

ОСЛАБЛЕНИЕ И ОБРАТНОЕ РАССЕЯНИЕ МИЛЛИМЕТРОВЫХ РАДИОВОЛН В ТУМАНЕ, ДОЖДЕ, СНЕГОПАДЕ

В.Н.Пожидаев
ИРЭ им. В.А.Котельникова РАН

В работе проанализирован ряд имеющихся данных и проведены необходимые расчеты для проведения оценок влияния атмосферы на работу радиолокатора миллиметрового диапазона. Приведены результаты вычислений для коэффициентов ослабления и обратного рассеяния радиоволн на частотах до 300 ГГц для осадков и аэрозолей. Это позволяет прогнозировать величины ослабления и радарного сечения радиоволн в метеоявлениях.

В последнее время наблюдается тенденция к разработке сравнительно малогабаритных радиолокаторов миллиметрового диапазона радиоволн (100-300 ГГц). Однако переход к более высоким частотам по сравнению с сантиметровым диапазоном требует при создании радара учета возможности и характеристик его работы в условиях замутненной атмосферы. Различные метеорологические образования в атмосфере, во-первых, вносят ослабление на пути распространения радиоволн до цели и обратно (уменьшая тем самым дальность действия прибора), а во-вторых, дают на приемнике сигналы от ложных распределенных целей в виде капель или снежинок. Этими образованиями могут быть дождь, туман, снегопад, частицы которых состоят из воды. Цель данной работы – оценить возможные величины ослабления (затухания) и обратного рассеяния (рассеяние назад под углом 180° от направления падения) миллиметровых радиоволн во всех вышеперечисленных образованиях в зависимости от их интенсивности.

Первые последовательные подходы к этой проблеме появились более 30 лет назад [1], но в настоящее время назрела необходимость привести эти данные к виду, удобному для практических оценок. При дальнейшем рассмотрении будем пользоваться следующими формулами для расчетов коэффициентов ослабления α и обратного рассеяния η системой полидисперсных рассеивателей, из которых состоят рассматриваемые образования [2]:

$$\alpha = \pi N \int_0^A a^2 Q_{\text{att}}(a, \lambda, m) n(a) da \quad (1.a)$$

$$\eta = \pi N \int_0^A a^2 Q_{\text{back}}(a, \lambda, m) n(a) da \quad (1.б)$$

где N – концентрация рассеивателей (частиц) в единице объема, a – радиус отдельной частицы, A – максимальный реально возможный радиус, Q_{att} и Q_{back} – факторы эффективности ослабления излучения и его рассеяния назад соответственно, λ – длина волны падающего на систему излучения, m – комплексный показатель преломления вещества, из которого состоят рассеиватели, $n(a)$ – нормированная функция распределения частиц по размерам. Безразмерные факторы эффективности в общем случае являются бесконечными рядами и содержат сложные выражения, в состав которых входят функции Бесселя [2]. В дальнейшем иногда будет применяться Рэлееское приближение, справедливое в том случае, когда размеры частиц много меньше длины волны падающего излучения.

Размерность коэффициента α – в км^{-1} , а η – в км^{-1} или в м^{-1} . Полученные значения коэффициента α позволяют оценить затухание радиоволн на пути длиной L до цели или, другими словами, оценить прозрачность атмосферы $T = \exp(-\alpha L)$. В радиотехнике (в отличие от оптики) принято выражать коэффициент ослабления γ в единицах дБ/км. В этом случае $\gamma = 4.34\alpha$ и $T = 10^{-0.1\gamma L}$. Величина η является радарным сечением на единицу объема, то есть определяет принимаемую радаром мощность, отраженную назад системой рассеивателей. Произведение η на величину объема пространства, освещенного лучом радара, дает эффективную площадь рассеяния системой частиц, которую следует сравнивать с ЭПР цели. Для оценок предположим, что длина трассы "цель-радар" равна $L = 1$ км. В таком случае, если предположить, что ширина основного лепестка диаграммы направленности радара θ составляет 1 градус и длительность импульса $\tau = 40$ нс, то освещенный объем оценивается как

$$V_{oc} = \pi(0.5 \cdot L\theta)^2 \cdot c\tau/2 = 1435 \text{ м}^3, \quad (2)$$

где c - скорость света.

А. Влияние тумана

Интенсивность тумана характеризуется метеорологической дальностью видимости S_M [м] в нем или его водностью q [г/м³], то есть количеством жидкой воды в единице объема в пункте наблюдения. Приближенная связь между двумя характеристиками интенсивности тумана предлагается в виде: $q[\text{г/м}^3] = 40/S_M [\text{м}]$.

Классификация интенсивности тумана представлена в Таблице 1.

Таблица 1

	Слабый	Умеренный	Сильный	Очень сильный
S_M	500 - 1000	200 - 500	50 - 200	< 50
q	0.04 – 0.08	0.08 – 0.2	0.2 – 0.8	>0.8

Туман состоит из мелких водяных капель с размерами от нескольких единиц до десятков мкм, поэтому для исследуемых длин волн справедливо Релеевское приближение. Распределение капель тумана по размерам хорошо аппроксимируется гамма – распределением [3]:

$$n(a) = \frac{\mu^{\mu+1}}{\Gamma(\mu+1)} \frac{a^\mu}{r_m^{\mu+1}} \exp\left(-\mu \frac{a}{r_m}\right) \quad (3)$$

где μ - параметр, характеризующий полуширину распределения, r_m - наивероятнейший радиус капель, $\Gamma(\mu+1)$ – гамма-функция, равная $\mu!$ при целом μ . В этом случае водность тумана q определяется как

$$q = N\rho(4/3\pi r_m^3)(\mu+1)(\mu+2)(\mu+3)/\mu^3, \quad (4)$$

где ρ - плотность воды. Для туманов параметр μ варьируется от 2 до 4, а r_m изменяется от 2 до 10 мкм. Положив для определенности $r_m=4$ мкм и $\mu=4$, получим для $q=0.08$ г/м³ концентрацию капель $N=100$ см⁻³ и для остальных туманов соответственно $N=100(q/0.08)$.

Расчет интеграла (1.а) трудностей не представляет. Расчет сводится к выражению

$$\alpha = 8\pi^2 NW \langle a^3 \rangle / \lambda = 6\pi W q / \rho \lambda \quad (5.a)$$

где $W \approx 0.18$, а $\langle a^3 \rangle$ - интеграл от третьей степени радиуса частиц с учетом функции распределения (5).

Из расчетов видно, что только в случае очень сильного тумана ослабление доходит до 10 дБ/км, а в других случаях составляет единицы дБ/км. Причем ослабление монотонно растет с увеличением частоты радиоволн.

Рассмотрим теперь величину коэффициента обратного рассеяния и радарного сечения. Первый из них сводится к выражению

$$\eta = 64\pi^5 \lambda^{-4} N Y \langle a^6 \rangle, \quad (5.б)$$

где Y составляет ≈ 0.6 , а $\langle a^6 \rangle$ – интеграл от шестой степени радиуса частиц с учетом функции распределения (3). Взяв те же значения параметров микроструктуры тумана и две длины волны 0.88 мм и 1.3 мм, получим, что для тумана с водностью $q = 0.08$ г/м³ величины $\eta = 3.0 \cdot 10^{-7}$ и $\eta = 7 \cdot 10^{-8}$ м⁻¹ соответственно. Умножив эти значения на величину освещенного объема V_{oc} (2) получим, что в умеренном тумане его ЭПР на двух длинах волн может составить всего около 4.3 и 1.0 см², а в сильном тумане – на порядок больше.

Б. Влияние дождя

Если радиоволны с частотой более 10 ГГц на своем пути до цели и обратно попадают в зону дождя, то они испытывают ослабление, величина которого может быть больше, чем в тумане. Это ослабление также носит вероятностный характер из-за целого ряда факторов, поэтому предсказать заранее, дождь с какой интенсивностью придется на зону работы локатора, невозможно.

Дождь состоит из частиц воды с радиусами несколько мм преимущественно шаровой формы. Сила дождя характеризуется его интенсивностью R , выражаемой в [мм/ч]. Для описания концентрации и распределения капель дождя по размерам предложено много моделей, но здесь будут рассмотрены только три из них.

1. Распределение Маршалла-Пальмера [4], представляющее собой экспоненту с отрицательным показателем

$$\begin{aligned} N(a) &= N_0 \exp(-\beta a), \\ \beta &= 8.2 R^{-0.21} [\text{мм}^{-1}], \\ N_0 &= 1.6 \cdot 10^4 [\text{м}^3 \cdot \text{мм}^{-1}]. \end{aligned} \quad (6.a)$$

Это распределение имеет самый простой вид и часто используется для расчетов, хотя оно и переоценивает число мелких капель.

2. Логарифмически-нормальное распределение [5], имеющее вид одногорбой кривой.

$$N(a) = \frac{0.4 N_T}{\sigma a} \exp \left[-\frac{(\ln(2a) - \mu)^2}{2\sigma^2} \right], \quad (6.b)$$

$$\begin{aligned} \mu &= 0.451 + 0.109 \ln(R), \\ \sigma^2 &= 0.124 + 0.075 \ln(R), \\ N_T &= 220 R^{0.275} [\text{м}^3 \cdot \text{мм}^{-1}]. \end{aligned}$$

Численные параметры распределения зависят от местности; приведенные здесь значения были получены нами в Московской области [6].

3. Распределение Лоуса-Парсонса [7], полученное еще в 1943 г., и представляющее собой таблицу. В ней содержатся проценты от общего объема выпавшей воды для определенных диапазонов размеров капель Δa и для различных значений интенсивности дождя R . Таблица, содержащая концентрацию капель для каждого диапазона, пересчитывается в распределение $N(a)$ с учетом интенсивности дождя, скорости падения капель и их объема. Это распределение рекомендовано Международным Союзом Электросвязи для проведения расчетов характеристик распространения.

Расчеты коэффициентов ослабления радиоволн в дожде проводились неоднократно для различных частот радиоволн и различных распределений капель дождя по размерам. В материалах МСЭ [8] рекомендуется считать, что соотношение между погонным ослаблением в дожде γ_R [дБ/км] и его интенсивностью описывается степенным законом:

$$\gamma_R = k \cdot R^b, \quad (7)$$

где коэффициенты k и b в первом приближении зависят от частоты и приведены в таблице работы [8] для разных частот и поляризаций радиоволн. Однако там подчеркивается, что экспериментально это соотношение проверено для частот менее 40-50 ГГц.

В данной работе были проведены соответствующие расчеты по формулам (1) для частот вплоть до 300 ГГц для трех вышеприведенных распределений капель дождя по размерам. Из расчетов видно, что на высоких частотах результат расчета коэффициентов ослабления сильно зависит от вида распределения капель, хотя для частот менее 50 ГГц все распределения дают сходные значения. Если результаты расчетных оценок расходятся, то необходимо привлекать экспериментальные данные по измерению α_R в дожде. По данным работы [9] соответствующие экспериментальные значения α_R для четырех частот сравнивались с расчетом, и оказалось, что они ближе всего к расчету с использованием распределения Маршалла-Пальмера (6.a).

В связи с этим и был проведен расчет параметров k и b в (7) для этого распределения и результаты содержатся в Таблице 2.

Таблица 2

Частота	Ослабление		Рассеяние	
	k	b	k	b
60.0	0,186E-03	0,833	0,965E-04	0,796
70.0	0,237E-03	0,792	0,120E-03	0,727
80.0	0,282E-03	0,761	0,135E-03	0,676
90.0	0,321E-03	0,736	0,144E-03	0,638
100.0	0,355E-03	0,716	0,147E-03	0,610
120.0	0,405E-03	0,687	0,143E-03	0,575
140.0	0,439E-03	0,668	0,134E-03	0,554
160.0	0,463E-03	0,654	0,122E-03	0,546
180.0	0,479E-03	0,645	0,111E-03	0,544
200.0	0,491E-03	0,637	0,101E-03	0,541
220.0	0,499E-03	0,630	0,942E-04	0,541
240.0	0,505E-03	0,626	0,868E-04	0,543
260.0	0,508E-03	0,622	0,796E-04	0,548
280.0	0,508E-03	0,620	0,742E-04	0,552
300.0	0,506E-03	0,619	0,705E-04	0,554

Конечно, распределение (6.а), возможно, нуждается в модификации для лучшего соответствия экспериментальным данным, но для оценочных расчетов пока вполне можно пользоваться и им.

Для расчета общего ослабления радиоволн в дожде предложено много методов, но общепризнанного из них до сих пор пока нет [10]. Поскольку длина трассы в 1 км относительно мала, то для оценок в нашем случае воспользуемся предположением об однородности дождя вдоль всей трассы. В этом случае $A_R = \gamma_R L$, где $L = 2$ км. Наблюдается слабая зависимость ослабления от частоты радиоволн в рассматриваемом диапазоне, но сами величины довольно существенны. Необходимо отметить, что ослабление оптических волн в дождях немного меньше, чем ослабление радиоволн миллиметрового диапазона, но порядок величин тот же.

Обратимся теперь к величине радарного сечения в дожде. Поскольку размеры капель дождя больше длин волн (или сравнимы), то интеграл (1.6) необходимо решать численно. Результаты расчетов η [км⁻¹] в предположении тех же трех распределений капель по размерам показывают, что величины радарного сечения также можно аппроксимировать степенным законом (7) и значения коэффициентов для этого случая в предположении распределения (6.а) приведены также в Таблице 2.

При том же значении V_{oc} радара, что и выше, величины ЭПР становятся существенно больше, чем в тумане из-за того, что большие капли дождя более существенны для отражения. Так для дождя с интенсивностью 5 мм/час на частоте 240 ГГц величина $\eta \cong 2 \cdot 10^{-4}$ м⁻¹ и площадь рассеяния составляет около 0.3 м²).

В. Влияние снегопада

На ослабление радиоволн сильное влияние оказывают только очень влажные снегопады и снег с дождем, вероятность выпадения которых существенно меньше, чем вероятность выпадения снегопадов любого типа. Сухой снег обладает малым поглощением из-за малости мнимой части комплексного показателя преломления льда

Снежинки, составляющие снегопад, отличаются большим разнообразием форм, размеров, плотности и влагосодержания, что резко затрудняет создание микроструктурной модели снегопада. Чаще всего встречаются гексагональные пластинки с диаметрами в диапазоне от 0.5 до 3 мм. Их показатель преломления является показателем преломления смеси воды, льда и воздуха. Кроме того, расчет коэффициентов ослабления и обратного рассеяния радиоволн на системе частиц неправильной формы и случайной ориентации в пространстве пока крайне затруднен. Классификация снегопадов, распределение снежинок по размерам, их комплексный показатель преломления и скорость падения были обобщены в работе [11].

Силу снегопада измерить на практике довольно трудно. Если заменить снежинки эквивалентными водяными сферами (из условия равенства масс снежинки и образующейся из нее при плавлении водяной капли), то можно оценить интенсивность снегопада по эквивалентному содержанию жидкой воды I , выражая ее в мм/час. Другой характеристикой является массовая концентрация снега Q , определяемая как масса жидкой воды, полученной при таянии снежинок, в единице объема. При определении этих параметров из-за плавления снежинок теряется информация о соотношении жидкой и ледяной фазы в них, что затрудняет проведение расчетных оценок коэффициента ослабления радиоволн. Третьей характеристикой может быть метеорологическая дальность видимости в снегопаде аналогично случаю тумана. Для проведения оценочных расчетов можно воспользоваться результатами, приведенными в [3]. На основе экспериментальных данных там приведена связь между ними:

$$\begin{aligned} Q[\text{г/м}^3] &= 0.212 I [\text{мм/ч}], \\ S_M [\text{км}] &= 0.94 I^{-0.91}. \end{aligned} \quad (8)$$

Из-за описанных выше трудностей при моделировании снежинок проводить расчеты по (1.а) и (1.б) пока нецелесообразно, поэтому надо воспользоваться экспериментальными данными. Если измерять коэффициент ослабления радиоволн в снегопаде γ_c , относительно его интенсивности, то из результатов можно получить приближенную зависимость вида

$$\gamma_c = m_1 \cdot I \text{ или } \gamma_c = m_2 \cdot Q, \quad (9)$$

Величина коэффициента m_1 [(дБ/км)/(мм/час)] или m_2 [(дБ/км)/(г/м³)] зависит от частоты радиоволны и влагосодержания снегопада, поэтому экспериментально найденным значениям свойственен большой разброс по величине. Массив величин m в зависимости от частоты по материалам, содержащимся в работах [11] и [12], использовался для регрессионного анали-

за. Значения m_2 пересчитаны в m_1 с учетом (8). Регрессионная прямая, проведенная по этому массиву методом наименьших квадратов, имеет вид

$$m_1[(\text{дБ/км})/(\text{мм/час})] = 0.0094 F [\text{ГГц}]. \quad (10)$$

Большой разброс точек делает коэффициент корреляции равным всего 0.825, поэтому следует иметь в виду, что реальные значения коэффициента ослабления радиоволн в снегопаде могут сильно отличаться от оценочных расчетов по выражению (10).

Информация о радарном сечении снежинок систематизирована еще меньше, чем о коэффициенте ослабления радиоволн. Для ММ и СБММ волн таких оценок не проводилось из-за крайней сложности моделирования формы и ориентации снежинок. Имеются некоторые экспериментальные работы, в которых проводилось измерение обратного рассеяния для снегопада. Так, в работе [13] для некоторых частот получены экспериментальные значения η_c . Их аппроксимация в виде функции $\eta_c(Q)$ выполнена в [12].

$$\eta_c(\text{м}^{-1}) = 10^{0.1Z}, \quad (11)$$

где $Z = k_1 (1 - \exp(-k_2 Q)) + k_3$.

Коэффициенты аппроксимации приведены в таблице 3.

Таблица 3

F, ГГц	k_1	k_2	k_3
96.	13.8	7.66	-65.1
140.	15.8	8.82	-61.5
225.	15.3	2.66	-59.0

В качестве примера оценим ЭПР снегопада с интенсивностью $I=5$ мм/ч на частоте 225 ГГц. Массовая концентрация снегопада $Q \approx 1$ г/м³, Величина $Z \approx -45.$, $\eta = 3.1 \cdot 10^{-5}$ м⁻¹, ЭПР ≈ 450 см².

Таким образом, в работе приведены все необходимые данные, требующиеся для оценок влияния атмосферы на работу радиолокатора на частотах менее 300...350 ГГц в различных метеоусловиях. Следует подчеркнуть, что эти оценки реально дают только порядки искомых величин из-за большой изменчивости метеоявлений. Подробно результаты этой работы изложены в [14].

ЛИТЕРАТУРА

1. Соколов А.В. Распространение миллиметровых и субмиллиметровых радиоволн в атмосфере Земли. –М.: ВИНТИ, 1974 (Итоги науки и техники. Радиотехника, вып.5, с.5).
2. Г. ван де Хюлст. Рассеяние света малыми частицами. Изд. иностр. литературы. М. 1961.
3. Ослабление лазерного излучения в гидрометеорах. Под ред. М.А.Колосова. М., Изд. "Наука", 1977.
4. Marshall J.S., Palmer W./McK. // J.Meteorol., 1948, vol.5, p.165.
5. Harden B.N., Norbury J.R., White W.J.K. // IEE Conf. Publ., 1978, No.169, Part 2, p.87.
6. Захарян М.В., Корнилов Л.Н., Пожидаев В.Н. //РЭ, 1989, т.34, № 10, с.2017.
7. Laws J.V., Parsons D.A. // Trans. Amer. Geophys. Union, 1943, vol.24, h.452.
8. Рекомендация МСЭ-R P.838. Модель погонного ослабления в дожде, используемая в методах прогнозирования. 1992.
9. Manabe T., Ihara T., Awaka J., Furuhami Y. // IEEE Trans. 1987, vol. AP-35, No.11, p.1326.
10. Пожидаев В.Н., Святогор В.В. //Труды НИИР. 1984, № 1, с.57.
11. Труханова Л.П., Пожидаев В.Н. // РЭ, 1986, т.31, № 10, с.1922.
12. Арманд Н.А., Пожидаев В.Н. // РЭ, 2010, т.55, № 5, с.553.
13. Nemerich J., Wellman R.J., Lacombe J. // IEEE Trans., 1988, v.GE-26, no.3
14. Пожидаев В.Н. //РЭ, 2010, №10 (в печати).