Государственный комитет Российской Федерации по рыболовству

Камчатский государственный технический университет

Кафедра радиооборудования судов

АНТЕННЫ И РАСПРОСТРАНЕНИЕ РАДИОВОЛН

Часть II

РАСПРОСТРАНЕНИЕ РАДИОВОЛН

Рекомендовано учебно-методическим объединением вузов РФ по образованию в области эксплуатации авиационной и космической техники в качестве учебного пособия для межвузовского использования

Петропавловск-Камчатский
2003

УДК 3621.396
ББК 32.84
Д76

Рецензенты:

А.А. Дуров,
кандидат технических наук,
профессор кафедры радиооборудования судов КамчатГТУ

А.В. Викулин,
доктор физико-математических наук,
заместитель директора Института вулканической геологии и геохимии ДВО РАН

Дружин Г.И.

Д76 Антенны и распространение радиоволн. Часть II. Распространение радиоволн. Учебное пособие. – Петропавловск-Камчатский: КамчатГТУ, 2003. – 56 с.

ISBN 5–328–00047–1

Пособие предназначено для курсантов второго образовательного уровня специальности 201300 «Техническая эксплуатация транспортного оборудования», изучающих дисциплину «Антенны и распространение радиоволн». В нем рассматриваются вопросы распространения радиоволн в свободном пространстве, вдоль земной поверхности, в тропосфере и ионосфере, а также особенности распространения сверхдлинных, длинных, средних, коротких и ультракоротких волн.

УДК 3621.396
ББК 32.84

ISBN 5–328–00047–1

© КамчатГТУ, 2003
© Дружин Г.И., 2003

Содержание

1. Общие вопросы распространения радиоволн 4
1.1. Классификация и использование радиоволн 4
1.2. Распространение радиоволн в свободном пространстве 5
1.3. Пространство, эффективно участвующее в процессе распространения радиоволн 7
2. Земные и тропосферные волны 10
2.1. Распространение вдоль земной поверхности 10
2.2. Строение тропосферы и распространение в ней радиоволн 15
2.3. Явление рефракции в тропосфере 17
2.4. Рассеяние радиоволн в тропосфере 18
3. Строение ионосферы и распространение в ней радиоволн 19
3.1. Состав и строение ионосферы 19
3.2. Распространение радиоволн в ионосфере 23
3.3. Влияние магнитного поля Земли на распространение радиоволн 27
4. Особенности распространения радиоволн различных диапазонов 30
4.1. Сверхдлинные и длинные радиоволны 30
4.2. Средние волны 37
4.3. Короткие волны 42
4.4. Метровые волны 52
4.5. Дециметровые, сантиметровые, миллиметровые волны и радиоволны оптического диапазона 54
Литература 56

1. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ РАСПРОСТРАНЕНИЯ РАДИОВОЛН

1.1. Классификация и использование радиоволн

Радиоволнами условно называют электромагнитные волны в диапазоне от 100 км до 0.1 мм. Волны длиннее 100 км используются в основном в научных целях, а волны короче 0.1 мм относятся к оптическому диапазону. Международным консультативным комитетом по радио в 1959 г. была принята следующая классификация радиоволн:

Диапазон волн	Диапазон частот
СДВ (сверхдлинные волны) 100 км – 10 км	ОНЧ (очень низкие частоты) 3 кГц – 30 кГц
ДВ (длинные волны) 10 км – 1 км	НЧ (низкие частоты) 30 кГц – 300 кГц
СВ (средние волны) 1 км – 100 м	СЧ (средние частоты) 300 кГц – 3 МГц
КВ (короткие волны) 100 м – 10 м	ВЧ (высокие частоты) 3 МГц – 30 МГц
МВ (метровые волны) 10 м – 1 м	ОВЧ (очень высокие частоты) 30 МГц – 300 МГц
ДМВ (дециметровые волны) 1 м – 10 см	УВЧ (ультравысокие частоты) 300 МГц - 3 ГГц
СМВ (сантиметровые волны) 10 см – 1 см	СВЧ (сверхвысокие частоты) 3 ГГц – 30 ГГц
ММВ (миллиметровые волны) 1 см – 1 мм	КВЧ (крайне высокие частоты) 30 ГГц – 300 ГГц

Радиоволны в диапазоне от 0.1 мм до 1 мм называют субмиллиметровыми волнами, а более короткие волны называют волнами оптического диапазона (ВОД). Диапазоны сантиметровых и дециметровых волн иногда называют диапазоном сверхвысоких частот (СВЧ), в некоторых случаях под этим термином понимают и более высокие частоты.

По способу распространения радиоволны классифицируются следующим образом:

свободно распространяющиеся волны – радиоволны, распространяющиеся в свободном пространстве (в вакууме) от одного

объекта к другому при отсутствии предметов на пути распространения, которые бы могли исказить поле волны;

земные, или поверхностные волны – распространяющиеся вдоль поверхности Земли и частично ее огибающие из-за действия явления рефракции;

тропосферные волны – распространяющиеся вдоль земной поверхности за счет рассеяния волн на неоднородностях тропосферы (их частичного отражения от тропосферы);

ионосферные, или пространственные – радиоволны, распространяющиеся на большие расстояния вдоль земной поверхности за счет однократного или многократного отражения от ионосферы.

1.2. Распространение радиоволн в свободном пространстве

В свободном пространстве радиоволны распространяются со скоростью света c, которая равна $3 \cdot 10^8$ м/с. При этом частота f связана с длиной волны λ следующим соотношением:

$$F = c/\lambda. \qquad (1.1)$$

В свободном пространстве векторы напряженности электрического $\vec{E}$ и магнитного $\vec{H}$ поля взаимно перпендикулярны и расположены в плоскости, перпендикулярной направлению распространения радиоволны (рис. 1). Вектор Пойнтинга $\vec{\Pi} = [\vec{E}, \vec{H}]$, равный по величине плотности потока энергии, указывает направление движения электромагнитной волны.

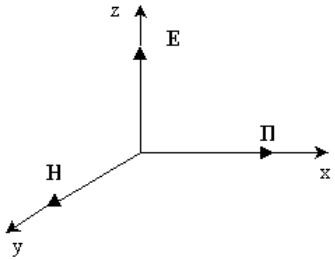

Рис. 1. Взаимное расположение векторов электромагнитного поля:
$\vec{E}$ – вектор напряженности электрического поля,
$\vec{H}$ – вектор напряженности магнитного поля, $\vec{\Pi}$ – вектор Пойнтинга

Предположим, что в свободном пространстве монохроматическая волна распространяется вдоль оси x, а вектор $\vec{E}$ располо-

жен вдоль оси z. В этом случае напряженность электрического поля можно представить в виде:

$$E_z = E_m \cos(\omega t - kx) \qquad (1.2)$$

или в комплексной форме:

$$E_z = E_m e^{j(\omega t - kx)}, \qquad (1.3)$$

где $k = 2\pi/\lambda$ – волновое число, $\omega = 2\pi f$ – циклическая частота.

Электромагнитную волну можно описать с помощью волнового вектора $\vec{k} = k\vec{e}_л$, который равен по величине коэффициенту распространения волны k (волновому числу) и который совпадает с направлением распространения луча $\vec{e}_л$ волны.

В свободном пространстве векторы $\vec{E}$ и $\vec{H}$ во времени и в пространстве изменяются синфазно, т. е. увеличение мгновенных значений вектора $\vec{E}$ вызывает пропорциональное увеличение вектора $\vec{H}$ и наоборот (рис. 2).

Волновое сопротивление свободного пространства определяется соотношением:

$$Z_0 = E/H = 120\pi, \text{ Ом}. \qquad (1.4)$$

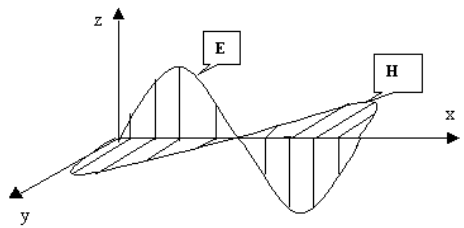

Рис. 2. Расположение векторов электромагнитного поля в пространстве

Действующее значение напряженности электрического поля в точке приема электромагнитной волны, распространяющейся в свободном пространстве, можно вычислить по формуле:

$$E_д = \frac{173\sqrt{P(кВт)D}}{r(км)}, \text{ мВ/м}, \qquad (1.5)$$

где P – мощность передатчика, D – коэффициент направленного действия передающей антенны, излучающей сигнал в заданном

направлении, r – расстояние от передатчика до приемника.

Если сигнал распространяется, например, поверхностной или пространственной волной, то действующее значение напряженности электрического поля волны определяется выражением:

$$E_д = \frac{173\sqrt{P(кВт)D}}{r(км)} F \text{, мВ/м,} \qquad (1.6)$$

где F – множитель ослабления, который зависит от условий затухания сигнала на трассе распространения.

1.3. Пространство, эффективно участвующее в процессе распространения радиоволн

Энергия не может распространяться вдоль тонкой линии, соединяющей передатчик и приемник. Имеется вполне определенная область пространства, которую занимает электромагнитная энергия. Для решения задач по распространению сигнала необходимо определить границы этой области, которые обычно находят с помощью принципа Гюйгенса – Френеля.

Принцип Гюйгенса. Каждый элемент поверхности фронта распространяющейся волны является источником вторичной сферической волны. Полное поле в какой-либо точке можно рассматривать как суммарное поле вторичных источников, непрерывно распределенных по замкнутой поверхности, охватывающей первичные источники.

Напряженность создаваемого элементом поверхности dS вторичного поля в точке пропорциональна напряженности поля первичной волны и размерам элементарной площадки:

$$d\psi = A\psi_S \frac{e^{-kr}}{r} dS, \qquad (1.7)$$

где ψ_S – нормальная составляющая напряженности электрического или магнитного поля на поверхности S; A – коэффициент пропорциональности.

Напряженность поля в точке приема определяется суммированием элементарных полей $d\psi_S$ по поверхности S:

$$\psi = \int_S A\psi_S \frac{e^{-kr}}{r} dS. \qquad (1.8)$$

Иными словами, поле в точке приема можно определить либо непосредственно из поля первичного излучателя, например, по формуле (1.5), либо, исходя из принципа Гюйгенса, по формуле (1.8). С помощью принципа Гюйгенса можно определить область пространства, существенно участвующую в процессе переноса электромагнитной энергии. Поскольку Гюйгенс ввел понятие вторичных источников, а Френель объяснил явления дифракции, интерференции света и обобщил принцип Гюйгенса, он стал называться принципом Гюйгенса – Френеля.

Определим часть пространства, которая существенно влияет на процесс распространения радиоволн. На рис. 3 показано построение зон Френеля на поверхности сферы.

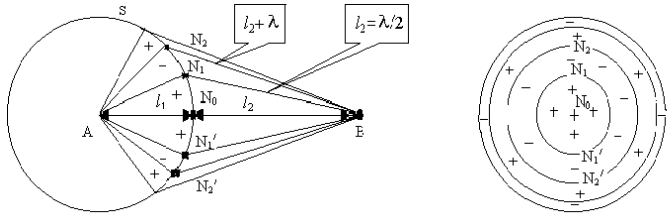

Рис. 3. Построение зон Френеля:
A – центр сферы S; B – пункт наблюдения; l_1 – радиус сферы;
l_2 – расстояние от поверхности сферы до пункта наблюдения;
N_0, N_1, N_2, $N_0^/$, $N_1^/$, $N_2^/$ – точки на поверхности сферы

Предположим, что из точки A распространяется электромагнитная волна и на поверхность сферы S она приходит в одной фазе. Путь, пройденный волной по линии N_1B, длиннее пути по линии N_0B на половину длины волны ($\lambda/2$), а по линии N_2B – на две полуволны ($2 \cdot \lambda/2$). Если сфера достаточно большая, то на ней можно найти точки, пути которых отличаются на три полуволны ($3 \cdot \lambda/2$), четыре полуволны ($4 \cdot \lambda/2$) и т. д. Поэтому, если в точку B волна приходит по линии N_1B, то ее фаза запаздывает на угол π относительно волны, распространяющейся по линии N_0B, по линии N_2B – на угол 2π, следующая фаза волны отличает-

ся на 3π и т. д. Если посмотреть из точки B на поверхность сферы, то мы увидим ряд концентрических окружностей (рис. 3б). Участки, заключенные между соседними окружностями, называются зонами Френеля.

Первая зона Френеля расположена в центре сферы и имеет вид круга, за ней располагается вторая зона, третья и т. д. Фаза воображаемых источников волн (виртуальных источников) в пределах любой зоны Френеля отличается не более, чем на 180º. Если принять фазу волны в пределах первой зоны за нулевую, то фаза второй зоны отличается от первой на 180º, следующей – на 360º, фазы последующих зон будут отличаться друг от друга на угол 180º. На рис. 3 последовательные зоны маркируются знаками «плюс» (сигнал приходит в фазе) и «минус» (в противофазе). Поскольку влияния смежных зон высших порядков взаимно компенсируются (чем больше порядковый номер зон, тем лучше осуществляется компенсация), то область пространства, существенно влияющая на процесс распространения радиоволн, находится в пределах первой зоны Френеля.

Радиус первой зоны Френеля в направлении, перпендикулярном направлению распространения волны (рис. 4), можно определить из следующего выражения:

$$b_1 = \sqrt{\frac{l_1 l_2 \lambda}{l_1 + l_2}}, \qquad (1.9)$$

где l_1 – расстояние от передатчика до точки, где определяется зона Френеля (по прямой, соединяющей передатчик и приемник), l_2 – расстояние от этой точки до приемника.

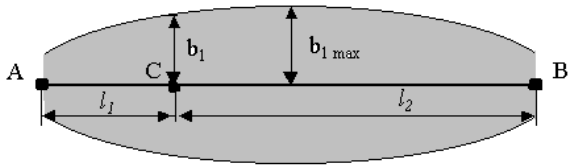

Рис. 4. Область, существенная для распространения волны: A – передатчик, B – приемник, b_1 – радиус первой зоны Френеля

Радиус любой зоны Френеля, имеющей порядковый номер n, можно вычислить по формуле:

$$b_n = \sqrt{\frac{l_1 l_2 \lambda n}{l_1 + l_2}}. \qquad (1.10)$$

2. ЗЕМНЫЕ И ТРОПОСФЕРНЫЕ ВОЛНЫ

2.1. Распространение вдоль земной поверхности

При распространении радиоволн на небольшие расстояния кривизной Земли можно пренебречь и считать, что волны распространяются вдоль полупроводящей земной поверхности. Можно также пренебречь и неровностями в виде гор, возвышенностей, лесных массивов, наличием морей, озер, рек, неоднородностями в полупроводящей поверхности Земли. Следовательно, в первом приближении Землю можно считать плоской, гладкой и однородной на пути распространения волны.

Если высота антенны и ее размеры много больше длины волны, а подводящий к антенне фидер не излучает, то можно считать, что это «поднятая» антенна. В этом случае напряженность поля в точке приема можно определить, суммируя напряженности двух лучей, один из которых направлен в точку приема по прямой линии, а другой отражен от поверхности Земли (рис. 5). Мгновенные значения напряженности электрического поля прямого луча определяются по формуле:

$$E_1 = \frac{245\sqrt{P_{1(кВт)} D_1}}{r_{1(км)}} e^{j\omega t}, \text{ мВ/м}, \qquad (2.1)$$

а значения напряженности отраженного от поверхности Земли луча по формуле:

$$E_2 = \dot{R}\frac{245\sqrt{P_{1(кВт)} D_1}}{r_{2(км)}} e^{j(\omega t - \frac{2\pi}{\lambda}\Delta r)}, \text{ мВ/м}, \qquad (2.2)$$

где $\dot{R} = Re^{-j\theta}$ – комплексный коэффициент отражения от поверхности Земли; r_1 – длина пути прямого луча, r_2 – длина пути отраженного от Земли луча.

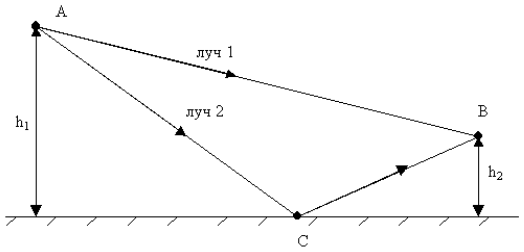

Рис. 5. Пути прохождения лучей от пункта передачи (точка А) к пункту приема (точка В), С – точка отражения луча 2 от поверхности Земли

Действующее значение результирующей напряженности поля в этом случае можно определить по формуле:

$$E_д = \frac{173\sqrt{P_{1(кВт)}D_1}}{r_{1(км)}} \cdot \sqrt{1 + 2R\cos(\theta + \frac{2\pi}{\lambda}\Delta r) + R^2}, \qquad (2.3)$$

где θ – угол потери фазы при отражении, Δr – разность хода лучей.

Последний множитель, стоящий под корнем в формуле (2.3), является множителем ослабления в формуле (1.6), т. е.

$$F = \sqrt{1 + 2R\cos(\theta + \frac{2\pi}{\lambda}\Delta r) + R^2}\ . \qquad (2.4)$$

На рис. 6 показан пример зависимости множителя ослабления от расстояния в случае «поднятой» антенны при определенном коэффициенте отражения. Из рисунка видно, что вблизи передатчика зависимость множителя ослабления от расстояния имеет пульсирующий характер, а далее – плавно убывающий. На расстояниях $r > 18h_1h_2/\lambda$ (h_1 и h_2 – высоты подвеса передающей и приемной антенн) напряженность поля можно определить по формуле Б.А. Введенского:

$$E_д = \frac{2{,}18\sqrt{P_{1(кВт)}D_1}\,h_{1(м)}h_{2(м)}}{r^2_{1\ (км)}\lambda_{(м)}}, \text{ мВ/м.} \qquad (2.5)$$

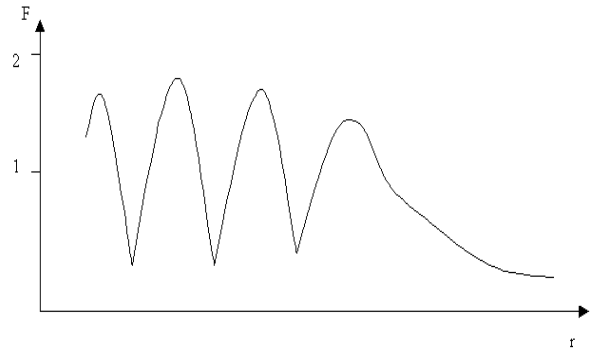

Рис. 6. Зависимость множителя ослабления F от расстояния до пункта приема

В отличие от формулы (1.6), где напряженность поля обратно пропорциональна расстоянию, в формуле Введенского напряженность поля обратно пропорциональна квадрату расстояния. Это объясняется тем, что оба луча (рис. 5) имеют практически равные амплитуды, но сдвинуты по фазе на угол, приблизительно равный 180º.

В случае, когда одна из антенн (передающая или приемная) находится вблизи поверхности Земли, напряженность поля нельзя рассчитать по формулам (2.3) или (2.5), поскольку в данном случае $E_д = 0$, что не соответствует действительности. В этих случаях поглощение волны происходит на всем пути, а не только в точке отражения от земной поверхности, и множитель ослабления F зависит от типа почвы и частоты. Для расчета зависимости напряженности поля земной волны от расстояния можно использовать графики, приведенные на рис. 7 и 8. Графики составлены для излучаемой мощности передатчика 1 кВт, к которому подключена вертикальная антенна, установленная непосредственно у земной поверхности и имеющая коэффициент направленности 1,5. График, представленный на рис. 7, составлен для проводимости земной поверхности σ = 0,01 См/м и диэлектрической проницаемости ε = 4, а на рис. 8 – для σ = 4 См/м и ε = 80. Из графиков видно, что затухание сигнала при распространении над сушей больше, чем при распространении над морем. Эта зависимость наиболее ярко проявляется с ростом частоты. Напряженность поля земной волны, создаваемого передатчиком

мощностью P на расстоянии r, можно определить по формуле:

$$E_д = E_{д1}\sqrt{P_{(кВт)}}\ , \qquad (2.6)$$

где $E_{д1}$ определяется из графика рис. 7 либо рис. 8.

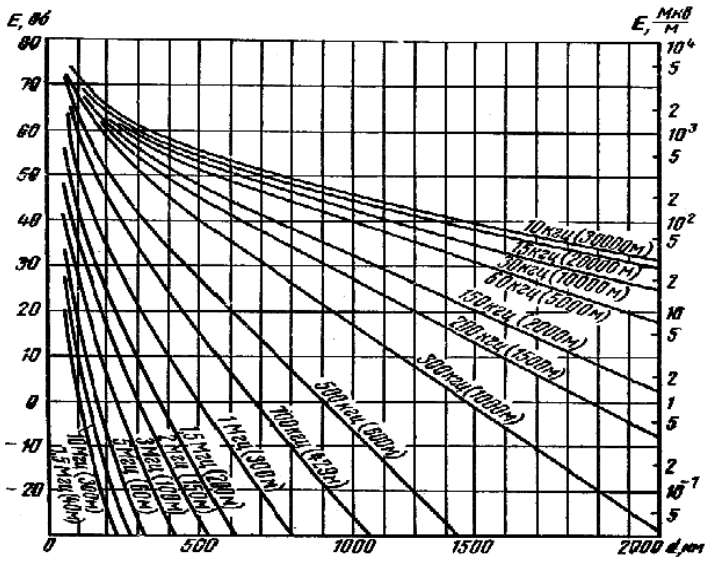

Рис. 7. Зависимость напряженности поля земной волны от расстояния при распространении над сушей

В условиях, когда вблизи передающей или приемной антенны имеются различные постройки, мачты, а также на пути распространения находятся здания, горы, холмы, за счет переотражений от этих предметов напряженность поля может значительно меняться. Неровности на земной поверхности являются причиной рассеянных отражений и приводят к уменьшению сигнала в пункте приема. Влияние различных предметов особенно сильно проявляется в случае, когда их размеры соизмеримы с длиной волны и когда они находятся в пределах первой зоны Френеля.

При распространении радиоволн над неоднородной почвой напряженность поля в точке приема зависит как от параметров почвы, так и от участков трассы, где эта почва находится (например, одна половина длины трассы находится над сушей, а другая – над морем). На одном и том же расстоянии на трассе в направлении «суша – море – суша» напряженность поля в точке приема будет меньше, чем на трассе «море – суша – море». Причиной этого является то, что вблизи приемной и передающей антенн параметры почвы влияют на поглощение сигнала наиболее сильно.

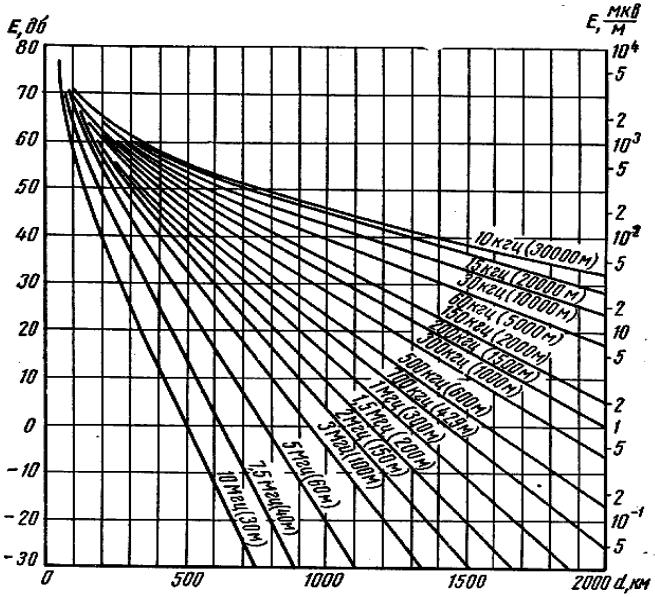

Рис. 8. Зависимость напряженности поля земной волны от расстояния при распространении над морем.

По мере удаления от передатчика волна как бы приподнимается и распространяется на некоторой высоте от земли, а затем в точке приема опускается. Это явление было названо Л.И. Мандельштамом «взлетной» и «посадочной» площадками (рис. 9).

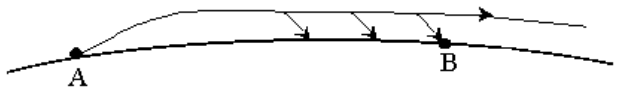

Рис. 9. «Взлетная» (А) и «посадочная» (В) площадки

2.2. Строение тропосферы и распространение в ней радиоволн

В атмосфере электромагнитные волны могут распространяться в различных ее областях: тропосфере, стратосфере и ионосфере (рис. 10). Тропосферой называют нижнюю часть атмосферы, простирающуюся от поверхности Земли до высоты ~15 км.

Рис. 10. Области атмосферы, в которых происходит распространение радиоволн

Обычно в средних широтах верхняя граница тропосферы расположена на высоте 10 – 12 км, в полярных областях 8 – 10 км, в тропиках 16 –18 км. Тропосфера состоит из азота (~ 4/5 ее объема) и кислорода (1/5 объема). Состав других газов составляет менее 1 %. С ростом высоты состав тропосферы практически не меняется, а температура и давление падают. На верхней границе тропосферы среднегодовая температура составляет в полярных областях –55 ºС, в районе тропиков –80 ºС. Верхняя граница тропосферы определяется по прекращению падения температуры. Падение температуры с высотой обусловлено прогреванием земной поверхности и практическим отсутствием поглощения тепла в воздухе от солнечных лучей. Земная поверхность хорошо прогревает только нижние слои тропосферы, а с ростом высоты, несмотря на то, что имеются восходящие и нисходящие потоки воздуха, температура падает. В тропосфере сосредоточено более 4/5 всей массы воздуха. Среднее давление атмосферы у поверхности Земли составляет 1014 мбар, а на высоте 17 км всего 90 мбар. В состав тропосферы входят и водяные пары, содержание которых падает с ростом высоты.

Тропосфера является практически чистым диэлектриком,

имеющим диэлектрическую проницаемость ε, близкую к единице. Коэффициент преломления воздуха определяется уравнением:

$$n = \sqrt{\varepsilon}\ . \qquad (2.7)$$

Для расчетов условий распространения обычно пользуются индексом преломления, который связан с n следующим образом:

$$N = (n - 1) \cdot 10^6. \qquad (2.8)$$

Поэтому, если вблизи поверхности Земли n = 1,000325, то N = 325.

Для частот до 1 ТГц индекс преломления можно определить по формуле:

$$N = \frac{77{,}6}{T}(p - 0{,}167e), \qquad (2.9)$$

где p – полное атмосферное давление, мбар; e – абсолютная влажность или давление водяных паров, мбар; T – температура в градусах Кельвина.

В нормальной тропосфере индекс преломления практически равномерно уменьшается с высотой примерно на $4 \cdot 10^{-2}$ при подъеме на каждый метр. Это среднее состояние тропосферы, относительно которой могут наблюдаться значительные отклонения. В целом же тропосфера является неоднородной диэлектрической средой, коэффициент преломления которой меняется с высотой. Электрические свойства тропосферы непрерывно изменяются во времени за счет метеорологических условий, а также при образовании, исчезновении и перемещении в ней локальных неоднородностей. Метеорологические условия обычно меняются медленно, а локальные неоднородности достаточно быстро. Индекс преломления в этих неоднородностях отличается от индекса преломления в окружающем воздухе. Это приводит к рассеянию и частичному отражению от них радиоволн.

Локальные неоднородности в тропосфере образуются за счет непрерывных вихревых движений в воздухе, которые порождают зерна неоднородностей, называемые глобулами. Имеются также и слоистые неоднородности, которые возникают обычно у резко очерченной границы облаков, на границе потоков теплых и холодных масс воздуха и в других условиях. Неоднородности могут

быть различных размеров, формы и ориентировки в пространстве.

2.3. Явление рефракции в тропосфере

Поскольку коэффициент преломления в тропосфере изменяется с высотой (в нормальных условиях уменьшается), то это приводит к искривлению луча радиоволны. Предположим, что луч направлен под некоторым углом к горизонту. Так как коэффициент преломления с ростом высоты h уменьшается, то при прохождении волны он будет постепенно отклоняться от прямолинейной траектории в сторону земной поверхности в соответствии с законом Снеллиуса, и тем сильнее, чем больше градиент коэффициента преломления. Это явление носит название атмосферной рефракции. С целью учета влияния атмосферной рефракции введено понятие эквивалентного радиуса кривизны луча. Радиус земного шара составляет a = 6378 км, а при нормальной тропосферной рефракции эквивалентный радиус $a_э$ = 8600 км.

В нормальных условиях рефракция положительная: $\frac{dN}{dh} < 0$. Положительная рефракция способствует распространению радиоволны вдоль земли на более дальние расстояния, поскольку луч как бы огибает земную поверхность. Под влиянием метеорологических условий распределение индекса преломления может отличаться от нормального режима.

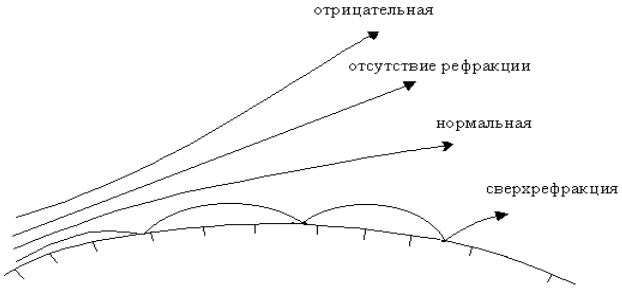

Рис. 11. Виды атмосферной рефракции

Тропосферная рефракция (рис. 11) может быть отрицательной,

нулевой и положительной. При отрицательной рефракции $\frac{dN}{dh} > 0$ и радиус кривизны $R < 0$. Радиоволна удаляется от Земли, и дальность распространения уменьшается. Хотя отрицательная рефракция встречается довольно редко, в некоторых случаях это явление может привести к ухудшению прохождения сигнала. Нулевая рефракция может сложиться при определенных метеорологических условиях в некотором интервале высот, в котором $\frac{dN}{dh} = 0$.

Положительная рефракция может быть: пониженная, когда искривление луча меньше, чем при нормальной рефракции; нормальная; повышенная – искривление луча больше, чем при нормальной рефракции; критическая – радиус кривизны равен радиусу земного шара; сверхрефракция – радиус кривизны меньше радиуса Земли. При критической рефракции луч при распространении полностью огибает земную поверхность, а при сверхрефракции луч может несколько раз отразиться от земли, и сигнал в этом случае может распространиться на большое расстояние.

2.4. Рассеяние радиоволн в тропосфере

Радиоволны, распространяясь вдоль земной поверхности, за счет явления дифракции преодолевают расстояние большее, чем расстояние прямой видимости. Это расстояние зависит от длины волны и рассчитывается по дифракционным формулам. Чем больше длина волны, тем на большее расстояние распространяется радиоволна. В диапазоне ультракоротких волн проведенные эксперименты показали, что на расстоянии от 100 до 1000 км от передатчика напряженность поля значительно превышает рассчитанные по дифракционным формулам значения. При этом наблюдались значительные замирания (ослабление и усиление напряженности поля в течение нескольких секунд) сигнала в точке приема. Дальнейшие исследования показали, что относительно высокий уровень сигнала образуется за счет эффекта рассеяния радиоволн в тропосфере, а замирания связаны с флуктуационными процессами в результате вихреобразного движения воздушных масс.

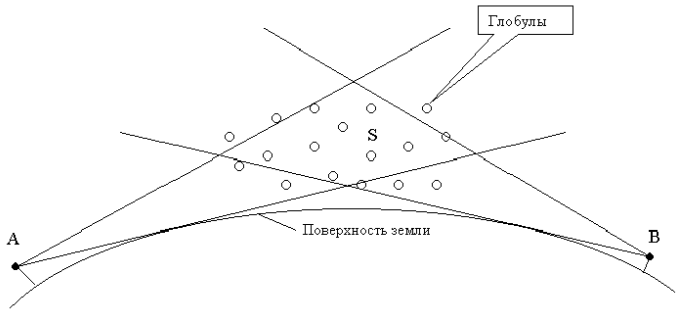

Рис. 12. Дальнее распространение УКВ за счет рассеяния волн на неоднородностях тропосферы: А – передатчик, В – приемник, S – область (объем) рассеяния радиоволн

Если передающую антенну направить под небольшим углом к горизонту, то основная часть энергии пройдет через тропосферу и только малая ее часть рассеется, то есть частично отразится от локальных неоднородностей тропосферы турбулентного происхождения (рис. 12). При достаточно большой мощности передатчика этой энергии будет достаточно для приема сигнала. Используя передатчики повышенной мощности (20–50 кВт) и остронаправленные передающие и приемные антенны, можно обеспечить надежную радиосвязь в диапазоне волн от 1 м до нескольких сантиметров на расстоянии до 1000 км, а иногда и на большие расстояния.

3. СТРОЕНИЕ ИОНОСФЕРЫ И РАСПРОСТРАНЕНИЕ В НЕЙ РАДИОВОЛН

3.1. Состав и строение ионосферы

Атмосфера до высот примерно 90 км состоит приблизительно на 80 % из молекул азота и на 20 % из молекул кислорода. С ростом высоты происходит расслоение (стратификация) атмосферы, процентное содержание молекулярного азота и кислорода уменьшается, образуется атомарный кислород, а на высотах более 350 км – гелий. В атмосфере также присутствуют атомарный

азот, окись азота, небольшое количество металлов. Молекулярный кислород практически исчезает на высотах более 210 км, а молекулярный азот – более 500 км. Преобладающей частью атмосферы на высотах более 300 км является атомарный кислород.

Выше тропосферы находится стратосфера, которая считается (как и тропосфера) неионизированным слоем воздуха. Область атмосферы, расположенная выше 60 км, называется ионосферой.

В ионосфере непрерывно образуются свободные положительные ионы и электроны. Этот процесс называется ионизацией, основным источником которого является Солнце. *Ионизация* атмосферы происходит за счет ультрафиолетового излучения Солнца, потоков испускаемых Солнцем частиц и космических частиц, приходящих из глубин космоса. Одновременно с процессом ионизации происходит процесс *рекомбинации* – воссоединения свободных электронов и положительных ионов.

Таким образом, в ионосфере в результате ионизации происходит образование свободных электронов, а в результате рекомбинации свободные электроны исчезают. Поскольку всегда имеется ионизация в верхних слоях атмосферы, в ней постоянно присутствуют свободные электроны.

В случае, когда число вновь образующихся электронов равно числу присоединяющихся, наступает состояние динамического равновесия. Электронная концентрация определяется как число свободных электронов в единице объема:

$$N = \sqrt{\frac{I_S}{\alpha_e}},\ 1/\text{м}^3, \qquad (3.1)$$

где I_S – число образующихся в одну секунду свободных электронов, $1/\text{м}^3\text{с}$; α_e – коэффициент рекомбинации, который зависит от вероятности воссоединения электронов с положительными ионами, $\text{м}^3/\text{с}$.

В случае исчезновения свободных зарядов после внезапного прекращения действия ионизирующего излучения электронную концентрацию можно определить из выражения:

$$N = \frac{N_0}{1 + N_0 \alpha_e t},\ 1/\text{м}^3. \qquad (3.2)$$

Из формулы (3.2) видно, что если электронная концентрация

до внезапного прекращения была равна N_0, то после него N с увеличением времени t уменьшается.

Образование ионизированной области в верхней атмосфере можно объяснить из следующего рассуждения. Солнечные лучи, проникая в атмосферу, создают условия для ионизации. Поскольку в самых верхних слоях атмосферы концентрация молекул воздуха незначительна, то и ионизированных частиц мало. По мере проникновения солнечных фотонов в более низкие слои атмосферы они ионизируют большее количество нейтральных частиц. В нижних слоях атмосферы ионизация незначительна вследствие того, что практически все фотоны, способные ионизировать молекулы, растратили свою энергию. Поскольку в нижних и верхних слоях атмосферы существует минимум ионизации, то должен быть и максимум, который наблюдается в экспериментах по ионосферному зондированию. Распределение электронной концентрации в зависимости от высоты и основные источники излучения показаны на рис. 13.

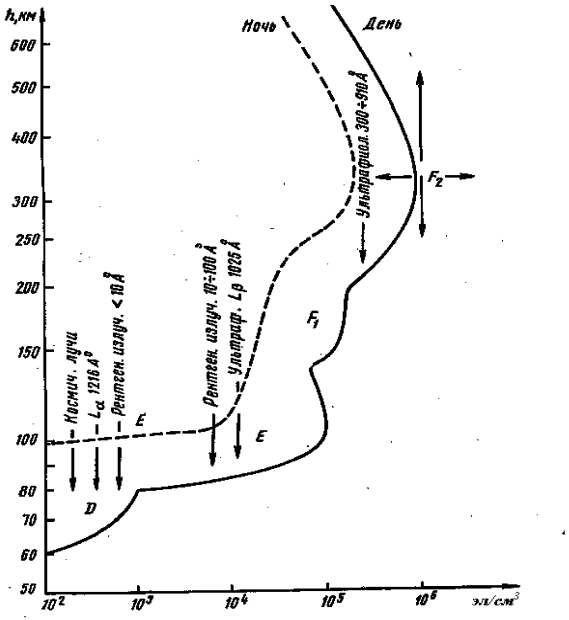

Рис. 13. Ориентировочное распределение электронной концентрации по высоте и основные источники ионизации

Принято различать четыре области ионизации: D, E, F_1, F_2.

Область D является самой нижней, находится на высотах от 60 до 90 км и существует только днем. В ночные часы область D вследствие быстрой рекомбинации исчезает. Область E расположена на высотах от 95 до 120 км. Область F_1 имеется только в часы освещенности в летние месяцы и располагается на высотах от 180 до 240 км. Область F_2 расположена на высотах от 230 до 400 км. Днем существуют все области, а ночью – только E и F_2. Электронная концентрация дневной ионосферы обычно выше ночной.

В областях ионосферы D, E и F_1 суточный ход изменения электронной концентрации в основном постоянен, то есть повторяется от суток к суткам. Высоты расположения максимумов в этих слоях также постоянны. Электронная концентрация зависит от освещенности и связана с зенитным углом χ следующим соотношением:

$$N = N_{max}\sqrt{cos\,\chi}, \ 1/м^3, \qquad (3.3)$$

где N_{max} – максимальное значение электронной концентрации в данной области при $\chi = 0$.

В отличие от перечисленных, область F_2 является неустойчивым образованием и постоянно изменяется по высоте и электронной концентрации. В этой области часто происходят возмущения, которые приводят к резким изменениям электронной концентрации. Суточный ход электронной концентрации области F_2 не обладает симметрией относительно полудня, как это наблюдается для областей E и F_1. В годовом ходе электронной концентрации на средних широтах имеются два максимума, меньший из которых наблюдается в феврале, а больший – в октябре. Распределение электронной концентрации также зависит и от широты, определенное влияние на ее распределение вносит магнитное поле Земли. Имеется корреляция электронной концентрации с солнечной активностью. Существует одиннадцатилетний цикл солнечной активности. В годы максимума солнечной активности электронная концентрация максимальна, а в годы минимума – минимальна.

Кроме перечисленных слоев ионосферы, иногда на высотах области E наблюдается сильно ионизированный слой, который носит название спорадического слоя E и обозначается E_S. Слой E_S

может возникнуть в любое время суток и года, но в средних широтах чаще всего он наблюдается днем в летние месяцы.

3.2. Распространение радиоволн в ионосфере

Рассмотрим электрические параметры ионосферы. Если электромагнитная волна на частоте ω распространяется в ионизированной области, то под воздействием электрического поля E этой волны электроны приходят в движение, т. е. создают переменный ток. Плотность электронного тока можно определить из уравнения:

$$J_{эл} = \left[-\frac{Ne^2}{m(\omega^2+\gamma^2)} - j\frac{Ne^2\gamma}{\omega m(\omega^2+\gamma^2)} \right]\frac{dE}{dt},\ \text{А/м}^2, \qquad (3.4)$$

где e – заряд электрона, m – его масса, γ – частота столкновений электронов с нейтральными молекулами.

Независимо от наличия свободных электронов под действием переменного электрического поля в воздухе всегда возникает ток смещения:

$$J_{см} = \varepsilon_0 \frac{dE}{dt},\ \text{А/м}^2, \qquad (3.5)$$

где ε_0 – диэлектрическая проницаемость свободного пространства.

Направление электронного тока в каждый момент времени противоположно направлению тока смещения. Если пренебречь частотой столкновений электронов с нейтральными молекулами, то суммарный ток, наведенный в ионосфере, можно определить из выражения:

$$J = J_{см} + J_{эл} = \left[\varepsilon_0 - \frac{Ne^2}{m\omega^2} \right]\frac{dE}{dt},\ \text{А/м}^2, \qquad (3.6)$$

Выражение в квадратных скобках представляет абсолютную диэлектрическую проницаемость ионосферы $\varepsilon_{аи}$. Подставляя значения диэлектрической проницаемости свободного пространства, массы и заряда электрона в формулу (3.6), с учетом $\omega = 2\pi f$ и $\varepsilon_{аи} = \varepsilon_и\varepsilon_0$ получим выражение для относительной диэлектрической проницаемости ионосферы:

$$\varepsilon_и = 1 - 80{,}8\frac{N}{f^2}. \qquad (3.7)$$

Из формулы (3.7) видно, что относительная диэлектрическая проницаемость ионосферы по абсолютному значению меньше единицы и зависит от частоты. Кроме этого, она при определенных значениях N и f может обращаться в нуль и даже принимать отрицательные значения. Это происходит потому, что под действием электрического поля волны при сложении тока смещения и электронного тока (3.6) получается суммарный эффективный ток смещения, который определяется разностью этих токов.

Известно, что поле радиоволны в диэлектрике распространяется с фазовой скоростью:

$$v_ф = \frac{c}{n},\ \text{м/с}, \qquad (3.8)$$

где c – скорость света, $n = \sqrt{\varepsilon\mu}$ – показатель преломления среды. Поскольку в ионосфере относительная магнитная проницаемость $\mu = 1$, то

$$n = \sqrt{\varepsilon_и}, \qquad (3.9)$$

а фазовая скорость

$$v_ф = \frac{c}{\sqrt{\varepsilon_и}}. \qquad (3.10)$$

Так как $\varepsilon_и < 1$, то $v_ф > c$, т. е. фазовая скорость в ионосфере превышает скорость света в свободном пространстве. Фазовая скорость определяется скоростью перемещения фазы и может не совпадать со скоростью движения энергии волны, которая всегда меньше скорости света. Групповую скорость можно определить как скорость перемещения группы волн. Если имеется амплитудно-модулированный сигнал, то групповую скорость можно представить в качестве скорости перемещения огибающей высокочастотного сигнала, которая совпадает со скоростью движения энергии волны. Групповую скорость в ионосфере можно определить из выражения:

$$v_ф v_{гр} = c^2. \qquad (3.11)$$

С учетом формулы (3.8) групповая скорость определяется так:

$$v_{гр} = cn. \qquad (3.12)$$

Рассмотрим следующий пример. Допустим, что сигнал на частоте f распространяется с земной поверхности вертикально вверх. На высотах, находящихся в диапазоне земля – нижний слой ионосферы, показатель преломления $n = 1$ и сигнал распространяется со скоростью $v_ф = v_{гр} = c$. После входа сигнала в ионосферу показатель преломления $n = \sqrt{\varepsilon_n}$ уменьшается, поскольку с ростом высоты увеличивается электронная концентрация N. При этом фазовая скорость увеличивается, а групповая уменьшается. При достижении сигналом определенной высоты $80{,}8\dfrac{N}{f^2} = 1$ диэлектрическая проницаемость ионосферы становится равной нулю. Фазовая скорость стремится к бесконечности, а групповая приобретает нулевое значение. При дальнейшем увеличении высоты электронная концентрация растет, показатель преломления становится мнимой величиной, сигнал выше не проходит и волна отражается. Сигнал распространяется вертикально вниз к земной поверхности с увеличивающейся групповой скоростью c, которая у нижнего слоя ионосферы приобретает значение $3 \cdot 10^8$ м/с. Зная время распространения сигнала от момента передачи до приема, можно определить действующую высоту его отражения и электронную концентрацию. Поскольку в области отражения сигнала $n = 0$, следовательно, $\varepsilon_n = 1 - 80{,}8\dfrac{N}{f^2} = 0$. Из этого выражения определяется электронная концентрация:

$$N = f^2/80{,}8. \qquad (3.13)$$

На этом принципе работают ионосферные станции вертикального зондирования. Последовательно посылая и принимая сигналы, начиная с нижней частоты f_1 и заканчивая верхней частотой f_2, по времени задержки сигнала определяют высоты отражения, а по частоте f – распределение электронной концентрации. Зависимости действующей высоты отражения от частоты,

полученные с помощью станций вертикального зондирования ионосферы, получили название ионограмм (рис. 14). Ионосферные станции расположены в разных районах Земли и служат для определения параметров ионосферы. Эти параметры используются в целях прогноза условий прохождения радиосигналов на различных трассах.

По данным вертикального зондирования были определены наибольшие частоты, при которых радиоволны отражаются от данного слоя ионосферы. Эти частоты получили название критических:

$$f_{кр} = \sqrt{80{,}8 N_{max}}, \qquad (3.14)$$

где N_{max} – максимальное значение электронной концентрации в данном слое.

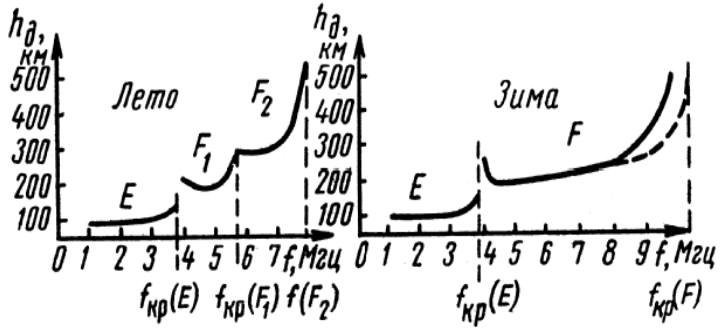

Рис. 14. Типичные высотно-частотные характеристики (ионограммы) ионосферы для лета и зимы

При вертикальном зондировании частота, на которой сигнал отражается от ионосферы, связана с электронной концентрацией следующим образом:

$$f_0 = \sqrt{80{,}8N}, \text{ Гц}. \qquad (3.15)$$

Эта частота совпадает с плазменной частотой, которую можно определить из выражения:

$$\omega_0 = \sqrt{\frac{Ne^2}{\varepsilon_0 m}}. \qquad (3.16)$$

Плазменная частота – это собственная частота колебаний электронов в ионизированном газе (плазме) относительно сравнительно тяжелых ионов. Радиоволна на частоте, равной плазменной, заставляет электроны резонировать в плазме.

Если направить луч под некоторым углом к горизонту, то после его вхождения в ионосферу он в соответствии с законом Снеллиуса будет постепенно отклоняться от прямолинейной траектории в сторону земной поверхности и отразится на более высокой, по сравнению с f_0, частоте:

$$f = \frac{f_0}{\cos\varphi_0} = f_0 \sec\varphi_0, \qquad (3.17)$$

где φ_0 – угол между лучом и перпендикуляром к плоскости нижней границы ионосферы.

Выражение (3.14) называют законом секанса. Если же выбрать одну частоту, то при вертикальном падении луча отражение произойдет на высоте h_1, а при наклонном – на высоте $h_2 < h_1$, поскольку при наклонном падении (в соответствии с законом секанса) для отражения луча необходимо меньшее значение электронной концентрации (рис. 15). Действительно, при вертикальном падении луча на ионосферу $f = f_0 = \sqrt{80{,}8N_1}$, а при наклонном $f = f_0 / \cos\varphi_0 = \sqrt{80{,}8N_2} / \cos\varphi_0$. Отсюда находим $N_2 = N_1 \cos^2\varphi_0$, т. е. значение электронной концентрации N_2 при вертикальном падении луча меньше, чем N_1 при наклонном. Из графика (рис. 13) видно, что меньшим значениям электронной концентрации соответствуют меньшие высоты отражения.

3.3. Влияние магнитного поля Земли на распространение радиоволн

На условия распространения сигнала определенное воздействие оказывает постоянное магнитное поле Земли, среднее значение напряженности которого составляет примерно 40 А/м. Среда, находящаяся в плазме под действием постоянного маг-

нитного поля, имеет анизотропные свойства, т. е. свойства среды зависят от направления относительно магнитного поля Земли.

В соответствии с законом Лоренца в плазме электроны под действием электрического поля волны и магнитного поля Земли совершают сложные движения.

При отсутствии радиоволны электроны, двигаясь с какой-то скоростью по прямолинейной траектории под различными углами к магнитному полю, начнут вращаться вокруг магнитной силовой линии. Частота вращения электронов называется гиромагнитной частотой и определяется формулой:

$$\omega_м = \frac{e\mu_0 H_0}{m}, \qquad (3.18)$$

где e – заряд электрона, m – его масса, μ_0 –магнитная проницаемость, H_0 – напряженность постоянного магнитного поля Земли.

Если радиоволна распространяется в плазме, направление которой составляет угол β с направлением магнитного поля, то различают поперечную и продольную гиромагнитные частоты:

$$\omega_{поп} = \omega \sin\beta, \qquad (3.19)$$

$$\omega_{пр} = \omega \cos\beta. \qquad (3.20)$$

При распространении радиоволны вдоль магнитного поля квадрат показателя преломления определяется выражением:

$$n_{1,2}^2 = 1 - \frac{\omega_0^2}{\omega(\omega \mp \omega_{пр})}; \qquad (3.21)$$

а при распространении в направлении, перпендикулярном магнитному полю, по формулам:

$$n_1^2 = 1 - \frac{\omega_0^2}{\omega^2 - \frac{(\omega^2 \omega_{поп})}{\omega^2 - \omega_0}}, \qquad (3.22а)$$

$$n_2^2 = 1 - \frac{\omega_0^2}{\omega^2}. \qquad (3.22б)$$

Рис. 15. Отражение волны от ионосферы при вертикальном и наклонном падениях луча

В случае, если первоначально линейно поляризованная волна входит в ионосферу, то под действием магнитного поля Земли она расщепляется на две волны (рис. 16) с показателями преломления n_1 и n_2. Поскольку скорости распространения этих волн разные, отражаются они от разных слоев ионосферы, а на выходе из ионосферы они интерферируют. Кроме этого, при распространении в продольном магнитном поле после расщепления волны плоскость поляризации одной из них вращается по часовой стрелке, а другой – против часовой, и обе волны имеют круговую поляризацию.

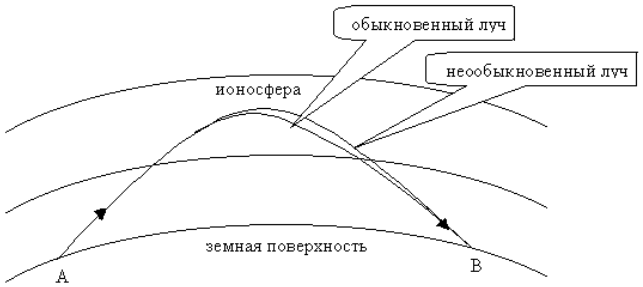

Рис. 16. Расщепление радиоволны на два луча под действием магнитного поля Земли

При распространении в поперечном магнитном поле вектор напряженности электрического поля волны, кроме поперечных составляющих, имеет еще и продольную составляющую в направлении магнитного поля Земли. Луч поля волны, на условия распространения которого магнитное поле не влияет, называется

обыкновенным. Показатель преломления волны в этом случае определяется по формуле (3.22б). Другой луч, для которого показатель преломления определяется по формуле (3.22а), называется необыкновенным.

В общем случае, когда луч направлен под углом к магнитному полю, показатель преломления определяется по более сложным формулам. Линейно поляризованный луч расщепляется на два эллиптически поляризованных луча, большие эллипсы которых взаимно перпендикулярны, а плоскости поляризации вращаются в противоположных направлениях. Формулы (3.21) и (3.22) для показателя преломления приведены здесь без учета столкновений электронов с нейтральными молекулами. Поскольку столкновения приводят к поглощению радиоволн, их учет необходим в случае расчета затухания сигнала на трассе.

4. ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ РАДИОВОЛН РАЗЛИЧНЫХ ДИАПАЗОНОВ

4.1. Сверхдлинные и длинные радиоволны

Мириаметровые и километровые волны (сверхдлинные и длинные радиоволны) характеризуются постоянством условий распространения. Это постоянство заключается в том, что сигнал при прохождении не подвержен резким изменениям амплитуды поля и радиосвязь в этом диапазоне волн внезапно не нарушается.

Диапазон сверхдлинных волн (СДВ) имеет частоты от 3 кГц до 30 кГц с длиной волны от 100 км до 10 км соответственно. Несмотря на то что частотный диапазон находится в области звуковых частот, СДВ – электромагнитные волны. Радиоволны этого диапазона могут распространяться на большие расстояния, но для осуществления радиосвязи они не применяются по причине малой пропускной способности радиоканала. СДВ применяются в качестве радиомаяков, радионавигационных систем, в научных целях. В природных условиях основным источником СДВ являются разряды молний. Эти разряды являются помехой для осуществления радиосвязи и в других частотных диапазонах, поэтому исследование радиопомех важно для оценки надежности радиолиний.

Радиоволны СДВ диапазона, источником которых являются молнии, распространяются в так называемом волноводе Земля – ионосфера (рис. 17). Нижней границей такого волновода является земная поверхность, а верхней – слой *D* (днем) и слой *E* ионосферы (ночью).

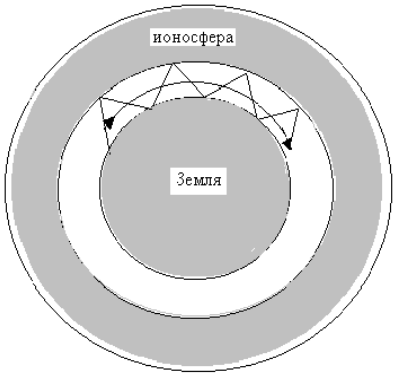

Рис. 17. Распространение сигнала в волноводе Земля – ионосфера

В определенных условиях эти волны могут проникнуть и в ионосферу, где они распространяются вдоль силовых магнитных линий Земли (рис. 18). При распространении в продольном магнитном поле коэффициент преломления для необыкновенной составляющей определяется выражением:

$$n_1^2 = 1 - \frac{\omega_0^2}{\omega(\omega - \omega_{пр})}, \qquad (4.1)$$

групповая скорость для СДВ, прошедших через ионосферу, по формуле:

$$v_{гр} \approx 2c\frac{\sqrt{\omega\omega_{пр}}}{\omega_0}. \qquad (4.2)$$

Поскольку среда, в которой распространяются эти радиоволны, является анизотропной, то для нее соотношение $c^2 = v_{гр}v_{ф}$ не выполняется, и фазовая скорость определяется по более сложным формулам. Зависимость групповой скорости от частоты сигнала и частот ω_0 и $\omega_{пр}$ приводит к тому, что импульсный сигнал от грозового источника, воспринятый ухом вблизи разряда как щелчок, в точке приема (после его распространения вдоль силовой линии магнитного поля Земли) будет услышан с приемника прямого усиления как свист. Такой сигнал получил название свистящего атмосферика, или вистлера.

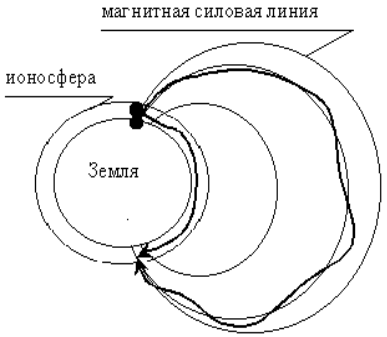

Рис. 18. Возможные пути распространения сигнала в диапазоне очень низких частот

Напряженность поля в точке приема СДВ можно определить по формуле:

$$E_д = \frac{173\sqrt{P_{(кВт)}D}}{r_{(км)}}F, \text{ мВ/м}. \qquad (4.3)$$

С учетом множителя ослабления *F* при отсутствии поглощения в волноводе Земля – ионосфера это выражение примет вид:

$$E_д = \frac{245\sqrt{P_{(кВт)}D}}{\sqrt{(a_{(км)} + \frac{h_{(км)}}{2}\sin\theta}}, \text{ мВ/м}, \qquad (4.4)$$

где *h* – высота волновода; *a* – радиус Земли; θ – центральный угол между двумя лучами, проведенными из центра Земли до точек передачи и приема (см. рис. 19). Из формулы (4.4) следует, что напряженность поля с ростом расстояния между приемной и передающей точками сначала падает, затем растет, достигая в антиподе Земли максимального значения. Этот эффект антипода объясняет-

ся тем, что лучи, огибающие Землю в различных направлениях, сходятся на противоположной стороне Земли (в антиподе).

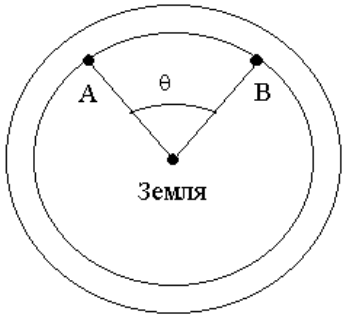

Рис. 19. К расчету напряженности поля в диапазоне СДВ

В реальных условиях процесс распространения радиоволн происходит более сложным образом. Существует теория мод, согласно которой поле радиоволны в СДВ диапазоне можно представить в виде суммы отдельных волн, распространяющихся вдоль оси волновода Земля – ионосфера с разными фазовыми скоростями. Каждая мода имеет фазовую скорость:

$$v_n = \frac{c}{\sqrt{1-\left(\frac{n\lambda}{2h}\right)^2}}, \qquad (4.5)$$

где n = 0, 1, 2 … – мода волны; λ – длина волны в воздухе; h – высота волновода. Нулевая мода (n = 0) соответствует равномерному распределению поля по высоте, первая мода (n = 1) – потому, что по высоте укладывается одна полуволна, вторая (n = 2) – две полуволны и т. д. Для расчета поля в месте приема достаточно учесть сумму двух или трех мод.

В диапазоне длинных и сверхдлинных волн вследствие неоднородности ионизирующего потока и наличия восходящих и нисходящих течений воздуха происходит непрерывное изменение электронной концентрации. Эти изменения приводят к изменению напряженности в точке приема. Поскольку колебания напряженности незначительны и происходят медленно, то они практически не влияют на качество передаваемых сообщений.

Суточные колебания напряженности поля имеют место. Амплитуда этих колебаний зависит от времени суток, и днем амплитуда сигнала обычно меньше, чем ночью. Объясняется это тем, что затухание сигнала при отражении от слоя D больше, чем от слоя E, поскольку область D существует только днем.

Годовой ход напряженности поля выражен слабо, напряженность поля в летние месяцы (за счет большей ионизации областей D и E) больше по сравнению с зимней на 20 – 50 %.

Влияние одиннадцатилетнего цикла солнечной активности незначительно. В годы максимума солнечной активности в дневные часы наблюдается некоторое увеличение напряженности поля. Ионосферные возмущения также незначительно влияют на условия распространения сверхдлинных и длинных волн.

На относительно небольших расстояниях (до 500 км) сверхдлинные и длинные волны распространяются как земные. На больших расстояниях эти волны можно рассматривать как пространственные, распространяющиеся в волноводе Земля – ионосфера. Сверхдлинные волны могут распространяться на очень большие расстояния и достичь антипода, а длинные волны при обычно применяемых мощностях – на расстояние до 4000 км.

Рассмотрим условия распространения радиоволн вблизи земной поверхности (рис. 20). В диапазоне сверхдлинных и длинных волн передающая антенна излучает электромагнитное поле с вертикальной поляризацией (ось z), т. е. вектор $\vec{E}$ перпендикулярен поверхности земли. При распространении вдоль земли (ось x) основной поток энергии распространяется вдоль ее поверхности, а небольшая его часть уходит в землю. Следовательно, на достаточно большом расстоянии от передатчика вектор Пойнтинга $\vec{\Pi}$, показывающий направление распространения энергии, будет наклонен в сторону земли. Поскольку вектор $\vec{H}$ перпендикулярен вектору $\vec{E}$ и вектору $\vec{\Pi}$, то в воздухе, около поверхности земли, кроме вертикальной составляющей E_{1Z} появится горизонтальная составляющая E_{1X}. Из точных граничных условий следует, что горизонтальные составляющие E_X и H_Y непрерывны на границе раздела двух сред, поэтому около поверхности земли во второй среде горизонтальная составляющая E_{2X} будет равна E_{1X}.

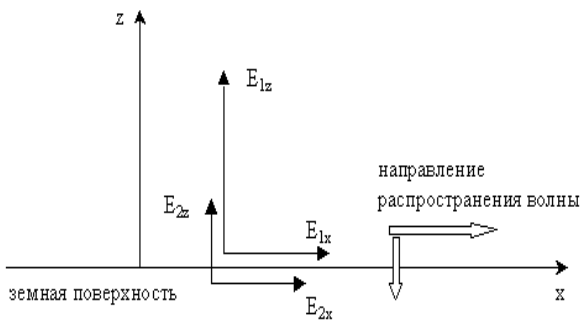

Рис. 20. Распространение радиоволн вблизи земной поверхности

Вертикальную составляющую напряженности электрического поля можно определить из формулы (4.3) и представить ее в виде:

$$E_{1Z} = E_{1Zm} e^{j\omega t}. \qquad (4.6)$$

Исходя из граничных условий Леонтовича, горизонтальная составляющая определяется по формуле:

$$E_{1X} = \frac{E_{1Z}}{\sqrt{\varepsilon_к}}, \qquad (4.7)$$

где $\varepsilon_к$ – комплексная диэлектрическая проницаемость земли.

Подставив вместо комплексной диэлектрической проницаемости ее значение, получим:

$$E_{1X} = \frac{E_{1Z}}{\sqrt{\varepsilon - j60\lambda\sigma}}. \qquad (4.8)$$

Представив знаменатель формулы (4.8) в виде модуля и фазового множителя, имеем:

$$E_{1X} = \frac{E_{1Z}}{\sqrt[4]{\varepsilon^2 + (60\lambda\sigma)^2}} e^{j\left(\omega t + \frac{\alpha}{2}\right)}. \qquad (4.9)$$

В формулах (4.8) и (4.9) ε – относительная диэлектрическая проницаемость земли; λ – длина волны в воздухе; σ – удельная проводимость земли; фазовый угол определяется по формуле:

$$\alpha = arctg \frac{60\lambda\sigma}{\varepsilon}. \qquad (4.10)$$

Поскольку проводимость земли и длина волны в диапазоне сверхдлинных и длинных волн имеют большие значения, то горизонтальная составляющая E_{X1} меньше вертикальной E_{1Z} в сотни раз. При этом электрическое поле у поверхности земли оказывается эллиптически поляризованным в вертикальной плоскости, а фазовый угол стремится к 45º.

Явление наклона фронта волны имеет практическое значение. Например, если длинный провод протянуть вдоль поверхности земли и подключить его на вход приемника, то за счет горизонтальной составляющей поля можно принимать сигналы радиостанций. Наведенная в проводе э.д.с. будет тем больше, чем длиннее провод.

В принципе в диапазоне очень низких частот можно осуществить радиосвязь с подводными или подземными объектами. Напряженность на глубине h горизонтальной составляющей поля находится по формуле:

$$E_{2X} = \frac{E_{1Zm} e^{-\delta h}}{\sqrt[4]{\varepsilon^2 + (60\lambda\sigma)^2}}, \qquad (4.11)$$

а напряженность на глубине h вертикальной составляющей определяется так:

$$E_{2X} = \frac{E_{1Zm} e^{-\delta h}}{\sqrt{\varepsilon^2 + (60\lambda\sigma)^2}}. \qquad (4.12)$$

В формулах (4.11) и (4.12) δ – коэффициент поглощения, который определяется из формулы:

$$\delta = \frac{\omega}{c}\sqrt{\frac{1}{2}\left[-\varepsilon + \sqrt{\varepsilon^2 + (60\lambda\sigma)^2}\right]}. \qquad (4.13)$$

Расчет напряженности поля при распространении пространственной волны для расстояний от 2000 км до 18 000 км можно выполнить по формуле Остина, которая получена на основании обобщения многочисленных результатов измерений:

$$E_д = \frac{300\sqrt{P_{(кВт)}D}}{r_{(км)}}\sqrt{\frac{\theta}{\sin\theta}}e^{-\frac{0,0014}{\lambda^{0,6}_{(км)}}r_{(км)}}, \qquad (4.14)$$

где θ – центральный угол (рис. 19).

4.2. Средние волны

Средними (декаметровыми) волнами называются радиоволны в диапазоне от 1000 до 100 м. Соответствующие этим длинам волн частоты расположены в интервале от 300 кГц до 3 МГц. Условия распространения средних волн отличаются от условий распространения сверхдлинных и длинных волн тем, что в дневное время суток они распространяются как земные, а в ночные часы существует как земная, так и пространственная волна. Дальность распространения средних волн днем обычно не превышает 1000 км, а ночью – 2000-4000 км.

Средние волны отражаются от ионосферы на более высоких, по сравнению с длинными, высотах. Так как электронная концентрация области *D* недостаточна для отражения средних волн, они отражаются от области *E*. В освещенное время суток электромагнитная волна, пройдя область *D*, значительно ослабевает, а отраженная от области *E* волна, пройдя еще раз область *D* в обратном направлении, затухает настолько сильно, что практически не доходит до земной поверхности. Ночью же область *D* исчезает, затухание резко уменьшается, и отраженная от области *E* волна доходит до поверхности земли (рис. 21).

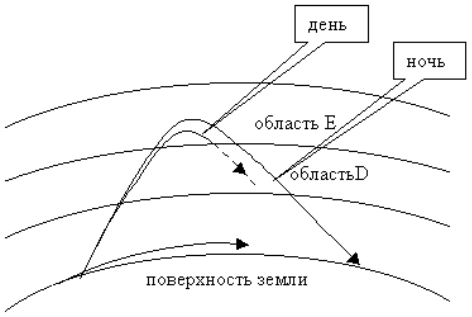

Рис. 21. Распространение средних волн в различное время суток

Таким образом, днем имеется только земная волна, а ночью напряженность поля в точке приема складывается из земной и пространственной волн. Если бы длина пути земной и пространственной волн не изменялась со временем, то в пункте приема в результате сложения этих волн результирующая амплитуда также не изменялась бы. Но поскольку ионосфера представляет собой неоднородное по электронной концентрации образование, непрерывно изменяющееся во времени за счет воздушных течений, то высота отражающего слоя и длина пути пространственной волны непрерывно меняются. Поэтому в какой-то момент времени земная и пространственная волны могут сложиться в фазе, а в какой-то – в противофазе. В первом случае результирующий сигнал будет значительным, а во втором – практически равным нулю. Непрерывное изменение разности фаз между земной и пространственной волнами приводит к непрерывным изменениям амплитуды поля в пункте приема. Эти изменения напряженности поля волны носят беспорядочный характер и называются замираниями (рис. 22). Под действием замираний напряженность поля в диапазоне средних волн может меняться в десятки раз. Средняя продолжительность замираний изменяется в пределах от секунды до нескольких десятков секунд.

Рис. 22. Запись напряженности поля на волне 350 м, на которой видны глубокие замирания сигнала

При отсутствии земной волны на больших расстояниях от передатчика может иметь место только пространственная волна. Эффект замирания в этом случае возможен из-за наличия двух или более волн, имеющих разное число отражений от ионосферы (рис. 23). Например, от передатчика в пункт приема приходят две

волны. Одна из них отразилась один раз от ионосферы, а другая сначала отразилась от ионосферы, затем от поверхности земли и снова от ионосферы. Поскольку длина пути каждой волны непрерывно меняется, то и в этом случае будет наблюдаться эффект замирания.

Замирания нарушают нормальную передачу радиовещательных программ, телефонных и телеграфных сообщений. При сильных замираниях радиосвязь на какое-то время может полностью прекратиться. Поэтому принимают меры по борьбе с замираниями. Одной из таких мер является применение автоматической регулировки усиления, которая позволяет поддерживать постоянный уровень сигнала на выходе приемника при значительном его изменении на входе.

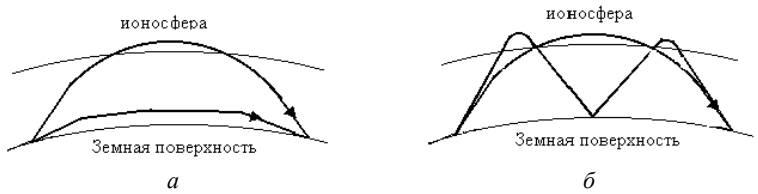

Рис. 23. Возникновение замираний за счет интерференции: а – земной и пространственной волн; б – пространственных волн

Замирания можно значительно уменьшить, если передающую антенну выполнить таким образом, чтобы она излучала в основном только вдоль поверхности земли. Обычно в качестве передающей антенны, диаграмма которой в вертикальной плоскости представляет полуокружность, применяют несимметричный вертикальный вибратор. Максимум излучения такой антенны имеется вдоль поверхности земли, а под углом 45°, например, напряженность поля составляет ~ 0,7 от максимальной. Если применить антенну с более узкой диаграммой направленности в вертикальной плоскости, то напряженность поля при излучении под этим углом будет значительно меньше, а вдоль поверхности земли – больше (рис. 24). Следовательно, в пункте приема будет существовать в основном только земная волна, а пространственная будет сильно ослаблена. Это приведет к тому, что влияние пространственной волны на суммарное поле будет незначительным, и интерференция земной и пространственной волн будет

слабой. Такие антенны, позволяющие усиливать поле вдоль поверхности земли и ослаблять его под другими углами к горизонту, называются антифединговыми. Использование антифединговых антенн позволяет увеличить зону уверенного приема сигнала в два-три раза.

Суточные колебания напряженности поля в диапазоне средних волн явно выражены, поскольку днем существует только земная волна, а ночью – земная и пространственная. Амплитуда этих колебаний зависит от расстояния между передатчиком и приемником.

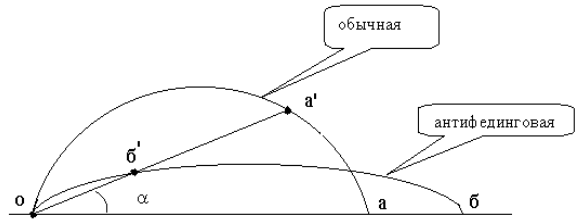

Рис. 24. Характеристика направленности в вертикальной плоскости обычной и антифединговой антенн

На небольших расстояниях имеется в основном только земная волна, поскольку напряженность поля волны, отраженной от ионосферы, незначительна. Интерференция в этом случае выражена слабо, и суточные колебания напряженности поля незначительны.

На больших расстояниях от передатчика днем имеется только земная волна, а ночью – земная и пространственная. Интенсивность пространственной волны обычно значительно превосходит интенсивность земной. Поэтому днем принимаемый сигнал слабый, а ночью амплитуда повышается и прием сопровождается сильными замираниями.

В случаях, когда из-за большого расстояния земная волна отсутствует и существует только пространственная волна, днем прием сигнала прекращается, а ночью интенсивность сигнала значительна. В этом случае замирания наблюдаются за счет интерференции волн, имеющей различное число отражений от ионосферы. В северных широтах на больших расстояниях в зимнее время, днем, ионосферные волны могут присутствовать. Следовательно, днем будет наблюдаться слабый сигнал, а ночью – значительный.

Сезонные колебания напряженности поля в диапазоне средних волн зависят от сезонных изменений электронной концентрации в области *E* ионосферы. В летний период времени в дневные часы электронная концентрация возрастает по сравнению с зимним периодом. В ночные часы в зимний период времени электронная концентрация практически не зависит от времени года. Поэтому в северных широтах, на больших расстояниях в летнее время днем, напряженность поля больше, чем зимой, а ночью напряженность слабо зависит от времени года. Заметим, что ночью напряженность поля больше дневной в любое время года. Несмотря на то что летом напряженность поля пространственной волны увеличивается, возрастает также и интенсивность помех, обусловленных увеличением грозовых разрядов в летний период. Это приводит к тому, что летом отношение уровня сигнала к уровню шума уменьшается, а зимой увеличивается.

В диапазоне средних волн влияние одиннадцатилетнего периода солнечной активности незначительно. Слабо влияют на условия распространения сигнала и ионосферные возмущения.

При распространении средних волн в ионосфере возможно возникновение нелинейных эффектов. К ним относится Люксембургско-Горьковский эффект. Он проявляется в том, что при приеме маломощной радиостанции может прослушиваться сигнал мощной радиостанции, работающей на другой частоте. Это возможно тогда, когда в ионосфере пересекаются лучи обеих радиостанций. За счет того, что мощная станция будет изменять проводимость ионосферы в зависимости от амплитуды модулирующего сигнала, появится нелинейный эффект, который приведет к модуляции сигнала маломощной радиостанции более мощной.

Напряженность поля земной волны можно определить из графиков Международного консультативного комитета по радиосвязи (МККР), в которых приводится зависимость напряженности поля от расстояния при распространении сигнала над сушей и над морем (рис. 7, 8). Расчет напряженности поля ионосферной волны определяется по эмпирической формуле:

$$E_{д} = \frac{10233}{\sqrt{r_{(км)}}}\sqrt{P_{(кВт)}D}\cdot e^{-8.94\cdot 10^{-4}\lambda_{(км)}^{-0,26}r_{(км)}}, \text{ мВ/м}, \qquad (4.15)$$

где *P* – мощность передатчика; *D* – коэффициент направленности

передающей антенны; *r* – расстояние до пункта приема.

4.3. Короткие волны

К диапазону коротких волн относятся волны от 100 до 10 м. Соответствующие этим волнам частоты находятся в диапазоне от 3 до 30 МГц. На небольшие расстояния в пределах нескольких десятков километров короткие волны распространяются как земные, на большие – как пространственные. Пространственная волна (называемая также ионосферной) за счет многократного отражения от ионосферы может распространяться на большие расстояния и даже обогнуть земной шар. В процессе распространения коротких волн участвуют все слои ионосферы. Области *D* и *E* являются поглощающими, а область F_2 – отражающей.

Электронная концентрация области *E* недостаточна для отражения коротких волн, поэтому эти волны отражаются от области F_2, где электронная концентрация значительна. Электромагнитная волна, пройдя области *D* и *E*, затухает в них, но поглощение в этих областях ионосферы на коротких волнах значительно меньше, чем на средних. Затухание волны в области F_2 меньше, чем в областях *D* и *E*. Поэтому коротковолновый сигнал принимается как в дневное, так и в ночное время суток.

Напряженность поля волны при прохождении ею ионосферы можно определить так:

$$E = E_0 e^{-\int_l \delta dl}, \qquad (4.16)$$

где E_0 – напряженность поля на входе в ионосферу, δ – коэффициент поглощения, *l* – путь, пройденный волной через ионосферу в прямом и обратном направлениях.

Коэффициент поглощения в ионосфере можно оценить по формуле:

$$\delta = 1,35\cdot 10^{7}\frac{N\nu}{f^{2}}, \quad \text{1/м}. \qquad (4.17)$$

Из выражения (4.17) следует, что поглощение волны в ионосфере прямо пропорционально электронной концентрации *N* и числу столкновений электронов с нейтральными частицами ν.

В области D значение N малое, а значение ν большое; в области E N больше, чем в области D, а ν – меньше. Произведение $N\nu$ в этих областях примерно в 100 раз больше, чем в области F_2. Поэтому затухание сигнала происходит в основном в областях D и E. Поскольку коэффициент поглощения обратно пропорционален квадрату частоты, то применение более высоких частот предпочтительнее. Однако если применить слишком высокую частоту, то значение электронной концентрации может оказаться недостаточным для отражения сигнала даже в максимуме электронной концентрации слоя F_2, и волна по криволинейной траектории уйдет вверх, за пределы ионосферы. Если же применить слишком низкую частоту, то сигнал из-за большого затухания в областях D и E не пройдет в пункт приема (рис. 25).

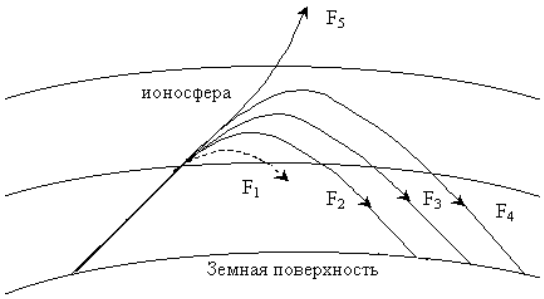

Рис. 25. Отражение радиоволн от ионосферы в КВ диапазоне: F_1 –низкая частота (волна сильно ослабляется), $F_2 < F_3 < F_4$ – волны отражаются, F_5 – высокая частота (волна уходит за пределы ионосферы)

Из этого следует, что для осуществления радиосвязи на коротких волнах должны одновременно выполняться следующие условия:

1. Применяемая частота не должна быть слишком высокой. Эта частота должна определяться, исходя из длины трассы и параметров электронной концентрации отражающего слоя.

2. Применяемая частота не должна быть меньше определенного значения, чтобы для осуществления уверенного приема поглощение сигнала в областях D и E не было бы слишком большим.

В обычных условиях электронная концентрация областей D, E и F_2 днем, за счет ионизирующего действия солнечной энергии, больше, чем ночью. Поэтому в дневное время суток сигнал отражается на более высоких, по сравнению с ночными часами, частотах. На больших расстояниях короткие волны удобно разбить на три поддиапазона:

1) дневные волны (длина волны от 10 до 25 м), используются для радиосвязи в дневные часы;

2) ночные волны (длина волны от 35 до 100 м), используются для радиосвязи в ночные часы;

3) промежуточные волны (длина волны от 25 до 35 м), используются для радиосвязи в утренние и вечерние часы.

Следует заметить, что приведенное разделение на поддиапазоны волн довольно условное, поскольку в каждый конкретный период времени условия прохождения сигнала зависят от многих причин, таких как расстояние между приемником и передатчиком, состояние электронной концентрации, высота отражающего слоя и других. Тем не менее, в большинстве случаев на больших расстояниях это разделение оправданно.

На трассах протяженностью 2000 – 3000 км в дневные часы основным отражающим слоем может быть область E ионосферы, поскольку при малых углах возвышения волна отражается при относительно малой электронной концентрации. В этом случае неотклоняющее поглощение волны происходит в области D, а отклоняющее – в области E.

Иногда в любое время суток возникает спорадический слой E_S, расположенный на высотах области E, но имеющий электронную концентрацию, значительно превосходящую концентрацию в этой области. В результате сигнал не доходит до области F_2, а отражается от слоя E_S. Это явление нарушает нормальные условия распространения коротких волн.

На условия распространения коротких волн наиболее сильное влияние оказывает состояние области F_2. Эта область не обладает постоянством своей структуры, и электронная концентрация в ней постоянно меняется. Поэтому короткие волны не обладают постоянством условий распространения, какие имеются у средних, длинных и сверхдлинных волн.

Вследствие непостоянства структуры области F_2 и появления слоя E_S влияние ионосферных возмущений на прохождение сигнала на коротких волнах подвержено сильным изменениям. Непостоянство структуры области F_2 приводит к глубоким замираниям сигнала (рис. 22) в пункте приема. Амплитуда сигнала при замираниях в диапазоне коротких волн меняется в десятки и сотни раз.

Период замираний составляет от десятых долей секунды до нескольких десятков секунд.

В отличие от диапазона средних волн, где замирания обусловлены в основном интерференцией земной и ионосферной волн, на коротких волнах замирания происходят за счет интерференции нескольких отраженных от ионосферы лучей.

Замирания могут иметь место в следующих случаях:

1. При интерференции нескольких лучей, имеющих разное число отражений от ионосферы. Например, один луч отразился от ионосферы один раз, другой отразился сначала от ионосферы, затем от земли и опять от ионосферы. Поскольку длина пути прохождения этих лучей постоянно меняется, их волны будут складываться то в фазе, то в противофазе, что приведет к замиранию сигнала (рис. 23б). В общем случае может иметь место сложение волн нескольких лучей.

2. При интерференции обыкновенной и необыкновенной волн. За счет влияния магнитного поля Земли при входе волны в ионосферу она расщепляется на две составляющие, одна из которых называется обыкновенной волной, а другая – необыкновенной. Обе волны имеют эллиптическую поляризацию и отражаются от разных слоев области F_2. На выходе из ионосферы эти волны интерферируют между собой, и поскольку их области отражения непостоянны, сложение обыкновенной и необыкновенной волн приводит к замираниям сигнала (рис. 16).

3. При интерференции элементарных лучей, входящих в состав рассеиваемых пучков. Каждый луч, входящий в ионосферу, за счет рассеяния на неоднородностях электронной концентрации расщепляется на множество элементарных лучей, которые отражаются от несколько различных областей ионосферы. Экспериментально установлено, что угловой растр пучка, содержащего элементарные лучи, находится в пределах от одного до пяти градусов. В пункт приема приходит множество элементарных лучей, имеющих различные пути прохождения, которые постоянно меняются вследствие постоянно изменяющейся области отражения элементарных лучей. Интерференция этих лучей приводит к замиранию сигнала (рис. 26).

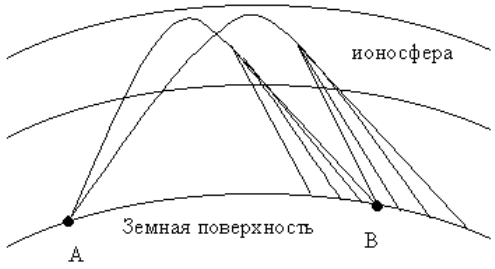

Рис. 26. Интерференция элементарных лучей, входящих в состав рассеиваемых пучков

Перечисленные случаи замираний называются интерференционными. Имеются также поляризационные замирания, которые наблюдаются реже интерференционных. Поляризационные замирания представляют частный случай поляризационных. Это явление наблюдается тогда, когда в пункте приема имеется антенна одной (горизонтальной или вертикальной) поляризации. Поскольку под действием магнитного поля Земли волна расщепляется на обыкновенную и необыкновенную, каждая из которых эллиптически поляризована, в пункт приема в результате сложения волн приходит также эллиптически поляризованная волна с постоянно изменяющимися параметрами эллипса поляризации. Так как положение эллипса поляризации постоянно меняется, будет наблюдаться эффект поляризационного замирания.

Основным методом борьбы с замираниями на коротких волнах является прием сигнала на разнесенные в пространстве антенны. Если, например, сложить сигналы с двух приемников, работающих на разные антенны, то замирания сигнала будут тем меньше, чем больше разнос между антеннами, поскольку с увеличением разноса уменьшается коэффициент взаимной корреляции сигналов с этих антенн.

Зоной молчания называется кольцевая область на поверхности земли, в которой сигнал отсутствует. В диапазоне коротких волн на небольших расстояниях от передатчика имеется только земная волна, которая распространяется на расстояние r_1. При этом ионосферная волна отсутствует, поскольку при малых углах падения на ионосферу она не отражается, а проходит через ионосферу. Ионосферная волна начнет отражаться только при превышении определенного угла падения φ_0 и пройдет на поверх-

ность земли, начиная с некоторого расстояния r_2. Следовательно, на расстояниях от r_1 до r_2 сигнал будет отсутствовать (рис. 27).

Внутренний радиус зоны молчания r_1 определяется условиями распространения земных волн. Он не зависит от времени суток, а зависит от мощности передатчика и от частоты. С увеличением частоты r_1 уменьшается. Внешний радиус зоны молчания r_2 определяется условиями распространения ионосферных волн. Он зависит от времени суток. Если расстоянию r_2 соответствует угол падения волны на ионосферу φ_0, а в области F_2 максимальное значение электронной концентрации равно N_{max}, то в соответствии с законом секанса максимальная частота, на которой отразится волна, определяется формулой:

$$f_{max} = \frac{f_0}{\cos\varphi_0} = \frac{\sqrt{80{,}8 N_{max}}}{\cos\varphi_0}. \qquad (4.18)$$

Если применить частоту $f < f_{max}$, то волна отразится при меньшей электронной концентрации, а если применить частоту $f > f_{max}$, то волна не отразится, а уйдет за пределы ионосферы.

Рис. 27. Образование зоны молчания. На определенной частоте f при малых углах φ сигнал не отражается от ионосферы, при φ > φ_0 приходит на земную поверхность

Таким образом, внешнему радиусу зоны молчания будет соответствовать частота f_{max}, которая называется максимальной применимой частотой (МПЧ).

Поскольку значение электронной концентрации постоянно меняется, то для того чтобы обеспечить надежную радиосвязь, необходимо выбрать рабочую частоту, несколько меньшую

МПЧ. Такая частота называется оптимальной рабочей частотой (ОРЧ), которая обычно составляет 0,7 – 0,9 от МПЧ. При выборе частоты, значительно меньшей ОРЧ, затухание сигнала может быть чрезмерно большим, а при выборе частоты, равной ОРЧ, сигнал может пропадать из-за случайных флуктуаций электронной концентрации.

На коротких волнах наблюдается *явление эха*. Различают ближнее и дальнее эхо. Дальнее кругосветное радиоэхо может быть прямое и обратное (рис. 28). Прямое кругосветное эхо наблюдается тогда, когда в пункт приема приходят: первая волна, распространяющаяся от передатчика по кратчайшему расстоянию; вторая волна, пришедшая с того же направления, но обогнув земной шар. Обратное кругосветное эхо наблюдается в том случае, если вторая волна пришла в пункт приема с противоположной стороны, обогнув земной шар.

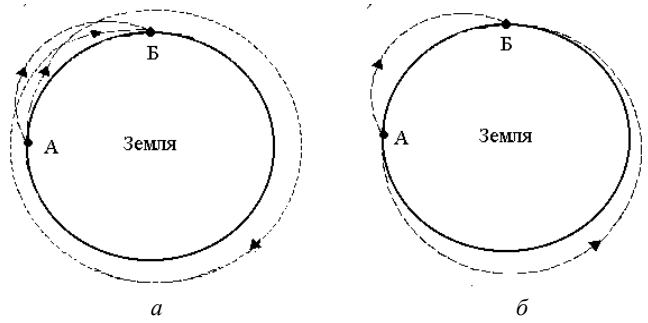

Рис. 28. Образование кругосветного эха: а – прямого; б – обратного

При прямом кругосветном эхе запаздывание эхо-сигнала относительно основного равно времени прохождения радиоволны вокруг земного шара и составляет 0,13 с. Время запаздывания при обратном кругосветном эхе зависит от расстояния между передатчиком и приемником.

Кругосветное эхо является нежелательным явлением и может быть причиной появления ложных сигналов, задержанных на какое-то время относительно основного. В некоторых случаях сигнал может многократно обогнуть земной шар и, например, вместо приема одной телеграфной посылки можно принять несколько.

Ближнее эхо возникает тогда, когда пришедшие в пункт приема

лучи отражаются от ионосферы различное число раз. Если, например, первый луч отразился от ионосферы один раз, а второй – два раза, то при короткой посылке могут возникнуть два импульса, а при длинной произойдет увеличение длительности импульса.

Для борьбы с этим явлением применяют:

1) антены с узкой диаграммой направленности в вертикальной плоскости. Если диаграмма направленности прижата к земле, то будет приниматься в основном луч, отраженный один раз от ионосферы, а многократно отраженные лучи будут существенно ослаблены. Если же применить однонаправленную антенну, то влияние обратного кругосветного эха будет малым;

2) рабочие частоты, близкие к МПЧ. В этом случае, если затухание для многократно отраженных от ионосферы сигналов будет большим, будет приниматься только основной луч.

В ионосфере время от времени появляются *геомагнитные возмущения*, которые обусловлены явлениями, происходящими на Солнце. Геомагнитные возмущения тесно связаны с ионосферными возмущениями, во время которых в области F_2 электронная концентрация резко уменьшается, а действующие высоты возрастают, что приводит к уменьшению максимально применимых частот. В периоды ионосферных возмущений возрастает поглощение сигнала в диапазоне коротких волн. Все это приводит к тому, что обычные условия радиосвязи во время ионосферных возмущений нарушаются и радиосвязь может прекратиться.

Во время ионосферных бурь ионосферные возмущения носят глобальный характер, т. е. проявляются на всем земном шаре. В полярных районах часто происходят ионосферные возмущения местного характера, которые называются *поглощениями в зоне полярных сияний*. Такие поглощения происходят в северном и южном полушариях на средней геомагнитной широте примерно 67,5º, в полосе широт до 10º. В этих районах частицы высоких энергий глубоко проникают в ионосферу до высот области *E* или *D*, вызывая в этих областях повышенную ионизацию. Полярные поглощения могут продолжаться в течение нескольких часов или нескольких суток. В течение этого временного периода радиосвязь может полностью прекратиться за счет того, что повышенная ионизация в областях *E* и *D* приведет к сильному поглощению сигнала.

На высоких широтах время от времени происходят *поглощения в полярной шапке* (ППШ). Полярной шапкой называют кру-

говую область с центром в геомагнитном полюсе. Нижняя граница этой области находится примерно на геомагнитной широте 64º. Поглощение в полярной шапке происходит за счет частиц, энергия которых выше энергии частиц, вызывающих поглощение в зоне полярных сияний. Эти частицы вызывают повышенную ионизацию в области *D*, что приводит к сильному затуханию сигнала и прекращению радиосвязи.

Внезапные поглощения происходят во время хромосферных вспышек, которые время от времени возникают на поверхности Солнца. Вспышки сопровождаются резким усилением ультрафиолетового и рентгеновского излучений и приводят к резкому увеличению ионизации области *D*. Повышенная ионизация в этой области приводит к сильному поглощению сигнала.

Основными мерами борьбы с нарушениями радиосвязи на коротких волнах при ионосферных возмущениях являются:

– применение передатчиков повышенной мощности;

– применение передающих и приемных антенн с большим коэффициентом направленного действия;

– переход на более низкие частоты, поскольку во время ионосферных возмущений обычно происходит уменьшение электронной концентрации в области F_2;

– применение ретрансляционных коротковолновых линий, проходящих вне зоны сильных возмущений.

Основы расчета коротковолновых линий связи

Расчет условий прохождения сигнала на коротковолновой линии связи строится на том основании, чтобы частота не превышала максимально применимой (МПЧ) и не была бы меньше той, для которой затухание не будет слишком большим. Поскольку условия прохождения радиоволн КВ диапазона зависят от времени суток, сезона и солнечной активности, все эти факторы следует учитывать при расчете и составлении расписания смены частот.

Определить МПЧ можно на основе данных вертикального ионосферного зондирования. На расстояниях до 4000 км можно считать, что волна распространяется за счет одного отражения от слоя F_2. Максимальную частоту, на которой происходит отражение при заданном расстоянии между передающим и приемным пунктами, можно определить из закона секанса по формуле

(4.18). Действующую высоту отражения сигнала можно определить по высотно-частотным характеристикам (рис. 14) с учетом угла падения волны на ионосферу. Оптимальную рабочую частоту обычно принимают равной 0,85 от МПЧ.

В большинстве случаев МПЧ и ОРЧ определяют с применением ионосферных карт. На ионосферной карте приведены изолинии одинаковых значений критических частот, по оси абсцисс отложены географические долготы, а по оси ординат – широты. Составляют два комплекта карт. Один комплект служит для определения МПЧ на нулевом расстоянии, другой – на расстоянии 4000 км от передатчика. На необходимом расстоянии определить МПЧ можно с помощью карт 0-МПЧ и 4000-МПЧ, а также специальной номограммы. Карты составляются через двухчасовые интервалы, и суточный комплект состоит из 12 карт. Затем составляется суточный график ОРЧ и выбираются две-три частоты, на которых последовательно можно работать в течение суток.

Расчет напряженности поля можно выполнить по формуле:

$$E_{д} = \frac{173\sqrt{P_{(кВт)}D}}{r_{(км)}}F, \quad \text{мВ/м}, \qquad (4.19)$$

в которой множитель ослабления определяется из выражения:

$$F = \frac{1}{2}\left(\frac{1+R}{2}\right)R^{n-1}e^{-\sum_{i=1}^{n}\Gamma_i}, \qquad (4.20)$$

где R – модуль коэффициента отражения от поверхности Земли; n – число отражений от ионосферы; Γ_i – коэффициент поглощения в i-й вершине.

Обычно R близок к единице, а коэффициент поглощения в i-й вершине определяется по формуле:

$$\Gamma_i = \Gamma_D + \Gamma_E + \Gamma_{F_1} + \Gamma_{F_2}, \qquad (4.21)$$

где Γ_D, Γ_E, Γ_{F_1} – поглощения в области D, E, F, не отклоняющие луч,

а Γ_{F_2} – поглощение в области F_2, отклоняющее луч. При этом учитывается поглощение луча при двукратном прохождении каждой области.

Коэффициенты поглощения зависят от угла падения на нижнюю границу ионизированной области, критической частоты данной области и рабочей частоты. Существуют графики, по которым можно определять коэффициенты поглощения для каждой области.

4.4. Метровые волны

Метровыми называются радиоволны в диапазоне от 10 м до 1 м (30–300 МГц). В обычных условиях эти радиоволны распространяются как земные. Как пространственные они распространяться не могут, поскольку в обычных условиях не хватает электронной концентрации для отражения этих волн от ионосферы. Но в годы максимума солнечной активности электронная концентрация в области *F2* возрастает, и метровые волны способны отражаться от ионосферы и распространяться на большие расстояния. В годы средней солнечной активности МПЧ на больших расстояниях составляет ~ 30 МГц, а в годы повышенной солнечной активности достигает 65 МГц. Поэтому в годы высокой солнечной активности длинноволновую часть метрового диапазона можно применять для радиосвязи на большие расстояния.

Если применять передатчики повышенной мощности, то радиосвязь на метровых волнах можно осуществлять за счет рассеяния радиоволн на локальных неоднородностях области *D* в дневные часы, а в ночные – области E (рис. 29). Как показывают расчеты, явление ионосферного рассеяния можно использовать на волнах длиннее 5 м на расстояниях от 800 км до 2000 км. Применение передатчиков повышенной мощности обусловлено тем, что основная энергия электромагнитной волны уходит в космическое пространство через ионосферу, и только малая ее часть отражается от неоднородностей ионосферы.

В диапазоне метровых волн можно также осуществить радиосвязь, используя отражения волн от ионизированных метеорных следов. Каждые сутки на Землю попадают сотни миллиардов мелких метеоров. Входя в плотные слои атмосферы, они раскаляются и сгорают, образуя за собой ионизированный след в интервале высот от 80 км до 100 км, со средней высотой 90 км. Длительность существования ионизированных следов обычно составляет от 0,1 с до 100 с, причем следы, способные отражать

радиоволны, появляются не всегда, а время от времени.

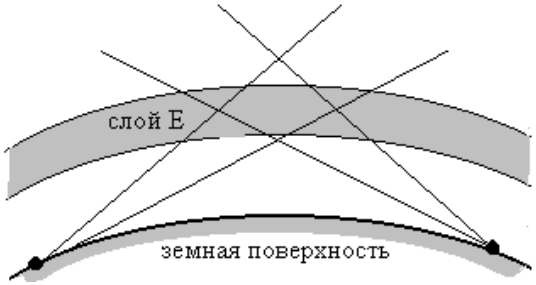

Рис. 29. Схема дальнего распространения метровых волн за счет рассеяния в ионосфере

Система связи выполняется на принципе накопления информации во время отсутствия следов, способных отражать радиоволны, с последующей быстрой ее передачей в периоды возникновения ионизированных следов. Радиосвязь за счет отражения от метеорного следа возможна лишь тогда, когда выполнится условие отражения, т. е. когда луч отразится под определенным углом от следа (по правилу: угол падения равен углу отражения). Основным преимуществом радиосвязи от метеорных следов, по сравнению с работой на принципе ионосферного рассеяния, является возможность применения передатчиков меньшей мощности (до 500 Вт) и более простых и дешевых антенн. Радиосвязь от метеорных следов используется в диапазоне от 30 до 50 МГц.

Земные волны в метровом диапазоне распространяются в пределах прямой видимости (рис. 30). Когда высоты расположения антенн много больше длины волны, расстояние прямой видимости (без учета атмосферной рефракции) можно определить из выражения:

$$r_0 = 3{,}57(\sqrt{h_1} + \sqrt{h_2}), \quad \text{км.} \qquad (4.22)$$

С учетом атмосферной рефракции расстояние прямой видимости будет несколько большим:

$$r_0 = 4{,}12(\sqrt{h_1} + \sqrt{h_2}), \quad \text{км.} \qquad (4.23)$$

В оптическом же диапазоне волн это расстояние с учетом атмосферной рефракции составляет:

$$r_0 = 3{,}83(\sqrt{h_1} + \sqrt{h_2}), \quad \text{км.} \qquad (4.24)$$

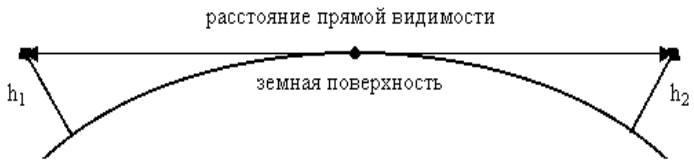

Рис. 30. Максимальное расстояние, на которое распространяется УКВ-сигнал вдоль земной поверхности в случае двух поднятых на высоты h_1 и h_2 антенн

Напряженность электрического поля земной волны в диапазоне метровых и более коротких волн можно определить по формуле Б.А. Введенского:

$$E_д = \frac{2{,}18\sqrt{P_{1(кВт)} D_1}\, h_{1(м)} h_{2(м)}}{r^2_{(км)}\ \lambda_{(м)}}, \quad \text{мВ/м}, \qquad (4.25)$$

где P_1 – мощность передатчика; D_1 – коэффициент направленного действия антенны; h_1 и h_2 – высоты подвеса передающей и приемной антенн; r – расстояние между приемником и передатчиком; λ – длина волны.

Заметим, что напряженность электрического поля по формуле (4.25) определяется с учетом суммарного воздействия двух лучей – прямого и отраженного от поверхности земли (см. рис. 5).

4.5. Дециметровые, сантиметровые, миллиметровые волны и радиоволны оптического диапазона

Дециметровые волны от ионосферы не отражаются и распространяются земной волной в пределах прямой видимости. При больших мощностях передатчика дециметровые и сантиметровые волны могут распространяться на большие расстояния как тропосферные, за счет рассеяния на неоднородностях тропосферы (рис. 12). Радиоволны этих диапазонов от ионосферы не отражаются, а проходят через нее с небольшим отклонением луча от прямолинейной траектории (рис. 31).

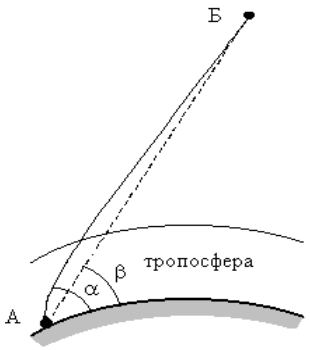

Рис. 31. Прохождение УКВ через тропосферу при связи с космическими объектами

Волны дециметрового диапазона практически не поглощаются в водяных парах воздуха, при дожде и снеге; поглощение становится заметным лишь на волнах короче 5 см (рис. 32).

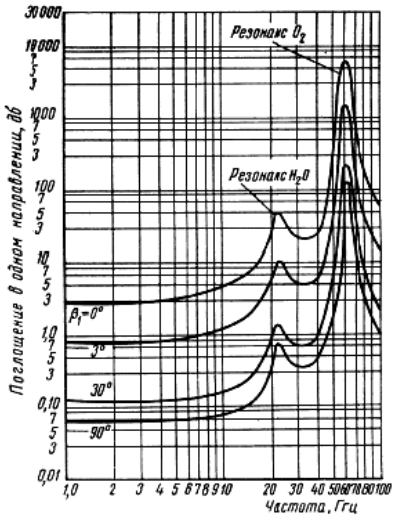

Рис. 32. Потери энергии за счет молекулярного поглощения в кислороде воздуха и парах воды

Миллиметровые волны также распространяются в пределах прямой видимости и проходят через ионосферу практически без поглощения, но достаточно сильно поглощаются при прохождении через области тумана, дождя и снега. Коэффициент погло-

щения в этом диапазоне сильно зависит от длины волны. Наименьшее затухание волн имеется в областях длин волн: 1,2 мм – 0,7 дБ/км; 2 мм – 0,3 дБ/км; 3мм – 0,22 дБ/км; 8,6 мм – 0,07 дБ/км. Значительное поглощение миллиметровых волн делает нецелесообразным их применение в наземных линиях связи, однако вне тропосферы в условиях космоса они могут применяться.

В оптическом диапазоне волн радиосвязь возможна также в пределах прямой видимости при отсутствии осадков и тумана. Имеется несколько «окон» прозрачности в этом диапазоне. Наименьшее затухание имеет место в диапазоне волн от 0,4 до 0,85 мкм. Волны оптического диапазона можно применять в районах Земли, где осадки наблюдаются очень редко, и при связи с космическими аппаратами вне атмосферы.

Литература

1. *Долуханов М.П.* Распространение радиоволн. – М.: «Связь», 1972. – 336 с.
2. *Черный Ф.Б.* Распространение радиоволн. – М.: «Советское радио», 1972. – 464 с.
3. *Калинин А.И., Черенкова Е.Л.* Распространение радиоволн и работа радиолиний. – М.: «Связь», 1971. – 440 с.
4. *Девис К.* Радиоволны в ионосфере. – М.: «Мир», 1973. – 504 с.
5. *Грудинская Г.П.* Распространение радиоволн. – М.: «Высшая школа», 1972. – 280 с.
6. *Альперт Я.Л.* Распространение электромагнитных волн и ионосфера. – М.: «Наука», 1972. – 564 с.