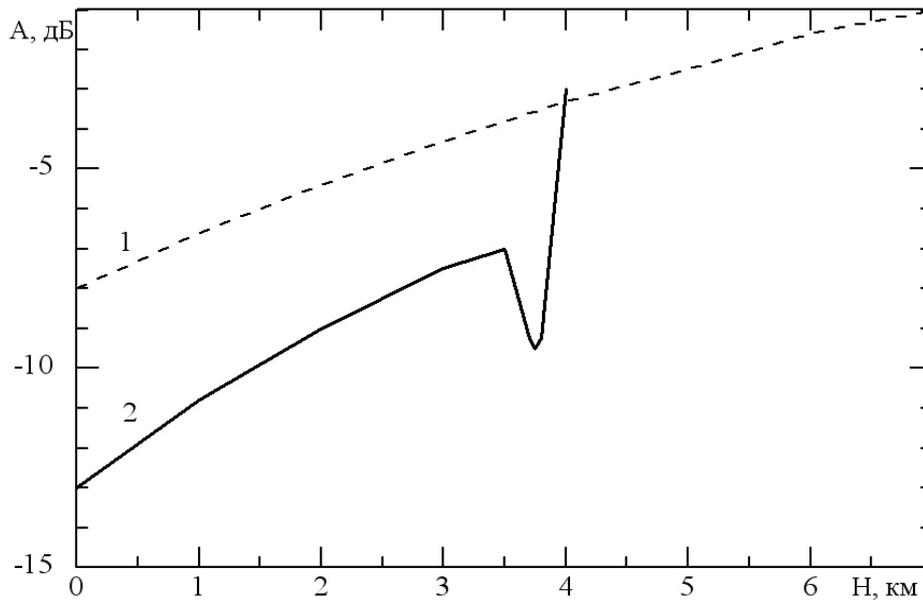


Рис.3. Зависимость суммарного ослабления радиоволн с длиной 2 см в обложном дожде и парах воды на радиозатменных трассах от высоты лучевой линии (кривая 2); кривая 1 – молекулярное поглощение в водяном паре.

Отметим, что расчёты величин $A(H)$ проводились в предположении, что дожди могут находиться как на середине радиозатменной трассы, так и ближе к её краям. В работе приводятся результаты расчётов для первого случая. Во втором случае расчёты отличаются тем, что, например, кривые на рис.2 будут стремиться к кривой 1 не при $H \rightarrow 7$ км, а при меньшем значении H , зависящим от того, насколько зона дождя закрыта линией горизонта.

Как отмечалось выше, дождь является анизотропной средой вследствие несферичности его капель и их наклона по отношению к вертикали (горизонтали). Анизотропия среды распространения радиоволн приводит к появлению кросс-поляризованной компоненты сигнала.

В [17-19] из решения матричного уравнения переноса излучения были получены выражения для кросс-поляризации сигналов с Γ (горизонтальной) и V (вертикальной) поляризациями X_Γ и X_V в виде их модулей от комплексных чисел:

$$X_\Gamma = 20 \lg \left| \frac{(\Gamma - 1) \operatorname{tg} \theta}{1 + \Gamma \operatorname{tg}^2 \theta} \right| \text{ дБ}, \quad (2)$$

$$X_B = 20 \lg \left| \frac{(\Gamma - 1) \operatorname{tg} \theta}{\Gamma + \operatorname{tg}^2 \theta} \right| \text{ дБ}, \quad (3)$$

где $\Gamma = \exp[-(\alpha + i\beta)Z]$; Z – расстояние; α – дифференциальное ослабление между главными осями ($\alpha = \alpha_2 - \alpha_1$); β – дифференциальный сдвиг фазы между главными осями ($\beta = \beta_2 - \beta_1$); θ – угол наклона капель.

Выражения (1) и (2) могут быть приведены для проведения расчётов к следующему виду:

$$X_\Gamma = 20 \lg \frac{\sqrt{(\cos \beta Z - 1)^2 + (\sin \beta Z)^2 \exp(-\alpha Z) \operatorname{tg} \theta}}{\sqrt{[1 + \exp(-\alpha Z) \cos \beta Z \cdot \operatorname{tg}^2 \theta]^2 + [\sin \beta Z \exp(-\alpha Z) \operatorname{tg}^2 \theta]^2}}, \quad (4)$$

$$X_B = 20 \lg \frac{\sqrt{(\cos \beta Z - 1)^2 + (\sin \beta Z)^2 \exp(-\alpha Z) \operatorname{tg} \theta}}{\sqrt{[1 + \exp(-\alpha Z) \cos \beta Z \cdot \operatorname{tg}^2 \theta]^2 + [\sin \beta Z \exp(-\alpha Z)]^2}}, \quad (5)$$

Представляя линейно поляризованную волну в виде суммы двух волн с противоположной круговой поляризацией и разлагая векторы поля на составляющие параллельные большой и малой осям сфероида, получим, что в случае круговой поляризации (К)

$$X_K = 20 \lg \left| \frac{1 + \Gamma}{1 - \Gamma} \right|. \quad (6)$$

Отметим, что при круговой поляризации величина X_K не зависит от угла наклона капель и соответствует наихудшему случаю деполаризации в дожде волн с линейной поляризацией, когда $\theta = 45^\circ$.

Таким образом, при линейной поляризации деполаризация радиоволн будет сильно зависеть от угла наклона капель. В настоящее время нет достаточных данных о форме или ориентации дождевых капель, особенно в случае сильного ветра. Поэтому расчёты поляризационного отношения обычно проводятся в предположении, что все капли имеют одинаковый угол наклона или эти углы распределены по закону Гаусса [20]. В [21] анализировались и сравнивались между собой экспериментальные и теоретические значения X в дожде, рассчитанные при разных углах наклона дождевых капель, на частотах 11 и 16

ГГц соответственно на трассах 13.6 и 0.85 км. Установлено, что среднее значение угла наклона капель $\langle\theta\rangle$ менялось в пределах от 2° до 4° , а среднее значение их модуля составляло $\langle|\theta|\rangle=25^\circ$. Поскольку $\langle|\theta|\rangle \gg \langle\theta\rangle$, это означает, что распределение углов наклона капель дождя имеет большую дисперсию.

На основе полученных экспериментальных величин $\langle\theta\rangle$ можно рассчитать полуэмпирические зависимости медианных значений поляризационного отношения от ослабления волн в дожде [20]. Анализ таких расчётов показывает, что величина X может изменяться на частоте 15 ГГц в пределах от 20 до 60 дБ в зависимости от A .

ЛИТЕРАТУРА

1. Kursinski E.R., Ward D., Otavola R., Herman B. et al. // Abstr. 3rd International workshop OPAC. September 20, 2007, Graz, Austria. P. 14.
2. Hoeg P., Kirchengast G. // Proposal to ESA on atmosphere and climate explorer. Graz: University of Graz. 2002. P. 33.
3. Яковлев О.И. Космическая радиофизика. М.: РФФИ, 1998.
4. Яковлев О.И., Павельев А.Г., Матюгов С.С. // Усп. совр. радиоэлектроники. 2002. № 9. С. 8.
5. Яковлев О.И., Матюгов С.С. // РЭ. 2005. Т. 50. № 3. С. 277.
6. Соколов А.В., Сухонин Е.В. // Итоги науки и техники. Сер. Радиотехника. М: ВИНТИ, 1980. Т. 20. С. 107.
7. Сухонин Е.В. // Итоги науки и техники. Сер. Радиотехника. М: ВИНТИ, 1990. Т. 41. С. 3.
8. Liu G., Curry J.A. // J. Geophys. Res. 1992. V. 97. № D9. P. 9959.
9. Wu R., Weinman J.A. // J. Geophys. Res. 1984. V. 89. № 8. P. 7170.
10. Сухонин Е.В. // РЭ. 2008. Т.53. № 9. С. 1128.
11. Nowland W.L., Olsen R.L., Shkarovsky I.P. // Electron. Lett. 1977. V. 13. № 22. P. 676.
12. CCIR. V. Rep. 564-1. Section 12.4. Geneva: CCIR, 1978.

13. Jones D.M.A. // J. Meteor. 1959. V. 16. P. 504.
14. Laws J.O., Parsons D.A. // Trans Am. Geophys. Union. 1943. V. 24. P. 452.
15. Liou Y.A., Pavelyev A.G., Wickert J. et al. // J. Geophys. Res. 2006. V. 111. D06104, doi: 10.1029/2005JD005823.
16. Wu R., Weinmann // J. Geoph. Res. 1984. V. 89. № 8. P. 7170.
17. Oguchi T. // J. Radio Res. Lab. (Tokio). 1975. V. 22. P. 165.
18. Watson P.A. // Proc. IEE. 1976. V. 123. № 7.
19. Magiori D. // Alta Frequenza. 1981. V. 50. № 5. P. 262.
20. Watson P.A., Arbabi M. // Proc. IEE. 1973. V. 120. P. 413.
21. Hogg D.C., Chu T.S. // Proc. IEEE. 1975. V. 63. P. 1308.