

Тема 4. Распространение электромагнитных волн в различных средах

Лекция 18. Распространение радиоволн в атмосфере.

Общая характеристика земной атмосферы

Тропосфера – нижний слой атмосферы высотой 10 – 12 км над поверхностью земли. Тропосфера представляет собой смесь газов (кислорода, азота, углекислого газа, паров воды и др.), средняя плотность которых убывает с высотой. За счет нагрева и охлаждения газов землей они перемещаются во всех направлениях, но преимущественно в вертикальном. Неравномерное нагревание и перемещение газов приводит к тому, что температура T , атмосферное давление P и влажность e являются случайными функциями положения точки наблюдения и времени. Наибольшая скорость изменения этих функций наблюдается в вертикальном направлении.

Кроме того, в тропосфере эпизодически могут возникать гидрометеоры (дождь, снег, туман, град), которые представляют собой совокупность огромного количества движущихся частиц воды, оказывающих влияние на распространение радиоволн.

Показатель преломления атмосферы (тропосферы) определяется по формуле:

$$n = 1 + \left[\frac{78,5}{T} \left(P + \frac{4800 \cdot e}{T} \right) \right] \cdot 10^{-6}.$$

Так как скорость изменения параметров P , e , T наибольшая в вертикальном направлении, то и скорость изменения n в этом направлении наибольшая, показатель преломления n является случайной функцией точки наблюдения и времени. Он изменяется в пределах $n=1,00026-1,00046$ у земли и $n=1,00011$ в верхних слоях тропосферы.

Средний градиент показателя преломления в атмосфере составляет

$$\frac{dn}{dh} = -4 \cdot 10^{-8} \text{ м}^{-1}.$$

Молекулы воды обладают электрическими моментами, а молекулы кислорода - магнитными. При взаимодействии электромагнитной волны с молекулами веществ атмосферы часть ее переходит во внутримолекулярную энергию, т.е. наблюдаются потери. Эти потери существенны в коротковолновой части сантиметрового и в миллиметровом диапазонах.

При наличии гидрометеоров тропосфера превращается в среду с ярко выраженной неоднородностью электрических параметров. В воде, кроме других, возникают и тепловые потери.

Наибольшее влияние на РРВ оказывают осадки в виде дождей, особенно на частотах выше 8 – 10 ГГц ($\lambda < 3,75$ см). На более низких частотах

потерями в гидрометеорах пренебрегают. Влияние дождя зависит от его интенсивности, которую оценивают количеством воды, выпадающей в единицу времени на единичную поверхность (J_d).

2. Луч в среде с переменным значением показателя преломления

Рассмотрим луч, распространяющейся радиоволны в реальной атмосфере. Будем полагать, что тропосфера имеет симметрично радиальное распределение показателя преломления (рис. 6.1).

Предположим, что тропосфера состоит из слоев p , $p+1$, $p+2$ и т. д., имеющих показатели преломления n_p , n_{p+1} , n_{p+2} и т. д. и, что n изменяется с высотой медленно. Тогда будет наблюдаться только явление преломления, а отражение от границ слоев будет отсутствовать.

Определим уравнение луча распространяющейся волны. Согласно закону преломления в точке M_p (рис. 6.1)

$$\frac{\sin \varphi_p}{\sin \psi_p} = \frac{n_{p+1}}{n_p}. \quad (6.2)$$

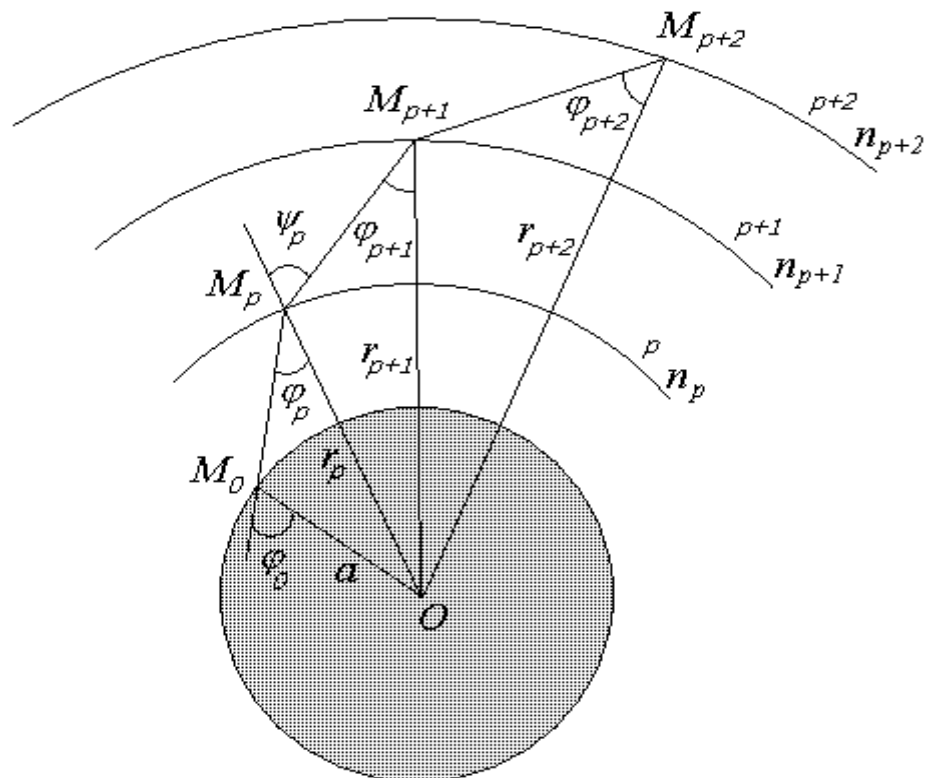


Рис. 6.1

Выразим $\sin \psi_p$ из треугольника OM_pM_{p+1} с помощью теоремы синусов

$$\frac{\sin(180-\psi_p)}{\sin \varphi_{p+1}} = \frac{r_{p+1}}{r_p} \Rightarrow \sin \psi_p = \frac{r_{p+1}}{r_p} \sin \varphi_{p+1}. \quad (6.3)$$

Подставляя значение (6.3) в выражение (6.2), получим

$$n_p \sin \varphi_p r_p = n_{p+1} \sin \varphi_{p+1} r_{p+1} = C_1.$$

Аналогично рассуждая, получим формулу для следующей пары соседних слоев $p+1$ и $p+2$.

$$n_{p+1} \sin \varphi_{p+1} r_{p+1} = n_{p+2} \sin \varphi_{p+2} r_{p+2} = C_1.$$

Из последнего следует

$$C_1 = n_{p+2} \sin \varphi_{p+2} r_{p+2}.$$

В общем случае для любой точки M , находящейся на границе раздела двух слоев, можно записать

$$C_1 = n \cdot r \cdot \sin \varphi. \quad (6.4)$$

Если количество слоев устремить к бесконечности, а их толщину к нулю, т.е. осуществить предельный переход с учетом того, что n изменяется медленно с высотой, выражение (6.4) не изменится, если выполняется неравенство

$$\frac{\lambda_0}{n} \frac{dn}{dh} \ll 4n^2 \cos^3 \varphi; \quad \left(\varphi \approx \frac{\pi}{2} \right). \quad (6.5)$$

Выражение (6.5) указывает на то, что n меняется мало на отрезке λ_0 . Для определения постоянной C_1 рассмотрим точку на поверхности земли (у антенны). Здесь $r=a$, $n=n_0$ (показатель преломления у поверхности земли)

$$\sin \varphi = \sin \varphi_0.$$

Тогда

$$C_1 = a n \sin \varphi_0.$$

Если заменить $r=a+h$, где h - высота точки наблюдения над землей, получим уравнение луча волны в тропосфере

$$\frac{n(h)}{n_0} \left(1 + \frac{h}{a} \right) \sin \varphi = \sin \varphi_0, \quad (6.6)$$

которое является решением поставленной задачи.

Выводы:

- произведение высоты точки наблюдения от центра земли на показатель преломления тропосферы в этой точке и на синус угла падения – величина постоянная;

- при увеличении высоты точки наблюдения показатель преломления тропосферы уменьшается, следовательно, угол падения увеличивается, что приводит к искривлению траектории луча в сторону земли.

2.1. Рефракция радиоволн в тропосфере

Проанализируем полученное выражение (6.6), при этом учтем, что, $h/a \ll 1$, так как $h < 10\text{-}20$ км, а радиус земли $a=6370$ км. В связи с этим отношение h/a в сравнении с единицей мало и его можно опустить. Поскольку правая часть уравнения (6.6) постоянна, а n изменяется с ростом h , т.е. луч искривляется вследствие изменения n в тропосфере. *Явление искривления луча в тропосфере получило название рефракции.*

Определим радиус кривизны луча, если известен градиент показателя преломления dn/dh в точке наблюдения M .

Радиус кривизны любой кривой определяется выражением

$$\rho = \frac{dl}{d\theta}, \quad (6.7)$$

где $dl = \cup M_p M_{p+1}$, $d\theta = \angle M_p O M_{p+1}$,

Если проделать операцию (6.7), получим

$$\rho = \frac{1}{-\frac{dn}{dh} \cdot \sin \varphi}. \quad (6.8)$$

Анализируя формулу (6.8), можно сделать следующие выводы.

1. Радиус кривизны луча обратно пропорционален градиенту коэффициента преломления и углу φ .
2. Наибольшему искривлению подвергаются лучи, посланные под малым углом к горизонту ($\varphi \approx \pi/2$).
3. При вертикальном направлении луча он прямолинеен.

Если $\varphi \approx \pi/2$, что наиболее вероятно для практики, вероятное значение ρ при $dn/dh = -4 \cdot 10^{-8} \text{ м}^{-1}$ составляет $\rho = 25000$ км.

Таким образом, радиус луча оказывается больше радиуса земли. Из уравнения (6.8) следует, что

$$\begin{aligned} \rho > 0 & \text{ если } \frac{dn}{dh} < 0; \\ \rho < 0 & \text{ если } \frac{dn}{dh} > 0. \end{aligned}$$

В первом случае рефракция положительная, луч имеет выпуклость, обращенную вверх (рис. 6.2, а).

Во втором случае рефракция отрицательная, выпуклость обращена вниз (рис. 6.2, б).

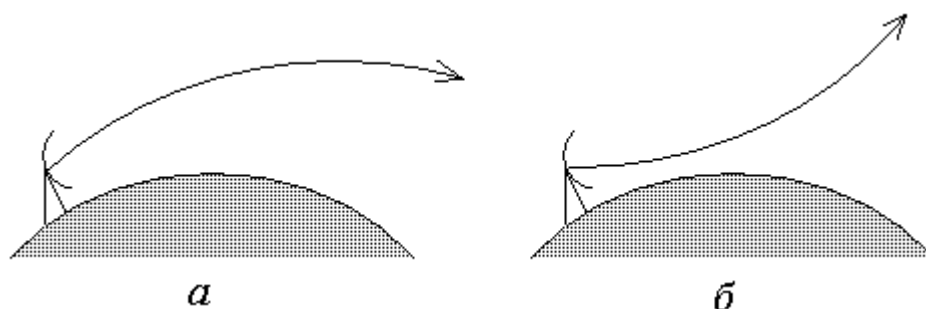


Рис. 6.2

Как влияет рефракция на амплитуду напряженности поля в области прямой видимости и в области тени? В области прямой видимости искривляются лучи прямой и отраженной волн, что вызывает изменения фазовых соотношений между падающей и отраженной волнами. При положительной рефракции происходит снижение лепестков диаграммы направленности, т. е. первый лепесток прижимается к земле. При отрицательной рефракции - наоборот.

В области тени напряженность поля при положительной рефракции увеличивается (рис. 6.3).



Рис. 6.3

Задача нахождения напряженности поля волны при произвольном законе изменения показателя n с высотой чрезвычайно сложна. Поэтому ограничимся случаем *нормальной рефракции*, когда изменяется n с высотой по линейному закону. В этом случае напряженность поля с учетом нормальной рефракции может рассчитываться по формулам для сферической земли и однородной атмосферы (которые выведены ранее), если в них истинный радиус земли заменить эквивалентным $a_{\text{эkv}}$, определим по формуле:

$$a_{\text{эkv}} = \frac{a}{1 - a/\rho}$$

При положительной рефракции искривление луча эквивалентно увеличению радиуса земли, за счет чего происходит повышение дальности прямой видимости, и напряженности поля в области тени.

Различают несколько случаев положительной рефракции важных для практики.

1. Стандартная рефракция: при этом $\rho = 25000$ км, $a_{\text{экв}} = 8500$ км. Это наиболее часто встречающийся на практике случай и поэтому он используется в расчетах (рис. 6.4, а).
2. Критическая рефракция:

$$g = \frac{dn}{dh} = -15,7 \cdot 10^{-8} \text{ м}^{-1},$$

$$\rho = 6370 \text{ км} \quad \text{и} \quad a_{\text{экв}} \rightarrow \infty$$

Луч имеет такой же радиус кривизны, как и поверхность земли, поэтому он распространяется "параллельно" земле (рис. 6.4, б). Эквивалентная поверхность земли - плоскость.

3. Сверхрефракция:

$$g = \frac{dn}{dh} < -15,7 \cdot 10^{-8} \text{ м}^{-1},$$

$$\rho < 6370 \text{ км} \quad (\text{при } \varphi \approx \pi/2).$$

Эта ситуация показана на рис. 6.4, в. Лучи, посланные под небольшим углом, многократно отражаются от земли. Это явление получило название атмосферного волновода. Оно приводит к сверхдальному распространению УКВ. Для возникновения атмосферных волноводов необходимы большие значения g , которые наблюдаются лишь при температурных инверсиях, когда температура воздуха растет с высотой. Это бывает летом над сушей в вечерние часы и над морем, когда воздух движется в приземном слое с суши на море. Явление это эпизодическое.

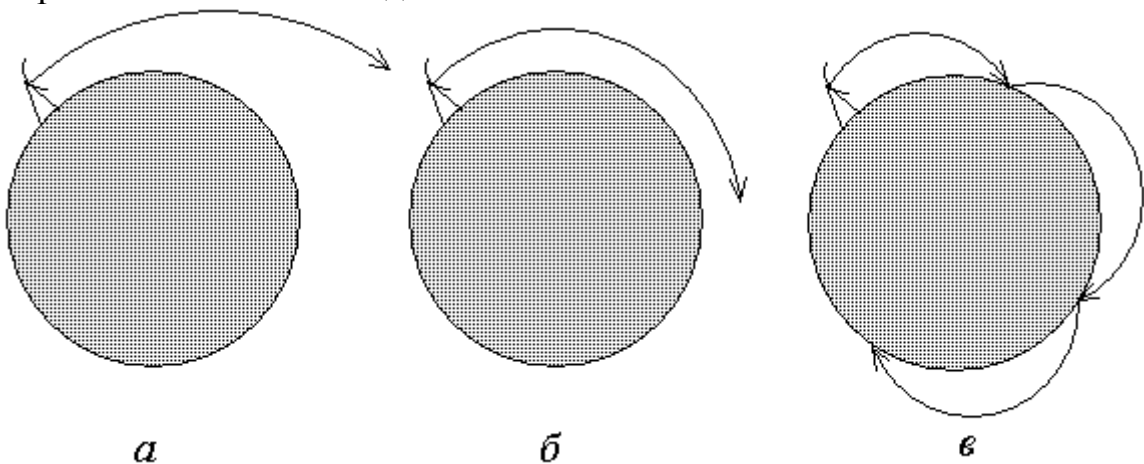


Рис. 6.4

Величина $g = dn/dh$ является функцией времени. Следовательно, будет меняться $a_{\text{экв}}(t)$, что вызовет изменение напряженности в точке наблюдения поля (флуктуации). Это явление получило название замирания сигнала.

Интенсивность замирания зависит от протяженности трассы радиоволны, метеоусловий и длины волны λ .

Выводы:

- * Радиус кривизны луча уменьшается при увеличении модуля градиента коэффициента преломления и наибольшему искривлению подвергаются лучи, посланные под малым углом к горизонту ($\varphi \approx \pi/2$).
- * При вертикальном направлении луча, радиус кривизны равен бесконечности, т.е. луч прямолинеен.
- * Стандартная рефракция – это наиболее часто встречающийся на практике случай.
- * Критическая рефракция и сверхрефракция возникают редко, когда температура воздуха растет с высотой.

2. Ослабление напряженности поля радиоволн в атмосфере

2.1. Ослабление радиоволн в газах

При распространении радиоволн короче 3 – 4 см ($f > 7 - 10$ ГГц) в земной атмосфере происходит ослабление поля за счет поглощения в газах. Различают нерезонансное и резонансное поглощения.

Нерезонансное поглощение вызывается затратой энергии воздействующего поля на преодоление сил трения между молекулами, возникающими при вынужденном колебательном движении молекул под действием поля.

Резонансное поглощение связано с тем, что по законам квантовой механики каждая молекула того или иного вещества может поглощать (или излучать) только свои собственные наборы квантов энергии или соответствующие им наборы (спектры) частот.

Молекулярные спектры поглощения (или излучения) определяются следующими физическими процессами: движением электронов относительно ядер атомов, составляющих молекулу; колебательным движением самих ядер около положения равновесия; вращательным движением молекул в целом. Переходы между фиксированными уровнями энергии, которые связаны с этими видами движения, определяют электронные, колебательные и вращательные спектры поглощения (или излучения). В соответствии с величиной энергии, необходимой для изменения данного устойчивого состояния молекулы, электронные спектры поглощения расположены в ультрафиолетовой и видимых областях, колебательные спектры – в ближней инфракрасной области и вращательные спектры – в далекой инфракрасной области и микроволновой части радиодиапазона.

При переходе молекулы с более высокого энергетического уровня на более низкий происходит спонтанное излучение. Этот процесс является источником шумов, в частности, атмосферных шумов в радиодиапазоне.

Поглощение энергии внешнего поля молекулами происходит при совпадении частоты поля с одной из дискретных частот внутримолекулярных переходов, в результате молекула переходит в более высокое энергетическое состояние. Из всех составляющих атмосферного газа в радиодиапазоне расположены спектры поглощения только кислорода и водяных паров.

Ослабление напряженности поля в кислороде и водяных парах измеряют молекулярным множителем ослабления V_z , который изменяется с расстоянием по закону

$$V_z(r) = \exp\left[-\int_0^r \delta(r) dr\right], \quad (7.1)$$

где $\delta(r)$ – коэффициент ослабления на единицу пути; r – путь, проходимый волной в поглощающей области атмосферы.

При расчетах учитывается поглощение только в газах тропосферы из-за пренебрежимо малой плотности газов в более высоких областях атмосферы.

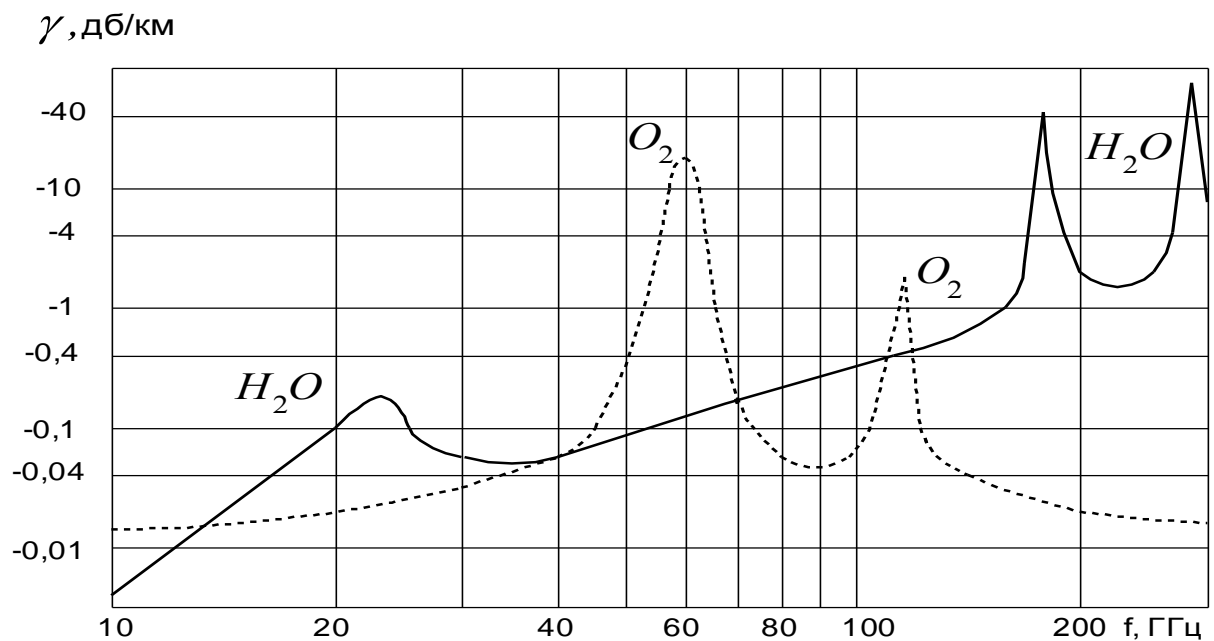


Рис. 7.1. Погонное ослабление в кислороде и парах воды на разных частотах

В общем случае значение $\delta(r)$ меняется на пути распространения волны за счет изменений давления, температуры и влажности воздуха. Для учета неоднородности вводят понятие эффективной длины трассы и величину V_z в децибелах представляют в виде суммы:

$$V_z = \gamma_{H_2O} r_{H_2O} + \gamma_{O_2} r_{O_2}, \quad (7.2)$$

где γ_{H_2O} и γ_{O_2} – погонные ослабления, дБ/км, вблизи поверхности Земли соответственно для водяного пара и кислорода при горизонтальном распространении волны относительно поверхности Земли; r_{H_2O} и r_{O_2} – эффективные длины трасс для водяного пара и кислорода соответственно.

На рис. 7.1 приведены рассчитанные зависимости γ_{H_2O} и γ_{O_2} от частоты. Кривые соответствуют средним условиям на нулевой высоте относительно уровня моря при давлении 760 мм рт. ст., температуре 20° С и плотности водяных паров 7,5 г/м³. Из рисунка видно, что водяной пар имеет полосы поглощения с центрами вблизи частот 22, 183 и 320 ГГц, а кислород 60 и 120 ГГц.

Эффективные длины трасс r_{H_2O} и r_{O_2} учитывают неравномерные условия поглощения вдоль трассы. Множитель ослабления V_s , дБ, на трассе с реальной протяженностью r и реальным неравномерным распределением поглощения равен сумме множителей ослабления на трассах, протяженностью r_{H_2O} и r_{O_2} с равномерным распределением поглощения, когда погонные ослабления на этих трассах есть величины постоянные, равные γ_{H_2O} и γ_{O_2} .

Частотный диапазон волн, испытывающих поглощение в газах, применяется на наземных линиях, протяженностью порядка прямой видимости ($r \leq 40 - 70$ км) и на космических линиях.

На наземных линиях указанной протяженности работа ведется на земной волне, путь распространения которой практически параллелен земной поверхности. При этом эллипсоид, существенный для распространения, имеет весьма малые поперечные размеры. Поэтому принимают γ_{H_2O} и γ_{O_2} зависящими только от продольного распределения газов, которое в пределах указанных расстояний примерно равномерно (при отсутствии осадков) и $r_{H_2O} \cong r_{O_2} \cong r$, где r – геометрическая длина трассы.

На космических линиях путь распространения волны проходит через всю толщину атмосферы от поверхности Земли до ее верхней границы. На такой трассе распределения кислорода и водяных паров изменяются по высоте. Кроме того, космический аппарат перемещается относительно наземного пункта приема и длина его пути распространения изменяется в зависимости от угла возвышения траектории относительно линии горизонта. Минимальный путь соответствует вертикальной траектории $\theta = 90^\circ$. Для таких траекторий $r_{H_2O}(90^\circ) \cong 2$ км; $r_{O_2}(90^\circ) \cong 4$ км. Эти величины характеризуют средние условия, когда давление равно 760 мм рт. ст., температура 20° С и плотность водяных паров 10 г/м³.

Выводы:

* в диапазоне частот 10 до 200 ГГц наблюдается увеличение погонного ослабления;

* водяной пар имеет полосы поглощения с центрами вблизи частот 22, 183 и 320 ГГц, а кислород 60 и 120 ГГц.

2.2. Ослабление радиоволн в осадках

Различные атмосферные образования в виде конденсированных водяных паров: дождя, тумана, облаков, града, снега, которые состоят из отдельных частиц – капель, льдинок (гидрометеоров), – являются причиной ослабления напряженности поля радиоволн.

Ослабление вызывается, во-первых, нерезонансным поглощением в частицах и, во-вторых, рассеянием энергии на частицах. Последнее явление приводит к уменьшению потока энергии в заданном направлении. При резко очерченной границе полосы осадков ослабление может происходить также за счет обратного рассеяния.

Ослабление за счет гидрометеоров оценивается модулем множителя ослабления $V_{зм}$, дБ, который, как и при поглощении в газах, определяется произведением:

$$V_{зм} = \gamma_{зм} r_{э. зм}, \quad (7.3)$$

где $\gamma_{зм}$ – ослабление в гидрометеорах, дБ/км, на трассе, проходящей вдоль земли; $r_{э. зм}$ – эффективная длина трассы, на которой погонное ослабление постоянно и равно $\gamma_{зм}$, а ослабление поля такое же, как и на реальной трассе с неравномерным распределением осадков.

Физические процессы, от которых зависит $\gamma_{зм}$, является функцией многих параметров.

Нерезонансное поглощение определяется количеством частиц, участвующих в поглощении, их электрическими параметрами и частотой поля. Интенсивность рассеяния является функцией количества частиц в единице объема, их формы, соотношением их размеров с длиной волны и распределения интенсивности осадков по трассе.

Исследования показывают, что погонное ослабление в твердых частицах значительно меньше, чем в жидких каплях, из-за меньшей диэлектрической проницаемости воды в твердой фазе. Из всех видов осадков наибольшее ослабление дают дождь и мокрый снег. Вероятность появления и длительность мокрых снегопадов малы, поэтому их обычно не учитывают.

Ослабление в граде составляет лишь несколько процентов от ослабления в дожде той же интенсивности. Ослабление в сухом снеге весьма мало.

Ослабление в тумане и облаках также относительно невелико из-за малых размеров капель, но большая протяженность этих образований и во многих случаях большая длительность существования заставляет в ряде географических районов учитывать этот вид осадков.

Ослабление в осадках начинает сказываться на частотах $f > 6$ ГГц ($\lambda < 5$ см) и особенно существенно влияют на условия распространения частот $f > 10$ ГГц.

Ослабление в дожде. Множитель ослабления в дожде, выраженный в децибелах,

$$V_{\partial} = \gamma_{\partial} r_{\partial} \quad (7.4)$$

Расчет погонного ослабления в дожде является весьма сложной задачей, поскольку размеры капель случайны, а их форма может отличаться от сферической. Широко применяются рассчитанные значения γ_{∂} (рис. 7.2). Из кривых видно, что γ_{∂} возрастает при увеличении частоты поля и интенсивности дождя.

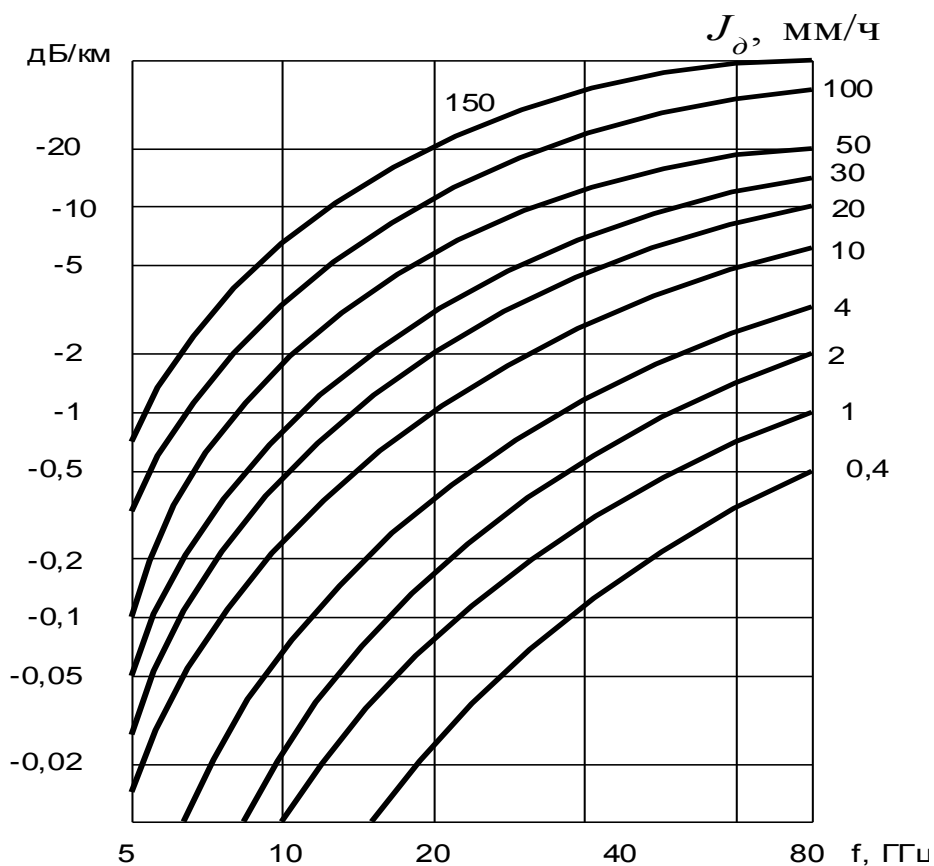


Рис. 7.2. Погонное ослабление в дожде на разных частотах

Отличие формы дождевых капель от сферической, что характерно для сильных дождей и ливней, приводит к зависимости γ_{∂} от вида поляризации волны. При горизонтальной поляризации γ_{∂} оказывается на 10 – 20% больше, чем при вертикальной. Поэтому в районах интенсивных дождей выгодно использовать поле с вертикальной поляризацией.

Эффективная длина трассы r_{∂} учитывает неравномерное распределение интенсивности дождя как вдоль поверхности Земли, так и по вертикали. При расчете r_{∂} приходится различать два случая.

На наземных линиях, протяженностью $r \approx 40 - 70$ км, где траектория распространения земной волны перпендикулярна дождевому потоку и значение $r_{\text{э.д}}$ зависит только от продольной неравномерности дождя:

а) дождей слабой и средней интенсивности ($J_{\text{д}} \leq 20$ мм/ч)

$$r_{\text{э.д}} \approx r; \quad (7.5)$$

б) дождей сильных и ливней ($J_{\text{д}} > 20$ мм/ч)

$$r_{\text{э.д}} = k_r r, \quad (7.6)$$

где k_r - коэффициент, учитывающий неравномерность распределения интенсивности дождя вдоль наземной трассы; r - геометрическая длина трассы. На рис. 3 показана зависимость от длины трассы вдоль земной поверхности при различной интенсивности дождя.

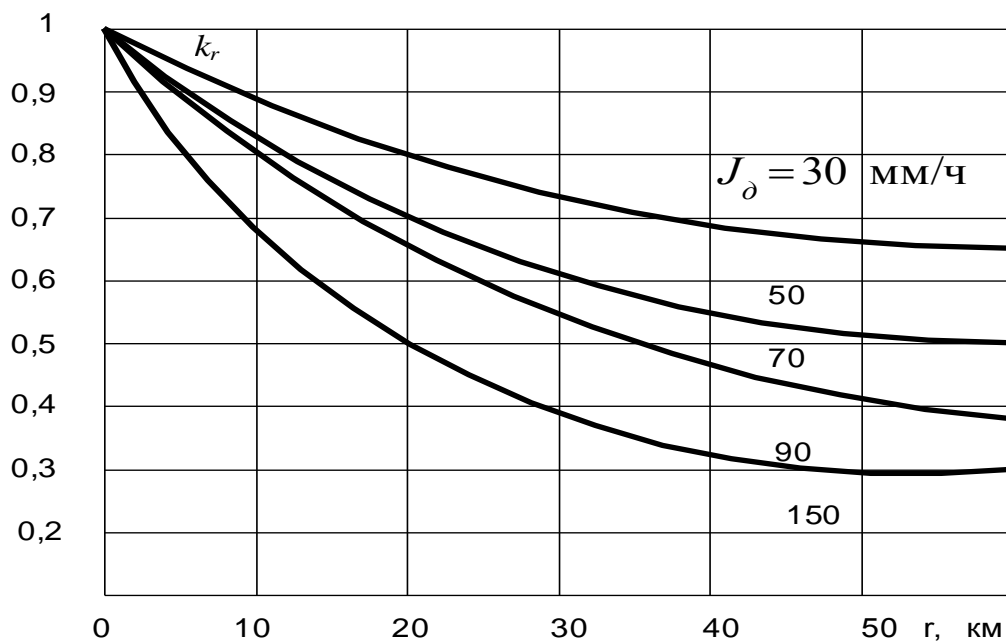


Рис. 7.3. Коэффициент k_r для трасс разной протяженности, при $J_{\text{д}} = \text{const}$

В разных климатических районах верхняя граница грозовых облаков располагается на высоте 7 – 12 км. Верхняя часть этих образований состоит из льдинок, а основное ослабление происходит в частицах, содержащих воду в жидкой фазе. Верхняя граница жидких частиц составляет $H_{\text{д}} \approx 3-4$ км.

Ослабление в тумане и облаках зависит от количества жидкой воды в единице объема, которое измеряется водностью, а также от температуры воздуха и частоты распространяющего поля.

Множитель ослабления в тумане или облаках, выраженный в децибелах,

$$V_{m.o} = \gamma_{m.o} r_{m.o}, \quad (7.7)$$

при этом погонное ослабление

$$\gamma_{m.o} = k_{m.o} M_{m.o}, \quad (7.8)$$

где $k_{m.o}$ – удельный погонный коэффициент ослабления (дБ/км)/(г/м³) (рис. 4); $M_{m.o}$ – водность, г/м³.

Водность туманов в среднем оценивается величиной $M_m \approx 0,25$ г/м³, водность многослойных облаков при длительных осадках $M_o \approx 0,1$ г/м³, кучевых облаков $M_o \approx 0,4$ г/м³. Наибольшая водность наблюдается в кучево-дождевых облаках, где она может достигать $M_o \approx 8$ г/м³.

При определении пути $r_{m.o}$, проходимого в зонах тумана и облаков, различают следующие.

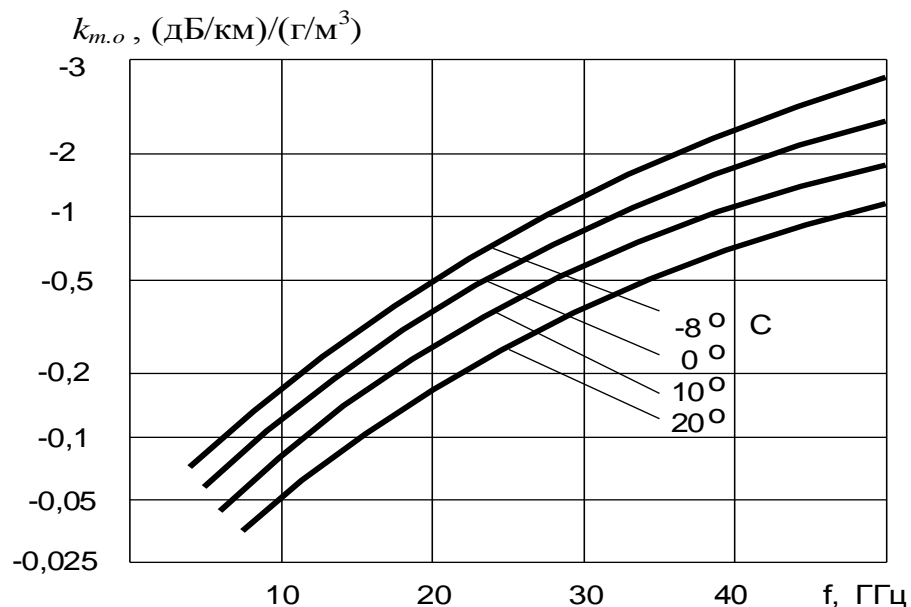


Рис. 7.4. Удельный погонный коэффициент ослабления в тумане и облаках, при $T^\circ = \text{const}$

На наземных линиях, работающих в пределах прямой видимости на земной волне и имеющих протяженность r , принимают при расчете ослабления в тумане $r_m \approx r$, поскольку горизонтальная протяженность зон туманов составляет десятки и более километров.

На высокогорных трассах учитывается еще и ослабление в облаках. Гористая протяженность слоистых облаков достигает 1000 км, кучевых – до 10 км.

На космических линиях, где учитывается ослабление и в тумане, и в облаках, длина пути, проходимая волной в этих образованиях, зависит от угла возвышения траектории θ и вертикального размера зоны тумана или облаков $l_{m.o}$:

$$r_{m.o}(\theta) = l_{m.o} \operatorname{cosec} \theta, \quad (7.9)$$

где вертикальный размер зоны тумана $l_m \approx 0,3 - 2,3$ км, а зоны облаков $l_o \leq 10$ км.

Выводы:

- ослабление в дожде увеличивается с увеличением частоты и интенсивности дождя;
- ослабление в тумане и облаках увеличивается с увеличением частоты, влажности и с уменьшением температуры.

3. Распространение радиоволн в ионосфере

3.1. Влияние ионосферы на распространение радиоволн

Под влиянием корпускулярного излучения солнца и звезд, под действием космических лучей и метеоритов происходит ионизация газов атмосферы. В результате в ней содержатся свободные электроны и ионы. Их распределение характеризуется полностью или электронной концентрацией N_p . Слой атмосферы, в котором наблюдается значительная электронная концентрация, назван ионосферой. В ионосфере наблюдается один максимум N_p и несколько слоев, в которых N_p мало зависит от высоты (рис. 8.1). Они получили названия «ионосферных слоев **D, E, F**».

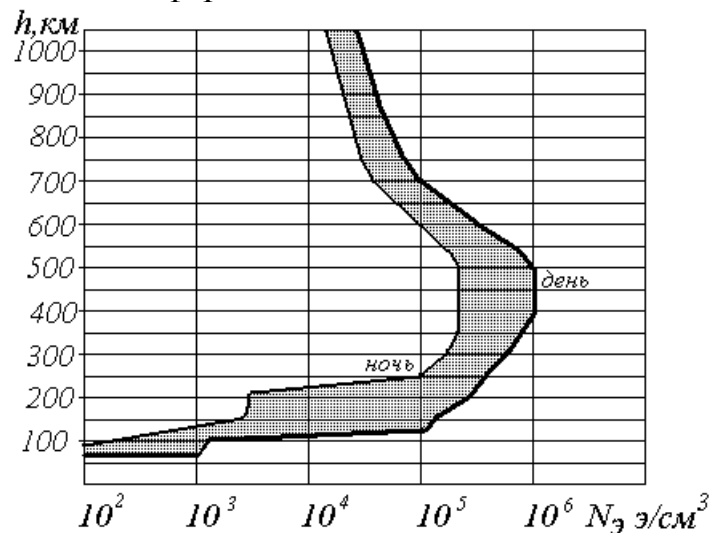


Рис. 8.1

Электронная концентрация N_p непостоянная во времени. Днем она выше, чем ночью. Кроме того, величина N_p изменяется в соответствии с 11 летним, сезонным и другими циклами солнечной активности.

Ионосферные слои характеризуются также частотой столкновения свободного электрона с нейтральными молекулами ν .

Ниже приводятся основные характеристики ионосферных слоев.

Слой	h , км	$N_{\text{э}}$, эл/см ³	ν , с ⁻¹
<i>D</i>	60...80	$10^2 \dots 10^3$	10^7
<i>E</i>	100...110	$5 \cdot 10^3 \dots 1,5 \cdot 10^5$	10^5
<i>F</i>	250...400	$10^5 \dots 6 \cdot 10^5$	$10^3 \dots 10^4$

Относительная диэлектрическая проницаемость и проводимость ионизированного газа определяются с помощью выражений:

$$\left. \begin{aligned} \varepsilon = \frac{\varepsilon_a}{\varepsilon_0} &= 1 - 80,8 \frac{N_{\text{э}}}{f^2}; \\ \sigma &= 2,82 \cdot 10^{-2} \frac{N_{\text{э}} \nu}{\omega^2}; \quad \omega \gg \nu. \end{aligned} \right\} \quad (8.1)$$

Из формул (1) следует, что с увеличением частоты f параметры ионосферы стремятся к параметрам свободного пространства:

$$\varepsilon \rightarrow 1; \quad \sigma \rightarrow 0.$$

Проводимость ионизированного газа зависит от величины ν . В слое *D* она выше, чем в *E*, а в слое *E* - выше, чем в *F*.

Рассмотрим поведение луча распространяющейся волны в ионосфере. Показатель преломления в ней зависит от электронной концентрации, которая, в свою очередь, является функцией высоты.

$$n = \sqrt{\varepsilon(N_{\text{э}})}; \quad N_{\text{э}} = f(H).$$

Поэтому ионосферу также как и тропосферу можно представить средой с радиально симметричным распределением n .

Подставив в формулу (7.6) значение n из выражения (8.1), получим уравнение луча в ионосфере.

$$\sqrt{1 - 80,8 \frac{N_{\text{э}}}{f^2}} \sin \varphi = \sin \varphi_0 \quad (8.2)$$

В области между нижней границей ионосферы и слоем, где $N_{\text{э}}$ – максимальная электронная концентрация растет с высотой (рис. 8.1), следовательно, в соответствии с выражением (8.2) при этом будет увеличиваться угол φ , что соответствует положительной рефракции.

В результате рефракции луч, вошедший в ионосферу под некоторым углом φ_0 , искривляется и возвращается к земле. Происходит "отражение" волны от ионосферы (рис. 8.2). Благодаря такому отражению связь может осуществляться на большие расстояния.

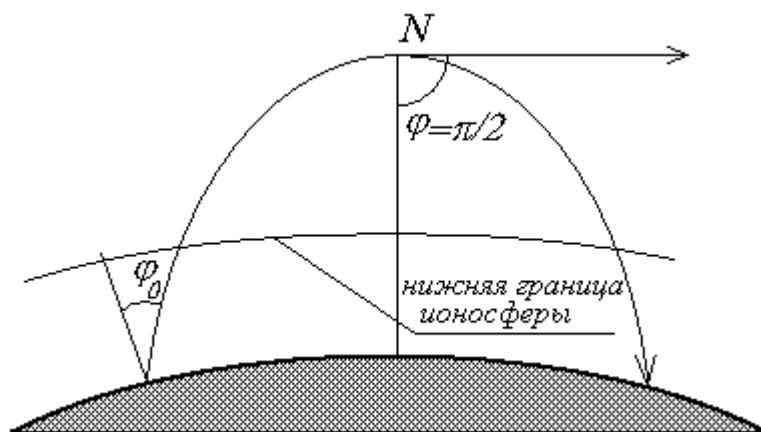


Рис. 8.2

Определим условия отражения луча от ионосферы

Для этого в уравнении (2) положим $\varphi = \pi/2$, тогда

$$\sin \varphi_0 = \sqrt{1 - 80,8 \frac{N_e(H)}{f^2}} \quad (8.3)$$

Из полученного выражения (8.3) видно, что возможность отражения радиоволны от ионосферы определяется величинами φ_0 , N_e и f .

Выясним, какое влияние на возможность отражения оказывает частота f . Для этого зафиксируем в уравнении (8.3) φ_0 . Тогда, чтобы сохранить равенство, потребуется увеличить N_e . Это значит, что с увеличением частоты, увеличивается высота точки отражения N (рис. 8.2).

Учитывая сделанное заключение и анализируя рис. 1, можно прийти к выводу о том, что существует определенная максимальная частота f , при которой точка отражения N будет находиться на высоте с соответствующей концентрацией электронов N_e . При этом еще будет наблюдаться отражение волны от ионосферы. Дальнейшее увеличение частоты приведет к тому, что рефракция станет отрицательной и луч на землю не возвратится.

Следует отметить, что при достаточно большой частоте существует критическое значение угла φ_0 . Это заключение следует также из уравнения (3). Если $\varphi_0 < \varphi_{0\text{кр}}$, отражения от ионосферы не будет.

Поскольку ионизированный газ обладает проводимостью в ионосфере, будет происходить поглощение радиоволн.

Под действием электромагнитного поля волны заряды приходят в движение и часть энергии волны превращается в кинетическую энергию зарядов, а также в тепловую при соударениях зарядов. Приблизительно можно считать, что ослабление радиоволн в ионосфере на элементе пути dl (рис. 8.3) будет происходить по закону ослабления плоских волн в полупроводящей среде.

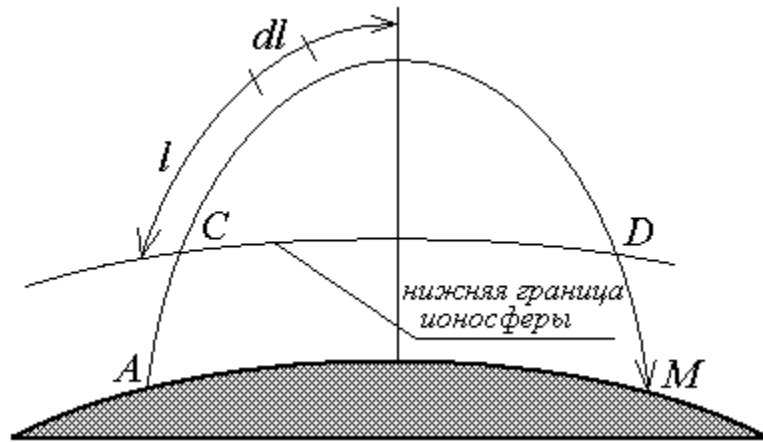


Рис. 3

$$E(l+dl) = E(l)e^{-\alpha(l)dl},$$

где $\alpha = \frac{\sigma}{2} \sqrt{\frac{\mu_a}{\varepsilon_a}}; \varepsilon_a = \varepsilon_0; \mu_a = \mu_0.$

Подставляя σ из выражения (8.1), получим

$$\alpha \equiv \frac{N_z \nu}{f^2} \quad (8.4)$$

Поскольку с увеличением высоты величина убывает, то убывает и коэффициент затухания α . В связи с этим в слое **D** потери наибольшие, в слое **F**- наименьшие. Таким образом, ослабление радиоволн в ионосфере находится в прямой зависимости от ν , N_z , длины пути, пройденного волной в ионосфере L и частоты колебаний.

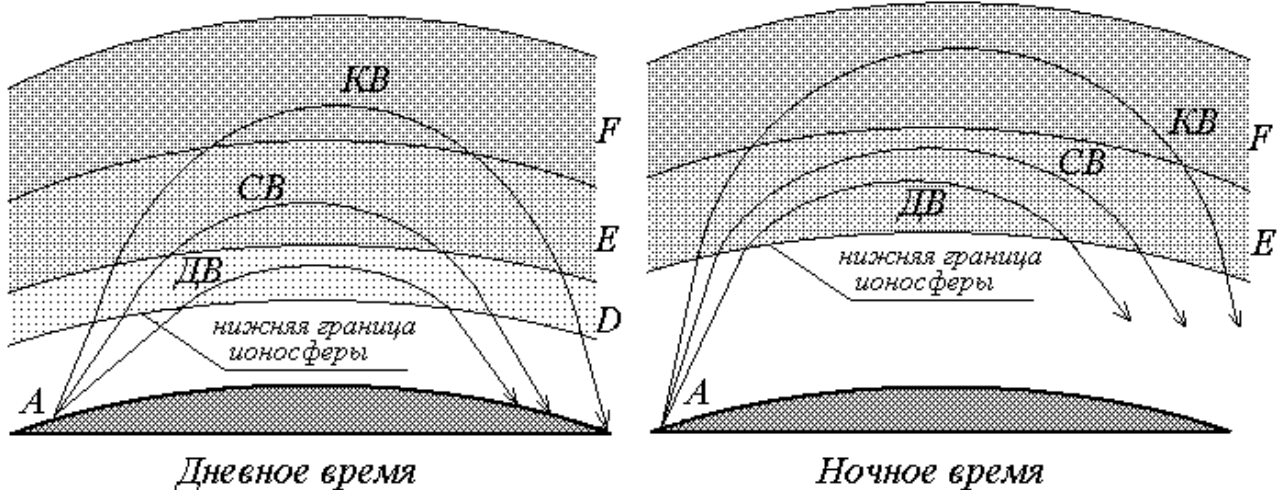


Рис. 8.4

Характер отражения и ослабления радиоволн различных диапазонов можно качественно оценить, воспользовавшись рис. 8.4.

В дневное время основное ослабление происходит в слое D , в ночное - слой D отсутствует (рассасывается) и поглощение происходит в слое E , где оно значительно меньше.

Длинные волны (ДВ) - частоты низкие, отражение происходит от нижних слоев ионосферы. Путь L - мал, затухание мало. С ростом частоты длина пути L возрастает в слое D и волна ослабляется.

Средние волны (СВ) - частоты большие чем при ДВ. Поэтому СВ отражаются от слоя E . По пути они сильно ослабляются днем слоем D . Поэтому связь на СВ в дневное время очень плохая, ночью - хорошая.

Короткие волны (КВ) - отражаются от слоя F . Проходят через слои D и E . Длина пути в последних мало зависит от частоты и поэтому ослабление КВ определяется зависимостью L от f и оказывается, что чем выше частота, тем меньше ослабление КВ. Зависимость эта достаточно сильная.

Выводы:

- * с увеличением частоты параметры ионосферы стремятся к параметрам свободного пространства $\varepsilon \rightarrow 1$, $\sigma \rightarrow 0$, и убывает коэффициент затухания α ;

- * увеличение частоты приводит к увеличению высоты точки отражения. Дальнейшее увеличение частоты приведет к тому, что рефракция станет отрицательной и луч на землю не возвратится.

3.2. Особенности распространения дециметровых и сантиметровых волн

Радиоволны дециметрового и сантиметрового диапазонов от ионизированной области атмосферы не отражаются и в ней не рассеиваются и поэтому как ионосферные распространяться не могут. Волны этих диапазонов распространяются на небольшие расстояния над поверхностью Земли как земные (дифракция на столь высоких частотах выражена слабо), а на большие - как тропосферные, главным образом, за счет рассеяния на неоднородностях тропосферы и в меньшей степени за счет направляющего действия тропосферных волноводов.

Радиоволны этих диапазонов почти не преломляются в ионизированных областях атмосферы и легко проходят сквозь ионосферу. Благодаря этому волны указанных диапазонов могут распространяться как прямые и находят применение в космической связи.

Волны дециметрового диапазона практически не испытывают ни молекулярного поглощения, ни поглощения в гидрометеорах. Поглощение в гидрометеорах делается заметным на волнах короче 3 - 5 см. Поглощение в водяных парах, т. е. молекулярное поглощение, становится заметным только на волне 1,35 см, т. е. у самой нижней границы диапазона сантиметровых волн. Поэтому с молекулярным поглощением сантиметровых волн можно тоже практически не считаться.

3.3. Особенности распространения миллиметровых волн

На условия распространения миллиметровых волн ионосфера, естественно, совершенно не влияет. Тропосфера вызывает явление атмосферной рефракции, т. е. искривление траектории распространяющихся в ней миллиметровых волн. Гидрометеоры в виде дождя, тумана, града, снега и т. д. вызывают весьма значительное поглощение. В условиях сильного дождя или тумана миллиметровые волны практически распространяться не могут. Но, даже независимо от наличия гидрометеоров, миллиметровые волны испытывают сильное молекулярное поглощение в газах, входящих в состав тропосферы, в первую очередь, в водяных парах и в кислороде воздуха.

Как показывает рис. 7.1, на котором представлена зависимость коэффициента поглощения (дБ/км) от частоты, в диапазоне длин волн от 1 до 10 мм имеются четыре «окна» относительно слабого поглощения, а именно – в области 1,2 мм ($\delta=0,7$ дБ/км), в области 2 мм ($\delta=0,3$ дБ/км), в области 3 мм ($\delta=0,22$ дБ/км) и, наконец, наиболее известное «окно» на 8,6 мм с поглощением 0,07 дБ/км. Четвертое «окно» широко использовалось американцами в последние годы второй мировой войны. Следует иметь в виду, что график на рис. 7.1 построен для водности $7,75 \text{ г/м}^3$; при температуре воздуха 15°C . Это соответствует 60% относительной влажности. При температуре 23°C водность может достигать 23 г/м^3 , что соответствует трехкратному увеличению коэффициентов поглощения. Во столько же раз увеличатся упомянутые выше минимальные значения коэффициентов поглощения: например, в области 3 мм поглощение составит $\delta=0,7$ дБ/км, что при трассе, протяженностью 50 км составит 35 дБ, т. е. довольно заметную величину.

Относительно сильное молекулярное поглощение и полное прекращение прохождения миллиметровых волн во время дождя и тумана сильно ограничивают применение миллиметровых волн в наземных линиях радиосвязи и радиолокации, т. е. при распространении в качестве земных волн. Наоборот, широкое применение миллиметровые волны нашли в космических линиях связи, вне тропосферы, в условиях отсутствия гроз и водяных паров.

3.4. Особенности распространения радиоволн оптического диапазона

Радиоволны оптического диапазона (условно от 0,03 мк до 2 мм) могут распространяться только как земные и свободно распространяющиеся. Под действием атмосферной рефракции траектория волн оптического диапазона искривляется, причем радиус кривизны вследствие меньшего влияния на столь высоких частотах полярных молекул водяного пара при нормальной

атмосферной рефракции для пологих лучей достигает значения $R \approx 50\,000$ км против значения $R = 25\,000$ км для ультракоротких волн.

Сильный дождь, снегопад и особенно туман полностью нарушают прохождение электромагнитных волн оптического диапазона в тропосфере. Существенное поглощение волн этого диапазона вызывают дымка и сильная мгла, значительно снижая дальность распространения.

При отсутствии осадков связь на волнах оптического диапазона как земных волнах возможна только в интервале от 0,4 до 20 км, притом только в пределах «окон» прозрачности. Все изложенное говорит о том, что при использовании оптических радиоволн в качестве средства связи имеет смысл применять их в тех районах земного шара, где осадки наблюдаются крайне редко. Волны этого диапазона в полной мере пригодны для космической связи и радиолокации, вне пределов тропосферы.