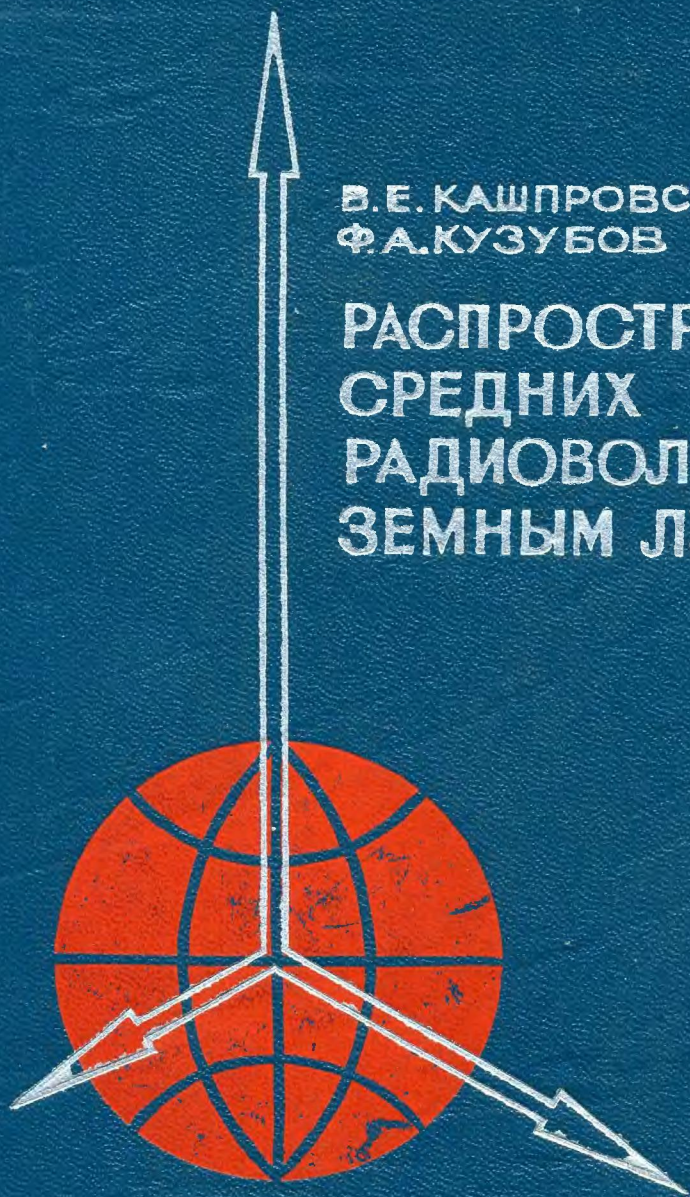


В. Е. КАШПРОВСКИЙ
Ф. А. КУЗУБОВ

РАСПРОСТРАНЕНИЕ
СРЕДНИХ
РАДИОВОЛН
ЗЕМНЫМ ЛУЧОМ



В. Е. КАШПРОВСКИЙ, Ф. А. КУЗУБОВ

РАСПРОСТРАНЕНИЕ СРЕДНИХ РАДИОВОЛН ЗЕМНЫМ ЛУЧОМ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «СВЯЗЬ»
МОСКВА 1971

УДК 621.371

В. Е. Кашпровский, Ф. А. Кузубов

Распространение средних радиоволн земным лучом

Год выпуска 1971

Книга посвящена практическим вопросам распространения радиоволн св диапазона земным лучом. В ней рассматривается влияние электрических свойств поверхности земли, ее рельефа, геологического строения и лесов на распространение св и дв. Анализируется зависимость между типами почв и их электропроводимостью и описываются различные способы ее определения. Излагаются методы расчета напряженности поля земных радиоволн над плоской и сферической поверхностью земли.

Книга предназначена для инженеров, научных сотрудников и студентов старших курсов радиотехнических и радиофизических специальностей.

Табл. 26. Илл. 111. Библ. 64.

3-4-2
25-71

Вадим Евменевич Кашпровский, Феликс Александрович Кузубов

РАСПРОСТРАНЕНИЕ СРЕДНИХ РАДИОВОЛН ЗЕМНЫМ ЛУЧОМ

Редактор *Т. Б. Котырева*

Техн. редактор *К. Г. Марко*

Корректор *Н. И. Трemasова*

Сдано в набор 22/XII 1970 г.

Подписано в печ. 22/IV 1971 г.

Форм. бум. 60×90/16. Бумага типографская № 2. 13,75 печ. л. 13,75 усл.-п. л.
14,6 уч.-изд. л. Т-05876. Тираж 4000 экз. Зак. изд. 14483. Цена 1 руб. 21 коп.
Издательство «Связь», Москва-центр, Чистопрудный бульвар, 2

Типография издательства «Связь» Комитета по печати при Совете Министров СССР. Москва-центр, ул. Кирова, 40. Зак. тип. 548

О Г Л А В Л Е Н И Е

Предисловие	4
Список принятых обозначений	5
Введение	7
Глава 1. <i>Основные особенности распространения радиоволн среднего диапазона</i>	
1.1. Общая характеристика св диапазона	15
1.2. Взаимодействие излучаемого антенной поля с почвой	16
1.3. Основные механизмы распространения св и их взаимодействие	20
Глава 2. <i>Распространение средних и длинных радиоволн в дневное время</i>	
2.1. Распространение земных радиоволн вдоль плоской однородной поверхности	32
2.2. Распространение радиоволн вдоль гладкой однородной сферической поверхности земли	40
2.3. Распространение земных радиоволн над двухслойной почвой	49
2.4. Распространение радиоволн над «шероховатой» поверхностью	64
2.5. Влияние леса на распространение радиоволн	78
2.6. Влияние крупных одиночных препятствий на распространение радиоволн	84
2.7. Распространение радиоволн над кусочно-однородной трассой. «Бзлетная» и «посадочная» площадки	91
2.8. Временные изменения напряженности поля св радиостанций днем	97
Глава 3. <i>Электромагнитное поле и его структура в точке приема</i>	
3.1. Формирование поля на границе раздела	102
3.2. Поле и его составляющие у поверхности раздела для однородной почвы	106
3.3. Поля в неоднородной, горизонтально стратифицированной почве	109
Глава 4. <i>Методы измерений проводимости почв</i>	
4.1. Почвы и их основные физические свойства	111
4.2. Классификация методов измерений проводимости почв	128
4.3. Метод вертикального электрического зондирования (метод ВЭЗ)	133
4.4. Определение проводимостей индуктивными методами	153
4.5. Определение проводимости почв по наклону фронта радиоволн	156
4.6. Метод определения проводимости трассы по измерениям напряженности поля	158
4.7. Определение проводимости по измерениям изменения амплитуды поля с глубиной погружения в почву (метод ИЗМИРАН)	175
4.8. Метод измерения поверхностного импеданса почв (метод РЭМП)	184
4.9. Определение электропроводимости верхнего слоя почвы с помощью измерений переходных сопротивлений искусственных заземлений	189
4.10. Сопоставление различных методов измерения проводимости почв	194
Глава 5. <i>Основы расчета трасс распространения земных радиоволн</i>	
5.1. Оценка трассы распространения	202
5.2. Номографический метод расчета поля	206
5.3. Расчет поля с помощью электронно-вычислительных машин	217
Литература	219

ПРЕДИСЛОВИЕ

Радиоволны среднего диапазона (св) находят в настоящее время все большее применение. Днем их распространение происходит в основном земным лучом, что обеспечивает относительно высокую стабильность передаваемого сигнала, поэтому св широко применяются не только для целей радиовещания и связи, но и для передачи сигналов точного времени, в радионавигации и др.

В настоящей книге освещаются вопросы, связанные только с распространением земных волн, т. е. рассматривается действие канала радиовещания исключительно в дневное время. Эти вопросы рассматриваются только в аспекте представлений о модуле напряженности поля. Влияние подстилающей поверхности на фазовые соотношения в распространяющемся поле земных радиоволн подробно не освещается, так как этот вопрос не представляет особого интереса для специалиста, работающего в области радиовещания, на которого в основном рассчитана данная книга. Изложение материала дается так, чтобы его можно было использовать для практических расчетов. Поэтому теоретические выводы, как правило, не приводятся, а используется конечный результат. Исключения составляют вопросы, мало освещенные в литературе. Книга рассчитана в основном на инженерно-технических работников, но может представить интерес для научных сотрудников, преподавателей, аспирантов, а также студентов старших курсов вузов радиотехнических и радиофизических специальностей.

Авторы считают своим приятным долгом отметить, что в процессе исследований большую помощь оказали: Главное радиоуправление Министерства связи СССР (ГРУ), Межведомственный комитет по распределению частот (МВКРЧ), Добровольное общество содействия армии, авиации и флоту (ДОСААФ) с его печатным органом — журналом «Радио» и отдельными радиоклубами, организовавшими массовые измерения проводимости почв, а также Новосибирский электротехнический институт (НЭИ), проводивший массовые экспедиции в Среднюю и Восточную Сибирь и Приморский край; Московский авиационный институт (МАИ), обследовавший Московскую область; ряд радиолюбительских кружков и радиолюбителей-активистов. Особенно большую помощь оказал Центр технического радиоконтроля Министерства связи СССР (ЦТРК), с помощью которого удалось осуществить работы по проверке получаемых данных и внедрить в практику разработанные нами методы измерения проводимостей почв. Авторы выражают также глубокую благодарность М. П. Долуханову за ряд ценных замечаний.

Несомненно, первый опыт издания подобной книги как некоторого руководства по расчету полей земных волн может вызвать вопросы у читателей, которые просим направлять в издательство «Связь» по адресу: Москва-центр, Чистопрудный бульвар, 2.

Авторы

СПИСОК ПРИНЯТЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ

В данной работе применяется Международная система единиц (СИ). Если все входящие в формулу величины выражены в основных единицах системы, то единицы измерения не указываются. Если же некоторые из входящих в формулу величин выражены в производных от основной системы единицах, то для всех величин в формуле в виде индексов указываются единицы измерения.

Зависимость от времени принимается по закону $e^{i\omega t}$.

Основные обозначения, используемые в книге, следующие:

I — ток (а);

E — напряженность электрического поля радиоволны (в/м);

H — напряженность магнитного поля радиоволны (а/м);

λ — длина радиоволны (м);

f — частота радиоволны (гц);

ω, Ω — циклическая частота (рад/сек);

$k = \frac{2\pi}{\lambda}$ — волновой вектор (1/м);

R, r — расстояние (м);

P — излучаемая мощность (вт);

D — коэффициент направленного действия антенны (безразмерная величина);

ρ — численное расстояние (безразмерная величина);

W, V — функции ослабления над плоской и сферической землей;

a — радиус Земли;

ϵ_a — абсолютная диэлектрическая проницаемость среды (ф/м);

$\epsilon_0 = \frac{1}{36\pi} 10^{-9}$ — абсолютная диэлектрическая проницаемость вакуума (ф/м);

$\epsilon = \frac{\epsilon_a}{\epsilon_0}$ — относительная диэлектрическая проницаемость среды (безразмерная величина);

σ — удельная проводимость среды (сим/м, 1 сим/м = 10^{-11} СГСМ = $9 \cdot 10^9$ СГСЕ);

$\epsilon' = \epsilon - i60\lambda\sigma$ — относительная комплексная диэлектрическая проницаемость;

$\sigma_{\text{каж}}, \epsilon_{\text{каж}}$ — кажущиеся проводимость и диэлектрическая проницаемость трассы, вычисляемые по измерениям напряженности поля передатчика;

σ_d — действующая проводимость (эффективная проводимость слоистой среды);

$\sigma_{\text{эл}}, \epsilon_{\text{эл}}$ — электрическая проводимость и диэлектрическая проницаемость (определяемые физико-химическими свойствами почвы);

μ_a — абсолютная магнитная проницаемость среды (г/м);

$\mu_0 = 4\pi 10^{-7}$ — абсолютная магнитная проницаемость вакуума (г/м);

$\mu = \frac{\mu_a}{\mu_0}$ — относительная магнитная проницаемость среды (безразмерная величина);

$Z_{\text{пов}}$ — абсолютный поверхностный импеданс (ом);

$Z_0 = 120\pi$ — характеристический импеданс (волновое сопротивление) свободного пространства (ом);

$\delta = \frac{Z_{\text{пов}}}{Z_0}$ — приведенный поверхностный импеданс (безразмерная величина);

$q = -i \left(\frac{\kappa a}{2} \right)^3 \delta$ — параметр, характеризующий электрические свойства сферической поверхности;

t_s — корни уравнения $\omega(t) = q\omega'(t)$ (ω — функция Эйри);

β — коэффициент поглощения плоской волны, распространяющейся в однородной среде;

k, p — коэффициенты отражения и прохождения плоской волны на границе двух сред;

$h_{\text{ак}}$ — толщина скин-слоя почвы.

ВВЕДЕНИЕ

Эксплуатация средств средневолнового радиовещания, разработка методов реконструкции и модернизации их, а также проектирование новых передающих устройств и радиочентров в настоящее время не могут быть осуществлены без детального анализа условий формирования излучаемых полей и распространения радиоволн.

Существенно влияя на свойства передаваемых по радиоканалу сигналов, тракт излучения и распространения по отношению к техническому тракту (включая передатчик, приемник и пр.) наименее поддается влиянию человека и в значительной степени определяется геофизической обстановкой исследуемого района. Инженерам-проектантам и строителям приходится приспособлять передающий тракт рассматриваемого канала радиовещания к этой обстановке, чтобы удовлетворить оптимальным условиям эксплуатации типовых радиоприемных устройств, находящихся в пределах района, заданного на данный канал техническими условиями.

Когда изучаются условия работы уже эксплуатируемых передающих устройств, может показаться, что наиболее простым методом этого изучения является экспериментальное исследование: определение реальных диаграмм направленности передающих антенн и измерение напряженности поля на облучаемой этими антеннами местности. На основе полученного материала должна быть построена сетка изолиний, характеризующих распределение значений напряженностей поля для данной местности. Заметим, что современное состояние техники радиоизмерений позволяет решить эту задачу с достаточной аппаратурной точностью.

Однако в реальной и весьма многообразной обстановке рассматриваемый вариант исследований приводит к очень объемным экспериментам, особенно для больших по территории стран (например СССР, США). Большие трудности возникают при работе в таких малодоступных районах, как пустыни, горы, тундра, тайга и т. д. Кроме того, полученный материал позволяет найти закономерности, характерные только для данной местности и при данном расположении на ней конкретного передающего устройства, а его обработка весьма сложна и не всегда дает необходимые сведения, ради которых была поставлена вся работа. Все эти обстоятельства приводят к большим затратам времени и средств.

В связи с этим рассмотренный вариант был рациональным только на первых этапах развития радиотехники, когда еще не

существовало детально разработанных данных о распространении радиоволн средневолнового диапазона и о влиянии на него различных геофизических факторов.

Подобные исследования могут быть существенно упрощены путем предварительного расчета волновых полей с последующей экспериментальной проверкой полученных результатов. В этом случае в руках исследователя имеется теоретически построенная картина искомых распределений поля и при измерениях поля он должен: во-первых, установить справедливость заложенной в основу его расчетов теоретической базы и примененных им исходных геофизических данных; во-вторых, выявить пределы точности этих расчетов, особенно в таких случаях, когда по каким-либо причинам они сопряжены с определенными трудностями; в-третьих, выявить причины отдельных расхождений расчетов с практическими данными.

Такой подход к исследованию условий работы уже эксплуатируемых передающих устройств позволяет получить с наименьшими затратами достаточно полные и надежные данные.

Совершенно по-иному обстоит дело при проектировании новых передающих центров. В этом случае все работы протекают в чисто расчетном плане: технический проект и сметная стоимость, размеры ассигнований, выводы и обобщения. Контроль правильности этих расчетов, т. е. точности исходных данных, справедливости применяемого расчетного аппарата и сделанных допущений может быть осуществлен только после завершения всего строительства. При этом каждая допущенная ошибка будет ложиться тяжелым бременем на плечи проектанта, требовать зачастую существенных исправлений и доделок, сопряженных с дополнительными затратами, расходом времени, сил и средств.

Поэтому для подобных расчетов должен быть использован достаточно совершенный физико-математический аппарат и достоверный исходный материал.

Технологический процесс указанных работ должен быть разработан таким образом, чтобы инженер-проектант, зачастую даже не вдаваясь во всю глубину сложной и не всегда доступной ему теории, мог бы вести соответствующие расчеты с достаточной для практики точностью и достоверностью. Этот подход требует своеобразного расчленения общей задачи расчетов: построения отдельных моделей встречающихся процессов распространения, разработки методики расчета каждой модели в отдельности, определения структуры полного поля в искомой точке. Причем методика расчетов моделей распространения должна быть на таком уровне, когда ее выполнение может быть доведено до высшей степени автоматизации. В частности, для случаев эпизодических прикидок, когда требуется только оценить обстоятельства для ограниченного числа случаев и с небольшой точностью, достаточно применить для расчета серию несложных номограмм. Когда же нужно получить сложную картину распределения полей с учетом всех особенно-

стей заданной местности и при рассмотрении нескольких вариантов расположения передающих устройств, объем расчетов, сложность исходных данных и точность получаемого материала оправдывают применение электронно-вычислительных машин.

Следует сразу отметить, что расчеты в общем плане (когда учитывается распространение и земным, и ионосферным лучом) связаны со сложными вычислениями и их результаты недостаточны наглядны и обозримы. Для упрощения данной задачи следует расчленить ее на ряд отдельных процессов, существующих в какой-то степени самостоятельно и зависящих от существенно отличных геофизических факторов. Современное учение о распространении радиоволн средневолнового диапазона способствует такому разделению, допуская существование двух основных механизмов распространения, возникающих самостоятельно и зависящих от совершенно различных геофизических факторов.

Первый из этих механизмов связан с волнами, излученными передающей антенной под малыми углами к горизонту и распространяющимися вдоль земной поверхности земными волнами. Процессы этого механизма распространения радиоволн определяются только свойствами подстилающей поверхности. Этот механизм существует как в дневное, так и в ночное время, относительно медленно изменяясь в разные сезоны года.

Второй механизм определяется волнами, излученными под некоторыми конечными углами к горизонту. Эти волны отражаются от ионосферы и падают на земную поверхность в некотором удалении от передатчика. Действие этого механизма проявляется в зависимости от свойств передающей антенны и длины волны в районе, начинающемся в пределах от нескольких десятков до нескольких тысяч километров от передатчика. Возникает этот механизм в основном в ночное время, хотя в средних широтах зимой он может проявляться в ослабленном виде и днем.

Из-за совместного воздействия этих двух механизмов возникают интерференционные процессы, приводящие к флуктуациям сигнала, особенно сильно выраженным в ночное время (ночные замирания).

Интерес к проблемам распространения земных радиоволн возник еще в самом начале развития радиотехники. Многие физики того времени занялись этим вопросом, но лишь в 1909 г. А. Зоммерфельд опубликовал результаты этих исследований. К тому времени уже был накоплен некоторый экспериментальный материал о закономерностях изменений напряженности поля с расстоянием. Однако сложность применяемого математического аппарата и полученных результатов не давала возможности вести расчеты поля в инженерном аспекте. М. В. Шулейкин, рассматривший упрощенную модель распространения волн над плоской идеально гладкой и однородной по электрическим свойствам поверхностью, опубликовал в 1923 г. работу, положившую основу инженерному расчету

поля в зависимости от мощности излученной энергии, длины применяемых волн и проводимости почвы. В этой работе решалась и обратная задача: определение проводимости трассы по измеренной напряженности поля, мощности излучения и длине радиоволны.

Несколько позже (1931 г.) А. Зоммерфельдом были опубликованы совершенно аналогичные решения этой задачи.

В 1930 г. П. Эккерслеем была сделана попытка обосновать метод расчета напряженности поля при распространении радиоволн вдоль кусочно-однородной трассы. Предложенная им методика, весьма заманчивая своей простотой, оказалась совершенно несостоятельной вследствие нарушения принципа взаимности (напряженность поля, рассчитанная по его методике, при распространении в одну сторону неоднородной трассы не была равна напряженности поля, которая получалась при распространении в обратную сторону).

Схематизация задачи расчета поля, принятая Шулейкиным и Ван дер Полем, заключалась в том, что вариант процессов распространения рассматривался только в аспекте «плоской» трассы. Это упрощало решение задачи, но далеко не соответствовало уже накопленным данным о радиосвязи на расстояниях, превышающих несколько сот километров, и требовало уточнения. Попытка ввести это уточнение в расчеты «сферического» варианта была выполнена Г. Ватсоном, рассмотревшим распространение радиоволн вдоль идеально проводящей сферической поверхности (1919 г.). Однако его работы практического применения не нашли, так как при попытках экспериментальной проверки их были обнаружены новые эффекты, значительно маскирующие эффект дифракции (отражения от ионосферы).

На этом закончился первый этап исследований в данной области, обрисовавший в грубом приближении картину распространения радиоволн на больших расстояниях и выявивший роль электрических свойств подстилающей трассы поверхности. Следующими проблемами являлись: дифракция на земном шаре и отдельных неровностях рельефа при конечных значениях электропроводимости подстилающей поверхности, влияние «шероховатости» рельефа, физика процессов на кусочно-однородных трассах.

Второй этап работ в данной области был открыт работами Б. А. Введенского, исследовавшего распространение радиоволн над сферической землей с конечной проводимостью. Затем (1942 г.) им был рассмотрен случай приподнятых над землей антенн и найдены простые решения, удобные для технических расчетов.

В 1940 г. П. А. Рязиным был рассмотрен вопрос о скорости распространения земных волн и обнаружена принципиальная ошибка в ранее опубликованных работах Ценнека, из которых следовало, что эта скорость зависит от параметров почвы на трассе. В дальнейшем эти работы были более глубоко развиты М. А. Леонтовичем, Г. А. Гринбергом, В. А. Фоком, Е. Л. Фейнбергом

(1940--1945 гг.). Этой группе исследователей удалось найти методы технического решения целого ряда новых задач. В частности, Е. Л. Фейнбергом в 1945 г. были получены строгие решения задач распространения земных волн на кусочно-однородных трассах, выявлена особая роль концевых участков трассы (так называемых «взлетных» и «посадочных» площадок) и теоретически изучено рассеяние волн «шероховатой» поверхностью.

В совместных работах Г. А. Гринберга, В. А. Фока и Е. Л. Фейнберга была вскрыта физическая сущность так называемого «берегового эффекта» и найдены простые и весьма наглядные методы расчета искажений пеленга у границ участков, различающихся своими электрическими параметрами.

В 1945—1948 гг. В. А. Фоком были найдены универсальные решения задачи дифракции и существенно усовершенствован и упрощен используемый для этой цели математический аппарат.

В 1961 г. появляется фундаментальная работа Е. Л. Фейнберга [1], давшая изложение всех основных вопросов, связанных с процессами распространения земных волн, и подводившая итоги проделанным в этой области исследованиям.

На этом закончился второй этап исследований физики процессов распространения земных волн. Работами этого этапа была создана строгая картина многообразного и сложного механизма распространения земных волн, рассмотрено большое число всевозможных моделей и найдены сравнительно простые и доступные способы расчета.

Данному этапу свойственна характерная особенность, значительно затруднявшая внедрение в практику больших и сложных теоретических исследований. С одной стороны, весь комплекс исследовательских работ не был доведен до такого состояния, когда инженер-практик мог бы вести свои расчеты, располагая уже готовым математическим аппаратом и используя для расчетов достоверный исходный материал, ввиду отсутствия последнего. С другой стороны, экспериментальные работы в этой области не были нацелены на изучение свойств подстилающей среды на радиочастотах, что затрудняло получение правильных исходных данных.

Выходом из создавшегося положения были прямые измерения напряженности поля, на основе которых по заданным длинам волн, мощностям передатчиков и расстояниям определялись «кажущиеся», или трассовые проводимости $\sigma_{\text{каж}}$.

Вначале были получены грубые градации значений $\sigma_{\text{каж}}$ по типам местности [2].

Уточнение и развитие этих данных на протяжении многих лет привело к существенному произволу в выборе параметров подстилающей поверхности и снижало точность расчетов. Несколько позже появились карты, составленные по результатам измерения напряженности поля радиостанций, которые давали представление о распределении кажущихся проводимостей по территориям

ряда стран. В 50—60 гг. такими картами уже обладали США, Канада, большинство стран Западной Европы и ЮАР.

Однако наряду с уже указанными выше трудностями составления карт, вскоре обнаружилось, что и практическое их применение связано с серьезными затруднениями. Прежде всего обработка материалов измерений проводимости почв на разных трассах при разных мощностях, волнах и расстояниях создавала исключительно пеструю картину распределения этих проводимостей даже на относительно небольших участках одного и того же района. Требовались сложные приемы статистической обработки полученных материалов, в результате чего появлялись довольно грубые искажения свойств почв.

С другой стороны, оказалось, что попытки обобщения свойств почв на аналогичных трассах, даже расположенных неподалеку друг от друга, во многих случаях оказывались неудачными.

Кроме того, получаемые значения трассовой проводимости заметно менялись в зависимости от сезонов года.

Еще на самых ранних этапах измерений проводимости обнаружилось значительное влияние рельефа местности, иногда выраженное даже в большей степени, чем влияние физико-химических свойств самих почв. Обнаружилось также, что влияние рельефа, особенно городов, заметно зависит от длины применяемых волн (ярко выраженная частотная зависимость).

Совершенно не было исследовано влияние таких факторов, как промерзание почв в зимнее время, и особенности распространения земных волн в зонах многолетней мерзлоты. Этот вопрос особенно важен для таких стран, как СССР, США и Канада. В Советском Союзе, например, зона многолетней мерзлоты занимает более одной трети территории.

Жизнь подсказывала необходимость развития нового, третьего этапа исследований, который объединил бы теоретические разработки с данными геофизического характера и выработал представления, носящие не формальный, описательный характер, а вскрывающие сущность физических процессов. Требовалось внести ясность в вопросы, освещающие свойства поведения почв на радиочастотах, и установить закономерности поведения волновых полей в подстилающей среде.

Этот этап начался в СССР с 1957 г. в Институте земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн Академии наук СССР (ИЗМИРАН). Первым шагом на этом пути явилась разработка метода измерения так называемой «локальной» проводимости почв отдельных, малых по размерам областей, расположенных на трассе распространения. Полученная методика позволила исследовать в количественном отношении роль рассеяния волн на неровностях, оценить влияние этого фактора и выяснить причины получающихся на практике существенных различий между величинами трассовой и локальной электропроводимости.

Был рассмотрен также вопрос об электрических свойствах раз-

ных пород, влияющие на них смачивания подпочвенными водами разной степени засоления, влияние слоистости и т. д. На этой базе введено представление о «действующей» локальной проводимости слоистых почв $\sigma_{\text{л}}$, дано сопоставление этой величины с электрическими проводимостями отдельных пластов почвы $\sigma_{\text{эл}}$ при разных мощностях этих пластов и частотах. Разработана методика определения значений действующих проводимостей почв на радиочастотах по данным зондирования почв постоянным током.

Теоретический анализ процессов распространения радиоволн над слоистыми почвами был выполнен Д. Уэйттом [3] и впоследствии широко развит в Ленинградском государственном университете группой исследователей, работающих под руководством Г. И. Макарова.

В 1964—1965 гг. в ИЗМИРАН были проведены работы по исследованию изменения проводимости почв под влиянием промерзания (в лабораторных условиях), а затем совместно с Институтом мерзлотоведения сибирского отделения Академии наук СССР (ИМСОАН) были выполнены непосредственные измерения локальной проводимости почв в районах вечной мерзлоты (средней и северной части Якутии).

Разработанная в ИЗМИРАН простая методика измерений локальных проводимостей по затуханию радиоволн в почве позволила привлечь к этим измерениям широкие массы радиолюбителей, с чьей помощью были получены материалы для составления карты действующих электропроводимостей почв СССР в диапазоне 100÷1000 кгц. Одновременно были исследованы эффекты рассеяния волнового поля на сложном рельефе и на растительном покрове (лесах). Было установлено, что сезонное изменение кажущейся проводимости почв на трассе достаточно хорошо объясняется влиянием растительного покрова.

На X Пленарной ассамблее Международного консультативного комитета по радиосвязи (МККР) была утверждена программа исследований распространения земных волн, в которую входили следующие пункты:

- 1) изучить влияние на распространение земной волны неоднородностей и небольших неровностей земной поверхности;
- 2) определить изменения электрических параметров земли на основании изменений характеристик поля вдоль трасс;
- 3) найти зависимость диэлектрической проницаемости и проводимости, полученных на основании измерений, от частоты, погоды, наличия растительности;
- 4) выявить влияние тропосферы на распространение земных волн;
- 5) определить влияние больших естественных и искусственных препятствий при дифракции волн на них.

Если рассматривать вопрос распространения земных волн в пределах указанных нами ограничений, т. е. с позиций определения абсолютных значений (модулей) напряженности поля, то мож-

но считать, что эта программа в основном выполнена. Основываясь на предложенных ниже методах расчета и разработанной карте, проектант может вести свои расчеты, учитывая все основные известные нам в настоящее время факторы.

Следует учесть, что при расчетах напряженности поля в получаемые по карте значения локальных проводимостей следует ввести поправки, учитывающие влияние рельефа местности. Для расчетов антенных сооружений как в отношении формирования ими поля, так и в смысле создания соответствующих рабочих и защитных заземлений предлагаемая карта может быть применена без каких-либо пересчетов.

Таким образом, предлагаемая нами карта является в какой-то степени универсальной, этим она существенно отличается от всех разработанных до настоящего времени карт проводимости почв для Европы, Америки и Африки, дающих представление только о кажущихся проводимостях трасс.

Мы полагаем, что с развитием практического применения предлагаемой методики расчетов трасс распространения земных волн и в процессах экспериментальной проверки исходных данных для отдельных районов нашей страны будут происходить соответствующие уточнения предложенной нами первой карты для СССР. Это приведет в дальнейшем к еще большему уточнению самой карты и, таким образом, расчетов по предлагаемому нами методу, а также к значительному расширению областей ее применения.

С другой стороны, для упрощения всех операций расчетов кажущихся проводимостей в дальнейшем, видимо, потребуется составление новой карты, характеризующей и свойства рельефа поверхности СССР. Такая карта должна содержать сведения о среднестатистических размерах неровностей (длине и высоте) и их распределении на всей территории СССР. Составление такой карты для всей страны является весьма кропотливой и сложной задачей. Пока в качестве временного мероприятия мы полагаем возможным возложить эту часть общей задачи расчета поля на самих проектантов, которые в какой-то мере уже встречаются с ней при расчетах линий укв связей. Эта задача, несмотря на ее сложность, может быть значительно упрощена путем существенной рационализации работ по изучению рельефа на основе применения новой методики и техники этих исследований. В частности, большую помощь в этом могли бы принести облеты исследуемых территорий самолетами или вертолетами, снабженными современными радиоальтиметрами, которые позволяют вести записи рельефа облетаемой местности. Последующая статистическая обработка таких записей и привязка данных к карте полетов дала бы интересные нас данные без кропотливых обработок гипсометрических карт¹⁾.

¹⁾ Гипсометрическими картами называются карты, изображающие рельеф с помощью изолиний равных высот («изогипс»).

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ РАДИОВОЛН СРЕДНЕГО ДИАПАЗОНА

1.1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СВ ДИАПАЗОНА

Диапазон средних радиоволн (св) охватывает частоты от 300 до 3000 кГц ($\lambda = 100 \div 1000$ м). Такое определение средневолнового диапазона связано с высокой идентичностью физических процессов и особенностей распространения радиоволн данных частот.

Св обладают рядом свойств, которые выгодно отличают их от радиоволн других диапазонов, поэтому они нашли широкое применение в целом ряде всевозможных служб¹⁾ [5]:

1) область частот от 550 до 1500 кГц ($\lambda = 200 \div 550$ м) выделена для нужд радиовещания;

2) область частот от 400 до 550 кГц ($\lambda = 550 \div 750$ м) отдана в распоряжение подвижных, в том числе судовых, радиослужб морского флота;

3) область частот от 285 до 400 кГц ($\lambda = 750 \div 1050$ м) используется авиацией;

4) область частот от 150 до 285 кГц ($\lambda = 1050 \div 2000$ м) находится в распоряжении радиовещания.

Остановившись на особенностях св диапазона, обеспечивших ему такую высокую универсальность применения, нужно отметить следующий самый основной фактор: при современном уровне развития радиотехники св позволяют реализовать дальность действия радиоканалов в пределах от нулевых расстояний до многих сотен и даже тысяч километров. Этой особенностью данный диапазон выгодно отличается от коротковолнового диапазона, для которого, как известно, на малых расстояниях существует так называемая «мертвая зона».

В дневное время св сигнал обладает высокими показателями: большим постоянством уровней, малой зависимостью от разного

¹⁾ По характеру распространения к св диапазону близко примыкает высокочастотная часть длинноволнового диапазона (дв) — 100 ÷ 300 кГц ($\lambda = 1000 \div 3000$ м). Эта область используется подвижными и стационарными службами радионавигации, но, поскольку вопросы, связанные с радионавигацией, весьма специфичны и требуют особого подхода к анализу процессов распространения, мы будем рассматривать только св диапазон.

рода, гео- и космофизических факторов (магнитоионосферные возмущения, появление спорадических слоев в ионосфере и пр.), существенно влияющих на работу кв радиоканалов.

Ночью дальность действия средневолновых передатчиков заметно возрастает, но передача сигналов в это время становится менее устойчивой и качество ее значительно падает в результате искажений спектра, появления нелинейных искажений и т. д. Однако эти недостатки в известной мере могут быть ограничены специальными техническими мерами на передающем и приемном концах канала.

Следует также отметить, что в связи с относительно большими длинами волн (порядка сотен и тысяч метров), излучающие устройства в св диапазоне становятся довольно громоздкими и дорогими, особенно в тех случаях, когда реализуются средства борьбы с ночными замираниями. Однако несмотря на отмеченные недостатки, положительные свойства этого диапазона делают его совершенно незаменимым в целом ряде случаев (например, радиовещание, навигация). Вследствие этого он широко используется в современной радиотехнике.

1.2. ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ИЗЛУЧАЕМОГО АНТЕННОЙ ПОЛЯ С ПОЧВОЙ

Работу передающей антенны и формирование излучаемого ею поля рассмотрим на примере вертикального несимметричного излучателя, установленного непосредственно на земной поверхности. Если в антенне протекает переменный ток I , то возбуждающиеся вокруг нее индукционные поля, замыкаясь на землю, возбуждают в почве токи I_3 . Эти токи, с одной стороны, определяют потери энергии в почве, а следовательно, КПД антенны. С другой стороны, взаимодействие первичных полей, излученных антенной, и вторичных, возбужденных индуцированными в почве токами, формирует ее диаграмму направленности, особенно в вертикальной плоскости.

Вопрос об энергетике антенны, выборе систем заземления для искусственного повышения проводимости почвы и тем самым снижения потерь энергии был детально рассмотрен С. И. Надененко [6]. Он показал, что при радиальной системе заземления, т. е. когда от основания антенны отходит по радиусу ряд проводов в виде лучей, сопротивление потерь R_{Π} , характеризующее потери энергии в земле, выражается следующей формулой:

$$R_{\Pi} = \frac{5,5}{\sqrt{\lambda \sigma}} \left\{ \int_0^a \frac{F^2(x) f^2(x)}{x} dx + \int_a^{\lambda/2} \frac{f^2(x)}{x} dx \right\}, \quad (1.1)$$

где σ — проводимость почвы; x — расстояние от антенны по радиусу в горизонтальной плоскости; a — длина радиуса заземления; $f(x) = \frac{I_x}{I_{\Pi}}$ — относительный закон распределения токов в зоне, окружающей антенну (I_x — полный ток в зоне радиуса x ,

I_{Π} — ток в пучности у основания антенны); $F(x) = \frac{I_3}{I_{\Pi p}}$ — отношение тока в земле I_3 к току в проводах заземления $I_{\Pi p}$.

Интегрирование ограничено пределом $\lambda/2$, так как дальше этого расстояния от антенны потери в земле, вызванные индукционными полями, ничтожны. При выводе ф-лы (1.1) учитывалось, что потери энергии происходят в основном в верхнем слое почвы толщиной

$$h_{ак} \approx 0,03 \sqrt{\frac{\lambda}{\sigma}}, \quad (1.2)$$

который называется активным слоем.

Для $F(x)$ в [6] было получено

$$F(x) = i 4 \pi^2 \cdot 10^{-7} \sigma f c \ln\left(\frac{2c}{d} - 0,5\right), \quad (1.3)$$

где d — диаметр провода, из которого сделано заземление; $c = \frac{\pi x}{n}$, n — число лучей заземления.

Для антенн наиболее простой конструкции, без емкостной нагрузки на верхней части излучателя, выражение для $f(x)$ имеет следующий вид

$$f(x) = \sqrt{1 - \cos^2 \frac{2\pi}{\lambda} h - 2 \cos \frac{2\pi}{\lambda} h \cos \frac{2\pi}{\lambda} (\sqrt{h^2 + x^2} - x)}, \quad (1.4)$$

где h — высота антенны.

Антенны с емкостной нагрузкой у вершины обладают более сложным распределением тока, и выражение для $f(x)$ будет иным. Однако смысл основных положений, вытекающих из ур-ния (1.1), не будет существенно изменяться. Выводы, полученные на основе ур-ний (1.1) — (1.3), можно сформулировать следующим образом:

1. Толщина поверхностного слоя, в котором происходят основные потери энергии, зависит от применяемой длины волны и электропроводности почвы σ . Например, при $\sigma = 10^{-2}$ сим/м и $\lambda = 1000$ м она будет равна, согласно (1.2), около 9,5 м.

2. Основными факторами, за счет которых можно уменьшить сопротивление потерь R_{Π} и, следовательно, увеличить КПД антенны, являются выбор местности с наибольшими значениями проводимости почв и использование большого числа лучей заземления n . Уменьшать R_{Π} только за счет n экономически неэкономично, поэтому желательно подобрать для расположения антенного устройства район (радиусом не менее $\lambda/2$) с хорошей электропроводностью почвы. Проводимость в этом случае следует рассматривать как локальный параметр почв (в отличие от случаев, когда следует рассчитать величины напряженности поля на заданном расстоянии), требующий детального исследования при выборе площадки для строительства антенн передающих устройств. Причем, поскольку толщина активного слоя достигает нескольких метров,

то часто приходится встречаться с неоднородным строением почвы по глубине. Вследствие этого под σ нужно понимать некоторую эффективную, действующую проводимость σ_d (см. разд. 2.3), учитывающую слоистое строение почвы. Методика расчетов и измерений этой величины излагается в гл. 4 настоящей работы.

Переходя к вопросу о взаимодействии поля, излучаемого антенной, с почвой, в результате чего формируется диаграмма направленности этой антенны, следует отметить, что из-за математических трудностей он был полностью решен только в последнее время. Впервые к решению этого вопроса подошел в 1937 г. К. Нортон [7], затем полученные им результаты были развиты П. А. Рязиным [8], а окончательная физическая картина процесса взаимодействия радиоволн с почвой в самом общем виде была изложена в работе Е. Л. Фейнберга [1]. Для особых случаев этот вопрос был уточнен в работах Г. А. Лаврова и С. А. Князева [9]. Результаты всех указанных работ излагать в рамках настоящей книги мы не имеем возможности и поэтому ограничимся изложением схематической картины данного процесса с чисто качественной стороны.

Прежде всего отметим, что в формировании поля излучателя принимает участие некоторый конечный участок поверхности почвы, окружающей антенну. Если точка наблюдения находится на расстоянии R от излучателя и поднята на высоту z над поверхностью земли, то размеры этого участка будут равны [1]

$$2a = \frac{\lambda}{2 \sin^2 \theta}, \quad (1.5)$$

$$\text{где } \sin \theta = \frac{z}{R}.$$

Поля, создаваемые диполем, возбуждают в окружающей антенну почве токи, которые переизлучают энергию в точку приема. Основной вклад при этом внесут переизлучатели, расположенные в зоне размером $2a$. Интенсивность поля, излученного этими дополнительными излучателями, определяется параметрами почвы: электропроводимостью σ и диэлектрической проницаемостью ϵ . Переизлучающие свойства почвы обычно характеризуются коэффициентом отражения от ее поверхности, так называемым «коэффициентом Френеля», который для вертикальной поляризации равен

$$F_{\phi} = \frac{\epsilon' \sin \theta - \sqrt{\epsilon' - \cos^2 \theta}}{\epsilon' \sin \theta + \sqrt{\epsilon' - \cos^2 \theta}}, \quad (1.6)$$

где $\epsilon' = \epsilon - i60\lambda\sigma$.

Из выражений (1.5) и (1.6) видно, что при увеличении угла θ размеры площадки быстро убывают, а коэффициент Френеля при больших углах близок по величине к единице. Поэтому при углах θ от 30 до 90° поле в приемной точке формируется так, как если бы диполь находился на бесконечно проводящей поверхности, и свойства почвы на формирование поля в этом случае не влияют.

С уменьшением угла до $15\text{--}25^\circ$ размеры площадки взаимодействия возрастают и соответственно увеличивается роль земли, несмотря на уменьшение коэффициента Френеля. Особенно сильное влияние оказывает земля, когда точка приема находится на поверхности ($\theta \rightarrow 0$). В этом случае на формирование поля влияет весь участок, находящийся между приемником и передатчиком и ограниченный первой зоной Френеля. Коэффициент Френеля также возрастает и становится близким к единице.

Поэтому полное поле можно разделить на два компонента, один из которых преобладает вблизи от поверхности, быстро исчезая с высотой поднятия над землей. Этот компонент поля определяется в основном свойствами почвы, и его можно назвать полем «поверхностной» волны. Второй компонент поля преобладает при больших углах $\theta > 30^\circ$, и его можно назвать полем «пространственной» волны. Он зависит в основном от свойств самого излучателя. Суперпозиция полей этих двух видов волн определяет диаграмму направленности диполя в вертикальной плоскости. Причем, поскольку интенсивность поверхностной волны падает с удалением от передатчика гораздо быстрее, чем пространственной, то соотношения между ними с расстоянием изменяются и соответственно диаграмма направленности излучателя приобретает другой вид. В качестве примера на рис. 1.1 приводятся заимствованные

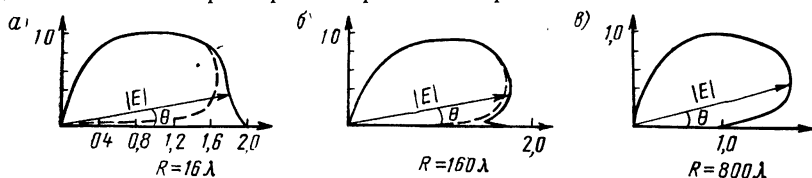


Рис. 1.1. Зависимость изменения вертикальной диаграммы направленности в вертикальной плоскости от расстояния при $60\lambda\sigma = 1000$

из [1] диаграммы направленности диполя в вертикальной плоскости для различных расстояний от передатчика (выраженных в длинах радиоволн): $R = 16\lambda$ (рис. 1.1а), $R = 160\lambda$ (рис. 1.1б) и $R = 800\lambda$ (рис. 1.1в) — при $60\lambda\sigma = 1000$. Длина радиус-вектора на этих рисунках характеризует величину амплитуды напряженности электрического поля $|E_\theta|$ на расстоянии R в зависимости от вертикального угла θ . За единицу принята напряженность, которая создавалась бы данным источником в свободном пространстве. Для идеально проводящей земли диаграмма имела бы вид полуокружности с радиусом, равным единице. Изменение амплитуды той части напряженности поля, которая относится к пространственной волне, обозначено на рисунках пунктиром.

Из приведенного на рис. 1.1 примера видно, что на небольших расстояниях диаграмма направленности имеет ярко выраженный минимум, являющийся следствием интерференции полей, возбужденных в почве и излучаемых антенной. Полное поле с увеличе-

нием высоты точки наблюдения сначала убывает соответственно ослаблению поверхностной волны, достигает на некоторой высоте минимума, а затем, когда достаточно возрастает пространственная волна, начинает увеличиваться. При $\theta > 30^\circ$ влияние земли уже не чувствуется и диаграмма переходит в полуокружность, как для бесконечно проводящей плоскости.

Далее из рис. 1.1 видно, что диаграммы направленности существенно зависят от расстояний, на которых они определяются (путем расчета или измерения). Поэтому при снятии диаграммы направленности передающей антенны в вертикальной плоскости нужно строго оценить расстояние до нее и определить параметры почвы. Без этих оценок нельзя будет предугадать характер ее изменения на других расстояниях.

1.3. ОСНОВНЫЕ МЕХАНИЗМЫ РАСПРОСТРАНЕНИЯ СВ И ИХ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ

Вопрос об основных механизмах распространения св изучен в настоящее время довольно подробно, и их модели можно построить с достаточной для технических расчетов точностью.

В распространении св большую роль играет волна, распространяющаяся вдоль земной поверхности. Детально этот механизм описывается во второй главе и здесь мы ограничимся его общей характеристикой.

Напряженность поля земного луча E_3 изменяется с расстоянием R по закону

$$E_3 = A \frac{\sqrt{PD}}{R} W, \quad (1.7)$$

где A — некоторый постоянный множитель, зависящий от применяемой системы единиц измерения E_3 ; P — излучаемая антенной мощность; D — коэффициент ее направленности; W — коэффициент затухания волн на трассе, являющийся сложной функцией от расстояния, электрических свойств почвы, применяемой длины волны, рельефа местности, степени покрытия этой местности растительностью и т. д.

Характерным свойством земного луча является монотонное убывание напряженности поля с расстоянием при распространении над однородной почвой. На малых расстояниях и при высокой проводимости почв напряженность поля убывает примерно обратно пропорционально R , а на больших (пока еще можно не учитывать сферичность земли) — скорость убывания увеличивается и становится обратно пропорциональной примерно квадрату расстояния. Когда R становятся больше 100—200 км (в зависимости от длины волны), поле из-за дифракции на сферической поверхности земли начинает убывать очень быстро, примерно по экспоненциальному закону. Однако с помощью соответствующих средств (увеличения мощности передатчика, использования направленной

передающей антенны, прижимающей излучение к земной поверхности, выбора длины волны и др.) в обычных условиях можно создать необходимые напряженности поля на расстояниях порядка сотен, а для более длинных радиоволн и тысяч километров. Только в районах вечной мерзлоты, ввиду очень низких проводимостей почв, дальность действия св радиостанций земным лучом не превышает нескольких сотен километров. Большие затруднения возникают также в гористых местностях, где дальность действия радиостанций, использующих земной луч, резко падает из-за дифракции на горах.

Так как земная поверхность, складывающие ее пласты почвенных образований и рельеф слабо меняются на протяжении целых геологических периодов, то поле земного луча довольно постоянно во времени по своей интенсивности. Некоторое влияние оказывает растительный покров (леса): изменения биологического состояния деревьев на трассах могут явиться причиной сезонных колебаний уровня сигнала.

От времени суток, состояния ионосферы, магнитного поля данный механизм распространения радиоволн не зависит.

В ночное время параллельно с механизмом земных радиоволн начинает действовать второй механизм — за счет отражения волн от ионосферы. Его отсутствие днем и появление ночью объясняется изменениями состояния ионосферы в течение суток. На рис. 1.2, заимствованном из [10], приводится распределение концентрации электронов N в зависимости от высоты над уровнем моря z для дневного и ночного времени. Днем на высоте 65—80 км образуется слой с концентрацией $N \sim 10^2 - 10^3$ $1/см^3$, а ночью он исчезает (см. рисунок). Эта область ионосферы именуется D -слоем. Ввиду большой плотности нейтральных молекул в этом слое число их соударений с электронами ν , которое определяет поглощение радиоволн, достигает $3 \cdot 10^7 - 5 \cdot 10^7$ $1/сек$. Выше, на высотах 100—140 км, располагается слой E , концентрация электронов в котором составляет соответственно $10^5 - 4 \cdot 10^5$ $1/см^3$ и $5 \cdot 10^3 - 10^4$ $1/см^3$. Число соударений в нем равно около 10^5 $1/сек$. Иногда на этих же высотах может появляться спорадический слой E_s . Слои D и E играют основную роль в распространении св ионосферным лучом.

Концентрация электронов в слое D не является достаточной для отражения радиоволн рассматриваемого диапазона. В то же

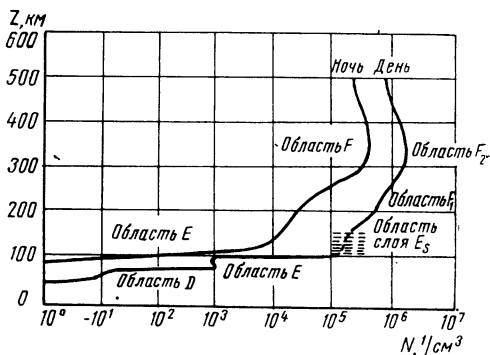


Рис. 1.2. Примерная зависимость электронной концентрации от высоты для дня и ночи

время из-за большого числа столкновений они сильно поглощаются в этом слое, а также в нижней части E -слоя. Ослабление поля $E_{\text{н}}$, прошедшего через ионосферу, приближенно можно оценить с помощью формулы

$$E_{\text{н}} = A \frac{\sqrt{PD}}{R} \cos \Theta e^{-(\beta_D l_D + \beta_E l_E)} \quad (1.8)$$

(в более точном выражении в показателе экспоненты должен стоять интеграл вида $-\int_l \beta dl$, где dl — элемент траектории, а l — длина траектории). Здесь A — некоторый постоянный множитель, зависящий от выбора систем единиц; R — полный путь, пройденный волной; θ — угол наклона траектории волны к горизонту; l_D и l_E — расстояния, пройденные волной в слоях D и E ; β_D и β_E — соответствующие коэффициенты поглощения, зависящие от диэлектрической проницаемости $\epsilon_{\text{н}}$ и проводимости $\sigma_{\text{н}}$ ионизированной среды следующим образом:

$$\beta = \frac{2\pi}{\lambda} \sqrt{\frac{1}{2} \left[-\epsilon_{\text{н}} + \sqrt{\epsilon_{\text{н}}^2 + (60 \lambda \sigma_{\text{н}})^2} \right]}, 1/\text{м}. \quad (1.9)$$

В этом выражении:

$$\epsilon_{\text{н}} = 1 - 3190 \frac{N}{\omega^2 + \nu^2}, \quad (1.10)$$

$$\sigma_{\text{н}} = 2,82 \cdot 10^{-8} \frac{N \nu}{\omega^2 + \nu^2}, \text{ см/м}. \quad (1.11)$$

(Следует помнить, что в приводимых формулах величины выражены в единицах системы СИ, т. е. N нужно подставлять в $1/\text{м}^3$, а частоту $f = \frac{\omega}{2\pi}$ в герцах).

Для диапазона св можно считать, что в D -слое $\nu^2 \gg \omega^2$. Тогда выражения (1.10) и (1.11) примут вид:

$$\epsilon_{\text{н}} \approx 1 - 3190 \frac{N}{\nu^2}, \quad (1.10a)$$

$$\sigma_{\text{н}} \approx 2,82 \cdot 10^{-8} \frac{N}{\nu}. \quad (1.11a)$$

По ф-лам (1.10a), (1.11a), (1.9) и (1.8) нетрудно оценить, что только за счет поглощения в слое D волна, отразившаяся от ионосферы, ослабится днем в сотни и тысячи раз. Рассмотрим конкретный пример, носящий сугубо ориентировочный характер, так как для расчета используется приближенная ф-ла (1.8).

Пример 1.1. Определить, как ослабляется за счет поглощения слоем D волна, отразившаяся днем от E -слоя. Длина волны $\lambda = 1500$ м, угол наклона траектории $\Theta = 45^\circ$. Толщина D -слоя $\Delta h_D = 20$ км.

Приняв, согласно приведенным при характеристике ионосферы данным, $N_D = 10^3$ $1/\text{см}^3 = 10^9$ $1/\text{м}^3$ и $\nu_D = 3 \cdot 10^7$ $1/\text{сек}$, определим по ф-лам (1.10a) и

(1.11а) величину диэлектрической проницаемости ϵ_H и проводимости σ_H ионизированного газа:

$$\epsilon_H = 1 - 3190 \frac{10^9}{9 \cdot 10^{14}} \approx 1,$$

$$\sigma_H = 2,82 \cdot 10^{-8} \frac{10^9}{3 \cdot 10^7} = 0,94 \cdot 10^{-6} \text{ см/м.}$$

Затем по ф-ле (1.9) определяем коэффициент поглощения в слое D :

$$\beta_D = \frac{2\pi}{1500} \sqrt{\frac{1}{2} [-1 + \sqrt{1 + (60 \cdot 1500 \cdot 0,94 \cdot 10^{-6})^2}] = 0,18 \cdot 10^{-3} \text{ 1/м} = 0,18 \text{ 1/км.}$$

Полный путь l_D , пройденный волной в этом слое (до и после отражения от E -слоя), будет равен:

$$l_D = 2 \frac{\Delta h_D}{\sin \theta} = 2 \frac{20}{\sin 45^\circ} = 57 \text{ км.}$$

Как видно из ф-лы (1.8), ослабление волны при прохождении D -слоя определяется множителем $e^{-\beta_D l_D}$. Подставив полученные значения β_D и l_D в ф-лу (1.8), получим, что поле ослабнет в $e^{-0,18 \cdot 57} = 4 \cdot 10^{-5}$ раз.

Для более коротких длин радиоволн это ослабление было бы еще больше.

Таким образом, днем от ионосферы отражается только ничтожная доля энергии. В ночное время с исчезновением слоя D остается только то поглощение, которое волна испытывает в E -слое, но оно сравнительно невелико, поэтому напряженность поля волны, отраженной от ионосферы, с заходом солнца резко возрастает.

Ввиду того что в ночное время распространение св происходит и земным лучом, и за счет отражений от ионосферы, в результате их взаимодействия поле в точке приема не остается постоянным, а изменяется во времени (замирает). На рис. 1.3 приводится

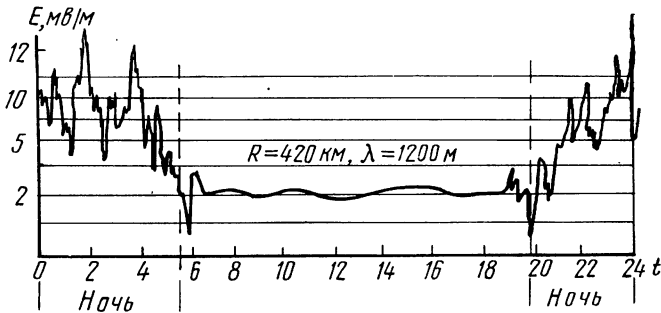


Рис. 1.3. Суточная запись напряженности поля радиостанции, работающей на длине волны $\lambda=1200$ м и удаленной на расстояние $R=420$ км

ся образец суточной записи напряженности поля радиостанции, работающей на длине волны $\lambda=1200$ м и удаленной на расстояние $R=400$ км. Из рисунка видно, что днем, когда св распространяются в основном земным лучом, уровень сигнала почти не меняется, а с заходом солнца он начинает сильно флуктуировать.

Наиболее заметно ночные колебания сигнала проявляются на тех расстояниях, где напряженности поля земного луча и ионосферного близки по величине. Эта область называется зоной ближнего замирания.

Рассмотрим подробнее причину ночного замирания, ограничившись для простоты вариантом плоской поверхности, что справедливо для расстояний, не превышающих 300—400 км. На рис. 1.4 приводится схематическая картина распространения радиоволн в ночное время: если передатчик находится в точке A , то в пункт приема B они могут попасть и распространяясь вдоль земной поверхности, и путем одного или нескольких отражений от ионосферы. Поэтому мгновенное значение результирующего поля $e_p = E_p \sin(\omega t + \varphi_p)$ в точке приема можно записать в следующем виде:

$$e_p = E_3 \sin \omega t + E_1 \sin(\omega t + \varphi_1) + E_2 \sin(\omega t + \varphi_2) + \dots \quad (1.12)$$

где E_3 — амплитуда поля земного луча; E_n — амплитуда ионосферного луча, распространяющегося n скачками; φ_n — его фазовый сдвиг относительно земного луча.

Если пренебречь изменениями фазы при отражениях, то

$$\varphi_n = \frac{2\pi}{\lambda} \Delta R_n = \frac{2\pi}{\lambda} R \left[\frac{1}{\cos \Theta_n} - 1 \right], \quad (1.13)$$

где ΔR_n — разность хода между земным лучом и ионосферным, а

$$\operatorname{tg} \Theta_n = \frac{2hn}{R}, \quad (1.14)$$

h — высота отражения.

Так как свойства ионосферы не остаются постоянными и область отражения изменяет свою высоту, то разность фаз между лучами также меняется в зависимости от скорости поднятия или опускания ионосферы. Из (1.13) и (1.14) нетрудно получить, что

$$\frac{d\varphi_n}{dt} = \Omega_n = \frac{4\pi n}{\lambda} \sin \Theta_n \frac{dh}{dt}, \quad (1.15)$$

т. е. амплитуда результирующего поля E_p не остается постоянной, а меняется во времени, проходя иногда через нулевые значения, а иногда через значения, близкие к арифметической сумме всех лучей.

Величину амплитуды E_p удобно определять с помощью векторных диаграмм. На них наносятся векторы, длина которых пропорциональна амплитудам соответствующих лучей E_1, E_2, \dots , а углы между векторами равны разности фаз. E_p определяется как сумма этих векторов, тогда Ω_n представляет собой угловую скорость, с которой вектор E_n вращается относительно вектора E_3 .

Методику построения векторной диаграммы поясним на конкретном примере.

Пример 1.2. Определить с помощью векторной диаграммы амплитуду напряженности поля, если в точку приема приходят земной луч $E_3 = 20$ мв/м и три ионосферных: $E_1 = 60$ мв/м, $E_2 = 30$ мв/м, $E_3 = 10$ мв/м. Расстояние до пере-

датчика $R=350$ км, длина волны $\lambda=900$ м, высота отражения $h=100$ км. Оценить также периоды интерференции для каждого скачка T_n , если ионосфера начнет подниматься со скоростью $dh/dt=1$ км/час.

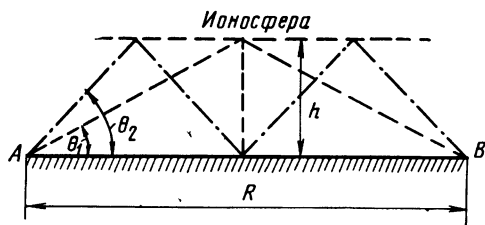


Рис. 1.4. Распространение св в ночное время

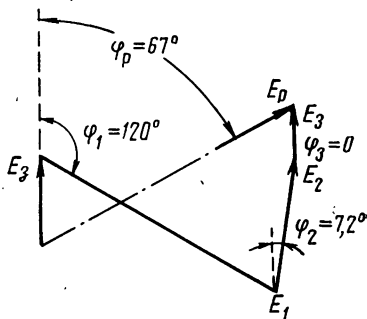


Рис. 1.5. Векторная диаграмма полей в пункте наблюдения при многолучевом распространении

Поскольку амплитуды векторов заданы, остается найти их фазовые сдвиги φ_n . Для этого сначала по ф-ле (1.14) определим углы взлета θ_n каждого скачка:

$$\operatorname{tg} \theta_1 = \frac{2 \cdot 100}{350} = 0,5714, \quad \theta_1 = 29^\circ 44';$$

$$\operatorname{tg} \theta_2 = \frac{2 \cdot 2 \cdot 100}{350} = 1,1428, \quad \theta_2 = 48^\circ 49';$$

$$\operatorname{tg} \theta_3 = \frac{2 \cdot 3 \cdot 100}{350} = 1,714, \quad \theta_3 = 59^\circ 45'.$$

Затем по ф-ле (1.13) определяем углы φ_n :

$$\varphi_1 = \frac{2\pi}{900} 350 \cdot 10^3 \left(\frac{1}{\cos 29^\circ 44'} - 1 \right) = 58,33 \cdot 2\pi = 58 \cdot 360^\circ + 120^\circ,$$

$$\varphi_2 = \frac{2\pi}{900} 350 \cdot 10^3 \left(\frac{1}{\cos 48^\circ 49'} - 1 \right) = 202,02 \cdot 2\pi = 202 \cdot 360^\circ + 7,2^\circ,$$

$$\varphi_3 = \frac{2\pi}{900} 350 \cdot 10^3 \left(\frac{1}{\cos 59^\circ 45'} - 1 \right) = 385 \cdot 2\pi = 385 \cdot 360^\circ + 0^\circ.$$

Целое число раз по 360° можно отбросить и взять $\varphi_1=120^\circ$, $\varphi_2=7,2^\circ$, $\varphi_3=0^\circ$.

Затем наносим на диаграмме в некотором масштабе E_3 и подстраиваем к нему остальные вектора E_1 , E_2 и E_3 , повернутые относительно E_3 на углы $\varphi_1=120^\circ$, $\varphi_2=7,2^\circ$ и $\varphi_3=0^\circ$. Получившаяся векторная диаграмма приводится на рис. 1.5. По ней можно найти, что амплитуда результирующего поля в точке приема $E_p=53$ мв/м, а ее фазовый сдвиг относительно земного луча $\varphi_p=67^\circ$.

Определим теперь по ф-ле (1.15), с какими угловыми скоростями Ω_n будут вращаться вектора E_n относительно E_3 , если ионосфера начнет подниматься со

$$\text{скоростью } dh/dt=1 \text{ км/час } \Omega_1 = \frac{4\pi}{0,9} \cdot 1 \cdot \sin 29^\circ 44' = 6,9 \text{ рад/час}, \quad \Omega_2 = \frac{4\pi}{0,9} \times \\ \times 2 \cdot 1 \cdot \sin 48^\circ 49' = 21 \text{ рад/час}, \quad \Omega_3 = \frac{4\pi}{0,9} \cdot 3 \cdot 1 \cdot \sin 59^\circ 45' = 36,2 \text{ рад/час}.$$

Так как $T = \frac{2\pi}{\Omega}$, то периоды изменений процесса интерференции каждого ионосферного луча с земным — T_n будут равны $T_1 = \frac{2\pi}{6,9} = 0,91 \text{ час}$, $T_2 = \frac{2\pi}{21} = 0,3 \text{ час}$, $T_3 = \frac{2\pi}{36,2} = 0,17 \text{ час}$.

На рис. 1.6 приводится запись напряженности поля для рассматриваемого случая, показывающая, как изменяется во времени результирующий вектор E_p . Из этой записи видно, что в процессе

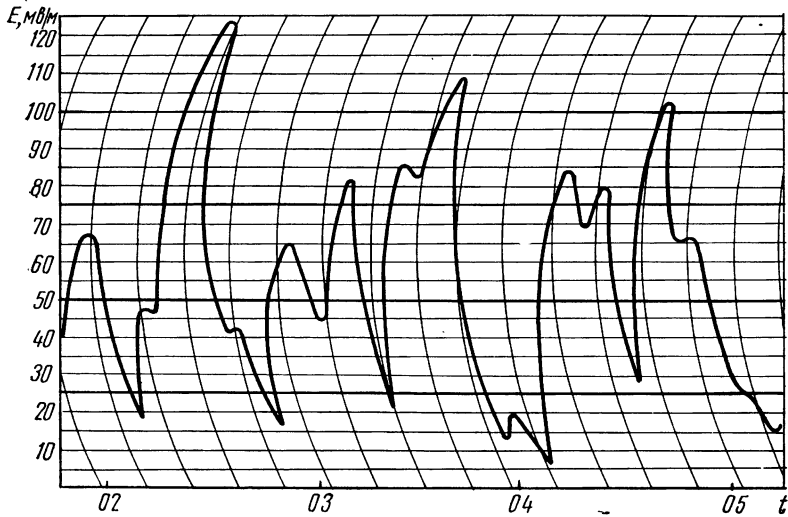


Рис. 1.6. Изменение св сигнала во времени при ночном приеме

изменения E_p можно выделить медленные колебания с периодом около одного часа (т. е. порядка T_1), на которые накладываются более быстрые (T_2 и T_3).

В результате интерференции нескольких лучей, пришедших в пункт наблюдения различными путями, качество приема в ночное время значительно ухудшается. Рассмотрим, как воздействует многолучевой механизм на распространение модулированного по амплитуде сигнала [11]. Как известно, выражение для сигнала, модулированного чистым тоном Ω , имеет следующий вид:

$$e = E_n (1 + M \sin \Omega t) \sin \omega t = \\ = E_n \left[\cos \omega t + \frac{M}{2} \cos (\omega - \Omega) t + \frac{M}{2} \cos (\omega + \Omega) t \right],$$

где ω — несущая частота, E_n — амплитуда несущей, M — глубина модуляции.

При односкачковом распространении, когда в точку приема, кроме земного, приходит всего один луч, отраженный от ионосфе-

ры, выражение для сигнала результирующего поля e_p будет иметь следующий вид:

$$e_p = E_3 \cos \omega t + \frac{ME_3}{2} \cos(\omega - \Omega)t + \frac{ME_3}{2} \cos(\omega + \Omega)t + \\ + E_n \cos(\omega t + \Theta) + \frac{ME_n}{2} \cos[(\omega - \Omega)t + \Theta_1] + \\ + \frac{ME_n}{2} \cos[(\omega + \Omega)t + \Theta_2], \quad (1.16)$$

где $\Theta = \frac{2\pi}{\lambda} \Delta R = \frac{\omega}{c} \Delta R$, $\Theta_1 = \frac{\omega - \Omega}{c} \Delta R$, $\Theta_2 = \frac{\omega + \Omega}{c} \Delta R$ — фазовые сдвиги ионосферных лучей с частотами соответственно ω , $\omega - \Omega$ и $\omega + \Omega$ относительно земного из-за разности хода ΔR , c — скорость света в вакууме.

Результирующий сигнал e_p , состоящий из шести высокочастотных компонентов, детектируется, и на детекторе выделяются компоненты с частотой Ω .

Обычно характеристику детекторного устройства можно представить в виде некоторого полинома $i = f(E_0) + f'(E_0)e_d + \frac{f''(E_0)}{2}e_d^2 + \dots$, где i — ток на выходе детектора, e_d — переменный сигнал, воздействующий на детектор, E_0 — постоянное напряжение, определяющее рабочую точку детектора. Если детектор является квадратичным, т. е.

$$i = \frac{f''(E_0)}{2} e_d^2 \quad (1.17)$$

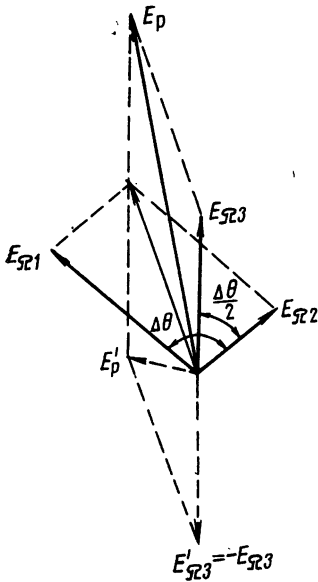
(f'' называется крутизной его характеристики), то при усилении приемника по тракту высокой частоты равном K из (1.16) и (1.17) получим

$$i = \frac{f''(E_0)}{2} K^2 e_p^2 = \frac{f''(E_0) K^2}{2} \left\{ E_3 \cos \omega t + \frac{E_3 M}{2} \cos(\omega - \Omega)t + \right. \\ \left. + \frac{E_3 M}{2} \cos(\omega + \Omega)t + E_n \cos(\omega t + \Theta) + \frac{E_n M}{2} \cos[(\omega - \Omega)t + \Theta_1] + \right. \\ \left. + \frac{E_n M}{2} \cos[(\omega + \Omega)t + \Theta_2] \right\}^2. \quad (1.18)$$

Раскрыв скобки в (1.18), сделав соответствующие преобразования и учтя, что $\theta_2 - \theta = \theta - \theta_1 = \frac{\theta_2 - \theta_1}{2} = \Delta\theta$, мы получим для составляющей сигнала частоты Ω следующее выражение:

$$i_\Omega = \frac{f''(E_0) K^2}{2} [ME_3^2 \cos \Omega t + ME_n^2 \cos(\Omega t + \Delta\theta) + \\ + 2ME_3 E_n \cos\left(\Omega t + \frac{\Delta\theta}{2}\right) \cos \frac{\Delta\theta}{2} \cos \Theta]. \quad (1.19)$$

Рис. 1.7. Векторная диаграмма низкочастотных составляющих сигнала на выходе приемника при селективном замирании



Остальные составляющие (высокочастотные) будут отфильтрованы соответствующими устройствами приемника.

Таким образом, при распространении амплитудно-модулированного сигнала двумя лучами (земным и за счет одного отражения от ионосферы) на выходе приемника появляются три составляющие интересующей нас низкой частоты Ω :

$$\left. \begin{aligned} e_{\Omega 1} &= BME_3^2 \cos \Omega t = E_{\Omega 1} \cos \Omega t \\ e_{\Omega 2} &= BME_n^2 \cos(\Omega t + \Delta\theta) = E_{\Omega 2} \cos(\Omega t + \Delta\theta) \\ e_{\Omega 3} &= B2ME_3E_n \cos\left(\Omega t + \frac{\Delta\theta}{2}\right) \cos \frac{\Delta\theta}{2} \cos \Theta = \\ &= E_{\Omega 3} \cos\left(\Omega t + \frac{\Delta\theta}{2}\right) \cos \frac{\Delta\theta}{2} \cos \Theta \end{aligned} \right\}, \quad (1.20)$$

где B — некоторый постоянный коэффициент пропорциональности, зависящий от параметров приемника.

Графическая интерпретация полученного результата дается в виде векторной диаграммы на рис. 1.7. Угол между векторами $E_{\Omega 1}$ и $E_{\Omega 2}$ составляет $\Delta\theta$, а вектор $E_{\Omega 3}$ расположен точно посередине между ними. Причем, так как

$$\Theta = \frac{\omega}{c} \Delta R, \quad (1.21)$$

$$\Delta\theta = \frac{\Omega}{c} \Delta R, \quad (1.22)$$

то при изменении высоты отражения положения векторов $E_{\Omega 2}$ и $E_{\Omega 3}$ на диаграмме будут меняться и, кроме того, будет меняться сама величина $E_{\Omega 3}$, зависящая от $\cos \frac{\Delta\theta}{2}$ и $\cos \Theta$. Но, как видно из

$$(1.21) \text{ и } (1.22) \quad \frac{d\theta/dt}{d(\Delta\theta)/dt} = \frac{\omega}{\Omega} \gg 1, \text{ т. е. скорость изменения } \theta$$

несравнимо больше, чем $\Delta\theta$. Поэтому можно считать, что в течение достаточно длительного времени относительное положение всех векторов не меняется, а меняется только величина E_{Ω_3} от $2BME_3E_{\text{и}}$ до $-2BME_3E_{\text{и}}$.

Таким образом, сумма векторов E_{Ω_1} и E_{Ω_2} на рис. 1.7 почти не меняется, но, складываясь с переменным вектором E_{Ω_3} , она дает результирующий вектор, который будет изменяться от максимальной величины E_p при $E_{\Omega_3} = 2BME_3E_{\text{и}}$ до минимальной $-E'_p$ при $E_{\Omega_3} = -2BME_3E_{\text{и}}$. Соответственно будет меняться громкость приема. Это наглядно объясняет причину замирания сигнала.

Если для модуляции сигнала используется не одна звуковая частота, а спектр $\Omega_1, \Omega_2, \dots$, то для некоторых критических частот $\Omega_{\text{кр}}$ будет выполняться соотношение

$$\frac{\Omega_{\text{кр}}}{c} \Delta R = \Delta\theta_{\text{кр}} = (2n + 1)\pi, \quad (1.23)$$

где $n = 0, 1, 2, \dots$. При этом $E_{\Omega_3} = 0$, так как $\cos \frac{\Delta\theta_{\text{кр}}}{2} = 0$, а E_{Ω_1} и E_{Ω_2} имеют противоположные фазы, и в зоне ближнего замирания, где $E_3 \approx E_{\text{и}}$, они компенсируют друг друга. Поэтому на выходе детекторной цепи исчезнут некоторые звуковые частоты

$$F_{\text{кр}n} = \frac{\Omega_{\text{кр}n}}{2\pi} = \left(n + \frac{1}{2}\right) \frac{c}{\Delta R}. \quad (1.24)$$

Это явление называется «селективным замиранием», и такими средствами, как автоматическая система регулирования усиления (АРУ), ликвидировать его нельзя. Оно усугубляется тем, что другие частоты $\Omega'_{\text{кр}}$, для которых выполняется соотношение

$$(2n + 1)2\pi = \frac{\Omega'_{\text{кр}n}}{c} \Delta R, \quad (1.25)$$

т. е.

$$F'_{\text{кр}n} = (2n + 1) \frac{c}{\Delta R}, \quad (1.26)$$

наоборот, будут подчеркнуты в звуковом спектре, так как все три вектора E_{Ω_1} , E_{Ω_2} и E_{Ω_3} складываются в этом случае в фазе.

Для того, чтобы иметь представление о порядке величины частот селективного замирания, рассмотрим численный пример.

Пример 1.3. Оценить, какие частоты будут вычеркнуты из спектра передаваемого сигнала в результате селективного замирания, если расстояние до передатчика $R = 200$ км, а высота отражения от ионосферы $h = 100$ км.

По ф-лам (1.14) и (1.13) находим, что $\Delta R = 200 \left(\frac{1}{\cos 45^\circ} - 1 \right) = 83$ км.

Для такого ΔR критические частоты $F_{\text{кр}n}$, согласно (1.24), будут равны:

$$\text{для } n = 0 \quad F_{\text{кр}0} = \frac{1}{2} \frac{3 \cdot 10^8}{83 \cdot 10^3} = 1807 \text{ гц,}$$

$$\text{для } n = 1 \quad F_{\text{кр}1} = \frac{2 + 1}{2} \frac{3 \cdot 10^8}{83 \cdot 10^3} = 5421 \text{ гц,}$$

$$\text{для } n = 2 \quad F_{\text{кр}2} = \frac{4 + 1}{2} \frac{3 \cdot 10^8}{83 \cdot 10^3} = 9036 \text{ гц,}$$

$$\text{для } n = 3 \quad F_{\text{кр}3} = \frac{6 + 1}{2} \frac{3 \cdot 10^8}{83 \cdot 10^3} = 12650 \text{ гц.}$$

Все эти частоты укладываются в звуковой диапазон.

Следует отметить, что при приближении к передатчику значения пораженных частот смещаются к более низким величинам. Например, при $R = 150 \text{ км}$ и при той же высоте отражения мы бы получили: $F_{\text{кр}0} = 1470 \text{ гц}$, $F_{\text{кр}1} = 4400 \text{ гц}$, $F_{\text{кр}2} = 7340 \text{ гц}$ и т. д.

Таким образом, наличие многолучевого механизма распространения св в ночное время приводит к общеизвестным изменениям интенсивности принимаемого сигнала на входе приемника (ночное замирание), а также к специфическим искажениям по низкой частоте на его выходе (селективное замирание). Поэтому качество приема ночью заметно ухудшается, и для уменьшения этих эффектов используется ряд мер. Борьба с изменениями сигнала во времени осуществляется в основном на приемном конце канала. Для этой цели, как указывалось выше, используется АРУ и другие специальные схемы регулирования усиления, разнесенный прием и т. д.

Борьба с селективным замиранием значительно сложнее. Осуществить эту борьбу на всей трассе невозможно. Поэтому задача ставится так, чтобы в некотором заранее заданном районе

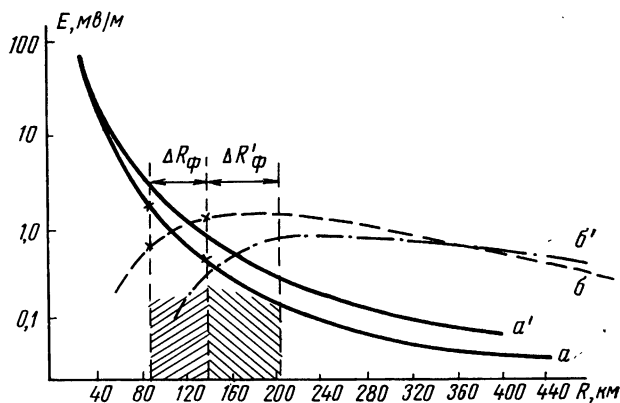


Рис. 1.8. Расположение зон близкого замирания ΔR_ϕ и $\Delta R'_\phi$ для антенны с нормальной и прижатой характеристиками

уменьшить его до такой степени, чтобы гарантировать допустимый с точки зрения эксплуатации канала радиовещания минимальный уровень искажений. Для этой цели используются пере-

дающие антенны со специальными диаграммами направленности в вертикальной плоскости, которые «прижимают» излучение к земле. Это позволяет сместить зону ближнего замирания, где все эффекты искажений сигналов наиболее заметны, на более далекие расстояния. Для пояснения приводится рис. 1.8, на котором кривые a и b изображают ход изменения с расстоянием R напряженности поля E соответственно земного и отраженного от ионосферы лучей для антенны с нормальной характеристикой, а a' и b' — для антенны с прижатой диаграммой. Из рисунка видно, что в первом случае зона ближнего замирания ΔR_{ϕ} (т. е. область, где $1/2 \leq E_{\text{ж}}/E_{\text{и}} \leq 2$) находится на расстоянии 90—140 км от передатчика, а во втором ($\Delta R'_{\phi}$) смещается до 140—200 км.

Расположение зоны ближнего замирания зависит также от проводимости поверхности. Для более высоких проводимостей земной луч ослабляется с расстоянием медленнее, поэтому зона ближнего замирания отодвигается дальше и область качественного приема расширяется.

Таким образом, определение проводимости местности в районе действия передатчика важно не только для разработки оптимальной системы заземлений проектируемых антенн, расчета их диаграмм направленности и интенсивности земного луча, но также для оценки радиуса надежного обслуживания в ночное время.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ СРЕДНИХ И ДЛИННЫХ РАДИОВОЛН В ДНЕВНОЕ ВРЕМЯ

2.1. РАСПРОСТРАНЕНИЕ ЗЕМНЫХ РАДИОВОЛН ВДОЛЬ ПЛОСКОЙ ОДНОРОДНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

При распространении радиоволн среднего и примыкающего к нему длинноволнового диапазонов в дневное время отраженная от ионосферы волна практически отсутствует, особенно в летние месяцы, так как днем в атмосфере на высоте 60—85 км появляется ионизированная область (*D*-слой), которая сильно поглощает св.

В [12] для обозначения волны, распространяющейся вдоль земной поверхности, предлагается использовать термин «поверхностная», но большинство советских и зарубежных авторов, например М. П. Долуханов, Е. Л. Фейнберг, Ю. К. Калинин, Х. Бреммер, пользуются термином «земная», оставляя второе название, «поверхностная», для обозначения той части земной волны, которая «прилипает» к земной поверхности и быстро исчезает с высотой подъема над землей. В настоящей работе мы будем придерживаться этой терминологии.

Основные закономерности распространения земных радиоволн над ровной и однородной поверхностью были изучены А. Зоммерфельдом, К. Нортоном, М. В. Шулейкиным, Г. Ватсоном, Ван дер Полем, Х. Бреммером, Б. А. Введенским, М. А. Леонтовичем, В. А. Фоком и другими. Ими были получены выражения для расчета напряженности поля радиостанций над плоской и сферической однородной Землей. Оказалось, что для такого идеализированного случая распространение земных радиоволн определяется только электрическими свойствами подстилающей поверхности: ее проводимостью σ и относительной диэлектрической проницаемостью ϵ .

В диапазоне св и дв почва является хорошим проводником. Поэтому при расположении антенн непосредственно над поверхностью земли, для передачи и приема сигналов имеет смысл использовать вертикально поляризованные волны. Действительно, если рассматривать поле над бесконечно проводящей плоскостью, то, применив принцип зеркального изображения, нетрудно убедиться, что для вертикального источника величина электрической составляющей удваивается по сравнению со свободным простран-

ством, а для горизонтального равна нулю (на бесконечно проводящей поверхности не должно быть тангенциальных составляющих электрического поля). Реальные почвы имеют конечную проводимость, поэтому полной компенсации поля не будет и, в принципе, можно проводить передачи и с помощью горизонтальных антенн, но создаваемые при этом поля будут гораздо меньше, чем при использовании вертикальных антенн.

Кроме того, длины радиоволн в св и дв диапазонах практически всегда много больше размеров излучателей, поэтому расчет поля, создаваемого средневолновыми передатчиками, можно проводить как для вертикального элементарного диполя.

Чтобы учесть влияние конечной проводимости земли, значение поля над бесконечно проводящей поверхностью умножается на некоторый коэффициент W , который называется «функцией ослабления» и показывает, во сколько раз поле передатчика, расположенного на плоской поверхности земли конечной проводимости, отличается от поля того же передатчика, расположенного на бесконечно проводящей плоскости, при прочих равных условиях.

Выражение для расчета вертикальной электрической составляющей поля E_z при расположении передатчика и приемника непосредственно у поверхности земли (рис. 2.1) выглядит следующим образом (см., например, [10]):

$$E_z = \frac{245 \sqrt{P_{[\text{квт}]}} D}{R_{[\text{км}]}} W, \text{ мв/м.} \quad (2.1)$$

Здесь P — излучаемая мощность передатчика, R — расстояние между приемником и передатчиком, D — коэффициент направленного действия (кнд) антенны передатчика. Для элементарного диполя $D=1,5$, и ф-лу (2.1) можно переписать в виде

$$E_z = \frac{300 \sqrt{P_{[\text{квт}]}}}{R_{[\text{км}]}} W, \text{ мв/м.} \quad (2.2)$$

Если задана не излучаемая мощность передатчика, а значение тока в антенне I и ее действующая высота h , то удобнее пользоваться другим выражением

$$E_z = \frac{120 h_{[\text{м}]} I_{[\text{а}]} }{\lambda_{[\text{м}]} R_{[\text{км}]}} W, \text{ мв/м,} \quad (2.3)$$

где λ — длина радиоволны.

При отыскании решения для W можно использовать ряд условий, которые значительно облегчают эту задачу и позволяют полу-

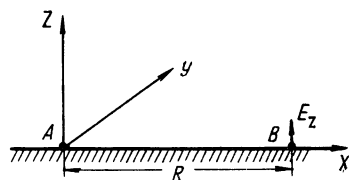


Рис. 2.1. Распространение радиоволн вдоль плоской поверхности земли:

A — передатчик, B — приемник

чить с достаточно высокой точностью приближенное выражение. Одним из этих условий являются большие значения относительной комплексной диэлектрической проницаемости почвы ϵ' в св и дв диапазонах:

$$\epsilon' = \epsilon - i 60 \lambda \sigma. \quad (2.4)$$

Это условие позволяет получить важное соотношение, так называемое «приближенное граничное условие Леонтовича»:

$$\frac{\partial E_z}{\partial z} = \frac{i k}{\sqrt{\epsilon'}} E_z, \quad (2.5)$$

где $k = \frac{2\pi}{\lambda}$ — волновой вектор в свободном пространстве. Соотношение (2.5) учитывает влияние земли уже в граничном условии, что позволяет решать задачу только для однородного полупространства (атмосферы), не рассматривая поле в почве. Точность решения при этом составляет $\frac{1}{2\epsilon'}$ [1]. Нетрудно видеть, что для обычных почв ($\epsilon \approx 7$, $\sigma \approx 20-40$ мсим/м) эта величина составляет в средневолновом диапазоне около 0,01—0,2%.

Анализ выражения для функции ослабления показывает, что она зависит от единственного безразмерного параметра, так называемого «численного расстояния»:

$$\rho = -i \frac{\pi R}{\lambda} \frac{\epsilon' - 1}{(\epsilon')^2}. \quad (2.6)$$

Как указывалось выше, $\epsilon' \gg 1$. Кроме того, в св диапазоне токи проводимости обычно много больше токов смещения, и выполняется соотношение

$$60 \lambda \sigma \gg \epsilon. \quad (2.7)$$

Действительно, если взять обычную глинистую почву с проводимостью 20—40 мсим/м, то для нижней границы диапазона ($\lambda = 200$ м) величина $60 \lambda \sigma$ составляет около 250—500, а для верхней ($\lambda = 2000$ м) около 2500—5000, что, конечно, значительно больше и единицы, и $\epsilon = 7$. Поэтому выражение (2.6) можно значительно упростить. Учтя (2.4) и (2.7), получаем

$$\rho \approx \frac{10^5 \pi R_{[км]}}{6 \lambda_{[м]}^2 \sigma_{[мсим/м]}}, \quad (2.8)$$

откуда видно, что численное расстояние пропорционально обычному и для св и дв является практически действительной величиной $\rho = |\rho|$.

Сама функция ослабления имеет для плоской земли следующий вид:

$$W(\rho) = 1 - i (\pi \rho)^{\frac{1}{2}} e^{-\rho} \operatorname{erfc} \left(i \rho^{\frac{1}{2}} \right), \quad (2.9)$$

где $\operatorname{erfc} \left(i \rho^{\frac{1}{2}} \right) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_{i \rho^{1/2}}^{\infty} e^{-x^2} dx$. Функция $\operatorname{erfc}(t)$ связана простым

соотношением с интегралом вероятности $\Phi(t) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^t e^{-x^2} dx$,

таблицы которого имеются в большинстве справочников по математике. Это соотношение имеет вид $\operatorname{erfc}(t) = 1 - \Phi(t)$. Но практически достаточно для вычисления модуля функции ослабления пользоваться простой формулой

$$|W| = \frac{2 + 0,3 \rho}{2 + \rho + 0,6 \rho^2}. \quad (2.10)$$

Определение значения W значительно облегчается также с помощью составленных Бэрроузом графиков. На рис. 2.2 приводятся такие графики для св и дв. Метод полного номографического расчета поля радиостанции по заданной мощности, длине волны, расстоянию и проводимости почвы, позволяющий свести расчет поля передатчика к простым механическим операциям, излагается в разд. 5.2.

Как видно из рис. 2.2, при малых расстояниях от передатчика, пока $\rho \leq 0,05$, функция ослабления практически не отличается от единицы, а затем начинает уменьшаться. Из (2.8) следует, что для почв с худшей проводимостью и для более коротких волн значения W будут меньше, так как в плохо проводящую почву радиоволны проникают лучше, чем в хорошо проводящую (в металл, например, они совсем не проникают), и в верхнем полупространстве остается меньшее количество энергии.

При достаточно больших расстояниях, когда $\rho \geq 25$, для определения W можно использовать следующую приближенную формулу:

$$|W| \approx \frac{1}{2\rho}, \quad (2.11)$$

которая справедлива с точностью до $\frac{1}{\rho^2}$. Если подставить в нее выражение ρ из (2.8), то получим

$$|W| \approx 0,96 \cdot 10^{-5} \frac{\lambda_{[м]}^2 \sigma_{[мсм/м]}}{R_{[км]}}, \quad (2.11a)$$

т. е. при больших расстояниях от передатчика функция ослабления убывает обратно пропорционально расстоянию, а само поле, как следует из (2.2), обратно пропорционально квадрату расстояния. Такой относительно медленный закон убывания поля с расстоянием при распространении радиоволн вдоль поверхности плоской земли объясняется тем, что в верхнем полупространстве про-

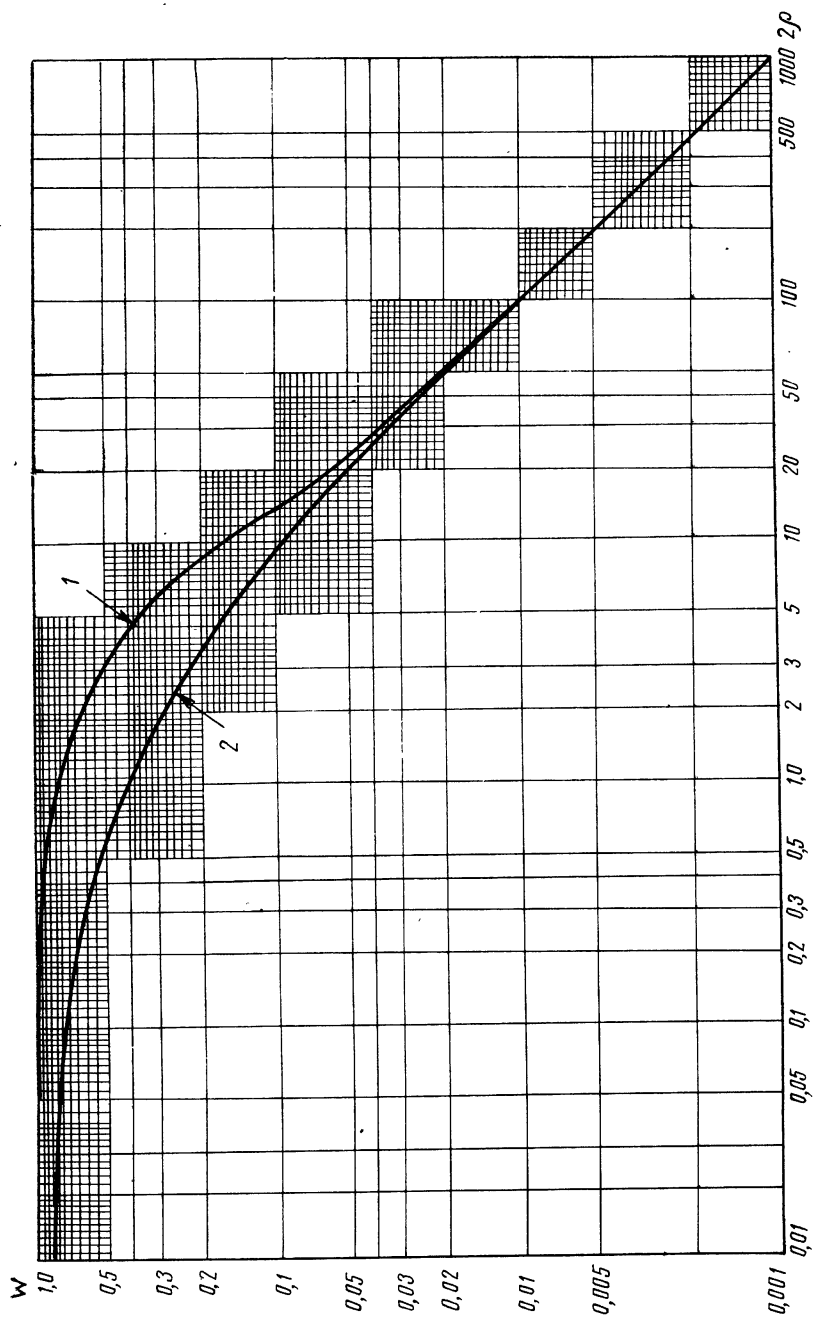


Рис. 2.2. Графики зависимости модуля функции ослабления от численного расстояния в диапазонах св и дв при распространении радиоволн над плоской однородной землей: 1 — вертикальная поляризация, 2 — горизонтальная

исходит перераспределение энергии, часть ее из более высоких слоев «перекачивается» вниз и отсасывается в почву. Это приводит также к тому, что у поверхности земли фронт волны изгибается и ее нельзя считать плоской. Из рис. 2.3 видно, что вектор Пойнтинга S , характеризующий направление переноса энергии волны, в верхних слоях параллелен земле, а около поверхности направлен вниз. В первых работах, посвященных изучению распространения радиоволн вдоль земной поверхности [13], это перераспределение энергии не учитывалось и волна считалась плоской. Поэтому были получены совершенно неправильные выводы о том, что скорость электромагнитной волны должна зависеть от электрических свойств подстилающей поверхности и что напряженность поля должна убывать с расстоянием по экспоненциальному закону. Если бы это действительно имело место, то была бы невозможна передача энергии земной волной на значительные расстояния, т. е. св и дв нельзя было бы использовать для целей радиовещания и радионавигации.

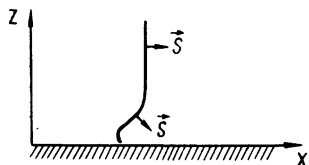


Рис. 2.3. Фронт волны у поверхности плоской поглощающей земли:
 S — вектор Пойнтинга

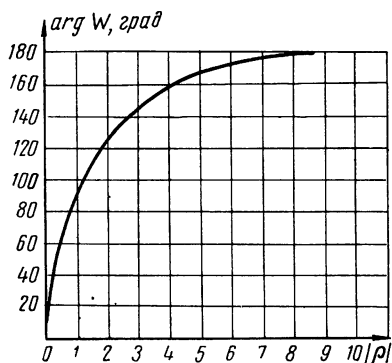


Рис. 2.4. Зависимость фазы функции ослабления от численного расстояния в диапазонах св и дв при распространении радиоволн над плоской однородной землей

Как показывает точное решение (см., например, [1]), амплитуда поля на больших расстояниях от передатчика убывает по квадратичному закону, а дополнительное изменение его фазы из-за влияния земли составляет на больших расстояниях π , т. е. постоянную величину. На рис. 2.4 приводится график зависимости фазы функции ослабления $\arg W(\rho)$ от численного расстояния ρ в диапазоне св и дв. Из рисунка видно, что при $\rho \approx 9 \div 10$ фаза функции ослабления достигает величины π и далее не меняется, т. е. ф-ла (2.11) с учетом фазы выглядит так: $W \approx -\frac{1}{2\rho}$.

Поскольку скорость распространения определяется как производная от фазы поля, то ясно, что изменение фазы на постоянную величину π из-за влияния земли, учитываемое с помощью функции ослабления, не скажется на скорости радиоволн, и она

остается равной скорости света. Таким образом, скорость распространения радиоволн не зависит от свойств подстилающей поверхности.

В заключение следует отметить, что все приводимые здесь формулы и графики справедливы для расстояний не менее $4 \div 5\lambda$.

Остановимся теперь коротко на других составляющих электрического поля волны на поверхности земли. Если излучение производится с помощью вертикальной антенны, то у волны, распространяющейся в свободном пространстве или вдоль бесконечно проводящей плоскости, существует только вертикальная составляющая электрического поля. При распространении радиоволн вдоль поверхности поглощающей земли фронт волны, как упоминалось выше, не перпендикулярен поверхности, и появляется небольшая горизонтальная составляющая поля, направление которой совпадает с направлением распространения (в нашем случае с осью X). Из точных и приближенных условий нетрудно получить (см. разд. 3.1), что величина этой составляющей E_x связана с величиной вертикальной составляющей E_z следующим соотношением:

$$E_x = \frac{E_z}{\sqrt{\epsilon'}}. \quad (2.12)$$

С учетом (2.7) получим

$$|E_x| = \frac{|E_z|}{\sqrt{60 \lambda \sigma}}. \quad (2.12a)$$

Как указывалось выше, ϵ' составляет в св и дв диапазонах очень большие величины, поэтому E_x отличается от E_z в десятки и даже сотни раз. Наличие горизонтальной составляющей позволяет производить прием на земные антенны, представляющие собой два провода, расположенные на земле или протянутые на небольшой высоте над ней в направлении распространения радиоволн.

Поскольку ϵ' в общем случае является комплексной величиной, E_x и E_z сдвинуты по фазе, поэтому конец результирующего вектора поля описывает эллипс, и волна из плоско поляризованной превращается в вертикальной плоскости в эллиптически поляризованную. Эллипс поляризации наклонен в направлении распространения и очень вытянут, так как обычно $E_z \gg E_x$. Угол наклона эллипса поляризации зависит от ϵ' , поэтому, зная его величину, можно определять свойства почвы (подробнее см. разд. 4.5).

Интересно отметить, что горизонтальная составляющая электрического поля, появляющаяся при излучении с помощью вертикальной антенны, будет больше, чем при излучении с помощью горизонтальной антенны, поэтому независимо от того, на какую антенну ведется прием, в качестве передающей антенны выгоднее использовать вертикальную. Действительно, если горизонтальный диполь направлен по оси X , то с помощью теоремы взаимности не-

трудно получить, что поля горизонтального и вертикального диполей связаны следующими соотношениями:

$$E_x^r = -\frac{E_x^b}{\sqrt{\epsilon^r}}, \quad E_z^r = -E_x^b, \quad E_y^r = 0. \quad (2.13)$$

Если горизонтальный диполь расположен перпендикулярно направлению распространения, т. е. по оси Y , то в точке приема будет только горизонтальная составляющая электрического поля, направленная тоже по оси Y . Ее величину можно рассчитывать по тем же ф-лам (2.2) и (2.3), которые используются для случая вертикальной поляризации, но в качестве численного расстояния следует брать величину

$$|\rho| = 60 \pi R_{[км]} \sigma_{[мсум/м]}, \quad (2.14)$$

а для определения функции ослабления W пользоваться кривой 2 на рис. 2.2. Из (2.14) видно, что даже для небольших расстояний ρ принимает очень большие значения, поэтому $W(\rho)$ будет очень мало и поле практически равно нулю.

Для пояснения техники расчета напряженности поля земных радиоволн и для того, чтобы получить представление о соотношении величин различных составляющих, рассмотрим примеры:

Пример 2.1. Определить электрические поля, создаваемые на расстоянии $R=100$ км передатчиком, работающим: 1) на вертикальный диполь; 2) на горизонтальный диполь. Излучаемая мощность передатчика 15 кВт, длина волн $\lambda=550$ м, проводимость почвы $\sigma=10$ мсум/м.

1. Вертикальный диполь.

По ф-ле (2.8) определяем численное расстояние $\rho = \frac{10^5 \cdot \pi \cdot 100}{6 \cdot 550^2 \cdot 10} = 1,73$. Затем по графику 1 на рис. 2.2 определяем функцию ослабления $W(\rho)=0,47$ [если бы для вычисления W использовалась приближенная ф-ла (2.10), то получилось бы $W(\rho) = \frac{2 + 0,3 \cdot 1,73}{2 + 1,73 + 0,6 \cdot 1,73} = 0,46$].

Теперь с помощью ф-лы (2.2) определяем величину вертикальной составляющей поля $E_z^b = \frac{300 \sqrt{15}}{100} \cdot 0,47 = 5,5$ мв/м. Горизонтальную составляющую можно найти из соотношения (2.12а) $E_x^b = \frac{5,5}{\sqrt{60 \cdot 550 \cdot 0,01}} = 0,3$ мв/м.

2. Горизонтальный диполь.

Если он расположен по линии распространения, то с помощью соотношений (2.13) находим $E_x^r = \frac{0,3}{\sqrt{60 \cdot 550 \cdot 0,01}} = 0,016$ мв/м, $E_z^r \approx 0,3$ мв/м.

Если направление диполя перпендикулярно линии распространения, то по ф-ле (2.14) находим численное расстояние $\rho=60 \pi \cdot 100 \cdot 10=1,9 \cdot 10^5$. Функцию ослабления для таких больших ρ можно находить по аппроксимационной ф-ле (2.11): $W = \frac{1}{2 \cdot 1,9 \cdot 10^5} = 0,26 \cdot 10^{-5}$.

Затем, воспользовавшись ф-лой (2.2), находим

$$E_y^r = \frac{300 \sqrt{15}}{100} \cdot 0,26 \cdot 10^{-5} = 3 \cdot 10^{-5} \text{ мв/м.}$$

Остальные компоненты поля в данном случае равны нулю.

Данный пример подтверждает сделанный выше вывод, что независимо от вида приемной антенны передачу земных радиоволн выгоднее производить с помощью вертикальной антенны. Аналогично, независимо от вида поляризации излучаемого сигнала, в верхнем полупространстве прием лучше производить на вертикальную антенну. Кроме того, при использовании горизонтальной антенны для передачи или приема сигнала ее следует располагать по направлению распространения.

Пример 2.2. Определить, какую мощность должен излучать передатчик, чтобы обеспечить устойчивый прием в радиусе 50 км, если для нормальной работы приемной аппаратуры уровень сигнала в пункте наблюдения должен быть не меньше 50 мкВ/м. Рабочая длина волны $\lambda = 270$ м, проводимость $\sigma = 3$ мсим/м.

По ф-ле (2.8) находим численное расстояние для наиболее удаленной точки $\rho = \frac{10^6 \pi \cdot 50}{6 \cdot 270^2 \cdot 3} = 12$. Затем по графику 1 на рис. 2.2 определяем $W = 0,05$.

Теперь из ф-лы (2.2) нетрудно найти, что передатчик должен излучать мощность не менее $P = \left(\frac{50 \cdot 10^{-3} \cdot 50}{300 \cdot 0,05} \right)^2 = 0,03 \text{ квт} = 30 \text{ вт}$.

2.2. РАСПРОСТРАНЕНИЕ РАДИОВОЛН ВДОЛЬ ГЛАДКОЙ ОДНОРОДНОЙ СФЕРИЧЕСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ

Относительно слабое поглощение радиоволн св и дв диапазонов почвой и большие мощности современных передатчиков позволяют осуществлять связь на столь значительные расстояния, что приходится учитывать сферичность поверхности земли.

При условии, что ошибка не должна превышать 10%, вычисление поля по формулам для плоской земли, приводимым в предыдущем параграфе, можно производить до расстояний

$$R \leq R_{\text{макс пл}} = (7 \lambda_{[м]}^{1/3}), \text{ км} \quad (2.15)$$

(график зависимости $R_{\text{макс пл}}$ от λ приводится на рис. 2.5). На более далеких расстояниях распространение радиоволн носит уже дифракционный характер и напряженность поля убывает с расстоянием гораздо быстрее, чем в зоне прямой видимости.

Формулы для вычисления поля вертикального диполя в случае, когда приемник и передатчик расположены на земле, с учетом ее сферичности, имеют вид, аналогичный (2.2) или (2.3):

$$E_z = \frac{300 \sqrt{\frac{P_{[\text{квт}]}}{R_{[\text{км}]}}} V, \text{ мВ/м;} \quad (2.16)$$

$$E_z = \frac{120 \pi h_{[м]} I_{[а]}}{\lambda_{[м]} R_{[\text{км}]}} V, \text{ мВ/м.} \quad (2.17)$$

Здесь уже V является функцией ослабления для сферической земли и показывает, во сколько раз поле диполя на поверхности поглощающей сферической земли отличается от поля диполя на

поверхности плоской бесконечно проводящей земли. Ее точное выражение имеет следующий вид:

$$V = V \sqrt{-i\pi A \theta} \sum_{s=1}^{\infty} \frac{e^{-i A \theta t_s}}{t_s - q^2}, \quad (2.18)$$

где θ — угловое расстояние между приемником и передатчиком;

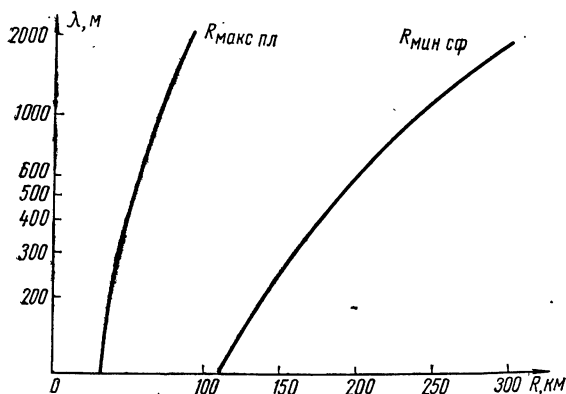


Рис. 2.5. Зависимость предельных расстояний от длины волны:

$R_{\text{макс пл}}$ — расстояние, до которого можно пользоваться плоским приближением, и $R_{\text{мин сф}}$ — начиная с которого можно пользоваться одночленной формулой функции ослабления в сферическом случае

t_s — корни уравнения $\omega(t) = q\omega'(t)$, $\omega(t)$ — функция Эйри;

$$A = \sqrt[3]{\frac{\pi a}{\lambda}}; \quad (2.19)$$

a — радиус Земли;

$$q = \frac{A}{i\sqrt{\epsilon'}} \quad (2.20)$$

— параметр, характеризующий электрические свойства почвы (его роль аналогична роли комплексной диэлектрической проницаемости в плоской задаче).

Для больших расстояний

$$R \geq R_{\text{мин сф}} = \frac{a}{A} \approx (23,5 \lambda_{[м]}^{1/3}), \text{ км} \quad (2.21)$$

или

$$\frac{R_{[км]}}{\lambda_{[м]}^{1/3}} \geq 23,5 \quad (2.21a)$$

(график зависимости $R_{\text{мин сф}}$ приводится на рис. 2.5) ряд в выражении (2.18) быстро сходится и можно ограничиться его первым членом. Тогда выражение для функции ослабления принимает вид

$$|V| \approx V \sqrt{\pi A \theta} \frac{e^{A \theta \text{Im} t_1}}{|t_1 - q^2|}. \quad (2.22)$$

Это выражение называется «одночленной» формулой функции ослабления над сферической землей.

Подставив в ф-лу (2.22) значение A из (2.19) и $a=6370$ км, получим

$$V \approx 0,365 \sqrt{\frac{R_{[км]}}{\lambda_{[м]}^{1/3}} \frac{\exp\left(0,0425 \frac{R_{[км]}}{\lambda_{[м]}^{1/3}} \operatorname{Im} t_1\right)}{|t_1 - q^2|}}. \quad (2.22a)$$

Вычисления по ф-лам (2.22) или (2.22a) не представляют особых затруднений. Параметры A и q можно найти по формулам:

$$A = \frac{271}{\lambda^{1/3}}, \quad (2.19a)$$

$$q = \frac{35 e^{-i \frac{\pi}{4}}}{\lambda^{5/6} \sigma^{1/2}} \quad (2.20a)$$

(в выражении (2.20a) учтено соотношение (2.7), т. е. оно справедливо только для диапазонов средних и длинных волн).

Затем комплексное значение корня $t_1 = \operatorname{Re} t_1 + i \operatorname{Im} t_1$ легко определяется в зависимости от абсолютного значения q по графику на рис. 2.6, взятому из [14], или по приближенным формулам:

$$t_1(q) = 0,51 - i 0,88 - (0,25 + i 0,95) |q| \quad \text{для } |q| \leq 0,5, \quad (2.23)$$

$$t_1(q) \approx 1,17 - i 2,03 + \frac{0,71(1 + i)}{|q|} \quad \text{для } |q| \geq 2. \quad (2.24)$$

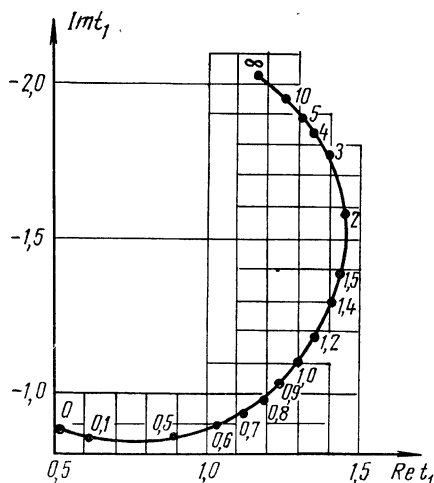


Рис. 2.6. Зависимость реальной и мнимой частей первого корня t_1 уравнения Эйри от модуля параметра q [14]

Теперь значения всех величин, входящих в ф-лу (2.22) или (2.22a), известны и можно найти саму функцию ослабления. Наиболее трудной задачей является определение значений функции ослабления в области полутени, когда нельзя пользоваться ни формулами для плоской земли, ни одночленной формулой для сферической земли, т. е. при расстояниях $R_{\max \text{ пл}} < R \leq R_{\min \text{ сф}}$. В этой области нельзя ограничиваться первым членом ряда (2.18) и следует производить расчеты по полной формуле. На рис. 2.7 для иллюстрации приводятся значения функции ослабления, вычисленные для $\lambda=600$ м и $\sigma=1$, 10 и 50 мс/м/м, в плоском приближении — W (тонкая линия) и

по одночленной формуле — V (пунктирная линия). Жирной линией обозначены точные значения функции ослабления. Из рисунка видно, что если до расстояния $R_{\text{макс пл}}$ которое в данном случае равно 60 км, значения функции ослабления хорошо совпадают с вычисленными по формулам плоского приближения, а с $R_{\text{мин сф}} = 200$ км — с вычисленными по одночленной формуле, то в промежуточной области ($60 < R < 200$ км) расчеты

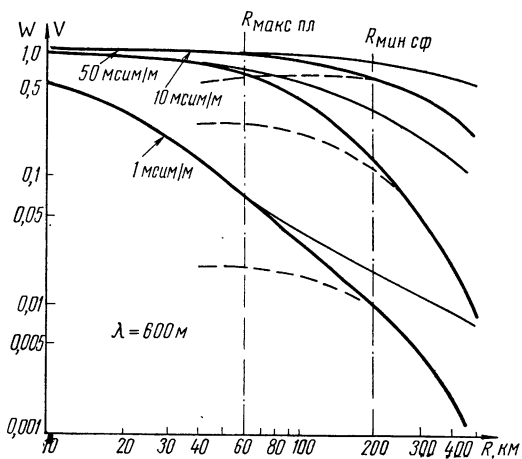


Рис. 2.7. Изменение значения функции ослабления при изменении расстояния для $\lambda = 600$ м при распространении над ровной однородной землей:

W — значения, вычисленные по формулам плоского приближения, V — по одночленной формуле

нужно производить по ф-ле (2.18). При ручном методе вычислений это сложная и трудоемкая операция, поэтому часто, когда не требуется высокой точности расчетов, в этом случае пользуются формулами для плоской земли. Относительное различие между значениями функции ослабления, вычисленными по ф-лам (2.10) и (2.22) на расстоянии $R = R_{\text{мин сф}}$ при $\sigma = 5$ мс/м, составляет для $\lambda = 200$ м (нижняя граница св диапазона) 43%, а для $\lambda = 2000$ м (верхняя граница диапазона) — 25%. Таким образом, ошибка в расчетах при этом не превышает 25—50%. Такую точность обычно можно считать удовлетворительной, так как разброс значений напряженности поля при экспериментальных измерениях тоже может достигать такой величины (см., например, рис. 2.16 и 2.17).

Несколько более точный результат можно получить, пользуясь полученной Е. Л. Фейнбергом [1] формулой

$$|W| \approx \frac{1}{2\rho} \left(1 - \sqrt{\frac{\pi \rho}{2}} \right). \quad (2.25)$$

Это выражение учитывает поправку на сферичность земли в области полутени, оно справедливо при больших численных расстояниях $\rho \gg 1$ и малых значениях параметра $\rho = \frac{\pi R^3}{4\lambda a^2} \ll 1$.

Для облегчения расчетов напряженности поля земных радиоволн на больших расстояниях были составлены альбомы графиков [4], [15], по которым можно определять значения напряженности поля в зависимости от расстояния для набора частот и проводимостей почв. Образцы этих графиков приводятся на рис. 2.8

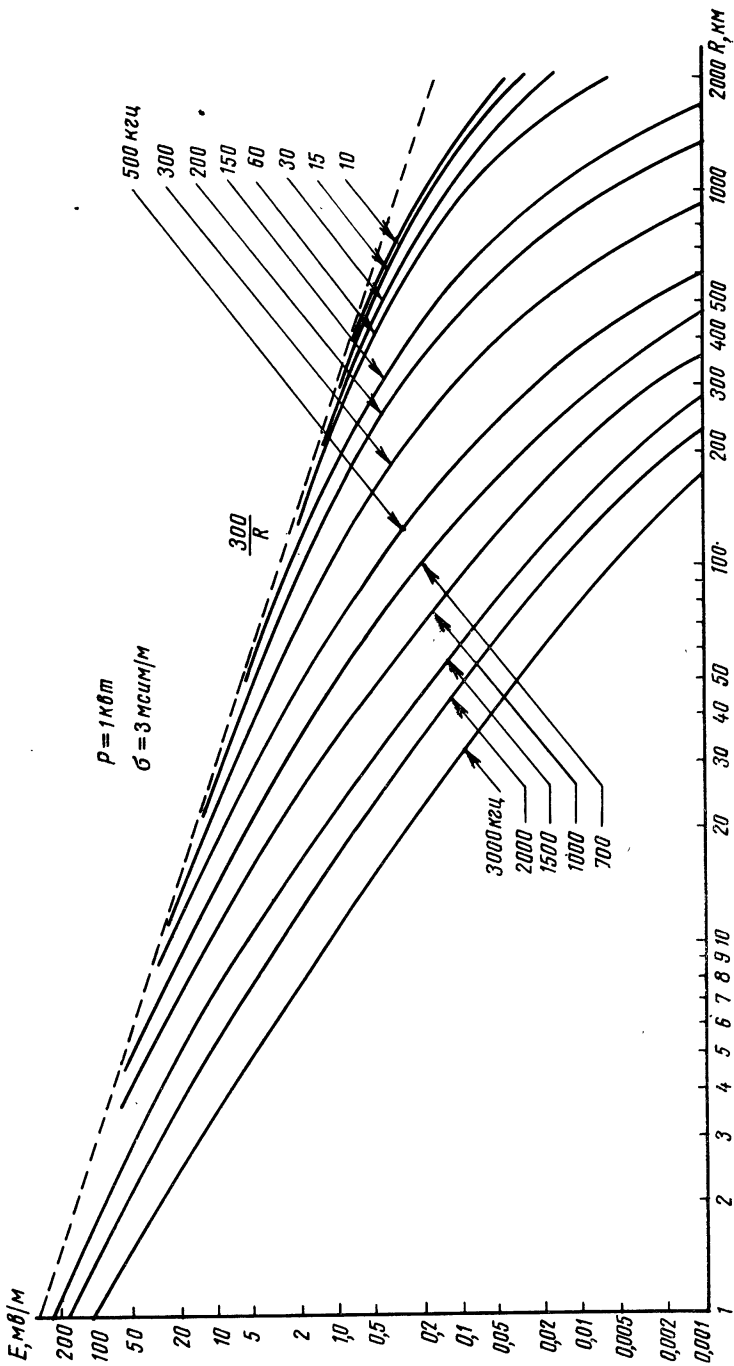


Рис. 2.8 Графики зависимости напряженности поля от расстояния при $\sigma = 3 \text{ мс/м/м}$ (кривые МККР [4])

(из [4]) и 2.9 (из [15]). Они рассчитаны для передатчика, излучающего мощность 1 квт. Если мощность реального передатчика отличается от этой величины, то, как видно из (2.2) и (2.16), полученную с помощью данных графиков величину нужно умножить на корень квадратный из действительно излучаемой мощности. В случае, когда задана не мощность передатчика, а ток в антенне, ее можно определить по формуле

$$P \approx 1,58 \left(\frac{h I}{\lambda} \right), \text{ квт.} \quad (2.26)$$

Недостатком приведенных графиков [4] и [15] является их относительно невысокая точность, так как они построены только для отдельных, дискретных значений проводимостей и частот, и ал-

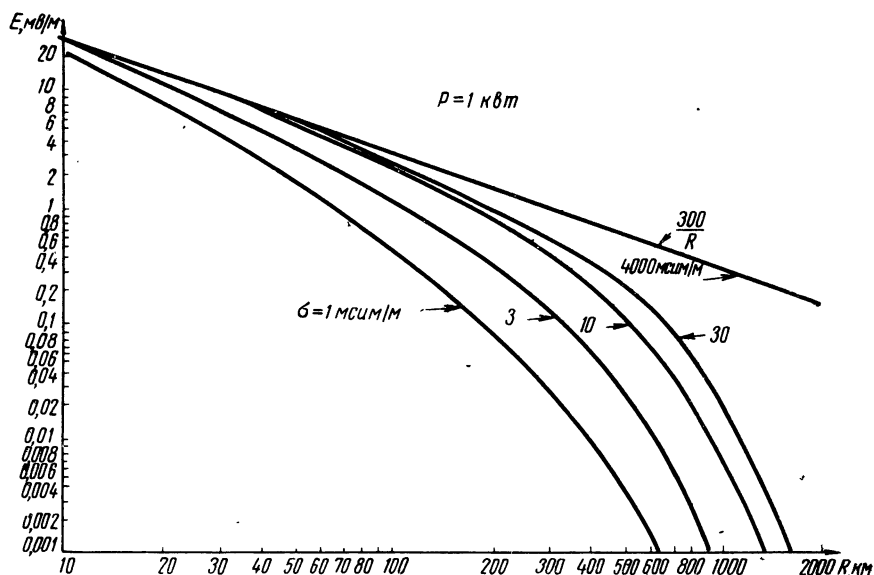


Рис. 2.9 Графики зависимости напряженности поля от расстояния для диапазона $f=270-330 \text{ кГц}$ (кривые COD [15])

проксимация для промежуточных величин дает большую ошибку. Например, в [15] графики напряженности поля в зависимости от расстояния приводятся только для значений проводимости 1; 3; 10; 30 и 4000 мсим/м и один средний график дается для всего диапазона частот. Если взять, к примеру, график, приводимый в [15] для диапазона частот $f=270-330 \text{ кГц}$ (рис. 2.9), то для $\sigma = 3 \text{ мсим/м}$ мы получим по этому графику для всего указанного диапазона одно значение напряженности поля, равное $E=0,13 \text{ мВ/м}$ на расстоянии $R=300 \text{ км}$. В то же время расчет по точным ф-лам (2.22) или (2.22а) дает на указанном расстоянии значение напряженности поля $E=0,13 \text{ мВ/м}$ для $f=270 \text{ кГц}$ и $E=0,08 \text{ мВ/м}$ для

$f=330$ кГц. Таким образом, различие в значениях напряженностей поля, соответствующих граничным частотам диапазона этого графика, составляет 1,6 раза, и при пользовании графиками [15] ошибка в определении E на расстоянии в 300 км может составить около 50%, причем с ростом расстояния она увеличивается. Так, при $R=500$ км и $\sigma=3$ мсим/м вычисленные по точным формулам значения E составляют 0,029 мв/м для $f=270$ кГц и 0,015 мв/м для $f=330$ кГц, т. е. различие почти в два раза. Аналогичное положение складывается с кривыми МККР [4], рекомендуемыми для расчета напряженности поля земных волн радиовещательных станций.

Точность этих расчетов значительно повышается при пользовании номографическим методом [16] (он излагается в разд. 5.2), который позволяет определять величину функции ослабления (или поля) в зависимости от расстояния для непрерывного ряда значений проводимостей и частот. Он справедлив при расстояниях, когда для вычисления функции ослабления можно пользоваться одночленной формулой. С его помощью легко также определить ряд других величин и параметров, знание которых бывает необходимо при рассмотрении вопросов распространения радиоволн, в частности, это облегчает расчеты над кусочно-однородными траекториями. В настоящее время в Ленинградском университете разработана также программа для электронно-вычислительной машины, позволяющая производить расчеты функции ослабления над сферической землей с большой точностью (см. разд. 5.3).

Следует отметить, что если распространение радиоволн вдоль плоской поверхности является в определенном смысле пространственным процессом, поскольку происходит перераспределение энергии из верхних слоев в нижние, то распространение вдоль сферической земли представляет собой более поверхностный процесс, волна здесь в большей степени прижимается к поверхности земли и скользит вдоль нее. Вследствие этого фаза функции ослабления в сферическом случае уже не стремится к некоторому постоянному пределу, а непрерывно растет пропорционально расстоянию, хотя и медленно. Скорость этого возрастания зависит от проводимости подстилающей поверхности и от длины волны. Например, для почвы с проводимостью около 10 мсим/м она составляет 0,55 град/км при $\lambda=200$ м и 0,10 град/км при $\lambda=2000$ м.

Рассматривая вопрос о расчете напряженности поля земных радиоволн, следует отметить, что часто, особенно на больших расстояниях, дальность действия св и дв радиостанций увеличивается из-за рефракции в тропосфере. Рефракция радиоволн в тропосфере происходит из-за непостоянства коэффициента преломления атмосферы с увеличением высоты поднятия над землей. Обычно его величина уменьшается в нижней части атмосферы почти по линейному закону. Это приводит к искривлению траектории радиоволн, луч как бы прижимается к земле и, следуя за изгибом ее поверхности, попадает в дифракционную область, увеличивая тем

самым значение напряженности поля по сравнению с величиной напряженности поля на таком же расстоянии в отсутствие рефракции.

Влияние рефракции на распространение св можно приблизительно учесть, используя понятие эффективного радиуса Земли. Его величина зависит от скорости убывания коэффициента преломления с высотой и меняется в пределах от $6/5$ до $3/2$ истинного радиуса. Для так называемой «стандартной атмосферы» (нормальная рефракция) значение эффективного радиуса $a_{эф}$ равно $a_{эф} \approx \frac{4}{3}a = 8500$ км.

В литературе обычно указывается, что для того, чтобы учесть влияние рефракции на распространение радиоволн, достаточно при вычислении функции ослабления V в выражение (2.19) для параметра A вместо действительного радиуса Земли, равного 6370 км, подставить значение эффективного радиуса, в результате чего соответственно меняются все величины, зависящие от A . Такая рекомендация не совсем точна. Эффективный радиус Земли вводится на одном из промежуточных этапов преобразований при решении задачи о распространении радиоволн вдоль сферической поверхности земли для случая слоистого строения атмосферы (см., например, [1]). Поэтому при составлении полного решения (2.18) одни его члены (множитель перед суммой) будут содержать параметр A с истинным радиусом Земли, а другие (стоящие под знаком суммы) будут содержать эффективный параметр A^* , зависящий от эффективного радиуса Земли.

Если взять $a_{эф} = 8500$ км, то выражение (2.22а) принимает следующий вид:

$$|V^*| \approx 0,365 \sqrt{\frac{R_{[км]}}{\lambda_{[м]}^{1/3}}} \frac{\exp\left(0,035 \frac{R_{[км]}}{\lambda_{[м]}^{1/3}} \operatorname{Im} t_1^*\right)}{|t_1^* - q^{*2}|}, \quad (2.27)$$

где

$$q^* = \frac{-1 - \frac{\pi}{4}}{\lambda^{5/6} \sigma^{1/2}}, \quad (2.28)$$

t_1^* — корень уравнения $w(t^*) = q^* w'(t^*)$.

Для иллюстрации влияния изменчивости коэффициента преломления атмосферы с высотой на распространение земных радиоволн св диапазона приводится рис. 2.10, где изображена зависимость отношения значений функций ослабления над сферической землей, вычисленных с учетом рефракции — V^* и для случая однородной атмосферы — V , от расстояния до передатчика R . Графики приводятся для трех частот: 150; 500 и 1500 кгц. Проводимость земной поверхности берется равной 5 мсим/м. Расчеты проведены для таких расстояний, когда можно пользоваться одночлен-

ной формулой для функции ослабления. Из рис. 2.10 видно, что влияние рефракций в диапазоне св может быть весьма существенным на больших расстояниях, особенно для коротких радиоволн. Так, из-за рефракции в тропосфере поле может возрасти на расстоянии в 1000 км для $\lambda=2000$ м в 1,4 раза, для $\lambda=600$ м — в три раза, а для $\lambda=200$ м — почти в 11 раз. В действительности

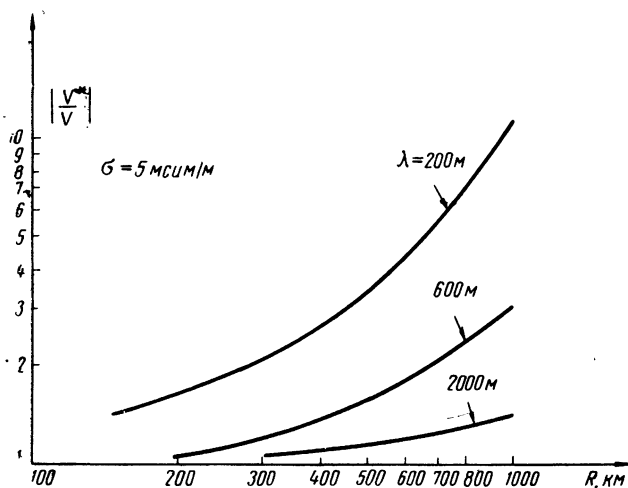


Рис. 2.10. Сравнение значений функций ослаблений, вычисленных при учете рефракции в тропосфере — V^* и без учета рефракции — V , при $\sigma=5$ мс/м

этот эффект будет несколько меньше, так как для средневолновых частот уже нельзя считать, что коэффициент преломления убывает по линейному закону до бесконечности. Поэтому метод эффективного радиуса дает хорошие результаты для частот выше 3 Мгц, а для частот ниже 10 кгц рефракцию можно не учитывать [4]. В диапазоне 10–3000 кгц использование $a_{эф}=8500$ км дает несколько завышенные результаты.

Для пояснения методики расчета поля над сферической землей рассмотрим численный пример.

Пример 2.3. Определить величину напряженности поля передатчика, мощностью 100 квт, работающего на длине волны $\lambda=550$ м, на расстоянии $R=400$ км: 1) без учета рефракции в атмосфере, 2) с учетом рефракции. Проводимость $\sigma=5$ мс/м.

1) Без учета рефракции.

Вычислим величину $(R_{[км]}/\lambda_{[м]})^{1/3}$, которая входит в ряд формул сферической задачи: $R_{[км]}^{1/3}/\lambda_{[м]}^{1/3} = 400/\sqrt[3]{550} = 48,8$.

Поскольку $48,8 > 23,5$, условие (2.21а) выполняется и для вычисления функции ослабления можно пользоваться одночленной ф-лой (2.22а). Определим значение входящих в нее величин. Сначала по ф-ле (2.20а) определяем q :

$$|q| = \frac{35}{\sqrt[6]{550^5} \sqrt{0,005}} = \frac{35}{\sqrt[3]{550} \sqrt{550} \sqrt{0,005}} = 2,57.$$

Поскольку $|q| > 2$, то для определения t_1 можно воспользоваться ф-лой
 (2.24) $t_1 = 1,17 - i 2,03 + \frac{0,71 + i 0,71}{2,57} = 1,45 - i 1,75$, т. е. $\text{Re } t_1 = 1,47$. $\text{Im } t_1 = -1,75$
 (по графику на рис. 2.6 мы бы получили $t_1 = 1,43 - i 1,69$).

Теперь определим величину $|t_1 - q^2|$, $|t_1 - q^2| = \left| 1,45 - i 1,75 - \left(2,57 e^{-i \frac{\pi}{4}} \right)^2 \right| =$
 $= |1,45 - i 1,75 + i 6,6| = 5,06$. Подставив полученные величины в (2.22а), полу-
 чаем $|V| = 0,365 \sqrt{48,8} \frac{e^{-0,0425 \cdot 48,8 \cdot 1,75}}{5,06} = 0,013$.

Величину напряженности поля определяем из ф-лы (2.16):

$$E = \frac{300 \sqrt{100}}{400} 0,013 \approx 0,1 \text{ мв/м.}$$

2) С учетом рефракции.

Значение q^* определяем в этом случае по ф-ле (2.28)

$$|q^*| = \frac{38,5}{\sqrt[3]{550} \sqrt{550} \sqrt{0,005}} = 2,83.$$

Соответственно t_1^* в этом случае равно

$$t_1^* = 1,17 - i 2,03 + \frac{0,71 + i 0,71}{2,83} = 1,42 - i 1,78 a$$

$$|t_1^* - q^{*2}| = \left| 1,42 - i 1,78 - \left(2,83 e^{-i \frac{\pi}{4}} \right)^2 \right| = 6,38.$$

Функция ослабления в этом случае находится по ф-ле (2.27)

$$|V^*| = 0,365 \sqrt{48,8} \frac{e^{-0,035 \cdot 48,8 \cdot 1,78}}{6,38} = 0,019$$

и напряженность поля равна

$$E = \frac{300 \sqrt{100}}{400} 0,019 = 0,14 \text{ мв/м.}$$

Таким образом, увеличение напряженности поля из-за рефракции радиоволн в атмосфере может составить в данном случае до 40%.

2.3. РАСПРОСТРАНЕНИЕ ЗЕМНЫХ РАДИОВОЛН НАД ДВУХСЛОЙНОЙ ПОЧВОЙ

В двух предыдущих параграфах предполагалось, что поверхность, над которой происходит распространение радиоволн, является однородной. В реальных условиях почва часто не является электрически однородной по глубине. В обычных почвах средние радиоволны практически затухают на глубинах 10—15 м, и ту часть земной поверхности, которая участвует в распространении св, чаще всего можно считать состоящей из двух слоев: верхнего, толщиной не более нескольких метров, и нижнего, простирающегося до бесконечности.

Таким образом, рассматривая вопрос о расчете радиолиний над реальной землей, часто приходится решать задачу о распространении радиоволн над слоистой средой. Строгое решение этой за-

дачи имеет сложный вид, и его трудно применять для численных расчетов. Но, используя понятие поверхностного импеданса, можно получить приближенное решение, справедливое для больших значений относительной комплексной диэлектрической проницаемости ϵ' , что, как указывалось выше, обычно имеет место в диапазоне св.

Поверхностным импедансом $Z_{\text{пов}}$ называется отношение электрической E_t и магнитной H_t тангенциальных составляющих поля на границе раздела сред

$$Z_{\text{пов}} = \frac{E_t}{H_t}. \quad (2.29)$$

Из этого общего определения поверхностного импеданса можно получить его выражение в зависимости от электрических свойств и строения почвы, рассматривая, например, падение плоской вертикально поляризованной волны на плоскую границу раздела сред. Для случая однородной почвы выражение для поверхностного импеданса на границе раздела сред воздух—земля имеет следующий вид:

$$Z_{\text{пов}} = \sqrt{\frac{\mu_a}{\epsilon'_a}} \sqrt{1 - \frac{\sin^2 \theta}{\epsilon'}}, \quad (2.30)$$

где μ_a — абсолютная магнитная проницаемость почвы, ее можно практически считать одинаковой для всех сред и положить равной магнитной проницаемости свободного пространства: $\mu_a = \mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ г/м, ϵ' — относительная комплексная диэлектрическая проницаемость почвы; ϵ'_a — абсолютная комплексная диэлектрическая проницаемость почвы $\epsilon'_a = \epsilon_0 \epsilon'$, $\epsilon_0 = \frac{1}{36\pi} 10^{-9}$ ф/м — абсолютная диэлектрическая проницаемость свободного пространства; θ — угол падения плоской волны.

Поскольку обычно $\epsilon' \gg 1$, то членом $\frac{\sin^2 \theta}{\epsilon'}$ в выражении (2.30) можно пренебречь. Кроме того, чтобы не было путаницы с абсолютными и относительными диэлектрическими проницаемостями, оставим только относительную проницаемость, используя выражение для характеристического импеданса свободного пространства: $Z_0 = \sqrt{\frac{\mu_0}{\epsilon_0}} = 120 \pi$.

Тогда выражение (2.30) переписывается в виде

$$Z_{\text{пов}} \approx \frac{Z_0}{\sqrt{\epsilon'}}. \quad (2.30a)$$

Используя понятие поверхностного импеданса, можно в несколько иной форме записать приближенное граничное условие Леонтовича (о котором шла речь в разд. 2.1):

$$E_t = Z_{\text{пов}} H_t. \quad (2.31)$$

Выражение (2.31) совершенно аналогично (2.5). Но, как показал Д. Уэйт [3], если приближенное граничное условие использовать в импедансной форме (2.31), то задача нахождения поля диполя над слоистой поверхностью земли решается так же, как для однородной земли. При использовании граничного условия в виде (2.31) получается единый, унифицированный метод нахождения решения задачи о распространении радиоволн над землей любой слоистости. Но выражение для поверхностного импеданса нужно подставлять в том виде, какой оно имеет для данной многослойной модели земли. Методы получения значений поверхностного импеданса для многослойных сред разработаны (см., например, [17]) так же, как и для однородной земли, они получаются при расчете падения плоской вертикально поляризованной волны на поверхность раздела. В этом случае поверхностный импеданс имеет вид

$$Z_{\text{пов}} = Z_{01} Q, \quad (2.32)$$

где Z_{01} — поверхностный импеданс границы раздела воздух—первый слой; $Q = |Q| e^{im}$ — поправочный коэффициент, учитывающий влияние нижних слоев.

Для двухслойной модели земли с учетом того, что в диапазонах св и дв $60\lambda_0 \gg \epsilon$, Q имеет следующее выражение:

$$Q \approx \frac{(\sigma_1/\sigma_2)^{1/2} + \text{th}(\sqrt{i}M)}{1 + (\sigma_1/\sigma_2)^{1/2} \text{th}(\sqrt{i}M)}, \quad (2.33)$$

где

$$M = \sqrt{2\pi f \mu_0 \sigma_1} h_1, \quad (2.34)$$

h_1 — толщина первого (верхнего) слоя, σ_1 — проводимость первого слоя, σ_2 — проводимость второго слоя. При подстановке соответствующих величин:

$$M \approx 48,7 (\sigma_1/\lambda)^{1/2} h_1. \quad (2.34a)$$

Если $\sigma_2 \gg \sigma_1$, выражение (2.33) принимает вид

$$Q \approx \text{th}(\sqrt{i}M), \quad (2.33a)$$

а при $\sigma_2 \ll \sigma_1$

$$Q \approx \text{cth}(\sqrt{i}M). \quad (2.33b)$$

В [3] показано, что как и для однородной земли, напряженность поля диполя на поверхности слоистой почвы можно находить по формуле

$$E = \frac{300 \sqrt{P_{[\text{квт}]}}}{R_{[\text{км}]}} W_{\text{сл}}, \quad \text{мв/м}, \quad (2.35)$$

где $W_{\text{сл}}$ имеет то же функциональное значение, что и функция ослабления для однородной земли, т. е. показывает, во сколько раз

отличается поле диполя над слоистой землей от поля диполя над бесконечно проводящей плоскостью. По аналогии с функцией ослабления для однородной земли будем называть $W_{сл}$ функцией ослабления для слоистой земли, хотя, как будет видно дальше, она может иногда превышать единицу, т. е. поле передатчика над слоистой средой может в определенных условиях оказаться больше, чем поле того же передатчика на том же расстоянии над бесконечно проводящей плоскостью.

Аналогично обычному численному расстоянию (2.6) для однородной почвы можно ввести численное расстояние и для слоистой земли $\rho_{сл} = |\rho_{сл}| e^{i b_{сл}}$, определяющее ход функции ослабления над слоистой поверхностью:

$$\rho_{сл} = -i \frac{\pi R}{\lambda} \left(\frac{Z_{пов}}{Z_0} \right)^2. \quad (2.36)$$

Тогда выражение для функции ослабления полностью совпадает с (2.9), только вместо численного расстояния для однородной земли ρ нужно подставить $\rho_{сл}$.

Для однородной почвы справедливо соотношение (2.30а) и, как легко убедиться, выражение (2.36) переходит в (2.6), т. е. $\rho_{сл} = \rho$. В случае, когда земную поверхность можно рассматривать состоящей из двух слоев, из соотношений (2.36), (2.6), (2.32) и (2.30а) получается, что численное расстояние для такой земли связано с численным расстоянием над однородной почвой, имеющей проводимость, равную проводимости верхнего слоя σ_1 , соотношением

$$\rho_{сл} = \rho Q^2, \quad (2.37)$$

где Q определяется выражением (2.33).

С учетом (2.8) соотношение (2.37) можно переписать в виде

$$\rho_{сл} = \frac{10^5 \pi R_{[км]}}{6 \lambda^2 \sigma_1 [мсмм/м]} |Q|^2 e^{i 2m}. \quad (2.38)$$

На рис. 2.11 и 2.12, взятых из [3], приводятся графики зависимости модуля поправочного коэффициента Q и его аргумента m от параметров M и $C = (\sigma_1/\sigma_2)^{1/2}$ для двухслойной модели земли.

Из рис. 2.12 видно, что для некоторых случаев (когда проводимость верхнего слоя меньше, чем нижнего) аргумент поправочного коэффициента, а следовательно, и аргумент численного расстояния для слоистой почвы $b_{сл} = 2m$ может принимать положительные значения. Для ровной однородной земли он может быть только меньше нуля (в используемых здесь обозначениях). Анализ выражения для функции ослабления показывает, что при положительных значениях аргумента численного расстояния она может принимать значения, превышающие единицу. На рис. 2.13 приводятся графики зависимости абсолютных величин $W_{сл}$ от $|\rho_{сл}|$ при различных значениях аргумента численного расстояния $b_{сл}$ (на

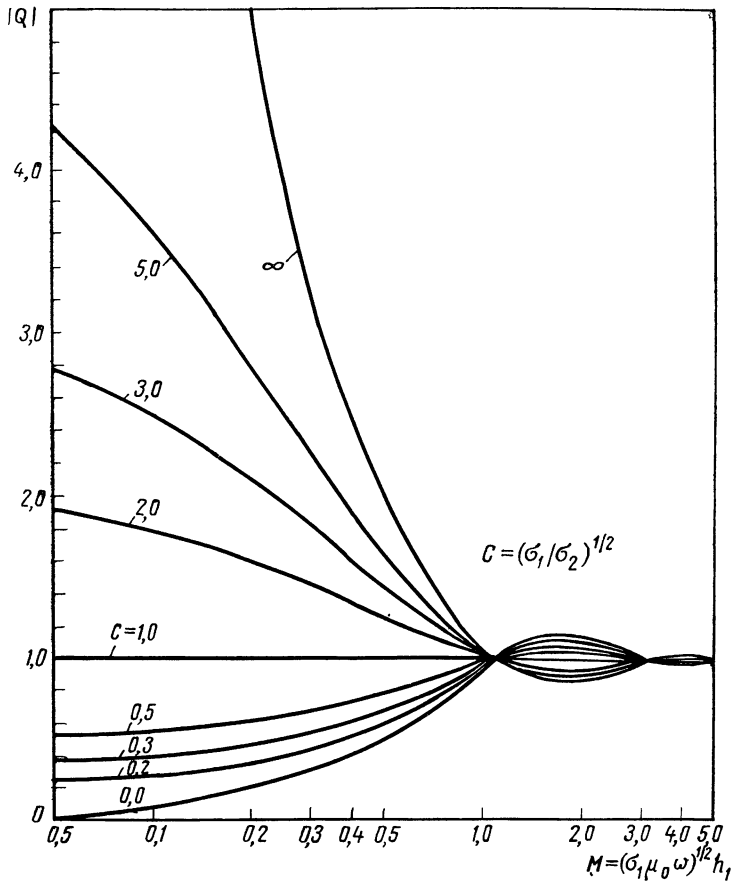


Рис. 2.11. Зависимость модуля поправочного коэффициента для двухслойной почвы от параметра $M = (\sigma_1 \mu_0 \omega)^{1/2} h_1 = 48,7 (\sigma_1 / \lambda)^{1/2} h_1$ [3]

рисунке индекс «сл» — «слоистый» опущен, так как данные графики являются общими и могут быть использованы не только для слоистой земли, в частности, при $b_{сл} = 0$ получается кривая 1 рис. 2.2 для однородной почвы). Из рис. 2.13 видно, что в то время как при $b_{сл} \leq 0$ значения $W_{сл}$ монотонно падают с ростом расстояния и могут быть только меньше единицы, для $b_{сл} > 0$ функция ослабления имеет максимум при некоторых $\rho_{сл}$ и ее значения превышают единицу. Этот максимум лучше всего проявляется при значениях численного расстояния, лежащих в пределах примерно 0,2—5. При дальнейшем росте $\rho_{сл}$ функция ослабления быстро убывает, и при $\rho_{сл} \geq 25$ все графики для разных $b_{сл}$ (кроме $b_{сл} \sim 90^\circ$) сливаются в один.

Как следует из рис. 2.12, аргумент численного расстояния принимает положительные значения только, когда $\sigma_1 < \sigma_2$, т. е. $W_{сл}$

может иметь «всплеск» лишь в тех случаях, если на хороший проводник наносится диэлектрик. Такая поверхность получила название «индуктивной». Если верхний слой имеет лучшую проводи-

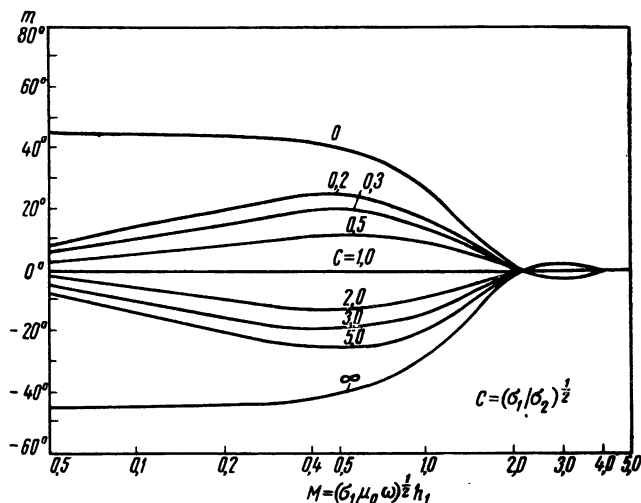


Рис. 2.12. Зависимость аргумента поправочного коэффициента $m = \arg Q$ для двухслойной почвы от параметра $M = (\sigma_1 \mu_0 \omega)^{1/2} h_1 = 48,7 (\sigma_1 / \lambda)^{1/2} h_1$ [3]

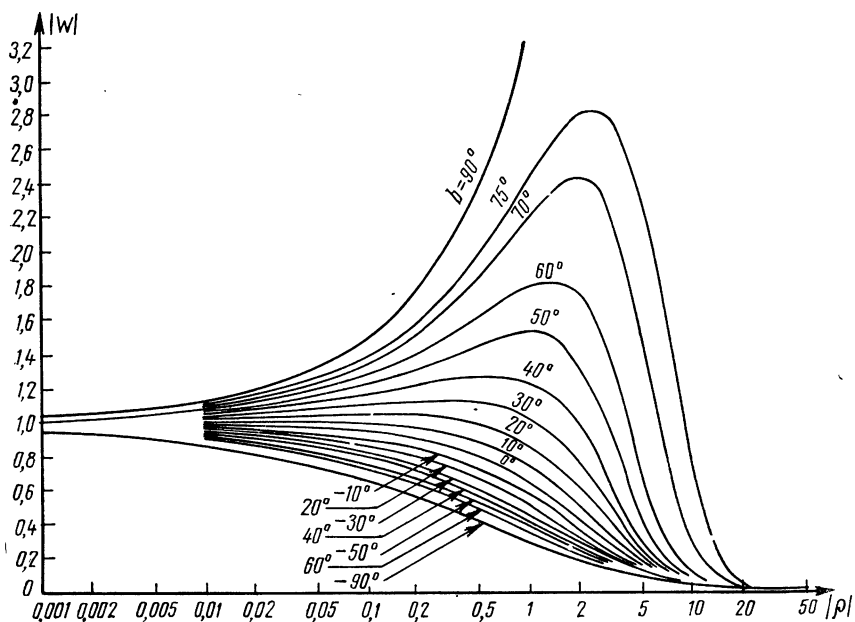


Рис. 2.13. Зависимость модуля функции ослабления W от модуля численного расстояния ρ при различных значениях его аргумента (семь нижних кривых относятся к отрицательным значениям b)

мость, чем нижний, то поверхность называется «емкостной». Эти названия взяты по аналогии с цепями переменного тока и характеризуют фазовые соотношения (опережение или отставание по фазе) между электрической и магнитной составляющими поля (между напряжением и током в цепях переменного тока).

В общем случае, когда поверхность является не двухслойной, а многослойной, она характеризуется значением аргумента ее поверхностного импеданса. Если $\frac{\pi}{4} < \arg Z_{\text{пов}} \leq \frac{\pi}{2}$, то поверхность называется сильно-индуктивной (именно в этом случае значение функции ослабления может превышать единицу), если $0 < \arg Z_{\text{пов}} \leq \frac{\pi}{4}$, то — слабо-индуктивной, если $-\frac{\pi}{4} \leq \arg Z_{\text{пов}} < 0$, то — слабо-емкостной, если $-\frac{\pi}{2} \leq \arg Z_{\text{пов}} < -\frac{\pi}{4}$, то — сильно-емкостной.

Однородная поверхность может быть только слабо-индуктивной. Остальные случаи реализуются, если среда состоит из нескольких слоев. Реальная часть поверхностного импеданса всегда является величиной положительной, это соответствует физическому требованию, чтобы нормальная составляющая потока энергии (вектора Пойнтинга) была направлена в нижнюю среду.

Особенность в поведении $W_{\text{сл}}$ обусловлена тем, что, в отличие от распространения радиоволн над ровной однородной землей, при распространении над слоистой поверхностью в результате взаимного влияния слоев фазовые соотношения поля могут сложиться так, что часть энергии поля как бы «прилипает» к поверхности и бежит вдоль нее (так называемая «поверхностная» волна). Причем тот факт, что функция ослабления может принимать значения больше единицы, вовсе не означает, что поле может расти с расстоянием. Оно продолжает убывать с расстоянием, хотя и медленнее, чем обратно пропорционально расстоянию.

Рассмотрим, например, случай больших численных расстояний $\rho_{\text{сл}} \gg 1$. Тогда функцию ослабления для слоистой земли можно вычислить по следующим аппроксимационным формулам [3]:

$$W_{\text{сл}} \approx -\frac{1}{2\rho_{\text{сл}}} \text{ для } -2\pi < b_{\text{сл}} \leq 0, \quad (2.39)$$

$$W_{\text{сл}} \approx -2i\sqrt{\pi\rho_{\text{сл}}} e^{-\rho_{\text{сл}}} \text{ для } 2\pi > b_{\text{сл}} > 0. \quad (2.40)$$

Выражение (2.39) совпадает с аппроксимационной формулой для однородной земли (2.116). Таким образом, при $-2\pi < b_{\text{сл}} \leq 0$ нет принципиального различия в ходе функций ослабления для слоистой и однородной земли.

В случае же, когда $0 < b_{\text{сл}} < 2\pi$, появляется новый член $-2i\sqrt{\pi\rho_{\text{сл}}} e^{-\rho_{\text{сл}}}$, характеризующий поверхностную волну. Его влияние особенно ярко становится заметным при $b_{\text{сл}} \approx \frac{\pi}{2}$ (земля, покрытая тонкой диэлектрической пленкой). В этом случае

$$W_{\text{сл}} \approx -2 e^{i \frac{3\pi}{4}} \sqrt{\pi |\rho_{\text{сл}}|} e^{-i |\rho_{\text{сл}}|} \quad (2.40a)$$

или

$$|W_{\text{сл}}| \approx 2 \sqrt{\pi |\rho_{\text{сл}}|}. \quad (2.40b)$$

Поскольку численное расстояние прямо пропорционально обычному расстоянию R , то, следовательно, при $b_{\text{сл}} \approx \pi/2$ функция ослабления должна не убывать обратно пропорционально расстоянию, а расти пропорционально корню квадратному из расстояния. Соответственно поле диполя, как следует из ф-лы (2.35), будет изменяться обратно пропорционально корню квадратному из расстояния, что является характеристикой уже не сферической, а цилиндрической волны.

Влиянием нижнего слоя можно пренебречь при толщине верхнего $h_1 \geq 2\sqrt{\lambda_{[M]}/\sigma_{[M\text{сим}/M]}}$. В этом случае параметр M принимает значения $M \geq 3$ и, как видно из рис. 2.11, поправочный коэффициент Q мало отличается от единицы при любых соотношениях между проводимостями верхнего и нижнего слоев. Эта минимальная толщина верхнего слоя, с которой перестает чувствоваться влияние нижнего слоя, тем меньше, чем больше проводимость верхнего слоя (волна быстрее затухает в верхнем слое) и тем больше, чем больше длина радиоволны. В диапазоне св для почв с обычной электрической проводимостью (20—40 мсим/м) влиянием нижнего слоя можно пренебречь, если толщина верхнего превышает 10—15 м.

С другой стороны, если толщина верхнего слоя настолько мала, что $M \ll 1$ ($h_1 \ll 0,65 \sqrt{\lambda_{[M]}/\sigma_{[M\text{сим}/M]}}$) и $M \sqrt{\frac{\sigma_1}{\sigma_2}} \ll 1$, то из ф-лы (2.33) получается следующее выражение для поправочного коэффициента:

$$Q = \sqrt{\sigma_1/\sigma_2} + 0,707 M + i 0,707 M. \quad (2.33в)$$

Если, кроме условий $M \ll 1$ и $M \sqrt{\sigma_1/\sigma_2} \ll 1$, выполняется еще и соотношение $M \ll \sqrt{\sigma_1/\sigma_2}$, т. е. $h_1 \ll 0,65 \sqrt{\lambda_{[M]}/\sigma_{[M\text{сим}/M]}}$, то поправочный коэффициент равен

$$Q \approx \sqrt{\sigma_1/\sigma_2}. \quad (2.33г)$$

При подстановке (2.33г) в выражение (2.38) для численного расстояния над слоистой землей, получается выражение $\rho_{\text{сл}} = 10^5 \pi R_{[км]}^2 / 6 \lambda_{[M]}^2 \sigma_{[M\text{сим}/M]}$, которое совпадает с формулой для численного расстояния при распространении над однородной землей с проводимостью σ_2 . Таким образом, если толщина верхнего слоя достаточно мала, то его влияние совершенно не сказывается на процессе распространения радиоволн. Для обычных почв влиянием верхнего слоя можно пренебречь, если его толщина не превышает 0,5 м.

Фаза функции ослабления при распространении над плоской слоистой поверхностью так же, как и при распространении над однородной поверхностью, стремится на больших расстояниях к некоторому постоянному пределу, величина которого зависит от фазы численного расстояния.

Для случая слоистой сферической поверхности расчет функции ослабления $V_{сл}$ можно производить по ф-ле (2.18) или (2.22), но выражение для параметра q следует изменить, используя понятие поверхностного импеданса. Оно будет выглядеть следующим образом:

$$q_{сл} = -i A (Z_{пов}/Z_0). \quad (2.41)$$

Нетрудно видеть, что для однородной земли оно переходит в (2.20).

Изложенную в настоящем разделе теорию можно использовать для оценки величины влияния осадков (дождя, снега) и зимнего промерзания почвы на распространение св и дв, так как в этих случаях образуются тонкие поверхностные слои с проводимостями, отличающимися от проводимости нижнего слоя.

Поскольку выпадение осадков в виде дождей, даже ливневых, затрагивает относительно слишком тонкий, порядка нескольких сантиметров, поверхностный слой почвы, то это не может вызвать сколь-либо заметных изменений в уровне напряженности поля [здесь справедливо соотношение (2.31г)].

Зимой при выпадении снега и промерзании почвы образуются более мощные верхние слои. При этом проводимость замерзшего грунта меньше проводимости незамерзшего почти на порядок (см. разд. 4.2), а проводимость снега составляет всего 0,03 мсим/м [15], т. е. меньше почти в тысячу раз. Поэтому получается такая модель слоистой поверхности (диэлектрик на проводнике), когда функция ослабления $W_{сл}$ может превышать единицу, т. е. зимой могло бы происходить возрастание сигнала по сравнению с летом. Расчеты показывают, что этот эффект невелик, так как глубина промерзания почвы и толщина снега для средних широт не превышают соответственно 0,5 и 1—2 м [19], поэтому даже в предельных случаях влияние этого эффекта может быть оценено изменением напряженности поля в пределах 5—10% (см. пример 2.4).

Использование слоистой модели земли для оценки влияния сезонных изменений в почве на условия распространения земных радиоволн опровергает представление о том, что зимой уровень принимаемого сигнала может уменьшаться, так как при замерзании проводимость почвы ухудшается. При таком упрощенном подходе к данному вопросу не учитывается, что промерзание почвы происходит не на всю глубину, а распространение радиоволн над слоистой поверхностью представляет собой качественно иной процесс, чем над однородной, так как в этом случае большую роль играют фазовые соотношения между падающей и отраженной от границы слоев волнами.

Приближенно слоистое строение земной поверхности можно учесть, используя некоторую эффективную (действующую) проводимость почвы. В этом случае реальная неоднородная по глубине поверхность заменяется фиктивной однородной, в которой общее ослабление поля с глубиной будет таким же [20].

Суть данного метода состоит в следующем. Известно, что, независимо от угла падения радиоволн на земную поверхность, в почве из-за большого значения ее комплексной диэлектрической проницаемости ϵ' распространяется почти плоская волна в направлении, перпендикулярном границе раздела (см. разд. 3.1). Если направить ось Z вниз от поверхности земли, то для однородной почвы выражение для амплитуды горизонтальной магнитной составляющей поля H можно записать в виде:

$$H = H_0 e^{-(\beta + i\varphi)z}, \quad (2.42)$$

где H_0 — начальная амплитуда поля на поверхности раздела земля—воздух; поскольку нас будут интересовать только относительные значения амплитуд, примем для удобства $H_0 = 1$; z — путь, пройденный волной; β и φ определяют соответственно затухание и потерю фазы на единицу пути, они равны:

$$\beta = \frac{2\pi}{\lambda} \sqrt{\frac{1}{2} [-\epsilon + \sqrt{\epsilon^2 + (60\lambda\sigma)^2}]}, \quad (2.43)$$

$$\varphi = \frac{2\pi}{\lambda} \sqrt{\frac{1}{2} [\epsilon + \sqrt{\epsilon^2 + (60\lambda\sigma)^2}]}. \quad (2.44)$$

Учтя, что для св $60\lambda\sigma \gg \epsilon$, получим вместо (2.43) и (2.44):

$$\beta \approx 34,4 \left(\frac{\sigma}{\lambda}\right)^{\frac{1}{2}}, \quad 1/m, \quad (2.43a)$$

$$\varphi \approx 2 \cdot 10^3 \left(\frac{\sigma}{\lambda}\right)^{\frac{1}{2}}, \quad \text{град/м}. \quad (2.44a)$$

Магнитная составляющая поля рассматривается в данном случае по той причине, что прием сигнала в почве выгоднее осуществлять с помощью магнитной антенны (см. гл. 3).

Если поверхность земли, влияющая на распространение радиоволн, не является однородной и ее можно считать состоящей из двух слоев, то электромагнитная волна, дойдя до границы раздела слоев $z = h_1$, частично отразится обратно, а частично пройдет во второй слой. Для св нетрудно получить, что коэффициент отражения k и коэффициент преломления p магнитного компонента на границе слоев равны соответственно:

$$k = \frac{1 - (\sigma_1/\sigma_2)^{1/2}}{1 + (\sigma_1/\sigma_2)^{1/2}}. \quad (2.45)$$

$$p = \frac{2}{1 + (\sigma_1/\sigma_2)^{1/2}}. \quad (2.46)$$

Теперь в первом слое будут две волны: прямая $H_1 = e^{-(\beta_1 + i\varphi_1)z}$ и отраженная $H'_1 = ke^{-(\beta_1 + i\varphi_1)(2h_1 - z)}$ (индекс 1 обозначает величины, относящиеся к первому слою, а индекс 2 — ко второму). Чтобы получить полное поле H в первом слое, эти два поля следует сложить, пользуясь векторными диаграммами для учета разности фаз:

$$|H(z)| = \sqrt{|H_1|^2 + |H'_1|^2 - 2|H_1||H'_1|\cos 2(h-z)\varphi_1} \quad \text{для } k < 0, \quad (2.47a)$$

$$|H(z)| = \sqrt{|H_1|^2 + |H'_1|^2 + 2|H_1||H'_1|\cos 2(h-z)\varphi_1} \quad \text{для } k > 0. \quad (2.47b)$$

Во втором слое распространяется одна волна

$$H_2 = \rho e^{-[(\beta_2 + i\varphi_2)h_1 + (\beta_2 + i\varphi_2)(z - h_1)]}$$

На рис. 2.14 приводится векторная диаграмма полей для двухслойной модели почвы. Тонкими стрелками обозначены амплитуды падающего поля H_1 , пунктирными — амплитуды отраженного поля H'_1 и толстыми стрелками — амплитуды полного поля H , равного в первом слое векторной сумме падающей и отраженной волн, а во втором слое — проходящей волне.

Строится данная диаграмма следующим образом. По формулам (2.43a), (2.44a), (2.45) и (2.46) определяются коэффициенты $\beta_1, \varphi_1, \beta_2, \varphi_2, k$ и ρ . Затем вычисляются относительные амплитуды полей через каждый метр пути и наносятся последовательно на диаграмму со сдвигом на угол φ_1 для первого слоя и на φ_2 для второго. Относительная амплитуда падающей волны в первом слое вычисляется для каждого следующего метра глубины путем умножения предыдущего значения на

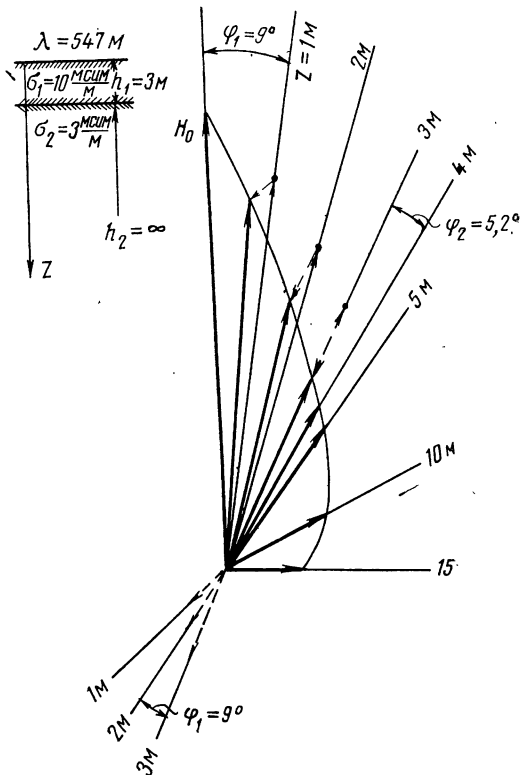


Рис. 2.14. Векторная диаграмма полей в двухслойной почве с параметрами $\sigma_1 = 10$ мсцм/м, $h_1 = 3$ м, $\sigma_2 = 3$ мсцм/м при $\lambda = 547$ м

$e^{-\beta_1 z}$. Затем определяются значения отраженной и проходящей волн на границе двух слоев путем умножения значения амплитуды падающей волны в этой точке соответственно на коэффициенты k и p . Величины относительных амплитуд через каждый следующий метр пути от границы слоев определяются: для отраженной волны путем умножения каждого предыдущего значения на $e^{-\beta_1}$, а для проходящей волны путем умножения каждого предыдущего значения на $e^{-\beta_2}$. Полученные значения H_1 , H'_1 и H_2 наносятся на векторную диаграмму, и по ней определяются значения относительных амплитуд полного поля.

После того, как с помощью векторных диаграмм определены значения полного поля в среде, вычисляется величина интеграла

$$S = \int_0^{\infty} \frac{H}{H_0} dz. \quad (2.48)$$

Если измерения или расчеты относительных значений поля в почве производить через каждый метр ($dz = \Delta z = 1 \text{ м}$), то интеграл (2.48) можно вычислить, просто просуммировав измеренные или вычисленные величины. Причем для обычных почв, исключая районы вечной мерзлоты, св практически затухают уже на глубине 10—15 м, и измерения достаточно произвести до данной глубины. Тогда, вместо (2.48), для вычисления S можно использовать следующее выражение:

$$S = \sum_{i=0}^{10-15} \frac{H_i}{H_0}. \quad (2.48a)$$

Для однородной среды ($\sigma = \sigma_0 = \text{const}$) коэффициент β был бы величиной постоянной ($\beta = \beta_0 = \text{const}$), и, подставив $|H|$ из (2.42) в (2.48), мы бы получили $S_0 = 1/\beta_0$.

За эффективную (действующую) электрическую проводимость почвы σ_d принимается проводимость такой однородной среды, для которой величина интеграла S_0 равна величине соответствующего интеграла S от поля в реальной среде, т. е.

$$\beta_d = \frac{1}{S}. \quad (2.49)$$

Для нашего метода расчетов, учтя (2.48a), получаем

$$\beta_d = \frac{1}{\sum_{i=0}^{10-15} \frac{H_i}{H_0}}. \quad (2.49a)$$

Тогда из (2.49a) и (2.43a) можно получить следующее выражение для определения эффективной электрической проводимости почвы:

$$\sigma_d \approx 0,85 \frac{\lambda}{\left[\sum_{i=0}^{10-15} \frac{H_i}{H_0} \right]^2}, \text{ мссм/м.} \quad (2.50)$$

Таким образом, если известны толщина верхнего слоя и проводимости обоих слоев двухслойной почвы, то, пользуясь описанным здесь методом, можно вычислить ее эффективную электрическую проводимость для данной частоты. Проводимости и толщину слоев можно получить с помощью применяющихся в геологоразведке методов вертикального электротондирования почв (метод «ВЭЗ», разд. 4.3).

В то время как однородная незамерзшая почва практически не обладает дисперсионными свойствами в диапазоне св и дв, действующая проводимость зависит от частоты, так как чем длиннее радиоволны, тем глубже проникают они в почву и тем большее влияние оказывают нижние слои. Для иллюстрации на рис. 2.15, построенном на основе данных [21], приводится зависимость действующей проводимости σ_d от частоты для двухслойной почвы. Верхний график относится к случаю, когда над хорошо проводящим слоем расположен плохо проводящий ($\sigma_1 = 1,3 \text{ мссм/м}$, $h_1 = 10 \text{ м}$, $\sigma_2 = 20 \text{ мссм/м}$), а нижний — к случаю, когда сверху находится лучше проводящий слой ($\sigma_1 = 0,85 \text{ мссм/м}$, $h_1 = 1 \text{ м}$, $\sigma_2 = 0,04 \text{ мссм/м}$). Из данных графиков видно, что по мере укорочения длины волны влияние нижнего слоя уменьшается и величина эффективной проводимости стремится к значению проводимости верхнего слоя.

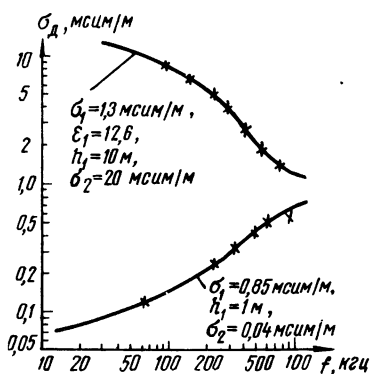


Рис. 2.15. Зависимость действующей проводимости двухслойной почвы от частоты [21]

При наличии скважины (например, колодца) в земле эффективную проводимость можно определить экспериментально, измерив изменение напряженности поля радиостанции в почве в зависимости от глубины погружения [22] (см. также разд. 4.7). Полученное значение эффективной проводимости в этом случае относится к той частоте, на которой производятся измерения, но оно слабо зависит от частоты на св и для всего диапазона можно брать ее некоторое среднее значение.

Как видно из рис. 2.16, где приводится распределение эффективной электропроводимости почвы вдоль одной из трасс Ленинградской области, экспериментально полученные значения σ_d , определенные по затуханию радиоволн в почве (они обозначены кружочками), хорошо совпадают со значениями, рассчитанными по

предлагаемому здесь способу (обозначены точками). Параметры слоев определялись вертикальным электроразведанием с помощью прибора ЭСК-1 (электронно-стрелочный компенсатор). На этом же рисунке приводятся данные об эффективных проводимостях почв на трассе, полученные по измерениям поверхностных импедансов (обозначены крестиками), которые производились од-

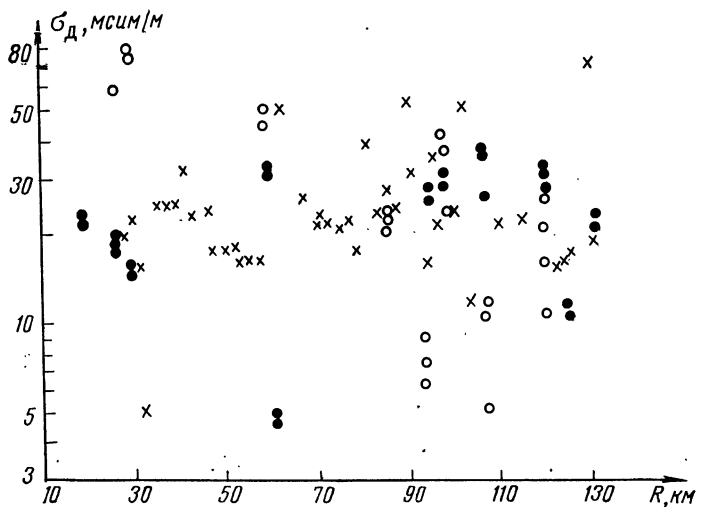


Рис. 2.16. Распределение действующих проводимостей по трассе: точки -- вычисленные значения, кружочки — измеренные по методу ИЗМИРАН, крестики — измеренные по методу РЭМП

новременно с ВЭЗ и измерениями затухания поля в почве. Определение абсолютных значений поверхностных импедансов почвы производилось по методу радиоэлектromагнитного профилирования (метод «РЭМП») [23] (см. также разд. 4.8). Как видно из рисунка, этот метод дает примерно те же значения эффективных электропроводимостей, что и два предыдущих.

Достоинство метода эффективных электропроводимостей состоит в том, что он позволил составить карту электропроводимостей почв СССР (см. разд. 4.1), которая в какой-то степени уже учитывает слоистое строение земной поверхности, участвующей в распространении св. Проводимости, приводимые на данной карте, являются эффективными. Они освобождают от проведения расчетов по учету слоистости в каждом конкретном случае, когда требуется не очень высокая точность расчетов поля. Кроме того, в настоящее время пока не существует метода, который позволил бы учесть влияние на распространение радиоволн сразу нескольких факторов, например слоистости и неровности поверхности. Использование в качестве электрических проводимостей их эффективных значений позволяет в таких случаях приближенно учесть

неоднородность строения почвы по глубине и тем самым облегчить расчеты.

Рассмотрим несколько примеров по распространению св над слоистой землей.

Пример 2.4. Определить, насколько может возрасти принимаемый сигнал зимой при промерзании почвы на максимальную глубину ($h_1=0,5$ м) по сравнению с летом, если проводимость замерзшей земли составляет $\sigma_1=2$ мсим/м, а незамерзшей $\sigma_2=20$ мсим/м, $\lambda=550$ м, $R=70$ км.

Как видно из ф-л (2.2) и (2.16), отношение сигналов в зимнее и летнее время будет пропорционально отношению соответствующих функций ослабления $W_{с.л}$ и W . Функция ослабления $W_{с.л}$ рассчитывается для двухслойной модели с параметрами $\sigma_1=2$ мсим/м, $h_1=0,5$ м, $\sigma_2=20$ мсим/м, а функция ослабления W рассчитывается, как для однородной почвы с проводимостью $\sigma=20$ мсим/м.

Определим $W_{с.л}$. Для этого находим сначала по ф-ле (2.34а)

$$M = 48,7 \sqrt{\frac{0,002}{550}} 0,5 \approx 0,046.$$

Поскольку хорошо выполняются соотношения $M \ll 1$ и $M \sqrt{\frac{\sigma_1}{\sigma_2}} \ll 1$, то для нахождения поправочного коэффициента Q можно воспользоваться ф-лой (2.33в)

$$Q = \sqrt{\frac{2}{20}} + 0,707 \cdot 0,046 + i 0,707 \cdot 0,046 = 0,348 + i 0,032,$$

откуда $|Q^2|=0,12$ и $m = \arg Q = 5^\circ$.

Затем по ф-ле (2.37) определяем численное расстояние $|\rho_{с.л}| = \frac{10^5 \cdot \pi \cdot 70}{6 \cdot 550^2 \cdot 2} \times 0,12 = 0,73$, $b_{с.л} = \arg \rho_{с.л} = 2m = 10^\circ$.

По графику на рис. 2.13 находим функцию ослабления $W_{с.л}=0,85$.

Теперь определим значение функции ослабления летом. Соответствующее численное расстояние находим по ф-ле (2.8) $\rho = \frac{10^5 \pi \cdot 70}{6 \cdot 550^2 \cdot 20} = 0,61$. По графику I рис. 2.2 определяем $W=0,8$.

Следовательно, $W_{с.л}/W=0,85/0,8 \approx 1,06$.

Таким образом, возрастание сигнала зимой даже при промерзании почвы на максимальную глубину не может превысить в данном случае 6%.

Пример 2.5. Вычислить значение функции ослабления $W_{с.л}$ при распространении над двухслойной поверхностью: $\sigma_1=60$ мсим/м, $h_1=2$ м, $\sigma_2=15$ мсим/м, $\lambda=1200$ м, $R=150$ км. Сравнить это значение $W_{с.л}$ со значением функции ослабления W , получаемом при использовании приближенного метода эффективных проводимостей.

По ф-ле (2.34а) определяем $M=48,7 \sqrt{\frac{0,06}{1200}} \cdot 2=0,69$. Затем для данного $M=0,69$ и отношения $C=(\sigma_1/\sigma_2)^2=2$ определяем по графикам на рис. 2.11 и 2.12 модуль и фазу поправочного коэффициента $|Q|=1,16$, $m=-12^\circ$.

По ф-ле (2.37) вычисляем численное расстояние $|\rho_{с.л}| = \frac{10^5 \cdot \pi \cdot 150}{6 \cdot 1200^2 \cdot 60} \times (1,16)^2 = 0,12$, $b_{с.л} = -24^\circ$. По графику на рис. 2.13 определяем значение функции ослабления $|W_{с.л}|=0,81$.

Определяем теперь значение функции ослабления W , если для расчетов использовать приближенный метод эффективных проводимостей для данной двухслойной модели. По ф-лам (2.43а), (2.44а), (2.45) и (2.46) вычисляем значения коэффициентов:

$$\beta_1 = 34,4 \sqrt{0,06/1200} = 0,24 \text{ 1/м}, \quad \varphi_1 = 2 \cdot 10^3 \sqrt{0,06/1200} = 14 \text{ град/м},$$

$$\beta_2 = 34,4 \sqrt{0,015/1200} = 0,12 \text{ 1/м}, \quad \varphi_2 = 2 \cdot 10^3 \sqrt{0,015/1200} = 7 \text{ град/м},$$

$$k = \left(1 - \sqrt{\frac{60}{15}}\right) / \left(1 + \sqrt{\frac{60}{15}}\right) = -0,33, \quad p = 2 / \left(1 + \sqrt{\frac{60}{15}}\right) = 0,67.$$

Если принять при $z=0$ $H_1(0)=1$, то при $z=1$ м $H_1(1)=H_1(0)e^{-\beta_1}=0,79$, а через два метра глубины — $H_1(2)=H_1(1)e^{-\beta_1}=0,79 \cdot 0,79=0,62$.

На границе слоев ($z=2$ м) часть энергии отразится и амплитуда H_1' отраженной волны в этой точке будет равна $H_1'(2)=H_1(2)k=0,62(-0,33)=-0,21$. Через один метр, т. е. при $z=1$ м, она станет равной $H_1'(1)=H_1'(2)e^{-\beta_1} = (-0,21)0,79=-0,16$, а через два — $H_1'(0)=H_1'(1)0,79=-0,13$.

Амплитуда проходящей волны H_2 на границе слоев равна $H_2(2)=H_1(2)p = 0,62 \cdot 0,67=0,41$. Через метр она станет равной $H_2(3)=H_2(2)e^{-\beta_2}=0,41 \cdot 0,89 = 0,36$, через два — $H_2(4)=H_2(3) \cdot 0,89=0,32$ и так далее.

Полное поле в первом слое H определяем по ф-ле (2.47а): $H_1(1) = \sqrt{(0,79)^2 + (0,16)^2} - 2 \cdot 0,79 \cdot 0,16 \cos 28^\circ = 0,65$,
 $H(0) = \sqrt{1 + (0,13)^2} - 2 \cdot 0,13 \cos 56^\circ = 0,94$.

Все данные удобно записывать в табл. 2.1.

ТАБЛИЦА 2.1

Относительные значения напряженности поля на разных глубинах [$H=f(Z)$]

Z, м	0	1	2	3	4	5	...	15
H_1	1	0,79	0,62	—	—	—		—
H_1'	-0,13	-0,16	-0,21	—	—	—		—
H_2			0,41	0,36	0,32	0,28	...	0,08
H	0,94	0,65	0,41	0,36	0,32	0,28	...	0,08

Сложив цифры в последней строке табл. 2.1, определяем $\sum_{i=0}^{15} H_i = 4,5$.

Теперь по ф-ле (2.50) находим $\sigma_d = 0,85 \frac{1200}{(4,5)^2} \approx 50 \text{ мсмм/м}$.

Согласно ф-ле (2.8), соответствующее численное расстояние равно $\rho = \frac{10^5 \pi 150}{6 \cdot 1200^2 \cdot 50} = 0,11$.

Значение функции ослабления находим по графику 1 на рис. 2.2: $W=0,94$.

Таким образом, расхождение в результатах, полученных по точному методу и по приближенному, составляет в данном случае около 15%.

2.4. РАСПРОСТРАНЕНИЕ РАДИОВОЛН НАД «ШЕРОХОВАТОЙ» ПОВЕРХНОСТЬЮ

В предыдущих разделах поверхность, вдоль которой происходит распространение радиоволн, предполагалась гладкой. Рельеф

реальной земли обычно бывает неровным, что заметно влияет на условия распространения земных радиоволн. Уже первые экспериментальные работы в этой области показали, что величина принимаемого сигнала существенно зависит не только от электрической проводимости подстилающей поверхности, но и от характера ее рельефа [2], [24], [25]. В таблицах, рекомендуемых для выбора значений проводимостей при расчетах напряженности поля в раз-

ТАБЛИЦА 2.2

Кажущиеся проводимости трасс для различных видов местности

Вид поверхности	$\sigma_{\text{каж}}$, мсим/м
Реки, озера	1
Море	4640
Пастбища, небольшие холмы, жирные земли	10—30
Плоская местность, болотистая, густо покрытая лесами	7,5
Пастбища, холмы средней величины и леса	6
Пастбища, холмы средней величины и леса, тяжелая глинистая земля	4
Скалистая почва, крутые холмы	2
Песчаная, сухая плоская местность	2
Города	0,1—1

личных условиях (табл. 2.2, 2.3) [10, 26], эти данные приводятся не только в зависимости от типа почвы, но и от характера рельефа местности. Проводимости, приводимые в этих таблицах, не являются теми электрическими проводимостями, которые определя-

ТАБЛИЦА 2.3

Пределы изменения и средние значения $\sigma_{\text{каж}}$ для различных видов местности

Вид поверхности	Пределы изменения $\sigma_{\text{каж}}$, мсим/м	Средние значения $\sigma_{\text{каж}}$, мсим/м
Море	1000—4300	4000
Реки, озера	1—24	1
Влажная почва	3—30	10
Сухая почва	0,01—2	1
Леса	—	1
Крупные города	—	0,75
Гористая местность	—	0,75

ются только физико-химическими свойствами почвы. Это так называемые «кажущиеся» проводимости трассы. Они вычисляются обычно по измерениям напряженности поля (компарированию) в зависимости от расстояния, если известны мощность передатчика и длина волны (см. разд. 4.6). Поэтому в них учтены не только электрические свойства подстилающей поверхности, но и все остальные факторы (в частности, рельеф), которые оказывают влияние на величину напряженности поля. При расчете поля над поверхностью земли в те формулы, которые приводятся в разд. 2.1 и 2.2, следует подставлять именно приводимые в этих таблицах кажущиеся значения проводимостей ($\sigma_{\text{каж}}$), а не значения электрических проводимостей ($\sigma_{\text{эл}}$).

Градация кажущихся проводимостей трасс по типам местности позволяет судить только о качественном влиянии рельефа. До последнего времени количественно этот вопрос решен не был. Не считая влияние рельефа существенным фактором по сравнению с электрической проводимостью, некоторые авторы (например [27], [28] и др.) пытались искать корреляцию между кажущимися проводимостями и типами почв. Эти попытки не дали обнадеживающих результатов, так как на самом деле влияние рельефа достаточно велико и затушевывает эту корреляцию. Если же искать связь между типами почв и электрическими проводимостями, то получаются хорошие результаты [29].

Полное исследование вопроса о влиянии рельефа на распространение радиоволн стало возможным благодаря работам Е. Л. Фейнберга [30], предложившего метод расчета среднего поля над шероховатой поверхностью, т. е. над поверхностью со статистически равномерным распределением множества некрупных неровностей, и благодаря созданию новых методов измерения электропроводимости почв на радиочастотах [22], [20].

Поскольку этот вопрос освещен в литературе сравнительно мало, остановимся на нем подробнее. Из теории электромагнитного поля известно (см., например, [1]), что поле излучателя, находящегося над поверхностью раздела двух сред, можно представить в виде суммы полей, одно из которых определяется непосредственно токами источника, а другое — некоторыми виртуальными источниками, расположенными на поверхности раздела. Математически это можно записать в виде формулы Грина:

$$\vec{E}(x, y, z) = \frac{1}{4\pi\epsilon_0} \int_V k^2 \vec{p} v(r) dV + \frac{1}{4\pi} \int_S \left\{ \frac{\partial \vec{E}}{\partial n} v(r) - \frac{\partial v(r)}{\partial n} \vec{E} \right\} dS', \quad (2.51)$$

где \vec{p} — дипольный момент единицы объема источника; $v(r)$ — функция Грина, зависящая от расстояния r между источником и точкой наблюдения; \vec{n} — внешняя нормаль к границе раздела; (x, y, z) и (x', y', z') — соответственно координаты точки наблюдения и источника.

Если граница раздела представляет собой плоскость $z=0$, а источник имеет только вертикальную составляющую дипольного момента, выражение (2.51) можно переписать в виде

$$E_z = E_{Az} - \frac{1}{4\pi} \iint \left\{ \frac{\partial E_z}{\partial z'} v - E_z \frac{\partial v}{\partial z'} \right\} dx' dy'. \quad (2.51a)$$

В зависимости от конкретного выбора функции Грина член E_{Az} может представлять собой или поле источника в свободном пространстве, или над идеально проводящей землей, или над землей конечной проводимости. Второй член выражения (2.51a) вносит тогда соответственно поправку, вызванную влиянием поверхности раздела по отношению к одному из этих случаев.

Так как в данном разделе речь будет идти о функции ослабления над поверхностью с меняющимися электрическими и геометрическими характеристиками, то обозначим ее значение для случая ровной однородной земли через $y_S(sr)$, где $s = -\frac{i\pi}{\lambda \epsilon'}$, т. е. $\rho = sr$. y_S часто называют функцией ослабления Зоммерфельда.

Если функцию Грина выбрать $v = \left(\frac{e^{-ikr}}{r} + \frac{e^{-ikr_1}}{r_1} \right) y_S(sr)$, где $r = \sqrt{(x-x')^2 + (y-y')^2 + (z-z')^2}$, $r_1 = \sqrt{(x-x')^2 + (y-y')^2 + (z+z')^2}$, а $y_S(sr)$ — функция ослабления Зоммерфельда для некоторой фиктивной поверхности с $\epsilon' = \epsilon'_0$, то для случая, когда передатчик и приемник находятся на земле, выражение (2.51) примет следующий вид:

$$E_z(x, y, 0) = E_{0z} y_S - \frac{1}{4\pi} \iint \left\{ \frac{\partial E_z}{\partial z'} - \frac{ik}{V \epsilon'_0} E_z \right\} v dx' dy'. \quad (2.52)$$

Если землю можно считать плоской однородной и ровной, то производная $\partial E_z / \partial z$ выражается через само поле E_z с помощью приближенного граничного условия Леонтовича (2.5) и решение ур-ния (2.52) получается в виде (2.9).

Метод нахождения решения для шероховатой поверхности состоит в том, что граничные условия на реальной поверхности $z=h(x, y)$ разлагаются по малым степеням h и переносятся на плоскость $z=0$. Очевидно, что эта операция будет законна лишь в том случае, если поле на поверхности $z=h(x, y)$ будет мало отличаться от поля в соответствующей точке на плоскости $z=0$. Для этого необходимо, чтобы отклонение поверхности от плоскости $z=0$ было мало и чтобы у нее не было резких изломов, т. е.

$$h \ll \lambda, \quad (2.53)$$

$$\gamma_x = \frac{\partial h}{\partial x} \ll 1, \quad \gamma_y = \frac{\partial h}{\partial y} \ll 1. \quad (2.54)$$

Тогда обобщенное граничное условие Леонтовича для неровной поверхности с медленно меняющимися электрическими параметрами

$\left(\left| \nabla \epsilon'_{\text{эл}} \right| \frac{\lambda}{\sqrt{\epsilon'_{\text{эл}}}} \ll \epsilon'_{\text{эл}} \right)$ с точностью до членов второго порядка ма-

лости запишется в следующем виде [30]:

$$\frac{\partial E_z}{\partial z} = \frac{ik}{\sqrt{\epsilon'_{\text{эл}}}} \left[1 + \frac{i}{2k^2} \left(k_x \frac{\partial}{\partial x} + k_y \frac{\partial}{\partial y} \right) \ln \epsilon'_{\text{эл}} \right] E_z + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial h}{\partial x} E_z + h \frac{\partial E_x}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial h}{\partial y} E_z + h \frac{\partial E_y}{\partial z} \right) \quad \text{при } z=0. \quad (2.55)$$

Поскольку распределение неровностей носит статистический характер (поверхность шероховата), то имеет смысл искать некоторое среднее значение поля. Введя характерные размеры неровностей: h_0 — среднюю высоту, l_0 — средний горизонтальный размер и $\gamma_0 = \frac{h_0}{l_0}$ — средний наклон неровностей, можно искать выражение для E_z в виде:

$$E_z = W E_{0z} (1 + h_0 f_z^{(1)} + \gamma_0 g_z^{(1)} + \beta_0 e_z^{(1)} + h_0^2 f_z^{(2)} + \gamma_0^2 g_z^{(2)} + \dots), \quad (2.56)$$

где $\beta_0 \sim \sqrt{1/\epsilon'_{\text{эл}}} - \sqrt{1/\epsilon'_{\text{эл}}}$, а f , g и e — некоторые функции координат. Функция $W = W(x, y)$ характеризует здесь некоторое среднее (макроскопическое) изменение поля, определяемое влиянием электрических свойств почвы и неровностей рельефа. На это изменение поля накладываются микроскопические изменения порядка h_0 , γ_0 и β_0 .

Связь между вертикальной и горизонтальными составляющими поля с точностью до величин первого порядка дается выражением [30]:

$$\left. \begin{aligned} E_x &= \left(-\gamma_x + \frac{k_x}{k} \frac{1}{\sqrt{\epsilon'_{\text{эл}}}} \right) E_z \\ E_y &= \left(-\gamma_y + \frac{k_y}{k} \frac{1}{\sqrt{\epsilon'_{\text{эл}}}} \right) E_z \end{aligned} \right\} \quad \text{при } z=0. \quad (2.57)$$

Подставив выражения (2.55) и (2.56) с учетом (2.57) в уравнение (2.52) и усреднив его, можно получить следующее выражение для функции ослабления среднего поля на расстоянии R от передатчика:

$$W(R) = y_S(s_0 R) - \frac{ik}{4\pi E_{0z}} \iint \left(\sqrt{\frac{1}{\epsilon'_{\text{каж}}}} - \sqrt{\frac{1}{\epsilon'_0}} \right) E_{0z} v W dx' dy'. \quad (2.58)$$

Здесь

$$\sqrt{\frac{1}{\epsilon'_{\text{каж}}}} = \sqrt{\frac{1}{\epsilon'_{\text{эл}}}} + \sqrt{\frac{1}{\epsilon'_p}}, \quad (2.59)$$

где

$$\frac{1}{\sqrt{\epsilon_p'}} = ikq_0 h_0^2 \int_{-\infty}^{\infty} \frac{G(x^2) x_x^2 dx_x dx_y}{[x^2 + 2(k/q_0) x_x]^{1/2}}, \quad (2.60)$$

$q_0 = 2\pi/l_0$, $x_x, y = q_x, y/q_0$, $G(x^2)$ — коэффициент в разложении Фурье для функции корреляции поверхности. Он имеет порядок единицы при $|x| < 1$ и быстро исчезает при $|x| \geq 1$.

Если теперь в ур-нии (2.58) выбрать пока еще не определенный параметр $1/\epsilon_0'$ равным $1/\epsilon_{\text{каж}}$, то мы получим $W(R) = y_S(\epsilon_{\text{каж}} R)$.

Таким образом, функция ослабления поля вертикального диполя над равномерно неоднородной и шероховатой поверхностью равна обычной функции ослабления Зоммерфельда над плоской ровной однородной землей, но поверхность которой обладает кажущимися параметрами $\sigma_{\text{каж}}$ и $\epsilon_{\text{каж}}$, определяемыми как средними электрическими свойствами почвы, так и формой рельефа на трассе ¹⁾.

За трассу обычно принимается первая зона Френеля. Расположенные в этой области виртуальные источники переизлучают в точку приема квазисинфазно, т. е. разность фаз между вторичными волнами и волной, идущей по прямой, соединяющей корреспондирующие пункты, не отличается более чем на π (у некоторых авторов $\pi/2$ [1]). Эта область дает наибольший вклад в формирование поля в точке наблюдения, и влиянием остального пространства можно пренебречь. Если обозначить через R_1 расстояние от передатчика до виртуального источника, а через R_2 расстояние от виртуального источника до приемника, то нетрудно видеть, что первая зона Френеля ограничена поверхностью $k(R_1 + R_2) - R = \pi$. В общем случае это уравнение эллипсоида, в фокусах которого расположены приемник и передатчик. Для плоскости первая зона Френеля (а следовательно, и трасса) представляет собой эллипс, малая ось которого составляет $\sqrt{\lambda R}$, а большая равна примерно R .

Выражение (2.60), определяющее степень влияния шероховатости рельефа на распространение радиоволн, можно оценить, приняв

$$G(x^2) = 1 \quad \text{при} \quad |x| < 1; \quad G(x^2) = 0 \quad \text{при} \quad |x| \geq 1.$$

¹⁾ Следует отметить, что поскольку полученные выводы являются результатом статистического подхода, то расчеты напряженности поля с помощью данной функции ослабления будут характеризовать некоторую среднюю величину. Действительное же значение сигнала в какой-либо точке может отличаться от нее, причем величина и вероятность этого отклонения будут определяться размерами флуктуаций электрических параметров поверхности и ее рельефа, т. е. их отличием от средних, «невозмущенных» свойств. Особенно заметен этот эффект в том случае, когда точка наблюдения попадает внутрь «пятна». На больших же расстояниях от «пятна» (по сравнению с его размерами) возмущающий эффект быстро исчезает [1].

Тогда для длинных ($l \gg \lambda$) пологих неровностей получим

$$\frac{1}{\sqrt{\varepsilon'_p}} \approx \frac{4}{5} \sqrt{k q_0^3 h_0^2} e^{i \frac{\pi}{4}},$$

откуда

$$\varepsilon'_p \approx -i \frac{25}{16} \frac{1}{k q_0^3 h_0^4}. \quad (2.61)$$

Сравнив (2.61) с (2.4), видим, что

$$\varepsilon_p \approx 0, \quad \sigma_p \approx 1,68 \cdot 10^{-5} \frac{l_0^3}{h_0^4}. \quad (2.62)$$

Поскольку для св и дв обычно хорошо выполняется соотношение $60 \lambda \sigma_{эл} \gg \varepsilon_{эл}$, то из (2.59) и (2.62) получаем

$$(\sigma_{каж})^{-\frac{1}{2}} = (\sigma_{эл})^{-\frac{1}{2}} + (\sigma_p)^{-\frac{1}{2}}. \quad (2.63)$$

Таким образом, распространение радиоволн в этом случае происходит как над ровной поверхностью, а рассеивающее влияние неровностей рельефа сводится к кажущемуся ухудшению проводимости почвы на трассе, поскольку $\sigma_{каж}$, согласно (2.63), будет всегда меньше $\sigma_{эл}$.

Для пологих неровностей с небольшой длиной ($l \ll \lambda$) соответственно получаем

$$\frac{1}{\sqrt{\varepsilon'_p}} \approx i k q_0 h_0^2 \left[\frac{2}{3} \ln(1 + \sqrt{2}) + \frac{2}{3} \sqrt{2} - \frac{4}{9} \right] \approx i \cdot 1,08 k q_0 h_0^2,$$

откуда

$$\varepsilon'_p \approx -0,86 \frac{1}{k^2 q_0^2 h_0^4}. \quad (2.64)$$

Сравнив (2.64) с (2.4), находим, что

$$\sigma_p \approx 0, \quad \varepsilon_p \approx -55,3 \cdot 10^{-5} \frac{\lambda^2 l_0^2}{h_0^4}. \quad (2.65)$$

Используя соотношения (2.4), (2.65) и (2.59), получим следующее выражение для кажущейся комплексной диэлектрической проницаемости трассы:

$$\frac{1}{\varepsilon'_{каж}} = \frac{-\sqrt{60 \lambda \sigma_{эл}} (\sqrt{2} |\varepsilon_p| + \sqrt{60 \lambda \sigma_{эл}}) + i \sqrt{2} |\varepsilon_p| \left(\frac{1}{2} \sqrt{2} |\varepsilon_p| + \sqrt{60 \lambda \sigma_{эл}} \right)}{60 \lambda \sigma_{эл} |\varepsilon_p|}. \quad (2.66)$$

Из выражения (2.66) видно, что аргумент $1/\varepsilon'_{каж}$ меняется от $\sim \pi/2$

при $|\epsilon_p| \gg 60\lambda\sigma_{эл}$ до $\sim \pi$ при $|\epsilon_p| \ll 60\lambda\sigma_{эл}$. Соответственно кажущееся численное расстояние

$$\rho_{каж} = -i \frac{\pi R}{\lambda \epsilon'_{каж}}, \quad (2.67)$$

которое определяет ход функции ослабления поля, будет иметь положительный аргумент, в то время как для ровной однородной земли аргумент численного расстояния в принятых здесь обозначениях может лежать только в пределах от 0 до $-\frac{\pi}{2}$. При положительном аргументе численного расстояния, как указывалось в разд. 2.3, поверхность приобретает «индуктивный» характер и зависимость функции ослабления от ρ (а следовательно, и R) будет несколько иной: вместо монотонного убывания у нее будет максимум при некоторых значениях ρ (рис. 2.13).

Аналогичный результат получается при распространении радиоволн над поверхностью с редко расположенными неровностями произвольной крутизны, размеры которых малы по сравнению с длиной волны. Если эти неровности расположены на идеально проводящей плоскости, то, дополнив каждую неровность ее отображением, можно отбросить проводящую плоскость и искать рассеянное ими поле по формулам Рэлея для малых частиц в свободном пространстве. Тогда поле E'_z , рассеянное каждой такой неровностью, будет равно $E'_z = E_z k^2 V F(\theta, \varphi) \frac{e^{-ikr}}{r}$. Здесь E_z — вертикальный компонент поля в месте расположения неровности; V — объем неровности; $F(\theta, \varphi)$ — функция рассеяния неровности в зависимости от вертикального угла θ и горизонтального угла φ . Поскольку передатчик и приемник находятся на земле, а для формирования поля существенна только узкая зона между приемником и передатчиком порядка $\sqrt{\lambda R}$ (зона Френеля), то можно положить $\theta \approx 0$ и $\varphi \approx 0$.

Полное поле в месте приема будет складываться из поля E_{0z} , создаваемого источником над бесконечно проводящей землей, и из поля, рассеянного неровностями:

$$E_z = E_{0z} + \iint k^2 V F(0,0) \nu(x', y') E_z(x', y') \frac{e^{-ikr}}{r} dx' dy', \quad (2.68)$$

где $\nu(x', y')$ — число неровностей на единицу площади. На примере функций рассеяния для частиц, имеющих форму шара или эллипсоида (см., например, [1]), можно оценить, что $F(0, 0) \approx 1$. Произведение $V\nu$ можно преобразовать к виду $V\nu = h_0\psi$, где ψ — коэффициент заполнения (отношение площади, занятой неровностями, ко всей площади), а h_0 — высота неровностей. В результате получаем

$$E_z = E_{0z} + \iint k^2 h_0 \psi E_z \frac{e^{-ikr}}{r} dx' dy' \quad (2.68a)$$

Если взять в (2.52) произвольный параметр $1/\epsilon'_0$ равным нулю, т. е. $\sigma_0 = \infty$, $y_S = 1$ и $v = 2 \frac{e^{-ikr}}{r}$, то для случая ровной и однородной поверхности конечной проводимости мы получим следующее выражение:

$$E_z = E_{0z} - \iint \frac{ik}{2\pi \sqrt{\epsilon'_{3л}}} E_z \frac{e^{-ikr}}{r} dx' dy'. \quad (2.69)$$

Из сравнения (2.68а) и (2.69) видно, что распространение радиоволн над идеально проводящей плоскостью с редко расположенными малыми неровностями эквивалентно распространению над ровной, гладкой поверхностью, но с некоторым эффективным электрическим параметром

$$(\epsilon'_p)^{-1/2} \approx i 2 \pi k h_0 \psi, \text{ т. е.}$$

$$\epsilon'_p = - \frac{1}{4 \pi^2 k^2 h_0^2 \psi^2}. \quad (2.70)$$

Отсюда, согласно (2.4), получаем

$$\sigma_p \approx 0, \quad \epsilon_p \approx -64,5 \cdot 10^{-5} \frac{\lambda^2}{h_0^2 \psi^2}. \quad (2.71)$$

Если поверхность обладает конечной проводимостью, то для нахождения ее кажущихся параметров при наличии на ней малых неровностей следует воспользоваться соотношением (2.59). Тогда для $\epsilon'_{\text{каж}}$ справедлива ф-ла (2.66), но значение ϵ_p подставляется согласно (2.71).

Рассмотренные выше случаи позволяют оценить влияние рельефа на распространение св и дв практически для всех основных типов местности. Обычно встречающийся тип холмистой местности можно аппроксимировать поверхностью с длинными пологими неровностями. Случай коротких пологих неровностей может встретиться при распространении волн над беспокойным морем. Мелкие крутые неровности хорошо соответствуют распространению над городом.

Теоретические оценки, а также подтвердившие их экспериментальные данные, полученные для ряда конкретных трасс в различных районах Советского Союза, показали, что шероховатость рельефа заметно изменяет кажущуюся проводимость по сравнению с электрической.

На рис. 2.17 приводятся значения функции ослабления W в зависимости от расстояния R для одной из трасс, проходивших в средней полосе Европейской части СССР. Измерения производились на частоте $f = 209$ кГц. Точками обозначены экспериментальные данные, они группируются вокруг теоретической кривой (сплошная линия), соответствующей ходу функции ослабления над ровной однородной поверхностью с проводимостью 5 мсим/м. В то же время измерения электрических проводимостей почв на данной

трассе показали, что их величины составляли в среднем 20—45 мсим/м. Таким образом, кажущееся ухудшение проводимости в данном случае составило 4—9 раз.

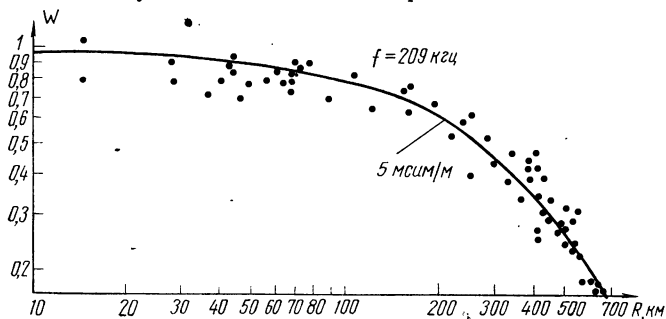


Рис. 2.17. Зависимость функции ослабления от расстояния на частоте $f=209$ кГц: точки — измеренные значения, сплошная линия — рассчитанные для почвы с проводимостью $\sigma=5$ мсим/м

При статистическом анализе профиля рельефа данной трассы было получено, что наиболее часто встречаются неровности с длиной $l \approx 2 \div 3$ км при средней высоте $h \approx 50$ м. С помощью ф-л (2.62)

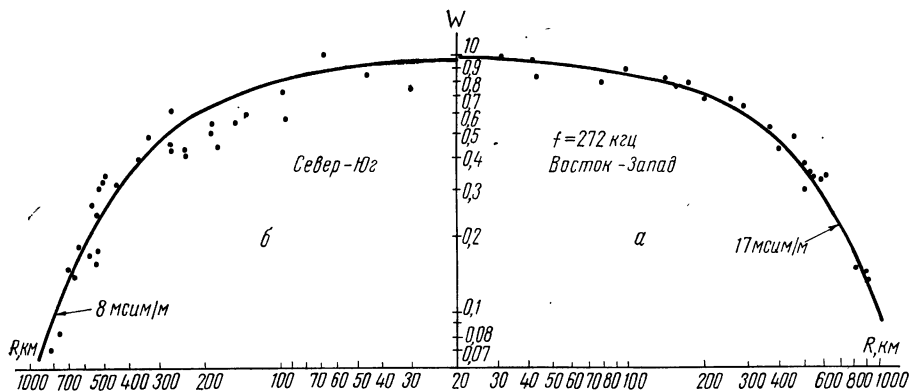


Рис. 2.18. Ход функции ослабления над местностью с различным рельефом: а) над ровной местностью; б) над холмистой местностью

и (2.63) нетрудно получить, что кажущееся ухудшение проводимости может достигнуть в этом случае 3—5 раз (см. пример 2.6). Так как анализ рельефа можно производить только весьма приблизительно, а относительная ошибка в определении σ_p , как видно из (2.62), пропорциональна усредненной ошибке в определении линейных размеров неровности $\left(\frac{\Delta \sigma_p}{\sigma_p} = \frac{3 \Delta l}{l} + \frac{4 \Delta h}{h} \approx \frac{7 \Delta l}{l} \right)$, то можно считать, что экспериментальные данные хорошо совпали с теоретическими оценками.

На рис. 2.18 приводятся экспериментальные данные для случая, когда характер местности резко менялся в зависимости от на-

правления на передатчик, частота которого составляла 272 кГц. Данные в правой части рисунка относятся к трассе, проходящей с востока на запад. В этом направлении местность носила равнинный характер. Измеренные значения функции ослабления группируются около теоретической кривой, соответствующей 17 мсим/м. В направлении же с севера на юг характер местности был холмистым. Соответственно значение кажущейся проводимости упало в этом случае до 8 мсим/м (левая часть рис. 2.18). Этот пример наглядно показывает, как влияет характер рельефа на величину кажущейся проводимости трассы.

Измерения, проведенные на обширных районах Европейской части СССР, Западной Сибири, Казахстана и Средней Азии, показали, что для равнинной местности $\sigma_{\text{каж}}$ отличается от $\sigma_{\text{эл}}$ в 1,5—2 раза, а для холмистой это различие доходит до 5—7 раз.

Интересные результаты получились при измерениях в районах вечной мерзлоты. Ввиду очень низкой электрической проводимости мерзлого грунта (1,5—3 мсим/м) относительная роль рельефа была здесь невелика и значения $\sigma_{\text{каж}}$ получились примерно того же порядка, что и $\sigma_{\text{эл}}$ (около 1,5 мсим/м) [31]. Этот эффект получил название «вымерзание рельефа».

Рассмотрим теперь распространение радиоволн над взволнованным морем. Согласно [32], для установившегося волнения вдали от берега между горизонтальными и вертикальными размерами морских волн имеет место следующая зависимость:

$$\frac{2l}{h} = 23, \quad (2.72)$$

причем высота волн пропорциональна квадрату скорости ветра u . Коэффициент пропорциональности можно определить по формуле [32]

$$h = 0,019 u^2. \quad (2.73)$$

Так как размеры морских волн много меньше, чем длины радиоволн в св и дв диапазонах, то для данного случая можно использовать ф-лу (2.65). Подставив в нее (2.72) и (2.73), получим

$$|\epsilon_p| = 200 \frac{\lambda^2}{u^4}. \quad (2.74)$$

С помощью выражений (2.74), (2.66), (2.67) и рис. 2.13 нетрудно оценить, что, например, при волнении на море около пяти баллов ($u \sim 10$ м/сек), проводимости моря $\sigma_{\text{эл}} = 2000$ мсим/м значение функции ослабления для $\lambda = 300$ м должно составить на расстоянии 30—50 км от передатчика 1,6—1,8, в то время как для ровной морской поверхности W равнялось бы единице (см. пример 2.7).

Таким образом, при возникновении волнения на море должно наблюдаться возрастание принимаемого сигнала на небольших расстояниях от передатчика. На рис. 2.19 приводятся эксперимен-

тальные данные, подтверждающие этот вывод. На этом рисунке по оси ординат отложены вычисленные по измерениям напряженности поля относительные значения функции ослабления $W_{отн}$ (обозначены точками), приведенные к ее значению в ближайшем к берегу пункте измерения. Прямая линия, проведенная для наглядности, характеризует некоторый средний ход изменения $W_{отн}$. Измерения производились на частоте $f=1016$ кГц ($\lambda=295$ м), передатчик находился вблизи от берега на суше. Волнение на море составляло 3 балла. Из рис. 2.19 видно, что функция ослабления возрастает по мере удаления от берега до 1,5—2 раз при $R=30-50$ км, причем это возрастание нельзя объяснить эффектом восстановления поля, который наблюдается только в пределах нескольких километров от границы двух участков с различной проводимостью.

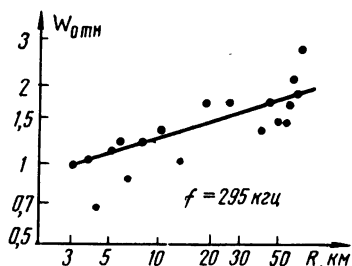


Рис. 2.19. Экспериментальные данные об изменении функции ослабления над беспокойным морем на частоте $f=295$ кГц

Об аналогичных результатах сообщалось также в [25], где при измерениях на море напряженности поля радиостанции, работающей на длине волны 371 м, наблюдалось некоторое увеличение значений функции ослабления по мере удаления от берега. Этот эффект наблюдался также на расстояниях, исключая явление восстановления поля (до $R=100-150$ км).

Для анализа условий распространения св и дв над городом можно воспользоваться ф-лой (2.71). Расчеты показывают, что если трасса, проходящая через город, невелика, то в этом случае также может наблюдаться возрастание поля по сравнению с ровной местностью. Если же приемник удален достаточно далеко, когда фазовые соотношения рассеянных волн не играют особой роли, то влияние города приводит просто к кажущемуся ухудшению проводимости. Например, для $\lambda=547$ м при средней высоте зданий $h=12$ м, коэффициенте заполнения $\psi=0,2$ и электрической проводимости $\sigma_{эл}=20$ мсим/м город протяженностью в 35 км может вызвать увеличение поля почти на 20%. Если же протяженность города составляет около 50 км, то сигнал за городом будет процентов на 40 слабее, чем над ровной поверхностью с электрической проводимостью 20 мсим/м, что эквивалентно кажущемуся ухудшению проводимости более чем в четыре раза (см. пример 2.8).

На рис. 2.20 приводятся экспериментальные значения функции ослабления, полученные на трассе, часть которой (от 30 до 65-го километра) занимал город. Измерения производились на частоте 548 кГц. Хотя из-за влияния местных предметов в городе наблюдался большой разброс в измерениях, из рисунка видно, что в

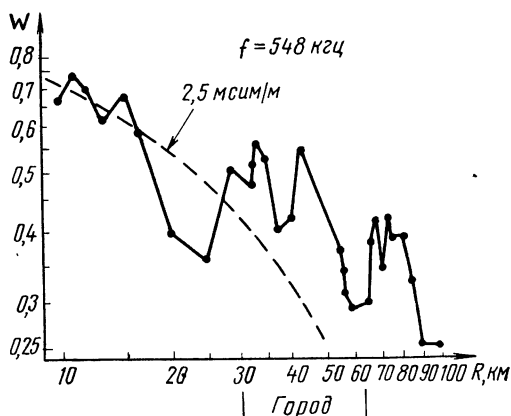


Рис. 2.20. Экспериментальные данные об изменении функции ослабления на трассе, проходящей через город, на частоте $f=548$ кГц

среднем значения W в городе и непосредственно за ним были выше, чем даже на более близких расстояниях от передатчика. Эти данные, подтверждающие сделанные выше выводы о своеобразном влиянии города. Об «отрицательном поглощении», наблюдавшемся в некоторых случаях при распространении радиоволн над городом, сообщалось также в работе [33].

Чтобы получить более ясное представление о распространении радиоволн над различными типами шероховатой поверхности, рассмотрим несколько конкретных примеров.

Пример 2.6. Оценить влияние рельефа на распространение св, если средние горизонтальные размеры неровностей составляют $l_0=2,5$ км, а вертикальные $h_0=50$ м. Электрическая проводимость почв на трассе $\sigma_{эл}=45$ мс/м.

Считая, что горизонтальные размеры неровностей меньше длин радиоволн, используем ф-лу (2.62):

$$\sigma_p = 1,68 \cdot 10^{-5} \frac{2500^3}{50^4} = 42 \text{ мс/м.}$$

Теперь из соотношения (2.63) определим кажущуюся проводимость трассы $\sigma_{каж}$ в данном случае: $1/\sqrt{\sigma_{каж}} = 1/\sqrt{45} + 1/\sqrt{42} = 0,3$, откуда $\sigma_{каж} = 11$ мс/м.

Таким образом, из-за влияния рельефа значение кажущейся проводимости будет почти в четыре раза меньше, чем электрической.

Пример 2.7. Определить, насколько возрастает уровень принимаемого сигнала при 5-балльном волнении на море ($u=10$ м/сек), если $R=30$ км, $\sigma_{эл} = 2000$ мс/м, а $\lambda=300$ м

Из соотношений (2.72) и (2.73) нетрудно оценить, что горизонтальный размер морской волны составляет при таком волнении $l_0=22$ м, т. е. соотношение $l \ll \lambda$ в данном случае выполняется хорошо и можно воспользоваться ф-лой

$$(2.74): |\epsilon_p| = 200 \cdot \frac{300^2}{10^4} = 1,8 \cdot 10^3.$$

С помощью ф-лы (2.66) находим кажущуюся комплексную диэлектрическую проницаемость $\epsilon_{каж}$:

$$\frac{1}{\epsilon'_{каж}} = \frac{-\sqrt{60 \cdot 300 \cdot 2} (\sqrt{2 \cdot 1,8 \cdot 10^3} + \sqrt{60 \cdot 300 \cdot 2}) + \rightarrow}{60 \cdot 300 \cdot 2 \cdot 1,8 \cdot 10^3}$$

$$\rightarrow + i \sqrt{2 \cdot 1,8 \cdot 10^3} \left(\frac{1}{2} \sqrt{2 \cdot 1,8 \cdot 10^3} + \sqrt{60 \cdot 300 \cdot 2} \right)$$

$$= -7,3 \cdot 10^{-4} + i 2 \cdot 10^{-4},$$

$$\text{откуда } \left| \frac{1}{\epsilon'_{\text{каж}}} \right| = 7,5 \cdot 10^{-4}, \quad \text{tg arg } \frac{1}{\epsilon'_{\text{каж}}} = -\frac{2 \cdot 10^4}{7,3 \cdot 10^{-4}} = -0,27, \quad \text{arg } \frac{1}{\epsilon'_{\text{каж}}} =$$

$$= 165^\circ \left(\text{arg } \frac{1}{\epsilon'_{\text{каж}}} \text{ находится во второй четверти, так как } \sin \text{arg } \frac{1}{\epsilon'_{\text{каж}}} > 0, \text{ а}$$

$$\cos \text{arg } \frac{1}{\epsilon'_{\text{каж}}} < 0 \right).$$

Теперь из выражения (2.67) определяем соответствующее численное расстояние: $|\rho_{\text{каж}}| = \frac{\pi \cdot 30 \cdot 10^3}{300} \cdot 7,5 \cdot 10^{-4} = 0,23, \quad b_{\text{каж}} = \text{arg } \rho_{\text{каж}} = -90^\circ + 165^\circ = 75^\circ.$

Из рис. 2.13 определяем значение функции ослабления $W=1,6$. Для ровной поверхности с проводимостью 2000 мсим/м она равнялась бы единице на таком расстоянии. Таким образом, увеличение сигнала в данном случае может составить около 60%.

Пример 2.8. Определить, как изменяется принимаемый сигнал, если трасса разной протяженности проходит через город: 1) $R_1=35$ км; 2) $R_2=50$ км. Коэффициент заполнения площади города зданиями составляет $\psi=0,2$, а их средняя высота $h_0=12$ м; $\sigma_{\text{эл}}=20$ мсим/м, $\lambda=547$ м.

По ф-ле (2.71) определяем поправку ϵ_p , вносимую рельефом в кажущиеся электрические параметры трассы $|\epsilon_p| = 64,5 \cdot 10^{-5} \frac{547^2}{12^2 (0,2)^2} = 33,6.$

Из соотношения (2.66) определяем кажущуюся комплексную диэлектрическую

$$\text{проницаемость } \frac{1}{\epsilon'_{\text{каж}}} = \frac{-\sqrt{60 \cdot 547 \cdot 0,02} (\sqrt{2 \cdot 33,6} \pm \sqrt{60 \cdot 547 \cdot 0,02}) \mp \rightarrow}{60 \cdot 547 \cdot 0,02 \cdot 33,6}$$

$$\mp \rightarrow i \sqrt{2 \cdot 33,6} \left(\frac{1}{2} \sqrt{2 \cdot 33,6} \mp \sqrt{60 \cdot 547 \cdot 0,02} \right)$$

$$= -0,038 \pm i 0,011, \quad \text{откуда}$$

$$\left| \frac{1}{\epsilon'_{\text{каж}}} \right| = 0,04, \quad \text{tg arg } \frac{1}{\epsilon'_{\text{каж}}} = -\frac{0,011}{0,038} = -0,29, \quad \text{arg } \frac{1}{\epsilon'_{\text{каж}}} = 164^\circ.$$

По ф-ле (2.67) находим численные расстояния:

$$1) \text{ для } R_1=35 \text{ км } |\rho_{\text{каж}}| = \frac{\pi \cdot 35 \cdot 10^3}{547} \cdot 0,04 = 8, \quad \text{arg } \rho_{\text{каж}} = -90^\circ + 164^\circ = 74^\circ,$$

$$2) \text{ для } R_2=50 \text{ км } |\rho_{\text{каж}}| = \frac{\pi \cdot 50 \cdot 10^3}{547} \cdot 0,04 = 11,5, \quad \text{arg } \rho_{\text{каж}} = 74^\circ.$$

Согласно рис. 2.13, значение функции ослабления W будет равно:

1) для $R_1=35$ км $W=1,2$; 2) для $R_2=50$ км $W=0,45$.

Для ровной поверхности с проводимостью $\sigma_{\text{эл}}=20$ мсим/м:

1) для $R_1=35$ км $W=1$; 2) для $R_2=50$ км $W=0,82$.

Таким образом, характер влияния города существенно зависит от его размеров. Если в первом случае он может вызвать увеличение сигнала примерно на 20%, то во втором — наоборот, уменьшение сигнала почти на 40%, что эквивалентно кажущемуся ухудшению проводимости в 4,5 раза.

Интересно отметить, что данные о кажущихся проводимостях городов, приводимые в табл. 2.2 и 2.3, относятся к крупным городам с высокими зданиями (Лондон, Нью-Йорк). Соответственно их величины не превосходят 1 мсим/м, т. е. примерно на порядок меньше электрических проводимостей обычных глинистых почв.

2.5. ВЛИЯНИЕ ЛЕСА НА РАСПРОСТРАНЕНИЕ РАДИОВОЛН

В отличие от диапазонов кв и укв, для которых было установлено, что наличие леса существенно затрудняет передачу сигнала земной волной [34], [35], [36], вопрос о влиянии леса на св и дшв был изучен сравнительно мало. Даже в таких фундаментальных работах по распространению радиоволн, как [1] и [10], эта проблема не рассматривается. Немногочисленные экспериментальные работы [24], [25] не позволяли сделать однозначный вывод о степени влияния леса, так как измерялось совокупное влияние рельефа и леса.

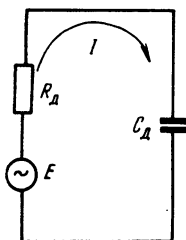


Рис. 2.21. Эквивалентная электрическая схема дерева

Например, в [25] сообщалось, что при измерениях на длине волны 371 м для неизменной ровной местности были получены значения кажущейся проводимости 33—40 мсим/м, для холмистой — 10 мсим/м, а для районов с лесами — 1 мсим/м. Но, как отмечает сам автор, леса находились в горных местностях, поэтому нельзя было определить, какую роль

в снижении кажущейся проводимости сыграл лес, а какую — горы.

Попробуем оценить порядок величины влияния лесов, исходя из некоторой приближенной модели. Поскольку в рассматриваемом диапазоне высота деревьев h много меньше длины радиоволны λ , то каждое отдельное дерево можно рассматривать как пассивный элементарный переизлучатель, в котором полем падающей волны наводится электродвижущая сила \mathcal{E} , равная

$$\mathcal{E} = E_z h, \quad (2.75)$$

где E_z — вертикальная составляющая напряженности электрического поля в месте расположения дерева; h — некоторая эффективная высота дерева.

Ток I , протекающий по дереву под действием этой эдс, равен

$$I = \frac{\mathcal{E}}{Z_d}, \quad (2.76)$$

где Z_d — импедансное сопротивление дерева.

Эквивалентную электрическую схему дерева (рис. 2.21) можно представить состоящей из последовательно включенных резистора R_d и емкости C_d , образуемой кроной дерева и землей, т. е.

$$Z_d = R_d - \frac{i}{\omega C_d}. \quad (2.77)$$

Но, как показывают исследования, емкость C_d настолько велика (см., например, [37]), что даже для длинных радиоволн хорошо выполняется соотношение

$$R_d \gg \frac{1}{\omega C_d}. \quad (2.78)$$

Поэтому из соотношений (2.75), (2.76), (2.77) и (2.78) получаем следующее выражение для наводимого в дереве тока:

$$I = \frac{E_z h}{R_d} . \quad (2.76a)$$

Если пренебречь конечной проводимостью земли и считать дерево элементарным переизлучателем, находящимся на бесконечно проводящей плоскости, то рассеянное им поле E'_z будет равно на этой плоскости:

$$E'_z = i \frac{60 k I h}{r} e^{-i k r} , \quad (2.79)$$

где k — волновой вектор, r — расстояние от дерева до точки наблюдения.

Подставив в (2.79) выражение (2.76a), получим

$$E'_z \approx i \frac{60 k h^2}{R_d} E_z \frac{e^{-i k r}}{r} . \quad (2.79a)$$

В обычных негустых лесах число деревьев составляет в среднем 100 на гектар, т. е. на площадку порядка $10 \text{ м} \times 10 \text{ м}$ приходится одно дерево. Такая плотность деревьев не является достаточно низкой, чтобы можно было пренебречь их взаимным влиянием. Нетрудно получить, что отношение поля, создаваемого деревом в месте расположения соседнего дерева, т. е. на расстоянии $r \approx 10 \text{ м}$, к полному полю составляет примерно $\frac{60 h^2}{k R_d r^3}$. Эта величина может достигать 10%.

Для грубой оценки степени влияния лесов на распространение св и дв будем считать, что каждое дерево переизлучает независимо от других. Тогда полное поле в месте наблюдения будет складываться из первичного поля E_{0z} , которое было бы в отсутствие деревьев, и суммарного поля рассеяния, т. е.

$$E_z \approx E_{0z} + \iint \frac{i 60 k h^2}{R_d} v(x', y') E_z(x', y') \frac{e^{-i k r}}{r} dx' dy' , \quad (2.80)$$

где v — плотность деревьев, (x', y') — горизонтальные координаты деревьев.

Если сравнить ф-лу (2.80) с (2.69) для поля вертикального диполя над ровной поверхностью плоской однородной земли конечной проводимости, то мы увидим, что распространение радиоволн над бесконечно проводящей плоскостью, покрытой лесом, эквивалентно распространению над ровной землей, но с конечной комплексной диэлектрической проницаемостью

$$\epsilon'_l = 7 \cdot 10^{-6} \frac{R_d^2}{h^4 v^2} . \quad (2.81)$$

Поскольку в выражении (2.81) нет мнимой части, то, как видно из сравнения (2.81) с (2.4), распространение радиоволн в дан-

ном случае происходит как бы над чисто диэлектрической поверхностью с проницаемостью $\epsilon_{\text{л}} = \epsilon'_{\text{л}}$.

Попробуем оценить порядок величины этой кажущейся диэлектрической проницаемости. Согласно рис. 2.22, взятому из [38], где

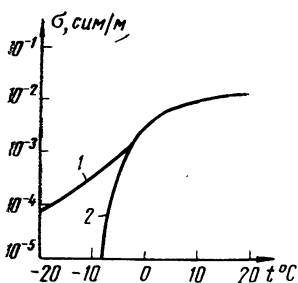


Рис. 2.22. Зависимость удельной проводимости дерева от температуры:
1 — лиственные деревья, 2 — хвойные деревья [38]

приводится зависимость значений проводимости древесины лиственных (кривая 1) и хвойных (кривая 2) пород от температуры, удельное сопротивление лиственных и хвойных деревьев в летнее время равно примерно 100 ом·м. Если принять, что средняя эффективная высота деревьев в лесу (она несколько ниже действительной) составляет около 10 м, а диаметр ствола около 0,4 м, то среднее сопротивление дерева будет примерно 8 ком. Тогда при $\nu = 0,01$ мы получим, что $\epsilon_{\text{л}} = 450$.

Как видно из (2.67), фаза численного расстояния при распространении над диэлектриком отличается на 90° от фазы численного расстояния при распространении над проводником. Если не

учитывать этого различия, то полученное значение диэлектрической проницаемости примерно эквивалентно значению проводимости $\sigma = \frac{7,5}{\lambda}$ [как видно из соотношения (2.4), ϵ нужно сравнить с величиной $60\lambda\sigma$]. Для $\lambda = 547$ м получим $\sigma = 14$ мсим/м. Это означает, что из-за влияния леса распространение радиоволн происходит уже как бы не вдоль бесконечно проводящей плоскости, а над поглощающей поверхностью.

В реальном случае, когда нужно учитывать конечную проводимость земли, для вычисления кажущейся комплексной диэлектрической проницаемости трассы $\epsilon'_{\text{каж}}$ можно воспользоваться соотношением, аналогичным (2.59), полученному для учета шероховатости поверхности

$$\sqrt{\frac{1}{\epsilon'_{\text{каж}}}} = \sqrt{\frac{1}{\epsilon'_{\text{эл}}}} + \sqrt{\frac{1}{\epsilon'_{\text{л}}}}, \quad (2.82)$$

где $\epsilon'_{\text{эл}}$ — значение комплексной диэлектрической проницаемости почв на трассе; $\epsilon'_{\text{л}}$ — фактор, учитывающий влияние леса, он определяется выражением (2.81). Подробнее (2.82) можно переписать в виде

$$\frac{1}{\epsilon'_{\text{каж}}} = \frac{\sqrt{60 \lambda \sigma_{\text{эл}}} (\sqrt{2} \epsilon_{\text{л}} + \sqrt{60 \lambda \sigma_{\text{эл}}}) + i \sqrt{2} \epsilon_{\text{эл}} \left(\frac{1}{2} \sqrt{2} \epsilon_{\text{л}} + \sqrt{60 \lambda \sigma_{\text{эл}}} \right)}{60 \lambda \sigma_{\text{эл}} \epsilon_{\text{л}}} \quad (2.82a)$$

При $\sigma_{эл} = 20$ мсим/м и $\lambda = 547$ м получим, что $|\epsilon'_{эл}| = 660$, т. е. электрическая проницаемость имеет тот же порядок, что и вычисленная выше $\epsilon'_д = 450$. Поэтому, как видно из (2.82), наличие леса существенно меняет кажущееся значение электрических параметров трассы в летнее время.

Если по (2.82а) вычислить значение $\epsilon'_{каж}$ для почвы с электрической проводимостью 20 мсим/м, при $\lambda = 547$ м и $\epsilon_д = 450$, а затем найти соответствующее значение функции ослабления, то окажется, что на расстоянии порядка 70 км ослабление поля будет иметь такую же величину, как в случае распространения над свободной от растительности поверхностью с проводимостью около 4 мсим/м. Это означает, что наличие леса на трассе может вызвать в летнее время кажущееся ухудшение проводимости трассы примерно в пять раз. Обычно лес заполняет не всю трассу, а только часть ее, и его влияние будет несколько меньше.

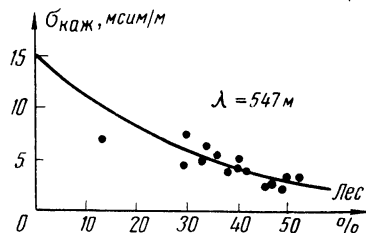


Рис. 2.23. Зависимость кажущейся проводимости от заполнения трассы лесом на длине волны $\lambda = 547$ м

На рис. 2.23 приводятся вычисленные по измерениям напряженности поля значения кажущейся проводимости $\sigma_{каж}$ (обозначены точками) в зависимости от части трассы (в процентах), занятой лесом. Из рисунка видно, что значение $\sigma_{каж}$ заметно уменьшается при увеличении части трассы, покрытой лесом, и при 50-процентном заполнении трассы лесом падает в 4—5 раз, составляя всего около 3—4 мсим/м. Эти цифры довольно близки к рассчитанным величинам, особенно если учесть приближенность принятой для расчетов модели.

Зимой, как видно из рис. 2.22, удельное сопротивление деревьев лиственных пород возрастает более чем в 10 раз, а хвойных более чем в 100 раз, и значение $\epsilon'_д$ увеличивается, согласно (2.81), соответственно в 10^2 — 10^4 раз. Поэтому, как видно из (2.82), влияние леса на распространение св и дв делается совсем небольшим по сравнению с потерями из-за конечной проводимости земли, и кажущаяся проводимость трассы может увеличиться зимой в несколько раз по сравнению с ее значением в летнее время. Соответственно должна возрасти напряженность поля.

Если, допустим, летом значение $\sigma_{каж}$ составляло из-за влияния деревьев 4—5 мсим/м, а зимой с прекращением их жизнедеятельности восстановилось до значения 10—15 мсим/м, то для $R = 70$ км и $f = 548$ кГц поле возросло бы в 1,5—2 раза. Соответствующее увеличение напряженности поля на трассах $R = 140$ км, $f = 173$ кГц и $R = 80$ км, $f = 263$ кГц составило бы 1,1—1,2 раза. Эти цифры очень близки к наблюдавшимся на данных трассах сезонным колебаниям уровня сигнала.

На рис. 2.24 приводятся среднемесячные значения относительной напряженности поля $E_{отн}$ (приведенной к августу 1967 г.), измеренные в 11 и 12 часов дня. Из рис. 2.24 видно, что зимой наблюдалось увеличение принимаемого сигнала по сравнению с летом для $f=548$ кГц около 70%, а для $f=173$ и 263 кГц — около

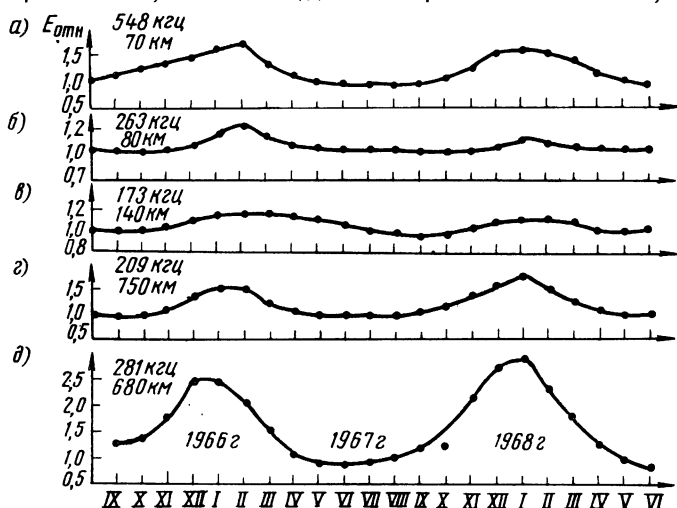


Рис. 2.24. Изменение дневных среднемесячных значений напряженности поля в течение года на различных трассах, проходящих по Европейской части СССР

10—20%, что хорошо совпадает с теми результатами, которые получаются при расчетах с помощью модели, учитывающей сезонные изменения в состоянии растительного покрова.

Для трассы $R=750$ км, $f=209$ кГц расчет по данной модели дает, что поле зимой должно было бы возрасти в 2—2,5 раза, а для трассы $R=680$ км, $f=281$ кГц — почти в четыре раза. Это, как видно из рис. 2.24г и 2.24д, несколько выше, чем наблюдалось во время эксперимента, но на данных трассах процентное содержание (а следовательно, и влияние) лесов меньше, чем на рассмотренных выше трассах, и гораздо сильнее сказывается шероховатость рельефа. Поэтому отличие кажущихся проводимостей зимой и летом будет здесь меньше, чем принималось при расчетах.

В разд. 2.3 указывалось, что некоторое увеличение сигнала (на 5—10%) в зимнее время могло бы произойти при образовании на поверхности земли плохо проводящего верхнего слоя. Но этот эффект гораздо меньше наблюдаемого. Кроме того, как видно из рис. 2.24, возрастание поля осенью начинается гораздо раньше, чем замерзает и покрывается снегом почва. Это возрастание в небольшой степени начинается иногда в сентябре—октябре, в то время как значения среднемесячных температур опускаются ниже нуля только в ноябре—декабре, причем процесс промерзания почвы происходит очень медленно. Только к концу зимы толщина про-

мерзшего слоя и снега достигает максимальных значений, при которых возможно небольшое увеличение поля. Аналогично весной уменьшение напряженности поля продолжается после того, как сошел снежный покров и оттаяла почва, хотя электрические свойства незамерзшей земли практически не зависят от температуры.

Таким образом, только модель, учитывающая влияние лесов на распространение земных волн, позволяет объяснить качественно и количественно наблюдаемые сезонные изменения напряженности поля св радиостанций.

Пример 2.9. Определим, насколько возрастет зимой уровень принимаемого сигнала по сравнению с летом, если трасса длиной в $R=70$ км проходит через лиственный лес. Плотность деревьев в лесу $\nu=0,01$ $1/м^2$, средняя эффективная высота дерева $h=10$ м, диаметр — 0,4 м. Частота передатчика $f=548$ кгц, электрическая проводимость почвы $\sigma_{эл}=20$ $мсим/м$.

Согласно рис. 2.22, удельная проводимость лиственной древесины составляет летом около 10^{-2} $мсим/м$, а зимой — $5 \cdot 10^{-4}$ $мсим/м$. Соответственно сопротивление всего дерева R_d будет равно:

$$1) \text{ летом } R_d = \frac{10}{\pi \left(\frac{0,4}{2}\right)^2 10^{-2}} = 8 \cdot 10^3 \text{ ом};$$

$$2) \text{ зимой } R_d = \frac{10}{\pi \left(\frac{0,4}{2}\right)^2 5 \cdot 10^{-4}} = 160 \cdot 10^3 \text{ ом}.$$

По ф-ле (2.81) находим значение эквивалентной диэлектрической проницаемости леса $\epsilon'_л$:

$$1) \text{ летом } \epsilon'_л = \epsilon'_л = 7 \cdot 10^{-6} \frac{(8 \cdot 10^3)^2}{10^4 (0,01)^2} = 450;$$

$$2) \text{ зимой } \epsilon'_л = \epsilon'_л = 7 \cdot 10^{-6} \frac{(160 \cdot 10^3)^2}{(10^4 \cdot 0,01)^2} = 18 \cdot 10^4.$$

Согласно (2.4) и (2.7), $\epsilon'_{эл} = -i 60 \cdot 547 \cdot 0,02 = -i 657$, т. е. зимой $\epsilon'_л \gg \epsilon'_{эл}$ и из (2.82) видно, что $\epsilon'_{каж} \approx \epsilon'_{эл}$.

Для лета значение кажущейся диэлектрической проницаемости находим из

$$\begin{aligned} \text{ф-лы (2.82а)} \quad \frac{1}{\epsilon'_{каж}} &= \frac{\sqrt{60 \cdot 547 \cdot 0,02} (\sqrt{2 \cdot 450} + \sqrt{60 \cdot 547 \cdot 0,02}) + \rightarrow}{60 \cdot 547 \cdot 0,02 \cdot 450} = \\ &\rightarrow + i \sqrt{2 \cdot 450} \left(\frac{1}{2} \sqrt{2 \cdot 450} + \sqrt{60 \cdot 547 \cdot 0,02} \right) \\ &= (4,8 + i 4,1) \cdot 10^{-3}, \end{aligned}$$

откуда:

$$\left| \frac{1}{\epsilon'_{каж}} \right| = \sqrt{(4,8 \cdot 10^{-3})^2 + (4,1 \cdot 10^{-3})^2} = 6,3 \cdot 10^{-3},$$

$$\text{tg arg } \frac{1}{\epsilon'_{каж}} = \frac{4,1 \cdot 10^{-3}}{4,8 \cdot 10^{-3}} = 0,85, \text{ arg } \frac{1}{\epsilon'_{каж}} = 40^\circ.$$

По ф-ле (2.67) определяем численные расстояния $\rho_{\text{каж}}$:

$$1) \text{ для лета } |\rho_{\text{каж}}| = \frac{\pi \cdot 70 \cdot 10^3}{547} 6,3 \cdot 10^{-3} = 2,5, \quad \arg \rho_{\text{каж}} = -90^\circ + 40^\circ = -50^\circ.$$

$$2) \text{ для зимы } |\rho_{\text{каж}}| = \frac{\pi \cdot 70 \cdot 10^3}{547 \cdot 657} = 0,61, \quad \arg \rho_{\text{каж}} = -90^\circ \mp 90^\circ = 0^\circ.$$

По графикам рис. 2.13 определяем соответствующие значения функций ослабления:

1) для лета $W=0,25$, 2) для зимы $W=0,75$.

Таким образом, в данном идеализированном случае, когда считается, что лес полностью заполняет трассу и не учитывается влияние шероховатости рельефа, значение сигнала зимой может увеличиться в три раза. В реальных условиях этот эффект будет меньше.

2.6. ВЛИЯНИЕ КРУПНЫХ ОДИНОЧНЫХ ПРЕПЯТСТВИЙ НА РАСПРОСТРАНЕНИЕ РАДИОВОЛН

Расчет поля радиовещательных станций св и дв диапазонов в условиях гористой местности представляет определенные трудности, в настоящее время нет простых инженерных методов такого расчета, если на пути распространения радиоволн имеются крупные препятствия типа гор, холмов и т. д. Правда, в литературе рекомендуется производить расчет поля в гористой местности, как для ровной трассы, но с пониженным значением проводимости трассы. Например, по табл. 2.2 и 2.3 значение проводимости трассы в гористой местности в несколько раз меньше, чем для ровной или не очень холмистой местности.

Очевидно, что если на трассе имеется препятствие в виде горы, то величина напряженности поля будет зависеть от высоты этой горы и ее удаленности от передатчика и приемника, т. е. здесь играют роль не только электрические свойства поверхности, но и геометрические факторы, и данная задача имеет дифракционный характер. К сожалению, вопрос о расчете поля за отдельными препятствиями (дифракция на одиночных препятствиях) в реальных условиях с учетом влияния земли разработан пока недостаточно. Теоретически удалось получить решения для некоторых типов дифракционных поверхностей (полубесконечный экран, шар, цилиндр), находящихся в пустоте. Хотя в практике распространения св и дв такие виды препятствий встретить трудно, можно использовать некоторые общие выводы из полученных решений, а также аппроксимировать с определенной точностью встречающиеся на практике формы препятствий видами дифракционных поверхностей, для которых решения имеются.

Наиболее простым и хорошо изученным случаем является дифракция на краю непрозрачного экрана, когда λ мала по сравнению с h (дифракция Френеля). В этом случае коэффициент ослабления поля W по отношению к бесконечно проводящей земле можно найти по формуле

$$|W| = \frac{1}{2} \sqrt{\frac{C^2(v) + S^2(v)}{2}}, \quad (2.83)$$

где $C(v)$ и $S(v)$ — интегралы Френеля, равные $C(v) = \frac{1}{2} - \int_0^v \cos \frac{\pi x^2}{2} dx$, $S(v) = \frac{1}{2} - \int_0^v \sin \frac{\pi x^2}{2} dx$.

Параметр v равен (рис. 2.25):

$$v = h \sqrt{\frac{2(R_1 + R_2)}{\lambda R_1 R_2}}, \quad (2.84)$$

где R_1 и R_2 — расстояния от препятствия соответственно до передатчика и приемника. Для небольших углов дифракции ψ это выражение можно переписать в виде:

$$v \approx \sqrt{\frac{2R_1 R_2}{\lambda (R_1 + R_2)}} \psi. \quad (2.84a)$$

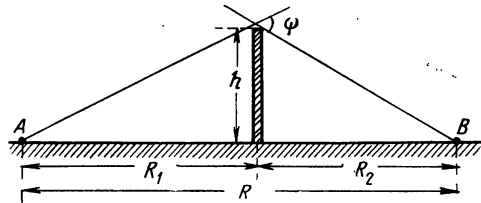


Рис. 2.25. Дифракция на «гребне»

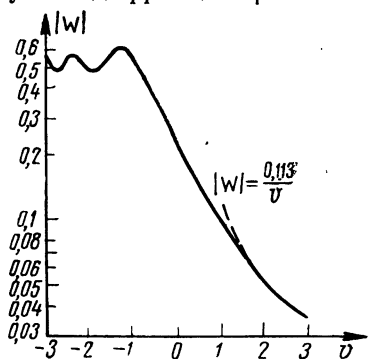


Рис. 2.26. Зависимость коэффициента ослабления при дифракции на экране от параметра $v =$

$$= h \sqrt{\frac{2(R_1 + R_2)}{\lambda R_1 R_2}}$$

Интегралы Френеля протабулированы в зависимости от параметра v (см., например, [39]), так что нахождение коэффициента ослабления в данном случае не представляет труда. Кроме того, W можно находить по графику рис. 2.26, построенному на основе [10, рис. 2.72], а для значений $v \geq 2$ по приближенной формуле

$$|W| \approx \frac{0,113}{v}. \quad (2.85)$$

В разд. 5.2 рассматривается номографический метод расчета дифракции Френеля по высоте препятствия и расстояниям от него до передатчика и приемника.

Расчет поля по формулам дифракции на краю экрана можно применять и при дифракции на шаре, если точка наблюдения лежит неглубоко в тени, а препятствие находится далеко от передат-

чика и приемника [1]. Степень удаленности приемника и передатчика от препятствия характеризует параметр μ , равный (рис. 2.27)

$$\mu^2 = \frac{R_1 R_2}{R_1 + R_2} \sqrt[3]{\frac{\pi}{\lambda a^2}}, \quad (2.86)$$

где a — радиус шара; R_1 и R_2 — расстояния от передатчика и приемника до точек касания лучей из них с шаром. Степень погружения приемной точки в тень характеризует параметр

$$\tau \approx \sqrt[3]{\frac{\pi a}{\lambda}} \psi. \quad (2.87)$$

Если выполняются условия $\mu^2 \gg 1$ и $\tau \leq 1$ ($\psi \leq \sqrt[3]{\frac{\lambda}{\pi a}}$), то коэффициент ослабления для шара с точностью до фазового множителя совпадает с коэффициентом ослабления для дифракции на краю экрана.

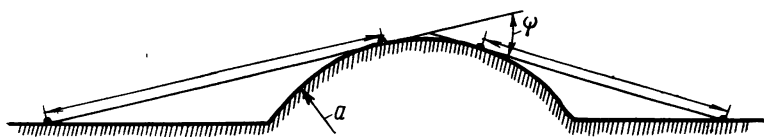


Рис. 2.27. Дифракция на сфере
(указанное на рисунке слева расстояние — R_1 справа — R_2)

Здесь важно отметить следующие обстоятельства. Во-первых, в выражения для параметров μ и τ , характеризующих возможность замены дифракции на шаре дифракцией на клине (экране), входит не высота препятствия над трассой, а радиус препятствия. Поэтому о возможности такой замены нельзя судить по высоте препятствия в сравнении с длиной волны. Во-вторых, эти параметры не очень сильно зависят от длины волны и радиуса препятствия (через корень кубический) и гораздо более критичны к величинам расстояний. Поэтому в диапазоне св, несмотря на относительно большие длины волн в отдельных случаях возможна замена дифракции на шаре дифракцией на экране. Например, если препятствие имеет вид полусферы с радиусом $a=5$ км и удалено от приемника и передатчика на расстояния $R_1=R_2=50$ км, то параметры μ и τ равны соответственно: 1) для $\lambda=200$ м $\mu^2=21,5$, $\tau=0,86$ и 2) для $\lambda=1000$ м $\mu^2=12,6$, $\tau=0,5$.

Подробнее вопрос о дифракции на шаре рассмотрел К. Фуруцу [40]. В его работе (см. также [1]) приводятся графики зависимости дифракционного коэффициента ослабления W от параметров μ и τ для разных электрических свойств шара.

Во всех рассмотренных выше случаях дифракции на препятствии не учитывается влияние земли на пути распространения радиоволн до препятствия и после него, считается, что препятствие находится в пустоте. К. Фуруцу сделал попытку решить с по-

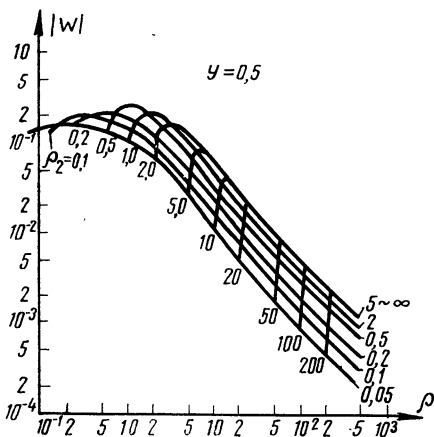


Рис. 2.28. Зависимость коэффициента ослабления W при дифракции на «гребне» от численных расстояний между приемником и передатчиком ρ и приемником и «гребнем» ρ_2 [41]

мощью специального метода вопрос о влиянии отдельных препятствий на распространение радиоволн в общем виде с учетом земли [41]. К сожалению, полученные им выражения имеют слишком сложный вид. Но для некоторых случаев в [41] приводятся графики коэффициента ослабления, в частности, рассмотрено влияние гребня, расположенного на плоской и сферической поверхности земли. На рис. 2.28, взятом из [41], приводится график модуля функции ослабления при наличии гребня на плоской поверхности земли в зависимости от численного расстояния между приемником

$$\text{и передатчиком } \rho = \frac{10^6 \pi R_{[км]}}{6 \lambda_{[м]}^2 \sigma_{[мсим/м]}}$$

для различных значений численного расстояния от приемника до гребня $\rho_2 = \frac{10^6 \pi R_{2[км]}}{6 \lambda_{[м]}^2 \sigma_{[мсим/м]}}$

и одного значения численной высоты гребня

$$Y = \frac{10 \pi h_{[м]}}{\sqrt{6 \lambda_{[м]}^3 \sigma_{[мсим/м]}}}, \quad (2.88)$$

равного 0,5.

Хотя форма препятствия в виде гребня редко реализуется в диапазоне св, но по данным частным примерам можно судить, насколько сильно влияет сама земля по сравнению с препятствием. И оказывается, что ее влияние в диапазоне св, где препятствие не очень сильно превышает длину волны, существенно, особенно для более коротких волн. Поглощение радиоволн землей может дать по порядку такое же ослабление поля, как и само препятствие.

Воспользовавшись рис. 2.28, оценим величину ослабления поля, связанного с поглощением в земле, с величиной дифракционного ослабления при наличии препятствия в виде гребня для двух радиоволн.

Заметим, что поскольку λ , σ и h связаны соотношением (2.88), выбор двух параметров (например λ и σ) определяет значение третьего (h). Для удобства возьмем $R_1 = R_2 = R/2$. Полученные результаты приводятся в табл. 2.4, из которой видно, что для $\lambda = 300$ м и $\sigma = 5$ мсим/м поле ослабевает из-за потерь в земле на

Влияние «гребня», расположенного на плоской ровной поверхности, на распространение радиоволн

Длина волны	σ , мсим/м	h/λ	R , км	ω_1 без гребня	ω_2 с гребнем
$\lambda = 300\text{ м}$	5	1,5	20	0,4	0,22
	5	1,5	100	0,05	0,05
	35	4	100	0,5	0,3
$\lambda = 2000\text{ м}$	5	4	100	0,9	0,2
	5	4	300	0,7	0,25

расстоянии $R=20$ км примерно в 2,5 раза, а внесение небольшого гребня ($h/\lambda=1,5$) в середину трассы увеличивает ослабление поля еще примерно в 2 раза. Но на больших расстояниях ($R=100$ км) влияние гребня уже незаметно и ослабление поля определяется только поглощением в земле. Для почвы с лучшей проводимостью ($\sigma=35$ мсим/м) и для более высокого гребня ($h/\lambda=4$) поле из-за потерь в земле на расстоянии 100 км уменьшится в 2 раза, а внесение гребня уменьшает его еще примерно в 1,7 раза. Для более длинных радиоволн ($\lambda=2000$ м) влияние гребня при том же соотношении $h/\lambda=4$ гораздо более значительно. Так, даже если взять, вместо 35 мсим/м, проводимость, равную 5 мсим/м, то на расстоянии $R=100$ км ослабление из-за затухания в почве составит только 10%, а внесение гребня ослабляет поле еще в 4,5 раза.

Таким образом, приводимые в табл. 2.4 данные показывают, что при расчетах поля св станций, когда на трассе находится крупное единичное препятствие, нельзя ограничиваться только расчетом ослабления, вносимого этим препятствием, необходимо также учитывать и ослабление из-за поглощения волн в почве.

Поскольку нет простых методов расчета поля за одиночными препятствиями, можно предложить следующий приближенный метод, аналогичный методу Бэрроуза [42] для расчета поля над сферической землей. Суть этого метода состоит в том, что вычисляется поле, которое создавалось бы передатчиком на данном расстоянии для плоской земли с данной проводимостью, и затем полученный результат умножается на коэффициент ослабления из-за дифракции на препятствии. Причем, как показано в [41], в некоторых случаях (например для препятствий типа «гребень», «уступ») при больших расстояниях от передатчика и приемника до препятствия коэффициент ослабления действительно распадается на два множителя, один из которых представляет собой функцию

ослабления при распространении радиоволн над ровной землей с данной проводимостью, а второй — коэффициент ослабления, вызванный наличием препятствия, так что предлагаемое приближение описывает процесс распространения радиоволн для указанного случая с достаточной точностью.

Реальные препятствия обычно имеют поверхность, отличающуюся от гребня, сферы, цилиндра, дифракция на которых поддается расчету. Но в дифракции основную роль играет небольшая часть поверхности препятствия, лежащая в первой зоне Френеля шириной порядка $\sqrt{\lambda R}$, а остальные части имеют гораздо меньшее значение при условии, что радиус кривизны поверхности достаточно велик по сравнению с длиной волны. В этой малой части дифракционную поверхность можно аппроксимировать приближенным видом поверхности, причем конкретный вид принятой поверхности слабо влияет на конечные результаты.

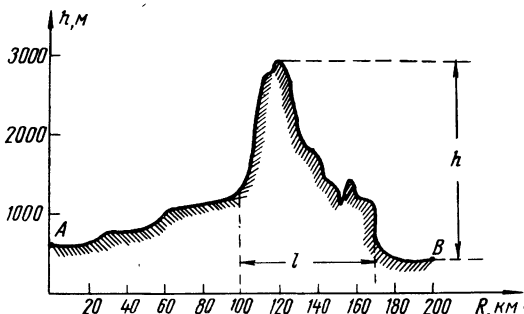


Рис. 2.29. К замене реального препятствия сферой

Так, если имеется трасса с гористым профилем (рис. 2.29), то препятствие на ней можно интерпретировать как сегмент сферы длиной l и высотой h (масштабы на рисунке не выдержаны). Тогда, учитывая, что $h \ll l$, можно найти радиус соответствующей сферы $a \approx l^2/8h$.

Например, для случая, изображенного на рис. 2.29, взяв $l = 70$ км и $h = 2$ км, получаем $a = 300$ км.

ТАБЛИЦА 2.5

Измеренные и вычисленные значения напряженности поля

Номер трассы	$E_1, \text{мв/м}$	$E_2, \text{мв/м}$	$E_3, \text{мв/м}$	$E_4, \text{мв/м}$
1	0,012	0,152	0,024	0,019
2	1,8	9,5	1,4	1,3
3	10,5	16,2	4,8	2,7
4	5,2	46,7	7	6

В табл. 2.5 приводятся для сравнения экспериментально измеренные значения напряженности поля E_1 , полученные на четырех

трассах, проходящих в горной части Средней Азии (рис. 2.29 относится к трассе № 3), и вычисленные значения для различных моделей поверхности. По трассе № 1 измерения производились на $\lambda=490$ м, а по остальным трем на $\lambda=1640$ м. E_2 — значение поля, которое было бы над ровной плоской поверхностью с проводимостью 4,5 мсим/м, E_3 — вычислено по предлагаемому методу (путем перемножения коэффициентов ослабления из-за потерь в земле и из-за дифракции на препятствии) при аппроксимировании препятствия сегментом сферы, а E_4 — при аппроксимировании препятствия полубесконечным экраном.

Если вычислить параметры μ и τ для профилей рассматриваемых трасс, то их значения не очень сильно отличаются от единицы, т. е. в данных случаях нельзя заменять дифракцию на шаре Френелевой дифракцией. Но из табл. 2.5 видно, что результаты, вычисленные для случая, когда препятствие интерпретируется сегментом сферы, и для случая, когда то же препятствие интерпретируется непрозрачным экраном, имеют примерно одинаковые величины. Для той степени точности, которую дает предлагаемый метод, можно для расчетов напряженности поля использовать вместо формул для дифракции на шаре более простые формулы для дифракции на полубесконечном экране.

ТАБЛИЦА 2.6
Измеренные (E_1) и вычисленные (E_2) значения напряженности поля

Номер трассы	E_1 , мв/м	E_2 , мв/м
1	0,14—0,22	0,2
2	0,14—0,21	0,2
3	1,6—4	2
4	1,8—4,2	2,3
5	2—4	2,6

Следует отметить, что в диапазоне св в большинстве случаев длина волны имеет тот же порядок, что и высота препятствия, т. е. условие $h \gg \lambda$, которое обычно считается необходимым для возможности использовать приближение Френелевой дифракции, не выполняется. Однако в [43] показано, что расчет дифракции на гребне, расположенном на поверхности плоской бесконечно проводящей земли, получается как частный случай весьма общего метода и производится с помощью интеграла Френеля с точностью до фазового множителя и коэффициента порядка $\sqrt{\pi/2}$ в параметре v .

При этом никаких ограничений на соотношение между высотой препятствия и длиной радиоволны не накладывалось, так что, по-видимому, условие малости λ по сравнению с h не является очень жестким.

В табл. 2.6 приводятся измеренные (E_1) и вычисленные по предлагаемому методу при замене препятствий экраном (E_2) значения напряженностей полей для пяти трасс, проходящих через Кавказский хребет ($\lambda=1570$ м, $h \sim 3,5-4$ км).

Результаты, приводимые в табл. 2.5 и 2.6, а также аналогичные данные, полученные в гористой части Кольского полуострова

и на Урале, показывают, что предлагаемый метод расчета напряженности поля св радиостанций при наличии на трассе гор даст удовлетворительную точность. Хотя вычисленные значения поля отличаются в отдельных случаях от измеренных в несколько раз, но порядок величин получился правильным. Очень большую точность здесь трудно ожидать, так как характеристики препятствия можно определить весьма приближенно, кроме того (см., например, табл. 2.6), разброс самих величин напряженности поля, которые измерялись в каждом пункте в четырех-пяти точках, отстоящих друг от друга на расстоянии нескольких сот метров, достигал иногда 200—300%.

Подробный теоретический анализ дифракции радиоволн на одном или нескольких последовательно расположенных препятствиях, находящихся на поверхности земли, приводится в [41].

Рассмотрим конкретный пример расчета поля в горной местности.

Пример 2.10. Определить напряженность поля 100-киловаттного передатчика на расстоянии $R=110$ км, если между ним и приемником находится гора высотой $h=4$ км. Длина волны передатчика $\lambda=1570$ м, расстояние от него до горы $R_1=80$ км. Проводимость ровной поверхности $\sigma=4$ мсим/м.

Определим сначала коэффициент ослабления из-за потерь в земле W_1 . Для этого по ф-ле (2.8) находим численное расстояние $\rho = \frac{10^8 \cdot \pi \cdot 110}{6 \cdot 1570^2 \cdot 4} = 0,58$. Затем по рис. 2.2 определяем $W_1=0,75$.

Теперь определим значение дифракционного коэффициента ослабления W_2 . Для этого по ф-ле (2.84) находим параметр $\sigma = 4 \sqrt{\frac{2 \cdot 110}{1,57 \cdot 80 \cdot 30}} = 0,97$ и по графику на рис. 2.26 определяем $W_2=0,1$.

Общий коэффициент ослабления W на данной трассе находим как произведение $W=W_1 W_2=0,75 \cdot 0,1=0,075$.

Величину напряженности поля E в месте приема вычисляем по ф-ле (2.2):

$$E = \frac{300 \sqrt{100}}{110} 0,075 = 2 \text{ мв/м.}$$

2.7. РАСПРОСТРАНЕНИЕ РАДИОВОЛН НАД КУСОЧНО-ОДНОРОДНОЙ ТРАССОЙ. «ВЗЛЕТНАЯ» И «ПОСАДОЧНАЯ» ПЛОЩАДКИ

Обычно свойства земной поверхности, над которой распространяются радиоволны, не остаются постоянными, особенно для протяженных трасс. Однако на отдельных участках их можно считать постоянными, т. е. рассматривать трассу состоящей из ряда однородных участков, каждый из которых обладает своими кажущимися параметрами $\sigma_{\text{каж}}$ и $\epsilon_{\text{каж}}$ (для простоты индекс «каж» в дальнейшем будет опущен).

Вопрос о вычислении функций ослабления для кусочно-однородных трасс над плоской и сферической поверхностью земли был рассмотрен Е. Л. Фейнбергом [1] и Ю. К. Калининым [14]. В общем виде формулы для вычисления функций ослабления над сложной трассой выражаются в интегральной форме и неудобны для

вычисления. Но в отдельных случаях их можно упростить и получить решение в явном виде.

Рассмотрим трассу, состоящую из двух плоских однородных участков с кажущимися проводимостями σ_1 и σ_2 . Протяженность первого участка R_1 , второго участка R_2 , протяженность всей трассы R . Тогда, пока мы находимся в пределах первого участка, функция ослабления представляет собой обычную функцию ослабления Зоммерфельда над однородной землей (обозначим ее для удобства y_S), которую можно вычислить методами, описанными в разд. 2.1. Когда мы переходим на второй участок и находимся недалеко от границы между участками ($R_2 \ll R_1$), функцию ослабления $W_2(R)$ можно находить по формуле:

$$W_2(R) = y_S(\sigma_1, R) \left\{ \sqrt{\frac{\sigma_2}{\sigma_1}} + \left(1 - \sqrt{\frac{\sigma_2}{\sigma_1}}\right) \frac{i}{\sqrt{\pi \rho_2}} [1 - y_S(\rho_2)] \right\}, \quad (2.89)$$

где ρ_2 — численное расстояние, соответствующее второму участку.

Когда точка наблюдения удаляется достаточно далеко от границы между участками ($R_2 \gg R_1$), функцию ослабления можно находить по формуле

$$W_2(R) = y_S(\sigma_2, R) \left\{ \sqrt{\frac{\sigma_1}{\sigma_2}} + \left(1 - \sqrt{\frac{\sigma_1}{\sigma_2}}\right) \frac{i}{\sqrt{\pi \rho_1}} [1 - y_S(\rho_1)] \right\}, \quad (2.90)$$

где ρ_1 — численное расстояние, соответствующее первому участку.

Если в этом случае более протяженный второй участок обладает бесконечной проводимостью (например, передатчик находится на суше недалеко от берега, а приемник далеко в море), т. е. $R_1 \ll R_2$, $\sigma_2 = \infty$, то ф-ла (2.90) принимает следующий вид:

$$|W_2(R)| = \left| \frac{1 - y_S(\rho_1)}{\sqrt{\pi \rho_1}} \right|. \quad (2.91)$$

В противоположном случае ($\sigma_1 = \infty$, $R_1 \gg R_2$) функцию ослабления можно находить по формуле

$$|W_2(R)| = \left| \frac{1 - y_S(\rho_2)}{\sqrt{\pi \rho_2}} \right|. \quad (2.92)$$

Если численные расстояния, соответствующие обоим участкам, достаточно велики ($\rho_1 \geq 1$, $\rho_2 \geq 1$), при любых соотношениях между размерами участков для нахождения функции ослабления справедливо следующее приближенное выражение:

$$|W_2(R)| \approx 10^{-5} \frac{\lambda_{[м]}^2 \sqrt{\sigma_1 [\text{мсим/м}] \sigma_2 [\text{мсим/м}]}}{R_{[км]}}. \quad (2.93)$$

В этом случае функция ослабления для сложной трассы рассчитывается, как функция ослабления для простой трассы, но с проводимостью, равной среднегеометрическому из проводимостей составных участков.

Если первый участок идеально проводящий ($\sigma_1 = \infty$), а численное расстояние, соответствующее второму участку, достаточно велико ($\rho_2 \gg 1$), то, независимо от соотношения между размерами участков, функция ослабления принимает вид

$$|W_2| = \sqrt{\frac{1}{4\rho_2^2} \frac{R_2^2}{R^2} + \frac{R_1}{\pi R} \frac{1}{\rho_2}}. \quad (2.94)$$

Для трассы, состоящей из трех участков, интересен случай, когда численные расстояния, соответствующие всем трем участкам, достаточно велики ($\rho_1 \gg 1$, $\rho_2 \gg 1$, $\rho_3 \gg 1$) и в то же время протяженность первого участка мала ($R_1 \ll R$). Тогда функция ослабления принимает вид

$$|W_3| \approx 10^{-5} \frac{\lambda_{[м]}^2 \sqrt{\sigma_1_{[мсим/м]} \sigma_3_{[мсим/м]}}}{R_{[км]}}. \quad (2.95)$$

Таким образом, в данном случае свойства промежуточного участка непосредственно не влияют на величину функции ослабления, и основную роль играют концевые участки, так называемые «взлетная» и «посадочная» площадки. Особая роль концевых участков трассы физически объясняется тем, что распространение земных радиоволн, как указывалось в разд. 2.1, является в некотором смысле пространственным процессом. При удалении от приемника и передатчика волна как бы «поднимается» над поверхностью, и земля здесь меньше влияет, чем в непосредственной близости от них.

Для иллюстрации влияния «взлетной» и «посадочной» площадок на характер изменения функции ослабления приводится рис. 2.30, взятый из [1], где изображены графики функции ослабления W_3 для кусочно-однородных трасс, состоящих из участков с резко отличающимися значениями проводимостей («суши» и «моря») в зависимости от коэффициента заполнения трассы «сушей» — $\frac{2a}{R}$.

Верхняя кривая относится к трассе «море—суша—море», когда на концах находятся одинаковые хорошо проводящие участки, а нижняя — к трассе «суша—море—суша», когда на концах находятся одинаковые плохо проводящие участки, длина каждого из которых равна a . Эти кривые показывают, что хорошо проводящие концевые участки резко увеличивают значение функции ослабления, даже когда они относительно невелики

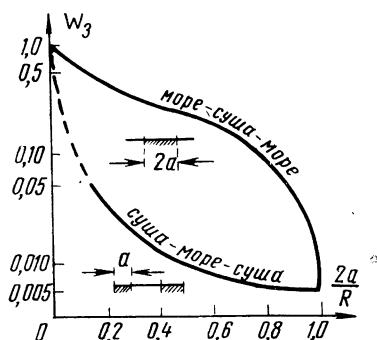


Рис. 2.30. Влияние концевых участков трассы на характер изменения функции ослабления [1]

(правая часть верхней кривой), а относительно малые плохо проводящие концевые участки резко снижают ее значение (левая часть нижней кривой). Внесение в середину трассы хорошо проводящего (правая часть нижней кривой) или плохо проводящего (левая часть верхней кривой) участка слабо сказывается на величине W_3 . Если кусочно-однородная трасса целиком проходит над сушей, то данный эффект будет гораздо меньше, так как в этом случае проводимости участков могут отличаться всего в несколько раз. Тем не менее передающий и приемный пункты желательно располагать на участках с хорошей проводимостью. Иногда, например, имеет смысл отойти несколько дальше от передатчика, но на почву с лучшей проводимостью, и уровень сигнала возрастет (эффект «восстановления» поля).

Если угловые размеры $\Theta_1 = \frac{R_1}{a}$ и $\Theta_2 = \frac{R_2}{a}$ (здесь a — радиус Земли) участков трассы, состоящей из двух однородных частей, настолько велики, что $\Theta_1 \geq \frac{1}{A}$ и $\Theta_2 \geq \frac{1}{A}$, т. е. R_1 и $R_2 \geq (23,5 \lambda_{[м]}^{1/3})$ км, то нужно учитывать сферичность земли, и функция ослабления имеет вид

$$|V_2| = \sqrt{\pi A \Theta} |(q_1 - q_2)| \frac{\exp \{A [\Theta_1 \operatorname{Im} t_1(q_1) \mp \Theta_2 \operatorname{Im} t_1(q_2)]\}}{[t_1(q_1) - q_1^2] [t_1(q_2) - q_2^2] [t_1(q_1) - t_1(q_2)]}, \quad (2.96)$$

где Θ — угловой размер всей трассы ($\Theta = \Theta_1 + \Theta_2$), а q_1 и q_2 определяются соответственно проводимостями первого и второго участков.

Если в ф-лу (2.96) подставить вместо угловых линейные размеры участков, то она примет вид

$$|V_2| = 0,365 \sqrt{\frac{R_{[км]}}{\lambda_{[м]}^{1/3}}} |(q_1 - q_2)| \times \\ \times \frac{\exp \left\{ 0,0425 \left[\frac{R_1 [км]}{\lambda_{[м]}^{1/3}} \operatorname{Im} t_1(q_1) \mp \frac{R_2 [км]}{\lambda_{[м]}^{1/3}} \operatorname{Im} t_1(q_2) \right] \right\}}{[t_1(q_1) - q_1^2] [t_1(q_2) - q_2^2] [t_1(q_1) - t_1(q_2)]}. \quad (2.96a)$$

Аналогичным образом строится функция ослабления для трассы, состоящей из трех достаточно протяженных участков.

В работе [14] показывается, что для достаточно больших ($\Theta_j \geq \frac{1}{A}$) и хорошо проводящих ($q_j \ll 1$) составных участков функцию ослабления над сложной сферической трассой можно находить как функцию ослабления над однородной сферической землей с той же длиной общей трассы Θ , но с некоторым сред-

ним электрическим параметром, $q_{\text{ср}} = \frac{\sum_{j=1}^n \Theta_j q_j}{\Theta}$ (n — число участ-

ков). Если же участки плохо проводящие ($q_j \gg 1$), то функцию ослабления над сложной трассой можно находить как над одно-

родной, с некоторым средним параметром $\frac{1}{q_{\text{ср}}} = \frac{\sum_{j=1}^n \theta_j 1/q_j}{\theta}$.

В диапазоне св для обычных значений кажущихся проводимостей параметр q не очень сильно отличается от единицы. Так, при кажущейся проводимости $\sigma = 5$ мсим/м и при $\lambda = 200$ м $q \approx 6$, а при $\lambda = 2000$ м $q \approx 0,88$.

Поскольку формулы для расчета функций ослабления над сложными трассами, полученные строгими методами, слишком громоздки, обычно пользуются более простым полуэмпирическим методом Миллингтона [44], который дает удовлетворительную точность. Суть этого метода заключается в следующем. Если трасса длиной R состоит из двух участков с проводимостями σ_1 и σ_2 и размерами соответственно R_1 и R_2 , то поле над ней вычисляется следующим образом. Определяется поле $E_1(\sigma_1, R_1)$, которое создавал бы передатчик данной мощности на расстоянии R_1 при проводимости трассы σ_1 , затем определяется мощность передатчика, который создавал бы на расстоянии R_1 , но для почвы с проводимостью σ_2 , поле, равное $E_1(\sigma_1, R_1)$. Далее определяется поле, которое создает передатчик с этой фиктивной мощностью на расстоянии R над трассой с проводимостью σ_2 . Чтобы решение удовлетворяло теореме взаимности, приемник и передатчик меняют местами, проводят те же операции и поле в точке приема $E(R)$ определяют как среднегеометрическое из полученных значений поля в первом и втором случаях:

$$E(R) = \sqrt{\frac{E_1(\sigma_1, R_1)}{E_1(\sigma_2, R_1)} E_1(\sigma_2, R) \frac{E_2(\sigma_2, R_2)}{E_2(\sigma_1, R_2)} E_2(\sigma_1, R)} \quad (2.97)$$

(индексом «2» обозначены поля, полученные, когда приемник и передатчик поменяли местами). Соответственно функция ослабления для трассы, состоящей из двух участков,

$$W_2(R) = \sqrt{\frac{y_S(\sigma_1, R_1)}{y_S(\sigma_2, R_1)} y_S(\sigma_2, R) \frac{y_S(\sigma_2, R_2)}{y_S(\sigma_1, R_2)} y_S(\sigma_1, R)} \quad (2.98)$$

Если численные расстояния, соответствующие обоим плоским участкам, достаточно велики, то ф-ла (2.98) дает тот же результат, что и ф-ла (2.93), полученная на основании точного метода.

Пользуясь методом Миллингтона, можно получить аналогичное выражение для определения функции ослабления над трассой, состоящей из трех и более участков.

Сложнее обстоит дело, когда нужно учитывать сферичность земли. В этом случае различные участки трассы оказывают гораздо большее влияние друг на друга, чем для плоской земли, а метод Миллингтона это влияние не учитывает. Если построить

по методу Миллингтона аналогично выражению (2.98) функцию ослабления над трассой, состоящей из двух достаточно протяженных $\left(\Theta_1 \geq \frac{1}{A}, \Theta_2 \geq \frac{1}{A}\right)$ сферических участков, то получим выражение

$$|W_2| = \sqrt{\pi A \theta} \frac{\exp\{A[\theta_1 \operatorname{Im} t_1(q_1) + \theta_2 \operatorname{Im} t_1(q_2)]\}}{|V[t_1(q_1) - q_1^2][t_1(q_2) - q_2^2]|}. \quad (2.99)$$

Если (2.99) сравнить с ф-лой (2.96), полученной из строгой теории для данного случая, то видно, что они как раз отличаются множителями, учитывающими взаимное влияние составных участков трассы. Любопытно отметить, что если участки имеют одинаковые свойства ($q_1 = q_2$), то выражение (2.99) переходит в (2.22) для однородной сферической трассы, как и должно быть, т. е. метод Миллингтона учитывает в какой-то степени физическую сущность проблемы и для сферической поверхности.

Рассмотренные случаи распространения радиоволн показывают, что для вычисления значений функций ослабления над плоской и сферической кусочно-однородной трассами часто необходимо знать не только значения функций ослабления, но и ряд промежуточных величин, таких, как численное расстояние ρ , электрический параметр q , множитель $|t_1(q) - q^2|$ и др. Все эти величины легко определяются по предлагаемым в разд. 5.2 номограммам, что намного облегчает вычисление функций ослабления над сложной трассой.

Рассмотрим численный пример, позволяющий судить о степени точности метода Миллингтона.

Пример 2.11. Оценить, какую погрешность дает метод Миллингтона при определении напряженности поля передатчика, находящегося на корабле на расстоянии $R_1 = 20$ км от берега. Приемный пункт находится на суше на расстоянии $R_2 = 60$ км от берега. Проводимость морской воды $\sigma_1 = 1500$ мсим/м, а суши $\sigma_2 = 1$ мсим/м. Длина радиоволны $\lambda = 300$ м.

По ф-ле (2.8) и рис. 2.2 определяем значения численных расстояний и соответствующих им функций ослабления, входящих в ф-лу (2.98):

$$\rho(\sigma_1, R_1) = \frac{10^5 \cdot \pi \cdot 20}{6 \cdot 300^2 \cdot 1500} = 0,0016, \quad y_S(\sigma_1, R_1) = 1$$

и аналогично:

$$\rho(\sigma_2, R_1) = 23,2, \quad y_S(\sigma_2, R_1) = 0,022;$$

$$\rho(\sigma_2, R) = 93, \quad y_S(\sigma_2, R) = 0,0054;$$

$$\rho(\sigma_2, R_2) = 70, \quad y_S(\sigma_2, R_2) = 0,007;$$

$$\rho(\sigma_1, R_2) = 0,0047, \quad y_S(\sigma_1, R_2) = 1;$$

$$\rho(\sigma_1, R) = 0,0062, \quad y_S(\sigma_1, R) = 1.$$

Приближенное значение функции ослабления W_2 будет равно:

$$W_2 = \sqrt{\frac{1}{0,022 \cdot 0,0054 \cdot \frac{0,007}{1}} \cdot 1} = 0,041.$$

Так как $\rho_2 = \rho(\sigma_2, R_2) \gg 1$, то точное значение W_2 можно найти по ф-ле (2.94):

$$W_2 = \sqrt{\frac{1}{4 \cdot 70^2} \frac{60^2}{80^2} + \frac{20}{3,14 \cdot 80 \cdot 70}} = 0,034.$$

Таким образом, приближенное значение функции ослабления отличается от точного почти на 20%

В заключение следует отметить, что в настоящее время в Ленинградском государственном университете разработана программа для электронно-вычислительных машин, позволяющая рассчитывать функцию ослабления для сложных трасс, состоящих из двух и трех сферических участков.

2.8. ВРЕМЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ НАПРЯЖЕННОСТИ ПОЛЯ СВ РАДИОСТАНЦИЙ ДНЕМ

Если бы особенности распространения средних радиоволн в дневное время определялись, как обычно считается, исключительно свойствами поверхности земли, то величина св сигнала отличалась бы большой стабильностью. Однако наблюдения показывают, что, хотя по сравнению с другими диапазонами уровень сигнала на средневолновых частотах подвержен меньшим изменениям, однако и он меняется во времени. На рис. 2.31 приводятся

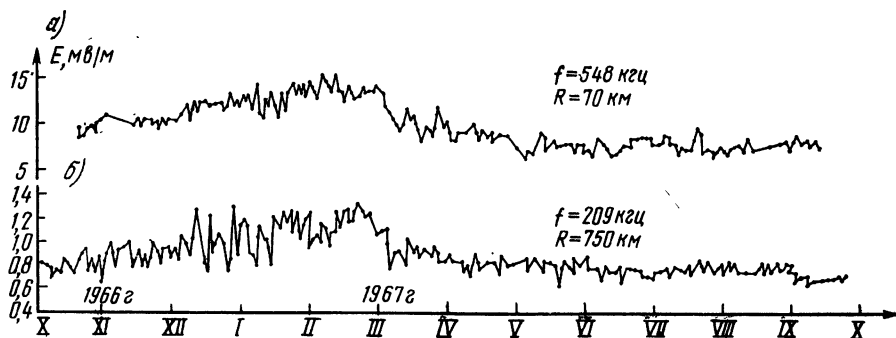


Рис. 2.31. Изменение дневных значений напряженности поля в течение года: а) для $f=548 \text{ кГц}$, $R=70 \text{ км}$; б) для $f=209 \text{ кГц}$, $R=750 \text{ км}$

значения напряженности поля E , полученные по ежедневным измерениям в 11 и 12 час. с октября 1966 г. по сентябрь 1967 г. на частотах $f=548 \text{ кГц}$ (рис. 2.31а) и $f=209 \text{ кГц}$ (рис. 2.31б). Из рисунка видно, что, помимо регулярного увеличения среднего уровня сигнала от лета к зиме, которое объясняется сезонными изменениями в состоянии лесного покрова (см. разд. 2.5), существуют флуктуации напряженности поля ото дня ко дню и даже в течение одного дня, особенно они заметны зимой. Для характеристики амплитуд флуктуаций напряженности поля в дневное время на рис. 2.32 приводятся величины относительных среднеме-

сячных дисперсий $\gamma = \frac{\sqrt{(E - \bar{E})^2}}{\bar{E}}$ (E — величина отдельного измерения, \bar{E} — среднее за месяц). Из рисунка видно, что на коротких трассах средние относительные флуктуации сигнала состави-

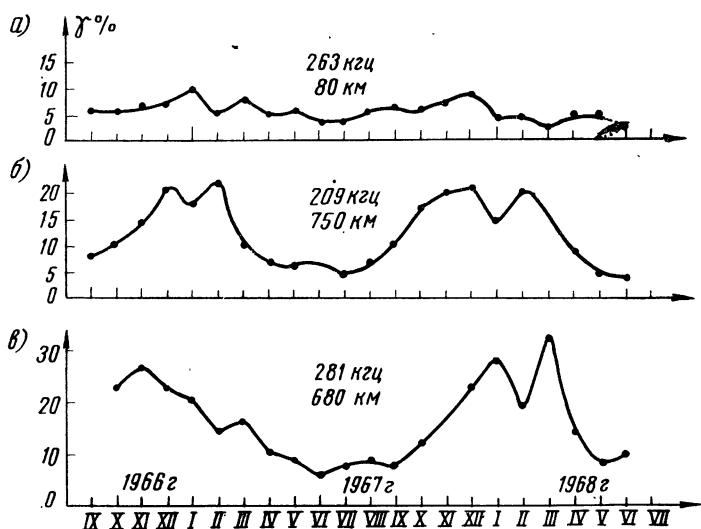


Рис. 2.32. Зависимость среднемесячных амплитуд флуктуаций сигнала от времени года:

а) для $f=263$ кГц, $R=80$ км; б) для $f=209$ кГц, $R=750$ км; в) для $f=281$ кГц, $R=680$ км

ли 4—10%, а на протяженных 5—30%. Причем, если в летние месяцы они были невелики и отличались всего на несколько процентов для малых и больших расстояний (4—6% и 5—8% соответственно), то зимой это различие гораздо более заметно (7—

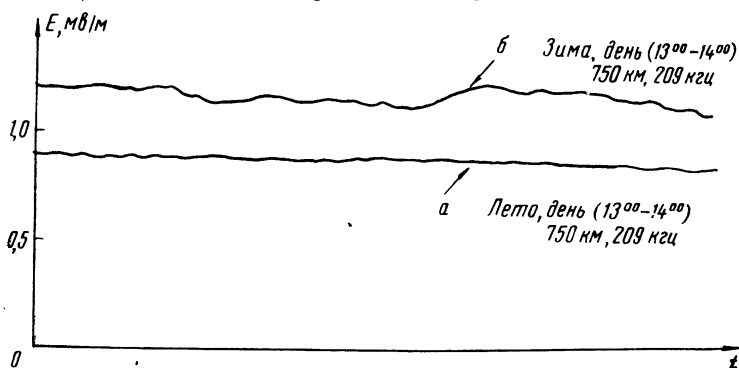


Рис. 2.33. Запись напряженности поля на частоте $f=209$ кГц днем (13.00—14.00): а) летом; б) зимой

10% для коротких трасс и 20—30% для длинных). Поскольку свойства земной поверхности (электропроводимость, рельеф, растительность, геологическое строение) остаются неизменными в течение длительного времени, то возможной причиной флуктуаций сигнала в дневное время может быть только влияние атмосферы.

Непрерывная регистрация напряженности поля св радиостанций в течение длительного времени показала, что зимой днем наблюдается небольшое замирание, особенно на протяженных трассах. На рис. 2.33б в качестве примера приводится отрезок (с 13.00 до 14.00) записи *E*, сделанной зимой на частоте 209 кГц. Величина замирания днем гораздо меньше, чем ночью. Но это замирание указывает на то, что зимой происходит отражение небольшой части энергии от ионосферы, чем и объясняется увеличение флуктуаций сигнала в это время. Причем, поскольку коэффициент отражения от ионосферы увеличивается с ростом расстояния, то ее влияние более заметно на длинных трассах.

Летом сколь-либо заметного замирания обнаружено не было (рис. 2.33а), и, по-видимому, основной причиной флуктуаций сигнала в это время является влияние тропосферы.

В настоящее время результаты проведенных исследований не оставляют никаких сомнений в том, что в нижней атмосфере на высотах в несколько километров существуют слои, способные отражать средние радиоволны. Хотя в этом диапазоне трудно получить достаточно короткие импульсы, однако были обнаружены слои, высота которых составляла около 1 км. В [45] указывается, что амплитуда земного радиоимпульса переставала флукутировать только после того, как его длительность уменьшалась настолько, что можно было отделить отражения от высот менее 1 км. При этом наиболее сильные отражения приходили от областей ниже 2—2,5 км. Вероятность появления отражающих слоев была довольно большой, и их высоты хорошо совпадали с высотами слоев температурных инверсий. В табл. 2.7 приводятся данные, полученные в [46] при одновременном исследовании атмосферы приборами, установленными на самолете, и радиозондированием. Из таблицы видно, что оба метода дали одинаковые результаты. Радиозондирование производилось на частотах средневолнового и коротковолнового диапазонов, но высоты отражаю-

ТАБЛИЦА 2.7

Высоты слоев, отражающих радиоимпульсы, и слоев температурных инверсий

Высота слоя, отражающего радиоимпульсы, км	Высота слоя температурной инверсии, км
1,40	1,20
1,09	1,04
1,2 } два слоя	1,15 } два слоя
1,8 }	1,70 }
1,52—1,19	1,5 турбулентный слой
1,14—1,29 } два	1,16 инверсия
1,50—1,63 } слоя	1,56 резкая инверсия
1,45—1,75 } два	1,4—1,65 } турбулент-
2,30—2,60 } слоя	2,1 } ные слои

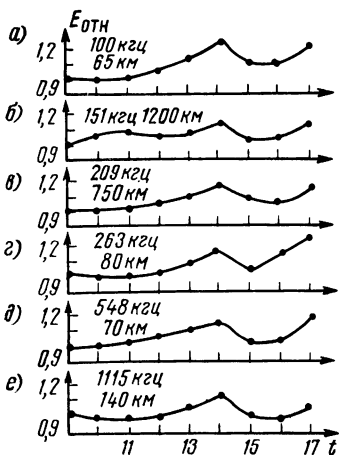


Рис. 2.34. Изменение св сигнала при дожде

17 час. — сильный ливень, этим моментам соответствует рост поля. Особенно неустойчивый прием имел место в те дни, когда через пункт наблюдения проходил атмосферный фронт (рис. 2.35). Интересно отметить, что изменение сигнала в зависимости от метеорологической обстановки происходило одновременно и для

щих слоев для всех частот получились одинаковыми, хотя для коротких волн интенсивность отражений была выше.

Наиболее мощные слои инверсии образуются при антициклонах (антициклональные инверсии, или инверсии сжатия) и при натекании теплого воздуха на холодный (фронтальные инверсии), т. е. при резком изменении погоды. Наблюдения показали, что часто в таких случаях, в частности, перед дождем или во время дождя, происходило возрастание поля, иногда до 10—20%. На рис. 2.34 в качестве примера приводятся графики изменения $E_{отн}$ (по ежечасным измерениям) в течение дня 4 августа 1967 г. Около 13—14 час. в районе пункта

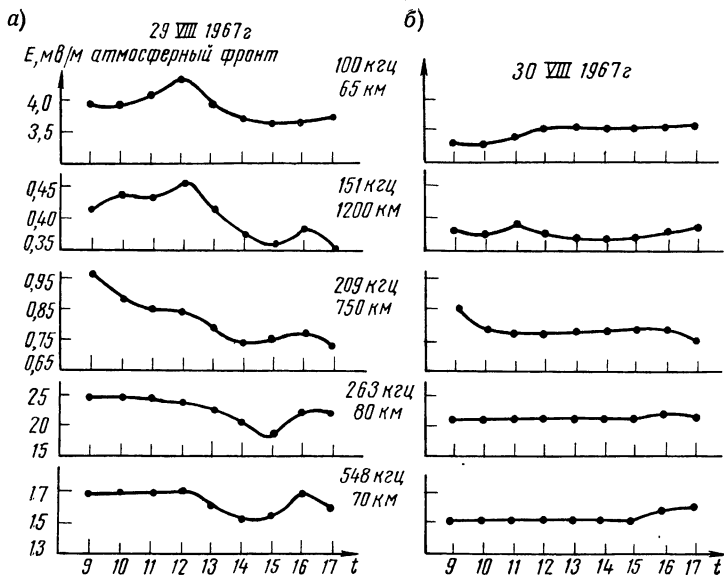


Рис. 2.35. Изменение св сигнала днем (по ежечасным измерениям) при наличии холодного атмосферного фронта (а) и в ясную погоду (б)

близких и для удаленных радиостанций (см. рис. 2.34 и 2.35), хотя метеоданные относились к району пункта наблюдения. Это указывает на особую роль конечных участков трассы и, следовательно, на тот факт, что ответственные за данные явления процессы происходят в прилегающей к земле части тропосферы.

В работе [47] на основе анализа экспериментальных данных делается вывод, что даже наличие тумана в районе пункта наблюдения может вызвать колебания уровня сигнала и что наиболее благоприятные условия для распространения св складываются, когда трасса проходит вдоль атмосферного фронта, так как в этом случае образуется естественный волновод.

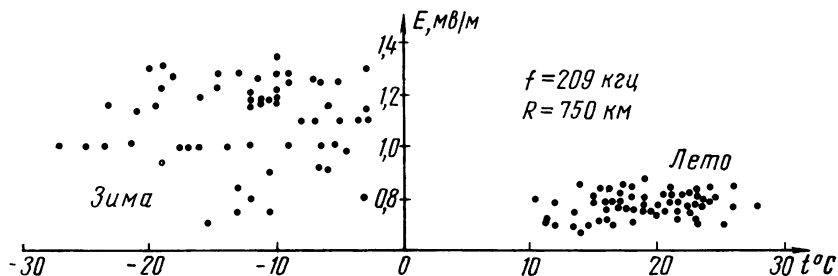


Рис. 2.36. Сопоставление значений напряженности поля и температуры по данным для летнего и зимнего времени

Исходя из предположения, что флуктуации св сигнала летом обуславливаются в основном влиянием тропосферы, можно по их величине оценить величины коэффициентов отражения от тропосферных слоев. Их средние значения получаются для вертикального падения около 10^{-2} — 10^{-3} , что совпадает с оценками, сделанными различными авторами по результатам импульсного радиозондирования [47]. Теоретические оценки величины коэффициента отражения, полученные для различных моделей тропосферных слоев, дают меньшую величину (примерно до 10^{-4}), так как природа отражающих слоев тропосферы пока не изучена полностью, и, очевидно, в этих моделях не учтены все факторы, влияющие на коэффициент отражения, в частности, не ясна роль различного вида взвесей, капельной влаги, ионизации на этих высотах.

Следует отметить, что в [48] делается попытка объяснить наблюдаемые флуктуации св сигнала в дневное время зависимостью напряженности поля от температуры. Из экспериментальных данных делается вывод о том, что напряженность поля падает с ростом температуры. По-видимому, этот вывод ошибочен, и полученные результаты объясняются влиянием лесов. Если нанести на график значения E в зависимости от температуры t° только для летнего и зимнего периодов, как это сделано на рис. 2.36, и тем самым исключить влияние переходных процессов в деревьях, то не удастся обнаружить закономерной связи между ними, несмотря на довольно значительные пределы изменения температуры.

ЭЛЕКТРОМАГНИТНОЕ ПОЛЕ И ЕГО СТРУКТУРА В ТОЧКЕ ПРИЕМА

3.1. ФОРМИРОВАНИЕ ПОЛЯ НА ГРАНИЦЕ РАЗДЕЛА

Распространение земных радиоволн на трассе, как уже говорилось во второй главе, определяется в основном процессами на границе раздела двух сред. Одной из этих сред является воздух, в котором движется основной поток энергии волнового поля; излученного передатчиком. Второй средой является почва, в которую часть этого потока проникает и, поглощаясь там, теряется в виде тепла. От того, какая доля энергии электромагнитного поля попадает в почву, зависит скорость убывания этого поля вдоль трассы. Процесс проникновения поля в почву связан с ее электрическими свойствами: величиной диэлектрической проницаемости и электропроводности.

Рассмотрим процесс проникновения поля в почву и связанные с этим изменения структуры поля. Это позволит нам выяснить условия радиоприема передаваемых сигналов в определенных точках трассы распространения, найти размеры активной толщи почвы, принимающей участие в процессе распространения, и определить ее влияние на формирование полей в районе плоскости раздела и под ней.

Рассмотрим случай вертикальной поляризации излученного передатчиком поля, наиболее типичный для диапазона св. В качестве передающих антенн, как правило, применяются вертикальные излучатели. Допустим, что передающая станция находится далеко от точки приема и фронт волн можно считать плоским. Воспользуемся системой координат, расположенной на границе раздела между воздухом и почвой: оси X и Y находятся в горизонтальной плоскости, причем ось X совпадает с направлением движения волны, а ось Z перпендикулярна плоскости раздела (см. рис. 2.1). Пусть составляющие поля, находящиеся над плоскостью раздела, т. е. в воздухе, имеют индекс «1», а находящиеся ниже этой плоскости, т. е. в почве, индекс «2».

На границе двух сред тангенциальные составляющие электрического (E_t) и магнитного (H_t) полей электромагнитной волны

связаны следующими соотношениями (граничными условиями):

$$\left. \begin{aligned} E_{1t} = E_{2t} \\ H_{1t} = H_{2t} \end{aligned} \right\} z = 0, \quad (3.1)$$

а нормальные составляющие (E_n и H_n) должны удовлетворять условиям:

$$\left. \begin{aligned} \epsilon'_1 E_{1n} = \epsilon'_2 E_{2n} \\ \mu_1 H_{1n} = \mu_2 H_{2n} \end{aligned} \right\} z = 0, \quad (3.2)$$

где μ — относительная магнитная проницаемость среды, практически $\mu_1 = \mu_2 = 1$; ϵ' — относительная комплексная диэлектрическая проницаемость.

Для воздуха $\epsilon'_1 = 1$, так как $\epsilon_1 = 1$ и $\sigma_1 = 0$, а для почв ϵ'_2 обычно очень велика. Хотя сами диэлектрические проницаемости невелики ($\epsilon_2 = 3-5$ для сухих почв и $\epsilon_2 = 12-30$ для влажных), проводимости σ_2 составляют $1-3$ мсим/м для сухих почв и $10-30$ мсим/м для влажных, и величина $60 \lambda \sigma_2$ достигает в св диапазоне очень больших значений (табл. 3.1).

ТАБЛИЦА 3.1

Значения электрических параметров различных типов почв в св диапазоне

Типы почв	ϵ_2	σ_2 , см/м	$60 \lambda \sigma_2$	
			$\lambda = 200\text{м}$	$\lambda = 2000\text{м}$
Сухая глина	3	10^{-3}	12	120
Влажная глина	12	$20 \cdot 10^{-3}$	240	2400
Болотные и засоленные почвы	20	$100 \cdot 10^{-3}$	1200	12000

Из табл. 3.1 видно, что $60 \lambda \sigma_2 \gg \epsilon_2$, т. е. токи проводимости много больше токов смещения, и можно принять

$$\epsilon'_2 \approx -i 60 \lambda \sigma_2 \quad (3.3)$$

и, кроме того, как указывалось выше, $|\epsilon'_2| \gg 1$.

Поскольку скорость электромагнитных волн в среде зависит от ее электрических свойств, то длина волны в почве λ_2 изменяется по отношению к ее значению для свободного пространства λ [10]:

$$\lambda_2 = \frac{\lambda}{n_2}, \quad (3.4)$$

где

$$n_2 = \sqrt{\frac{1}{2} [\epsilon_2 + \sqrt{\epsilon_2^2 + (60 \lambda \sigma_2)^2}]}. \quad (3.5)$$

Учтя соотношение (3.3), нетрудно получить, что

$$n_2 \approx 5,5 \sqrt{\lambda \sigma_2}. \quad (3.5a)$$

Из выражения (3.4) видно, что в почве длина радиоволны значительно укорачивается (табл. 3.2).

ТАБЛИЦА 3.2
Длины радиоволн в различных почвах

Типы почв	$\lambda_2, \text{ м}$	
	$\lambda_1 = 200 \text{ м}$	$\lambda_1 = 2000 \text{ м}$
Сухая глина	82	260
Влажная глина	18	57
Болотные и засоленные почвы	8	26

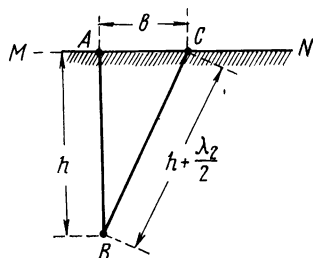


Рис. 3.1. Размер первой зоны Френеля при проникновении радиоволны в почву

Именно этим объясняется ряд процессов, возникающих у границы раздела воздух — почва при проникновении полей из одной среды в другую.

Рассмотрим, как трансформируется поле при переходе из одной среды в другую. Пусть в воздухе вдоль плоскости раздела MN (рис. 3.1) распространяется электромагнитная волна λ . Требуется определить поле в точке B , находящейся на глубине h под границей раздела. Для этого используем принцип Гюйгенса, согласно которому поле в любой точке пространства можно представить как сумму полей, создаваемых некоторыми фиктивными излучателями, расположенными вдоль плоскости раздела и возбуждаемыми полем проходящей над плоскостью волны. Как упоминалось в разд. 2.4, достаточно просуммировать только поля источников, находящихся в первой зоне Френеля, т. е. в тех точках, расстояния от которых до точки B отличаются от h не более чем на $\lambda_2/2$ (см. рис. 3.1). Нетрудно видеть, что радиус первой зоны Френеля

$$b = \sqrt{h\lambda_2 + \left(\frac{\lambda_2}{2}\right)^2}. \quad (3.6)$$

В тех случаях, когда точка B находится непосредственно под границей раздела, так что $h \ll \lambda_2$:

$$b \approx \frac{\lambda_2}{2}. \quad (3.6a)$$

Но обычно приходится рассматривать поле до глубин 10—15 м, поэтому следует пользоваться ф-лой (3.6).

Используя данные табл. 3.2, определим с помощью ф-лы (3.6) размеры первых зон Френеля в различных почвах для глубины $h=10$ м (табл. 3.3).

Из таблицы видно, что, за исключением случаев очень сухих почв и коротких волн размер первой зоны Френеля гораздо меньше длины волны в воздухе: $2b \ll \lambda$. Поэтому можно считать, что

ТАБЛИЦА 3.3

Размеры первой зоны Френеля для глубины $h = 10$ м

Типы почв	$2b$, м	
	$\lambda = 200$ м	$\lambda = 2000$ м
Сухая глина	49,8	128
Влажная глина	25,4	82
Болотные и засоленные почвы	19,6	40

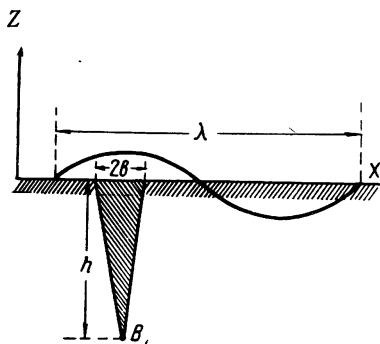


Рис. 3.2. Сопоставление размеров участка земной поверхности, определяющего поле в почве, с длиной радиоволны в воздухе

поле в точке B создается синфазным участком (рис. 3.2), т. е. электромагнитная волна в почве является плоской и распространяется перпендикулярно границе раздела.

Этот важный вывод позволяет по известным из теории электромагнитного поля соотношениям найти, что

$$H_{2y} = -\frac{\sqrt{\epsilon_2'}}{120 \pi} E_{2x}. \quad (3.7)$$

Используя точное граничное условие (3.1), получим вместо (3.7) следующее соотношение между горизонтальными составляющими поля в воздухе у границы раздела:

$$H_{y1} = -\frac{\sqrt{\epsilon_2'}}{120 \pi} E_{x1} \quad \text{при } z=0. \quad (3.8)$$

Это одна из форм приближенных условий Леонтовича, сущность которых заключается в следующем:

1) соотношения между горизонтальными составляющими электрического и магнитного полей в районе плоскости раздела (несколько выше ее) определяются свойствами среды, находящейся ниже плоскости раздела, т. е. свойствами почвы;

2) радиоволны, возникающие во второй среде, движутся перпендикулярно границе раздела и являются почти плоскими.

Эти выводы были получены при условии $\epsilon_2' \gg 1$, но в действительности справедливы и при менее жестких требованиях [1].

3.2. ПОЛЕ И ЕГО СОСТАВЛЯЮЩИЕ У ПОВЕРХНОСТИ РАЗДЕЛА ДЛЯ ОДНОРОДНОЙ ПОЧВЫ

С помощью приближенных граничных условий Леонтовича можно найти достаточно точное решение уравнений Максвелла для воздуха, не решая их для нижней среды [1], [10].

В общем случае для составляющих поля у границы раздела воздух — однородная почва получаются следующие соотношения, связывающие их с вертикальным электрическим компонентом в верхней среде:

$$\left. \begin{aligned} E_{z1} &= E_{z1m} \cos \omega t \\ E_{x1} = E_{x2} &= \frac{E_{z1m}}{\sqrt{\varepsilon_2^2 + (60 \lambda \sigma_2)^2}} \cos \left(\omega t + \frac{\alpha}{2} \right) \\ E_{z2} &= \frac{E_{z1m}}{\sqrt{\varepsilon_2^2 + (60 \lambda \sigma_2)^2}} \cos (\omega t + \alpha) \\ H_{y1} = H_{y2} &= \frac{E_{z1m}}{120 \pi} \sin \omega t \end{aligned} \right\} \text{при } z = 0, \quad (3.9)$$

где $\alpha = \arctg \frac{60 \lambda \sigma_2}{\varepsilon_2}$, индекс m обозначает амплитуду волны.

Используя соотношение $60 \lambda \sigma_2 \gg \varepsilon_2$, можно переписать эти выражения в приближенном виде:

$$\left. \begin{aligned} E_{z1} &= E_{z1m} \cos \omega t \\ E_{x1} = E_{x2} &\approx \frac{E_{z1m}}{\sqrt{60 \lambda \sigma_2}} \cos \left(\omega t + \frac{\alpha}{2} \right) \\ E_{z2} &\approx \frac{E_{z1m}}{60 \lambda \sigma_2} \cos (\omega t + \alpha) \\ H_{y1} = H_{y2} &= \frac{E_{z1m}}{120 \pi} \sin \omega t \end{aligned} \right\} \text{при } z = 0. \quad (3.9a)$$

Прежде всего обращает на себя внимание то обстоятельство, что вертикально поляризованная волна, которая в свободном пространстве или над бесконечно проводящей плоскостью может иметь только поперечные составляющие поля (E_{z1} и H_{y1}), при распространении над поверхностью с конечной проводимостью приобретает горизонтальную составляющую E_{x1} , зависящую от проводимости почвы и сдвинутую по фазе относительно E_{z1} на угол $\alpha/2$. Как видно из (3.9), E_{x1} исчезает при $\sigma_2 \rightarrow \infty$, а при $\varepsilon_2 \gg 60 \lambda \sigma_2$ (диэлектрическая поверхность или короткие волны)

$$E_{x1} = \frac{E_{z1m}}{\sqrt{\varepsilon_2}} \cos \omega t.$$

Важным обстоятельством является то, что при переходе через границу раздела горизонтальная составляющая электрического поля не меняется, а вертикальная скачком меняет свое значе-

ние и уменьшается в $60 \lambda \sigma_2$ раз. Причем, если в воздухе вертикальная составляющая гораздо больше, чем горизонтальная, то в почве наблюдается обратная картина. Как видно из (3.9а),

$$\left| \frac{E_{z2}}{E_{x2}} \right| \approx \frac{1}{\sqrt{60 \lambda \sigma_2}}, \quad \text{т. е. для обычных почв в св и дв диапазонах}$$

$$\left| \frac{E_{z2}}{E_{x2}} \right| \ll |E_{x2}|.$$

ТАБЛИЦА 3.4

Соотношения полей около границы раздела воздух-почва при $\sigma_2 = 20 \text{ мси м/м}$, $\epsilon_2 = 8$

	$\lambda = 300 \text{ м}$	$\lambda = 2000 \text{ м}$
E_{x1}/E_{z1}	0,053	0,02
E_{z2}/E_{z1}	0,00283	0,00042
E_{z2}/E_{x2}	0,053	0,02
$\alpha/2$	$44^\circ 22'$	$44^\circ 52'$

Примечание. Песчаный или глинисто-песчаный влажный грунт.

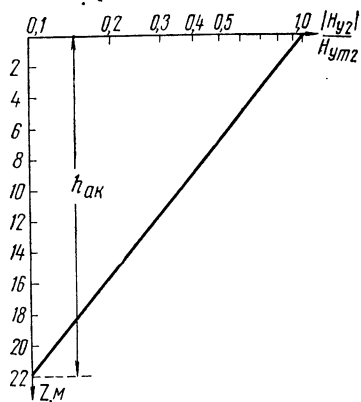


Рис. 3.3. Изменение амплитуды горизонтальной составляющей магнитного поля с глубиной погружения в однородную почву ($\sigma_2 = 10 \text{ мси м/м}$, $\lambda = 1000 \text{ м}$)

Чтобы получить количественное представление о соотношениях полей около границы раздела воздух — почва, приводится табл. 3.4, где даны также значения угла $\alpha/2$, который характеризует сдвиг по фазе между вертикальным и горизонтальным компонентами поля в первой среде.

Таким образом, структура поля у границы раздела имеет следующие особенности:

1. Вертикально поляризованная волна, распространяясь над почвой с конечной проводимостью, приобретает небольшую горизонтальную продольную составляющую, что приводит к некоторому наклону фронта волны, зависящему от электрических свойств почвы и длины волны. Поскольку E_{z1} и E_{x1} сдвинуты по фазе на угол $\alpha/2$, то результирующий вектор описывает в пространстве эллипс (подробнее см. разд. 4.5).

2. В почве волна значительно меняет свою структуру и направление движения. При этом вертикальная электрическая составляющая меняет свое значение скачком при переходе через плоскость раздела и становится значительно меньше горизонтальной. Магнитная составляющая, а также горизонтальная электрическая остаются без изменения. Поэтому прием радиосигналов под землей лучше всего производить на магнитную антенну или горизонтальный провод, направленный на передатчик. В практических случаях предпочтительнее использовать магнитную ферритовую

антенну, которая более компактна, что существенно при измерениях, проводимых под землей.

Рассмотрим теперь, каким изменениям подвергается радиоволна на некоторой глубине в почве. Для удобства направим ось Z вниз, тогда для плоской волны, распространяющейся в поглощающей среде вдоль оси Z , можно записать:

$$\left. \begin{aligned} E_{x2}(z) &= E_{x2m} e^{-\beta z} \cos \left[\omega \left(t - \frac{z}{v_2} \right) + \frac{\alpha}{2} \right] \\ E_{z2}(z) &= E_{z2m} e^{-\beta z} \cos \left[\omega \left(t - \frac{z}{v_2} \right) + \alpha \right] \\ H_{y2}(z) &= H_{y2m} e^{-\beta z} \sin \omega \left(t - \frac{z}{v_2} \right) \end{aligned} \right\}, \quad (3.10)$$

где β — коэффициент поглощения волн в среде с параметрами ϵ_2 и σ_2 . Он определяется выражениями (2.43) и (2.43а), т. е. в данном случае

$$\beta \approx 34 \sqrt{\frac{\sigma_2}{\lambda}}, \quad 1/m. \quad (3.11)$$

Скорость электромагнитных волн в почве связана со скоростью света в вакууме $c = 3 \cdot 10^8$ м/сек соотношением $v_2 = c/n$.

Из ф-лы (3.10) видно, что амплитуды полей при погружении волн в почву убывают по экспоненциальному закону. Зная скорость убывания поля в почве, т. е. отношение величины поля на данной глубине к его значению у поверхности, нетрудно определить коэффициент поглощения. Например, производя измерения магнитного компонента, что, как указывалось выше, удобнее делать в почве, можно получить

$$\beta = - \frac{2,3 \lg \frac{|H_{y2}(z)|}{H_{y2m}}}{z}. \quad (3.12)$$

Коэффициент β можно определить и графически, вычертив зависимость $|H_{y2}|/H_{y2m}$ от z . Если значения H_{y2}/H_{y2m} нанести в логарифмическом масштабе, то график этой зависимости представляет собой прямую линию (рис. 3.3) и β определяется как тангенс наклона данной прямой.

С другой стороны, зная β , можно найти активную толщину почвы $h_{ак}$, в которой радиоволны практически затухают. Принимая за $h_{ак}$ глубину, на которой радиоволны ослабляются в 10 раз, т. е. $|H_{y2}/H_{y2m}| = 0,1$, получаем из (3.12)

$$h_{ак} = \frac{2,3}{\beta} \quad (3.13)$$

или, используя (3.11).

$$h_{ак} \approx 0,07 \sqrt{\frac{\lambda}{\sigma_2}}. \quad (3.13a)$$

Для иллюстрации сказанного рассмотрим конкретный пример.

Пример 3.1. Определить, во сколько раз упадет значение поля на глубине $z=3$ м в почве с проводимостью $\sigma_2=0,01$ сим/м, а также толщину активного слоя $h_{ак}$. Длина радиоволны $\lambda=1000$ м.

По ф-ле (3.11) определяем коэффициент поглощения $\beta=34 \sqrt{\frac{0,01}{1000}}=0,107$ 1/м. Из ф-лы (3.10) находим, что $\frac{H_{y2}(z=3)}{H_{y2m}}=e^{-0,107 \cdot 3}=0,726$.

Толщину активного слоя вычисляем по ф-ле (3.13а):

$$h_{ак} = 0,07 \sqrt{\frac{1000}{0,01}} = 22 \text{ м.}$$

Если по оси абсцисс откладывать относительные значения поля в логарифмическом масштабе (рис. 3.3), то, соединив прямой точки $\frac{H_{y2}}{H_{y2m}}=1$ и $z=22$ м, мы получим график зависимости поля от глубины, по которому можно определять H_{y2}/H_{y2m} на любой глубине. Например, для $z=3$ м получим $H_{y2}/H_{y2m}=0,73$.

3.3. ПОЛЯ В НЕОДНОРОДНОЙ, ГОРИЗОНТАЛЬНО СТРАТИФИЦИРОВАННОЙ ПОЧВЕ

Под «горизонтально стратифицированной» мы будем подразумевать почву, активную поверхность которой можно считать состоящей из ряда горизонтальных параллельных слоев. Каждый слой однороден по своей структуре, и его электрические параметры ϵ и σ остаются неизменными на протяжении данного слоя, но меняются от слоя к слою.

Такая схематическая картина строения неоднородной почвы вполне допустима в большинстве случаев, когда рассматриваются небольшие, ограниченные по площади районы, если речь не идет о круглых склонах оврагов, холмов, рек и т. д. Для плоских равнин электрическая стратификация вызывается (см. гл. 4) структурой отложений, глубиной залегания почвенных вод, режимами засоления почвы и т. д., т. е. геологическими процессами, развивающимися на больших площадях. Размеры этих площадей, конечно, совершенно несоизмеримы с размерами первой зоны Френеля, в которой формируется поле.

Поскольку вопрос о поле в слоистой среде частично уже рассматривался в разд. 2.3, где шла речь о распространении радиоволн над слоистой почвой, остановимся на нем коротко. Так как общие закономерности изменения поля с глубиной одинаковы для всех составляющих поля, ограничимся, как и в предыдущем случае, рассмотрением только горизонтального магнитного компонента H (для удобства индекс y опустим).

Если толщина первого слоя равна h_1 , то волна, имевшая на поверхности воздух—почва (т. е. при $z=0$) амплитуду $H_{2m}=H_{1m}$, у границы первого и второго слоев (т. е. при $z=h_1$) будет равна:

$$H_2(z=h_1) = H_{1m} e^{-\beta_2 h_1} \cos \omega \left(t - \frac{h_1}{v_2} \right). \quad (3.14)$$

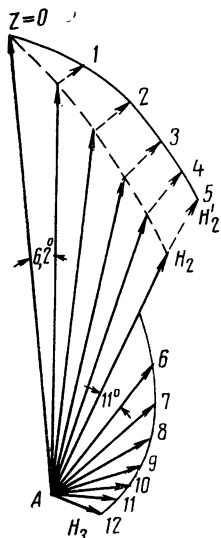


Рис. 3.4. Векторная диаграмма магнитных полей радиоволны ($\lambda = 1000$ м) в двухслойной почве с параметрами: $\sigma_2 = 10$ мсим/м, $h_1 = 5$ м, $\sigma_3 = 30$ мсим/м

Здесь она частично отразится обратно, а частично преломится и пройдет во второй слой с проводимостью σ_3 . При этом коэффициент отражения для магнитного компонента k_{23} на границе первого и второго слоев будет равен:

$$k_{23} = \frac{1 - \sqrt{\sigma_2/\sigma_3}}{1 + \sqrt{\sigma_2/\sigma_3}}, \quad (3.15)$$

а коэффициент прохождения p_{23} :

$$p_{23} = \frac{2}{1 + \sqrt{\sigma_2/\sigma_3}}. \quad (3.16)$$

Таким образом, в первом слое одновременно с падающей волной будет распространяться отраженная волна

$$H'_2 = k_{23} H_{1m} e^{-\beta_2 h_1} e^{-\beta_2 (h_1 - z)} \cos \omega \left(t - \frac{h_1}{v_2} - \frac{h_1 - z}{v_2} \right) = k_{23} H_{1m} e^{-\beta_2 (2h_1 - z)} \cos \omega \left(t - \frac{2h_1 - z}{v_2} \right), \quad (3.17)$$

и полное поле в первом слое будет равно сумме полей этих двух волн.

Волна, прошедшая во второй слой почвы, будет изменяться по закону

$$H_3 = p_{23} H_{1m} e^{-\beta_2 h_1} e^{-\beta_3 (z - h_1)} \cos \omega \left(t - \frac{h_1}{v_2} - \frac{z - h_1}{v_3} \right). \quad (3.18)$$

Поля в слоистой почве удобно находить с помощью векторных диаграмм, на которые наносятся амплитуды и фазы полей. Пример такой диаграммы для $\sigma_2 = 10$ мсим/м, $h_1 = 5$ м, $\sigma_3 = 30$ мсим/м и $\lambda = 1000$ м приводится на рис. 3.4. Длина векторов пропорциональна величинам поля (через каждый метр пути) прямой волны H_2 , отраженной H'_2 и проходящей H_3 , а углы между ними равны соответствующему набегу фазы. Расстояние от точки А до огибающей характеризует величину полного поля. Подробно метод построения векторных диаграмм поля описан в разд. 2.3.

Если проводимость нижнего слоя больше, чем верхнего, то, как видно из ф-лы (3.15), $k_{23} > 0$ и магнитная составляющая отражается без потери фазы (рис. 3.4). Электрическая составляющая отражается в этом случае в противофазе. Если же $\sigma_3 < \sigma_2$, то $k_{23} < 0$ и отражение магнитной составляющей происходит с потерей фазы на 180° (см. рис. 2.14), а электрической — в фазе.

МЕТОДЫ ИЗМЕРЕНИЙ ПРОВОДИМОСТИ ПОЧВ

4.1. ПОЧВЫ И ИХ ОСНОВНЫЕ ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Процессы образования почв, их состав и структура

В предыдущих главах было показано, что процесс распространения земных радиоволн определяется тонким поверхностным слоем земной коры. В частности, для рассматриваемого диапазона частот $100 \div 2000$ кгц ($\lambda = 150 \div 3000$ м) толщина активного слоя, в котором происходит преломление, отражение и затухание радиоволн в почве, составляет всего 10—20 м. Только в отдельных случаях эта толщина может достигнуть 30—40 м (сухие пески) или даже 100—300 м (районы вечной мерзлоты).

Будем условно именовать этот тонкий активный слой земной коры почвенным слоем, или просто «почвой», именно с ним мы будем связывать особенности распространения земных радиоволн. Изучение физических свойств этого слоя необходимо для понимания явлений, связанных с реальными процессами распространения земных волн, наблюдающимися на практике.

Из предыдущего следует, что процесс распространения волн над поверхностью почвы связан с явлениями проникновения и поглощения преломленной волны в ее толще и поэтому зависит от таких ее физических свойств, как электропроводимость σ , электрическая и магнитная проницаемости ϵ и μ^1). Электрические свойства почвы определяются как свойствами самих горных пород (и их относительным расположением), из которых складывается данная почва, так и растворами солей, пропитывающими пласты этих пород. Учитывая разнообразие пород, уровней грунтовых вод и пр. вдоль трассы распространения радиоволн, прежде всего следует говорить о локальных параметрах почв, свойственных отдельным характерным участкам рассматриваемых трасс.

Поэтому в настоящем разделе мы дадим общее представление о некоторых наиболее характерных свойствах горных пород и о их распределении на земной поверхности, классифицируем их по происхождению, как фактору, определяющему физические свойства, и особенно остановимся на свойствах, характеризующих процессы распространения радиоволн.

Начиная это рассмотрение, отметим, что современная геология насчитывает более тысячи видов горных пород. Однако, несмотря на исключительное многообразие, все эти породы могут быть разделены на три группы:

1) магматические или изверженные породы, появляющиеся на поверхности земли вследствие вулканической деятельности;

¹ Следует отметить, что магнитные свойства горных пород мало отличаются от этих же свойств воздуха, и этот параметр почвы можно не учитывать. Породы же, обладающие заметными магнитными свойствами (магнитный железняк), встречаются на земной поверхности довольно редко.

2) осадочные породы, образовавшиеся из первичных, магматических или иных пород путем измельчения, переноса и аккумуляции соответствующих фракций этого измельчения. В некоторых случаях в образовании этих пород играют роль биохимические процессы, развивающиеся обычно в морской воде и связанные с жизнедеятельностью особых микроорганизмов. В последующие геологические эпохи образовавшиеся отложения выдвигались на дневную поверхность и являлись почвообразующими породами существующих в настоящее время континентов. Эти породы отличаются значительной пористостью и рыхлостью и вследствие этого содержат в себе значительные запасы почвенных вод;

3) метаморфические породы, образовавшиеся под влиянием воздействия разного рода геологических факторов — сжатия пластов, нагрева и др. — на осадочные или магматические породы. В результате такого воздействия они изменяли свои первичные свойства и из рыхлых переходили в твердые кристаллические породы. Вследствие этого метаморфические породы близки по своим физическим свойствам к магматическим.

Породы перечисленных выше трех групп можно встретить на поверхности континентов всей нашей планеты. Однако в настоящее время установлено [49], что более 75% поверхности континентов состоит из осадочных пород, причем последние как бы одевают континенты относительно тонкой оболочкой (от нескольких метров до нескольких километров), а магматические и метаморфические составляют собой основу или остов этих континентов, уходя далеко вглубь земного шара. В некоторых местах оболочка из осадочных пород прорывается и метаморфические и магматические породы выходят наружу в виде горных образований. Таким образом, осадочные породы характерны в основном для равнин, в то время как метаморфические и магматические органически связаны с горными образованиями.

Это обстоятельство чрезвычайно существенно для изучения условий распространения радиоволн. В самом деле, в горных местностях, где рельеф весьма сложен и явления дифракции играют существенную роль, распространение волн зависит только косвенно от электрических свойств самой почвы и в большей степени определяется геометрией ее рельефа. На равнинах же с их относительно простым рельефом явления распространения, связанные с геометрией поверхности (т. е. дифракцией и рассеянием), выражены слабее, и основную роль играют электрические свойства почв, выстилающих эту местность.

Начнем наше рассмотрение с пород первой группы, т. е. с магматических пород. Данные породы в основном являются вулканическими, рождающимися в результате остывания излившейся магмы, и делятся на эффузивные (или излившиеся на поверхность) и на интрузивные, т. е. застывшие внутри земной коры (внедрившиеся в нее).

В химическом отношении рассматриваемые нами магматические породы составлены примерно на 75% из кислорода и кремнезема. Остальная часть, порядка 23%, приходится на долю таких металлов как алюминий, железо, кальций, натрий, калий и магний. Иными словами, в магматических породах содержатся в очень больших количествах соли кремниевой кислоты — силикаты. Заметим, что именно этому обстоятельству данные породы обязаны низкой удельной электропроводимостью и малой влагопроницаемостью.

Из приведенных выше данных следует, что большинство горных пород магматического происхождения, не обладая заметной скважностью, мало проницаемы для воды и газов и слабо растворимы водой. Они никогда не несут в себе заметных запасов почвенной влаги. Эти породы очень тверды, стойки к механическим и химическим воздействиям и мало изменяют свой состав и свойства во времени.

Переходя теперь к метаморфическим породам, следует отметить, что они образуются при воздействии на магматические или осадочные породы высоких температур и высоких давлений. Это воздействие всегда происходит на больших глубинах без доступа воздуха и развивается в течение целых геологических периодов, в результате чего горные породы двух первых групп существенно изменяют свои физические свойства. Так, в частности, пористые осадочные породы спекаются и приобретают даже кристаллический характер.

Большинство метаморфических пород являются скальными, труднопроходимыми грунтами и обладают низкими удельными электропроводимостями. Мраморы, например, если в них отсутствуют пириты, являются хорошим изолятором. Только пириты, выброшенные на дневную поверхность, легко разлагаются на воздухе с образованием серной кислоты и могут искусственно поднять электропроводимость метаморфических пород.

Подводя итоги сказанному относительно этих двух групп (магматических и метаморфических) горных пород, мы можем сделать вывод, что эти породы, как правило, очень тверды, плохо пропускают воду, нерастворимы в ней и потому не вымываются. Благодаря своей стойкости к влиянию влаги, а также и к механическим воздействиям, грунты из подобных пород мало изменяют свои свойства во времени. Главными факторами, воздействующими на эти породы, следует считать механические силы, вызывающие истирание, дробление и т. д., а также термические воздействия, возникающие при перегреве отдельных областей пород солнцем или при замораживании влаги в щелях и трещинах, имеющих в пластах породы.

ТАБЛИЦА 4.1

Электрическая проводимость некоторых породообразующих минералов

Наименование породообразующего минерала	Электропроводимость σ , см/м	Наименование породообразующего минерала	Электропроводимость σ , см/м
Кварц	8 · 10 ⁻¹³ — 3 · 10 ⁻¹⁵	Базальт	10 ⁻³ — 10 ⁻⁵
Слюды (мусковит)	10 ⁻¹¹ — 10 ⁻¹²	Гнейсы	10 ⁻³ — 10 ⁻⁴
Полевой шпат	10 ⁻⁸	Граниты	10 ⁻³ — 10 ⁻⁵
Кальцит	2 · 10 ⁻⁷	Диабазы	10 ⁻² — 10 ⁻³
Лимонит	10 ⁻⁶ — 10 ⁻⁸	Доломиты	10 ⁻² — 10 ⁻³

Для наглядности в табл. 4.1 приводятся некоторые данные об электрических проводимостях основных минералов.

Осадочные породы существенно отличаются от двух предыдущих групп горных пород своими физическими и механическими свойствами, что вызвано их происхождением и развитием. В самом деле, образование этих пород происходит в результате разрушения и раздробления первичных, так называемых «материнских» пород магматического или метаморфического происхождения, последующего накопления их в виде осадков, и, наконец, преобразования этих осадков. Все эти процессы развиваются в результате взаимодействия твердой оболочки земли (литосферы) с атмосферой, а затем и биосферой. Кроме того, на них влияют силы гравитации и периодическое замерзание и оттаивание.

Измельченная материнская порода взвешивается в действующем на нее активном потоке воды рек и морей или воздуха (ветры) и в таком состоянии переносится на различные (иногда очень большие) расстояния.

Если местные условия, определяющие движение потока, таковы, что в определенном районе происходит его заметное замедление, частицы из потока начинают осаждаться на дно потока. Такой процесс приводит к образованию разнообразных пластов молодой осадочной породы, причем каждый пласт состоит из примерно одинаковых частиц. Мощность отложений, естественно, зависит от мощности взвешивающего потока и долговременности его действия. Под влиянием сил гравитации осадочные породы обычно накапливаются в районах, расположенных ниже районов измельчения.

Появившаяся тем или иным путем на дневной поверхности осадочная порода подвергается воздействию солнца и теплых масс воздуха, смягчается осадками и подпочвенными водами. Все это создает условия для развития на

ней микро-, а затем и макрофлоры. При этом живые организмы, перерабатывая и приспособлявая для своего существования породу, на которой поселились, участвуют в глубоких изменениях ее химического состава. Эти изменения могут быть активного характера, когда организмы накапливают и перерабатывают рассеянные вещества в породе, создавая этим огромные залежи рассеянных ранее в почве веществ (железные, так называемые «бологистые» руды УССР и скопления железной руды в Керчи), а также пассивного, когда живые организмы, отмирая и разлагаясь, насыщают верхние слои осадочных пород. Такие сложные, богатые органическими веществами породы именуются биологической почвой. Так, в частности, создавались черноземные почвы средней полосы СССР. В некоторых случаях органическое вещество быстро накапливалось и не разрушалось под воздействием атмосферы, находясь под слоем стоячей воды. Так создавались запасы торфа в районах болот (районы БССР, Ленинградская обл.).

В некоторых случаях процессы осаждения пород связаны с химическим накоплением соединений кальция или кремния живыми веществами, жизнь которых протекает в богато минерализованных водах морей и океанов. Эти залежи образуют меловые горы (залежи мела УССР). В процессе образования известняков участвуют и более крупные морские животные, например кораллы (залежи известняка Подмосквья) и моллюски (ракушняка Одессы и Крыма). В дальнейшем свойства почв могут меняться из-за изменения уровня почвенных вод и их состава, что приводит к большему или меньшему увлажнению почвы, к засолению или опреснению ее. В результате меняются свойства целых пластов почв и всего комплекса живых организмов. Эти изменения, в свою очередь, воздействуют на условия накопления органического и неорганического вещества: изменяются свойства верхнего слоя почвы, химический состав не только почвы, но и подпочвенного слоя.

Из всего сказанного следует, что основным процессом при образовании осадочных пород является процесс аккумуляции, или накопления, однако в геологическом масштабе времени он не остается постоянным. В результате появляется характерная слоистость строения осадочной породы — горизонтальная стратификация, которая определяется размерами осаждаемых частиц. Осаждаясь под влиянием гравитационных сил, они образуют горизонтально расположенные слои, положение которых иногда нарушается подземными силами.

Рассмотрим далее микроструктуру осадочных пород. Во всех видах осадочных пород следует различать три компонента: твердый, жидкий (так называемые почвенные растворы) и газообразный. В твердом компоненте, составляющем обычно из различных по размерам частиц, можно обнаружить наличие твердых минералов первичного и вторичного происхождения. Так, в частности, к первым можно отнести: кварц, полевошпат, слюду, роговую обманку, ко вторым — лимонит, каолинит, гидрослюда, монтмориллонит и пр. Эти частицы, обладая неправильной формой, образуют более или менее пористый пласт. При этом промежутки между гранями соседних частиц (поры) заполняются более мелкими частицами, а затем почвенными растворами и газами.

В настоящее время существует предложенная Н. А. Качинским [51] классификация твердых компонентов осадочных пород по их механическому и микроагрегатному признакам.

Обобщая некоторые свойства осадочных пород, можно заметить, что породы типа тяжелых, средних и легких глин обладают весьма своеобразным свойством — набухают при смачивании их водой, становясь пластичными. Это определяет характерное свойство данных пород — водонепроницаемость, что приводит к образованию на поверхности земли застоявшейся «верховой» воды в виде небольших болот.

Вместе с тем породам этих разновидностей присуще весьма ярко выраженное свойство капиллярности, что позволяет им медленно поднимать грунтовые воды из глубинных слоев на большую высоту. Это наиболее характерно для пород с наибольшей тонкостью измельчения, т. е. тяжелых пород.

Следующие три разновидности, в частности суглинки тяжелые, средние и легкие, обладают всеми вышеуказанными свойствами, но в существенно меньшей степени. Водонепроницаемость их уже заметна, однако количество проникающей через них воды обычно невелико.

Остальные две разновидности пород, относящиеся к пескам, как правило, исключительно водопроницаемы, пластичность их и набухаемость при смачивании выражены слабо. Замечательно, что при направлении потока воды через пласт по пути сил гравитации происходит его уплотнение, а в обратном случае сильное разрыхление и пласт становится «плывуном». Этим объясняется высокая плотность морских песчаных пляжей при отливах и их заметная «зыбучесть» при приливах, когда может появиться прямое засасывающее действие.

Далее перейдем к жидким компонентам. В почвенных растворах всегда содержатся растворенные органические и минеральные соединения (соли) и некоторые газы. Состав их определяется химическим составом материнских пород, режимом процессов в верхних слоях почвы (биопроцессы) и первичным составом подпочвенных вод. В растворенном состоянии в обычных почвах преобладают бикарбонаты кальция, нитриты, сульфаты, имеются в некотором количестве фосфаты, в то время как типичные засоленные почвы обладают повышенным содержанием сульфатов, хлоридов и соды.

Под влиянием силы тяжести и смачиваемости вода атмосферных осадков уходит с поверхности в почву и, просачиваясь в более глубокие слои ее, вдоль по водопроницаемым пластам движется естественными стоками в реки под действием гравитационных сил. При этом происходит растворение солей и вымывание их из почвы. В свою очередь, в пластах глины под влиянием капиллярных сил из глубинных слоев вода поднимается в вышерасположенные слои.

Водный режим почв периодически изменяется в течение года. Кроме того, он зависит от общей климатической обстановки, которая изменяется в течение геологических периодов. Отмечая годовые изменения, можно установить преимущественное движение воды из верхних слоев почвы к нижним в периоды осенних и весенних дождей, снеготаяния и пр. и из нижних слоев почвы в верхние к концу лета, когда нагретые за лето верхние слои почвы бурно испаряют влагу и количество атмосферных осадков мало. В первом случае верхние слои обедняются солями, а во втором — сильно насыщаются ими. В связи с этим различают три вида водного режима почв: 1) промывной, 2) непромывной (или стационарный) и 3) выпотной.

При первом режиме имеет место проникновение поверхностных вод через почву, сток их через источники в ручьи и реки и вынос солей из почвы в моря и океаны. При втором виде из нижних и верхних слоев за промежуток времени, определяющий конкретный цикл данного процесса, поступает равное количество воды и соли.

В третьем случае идет пополнение влаги в почве только за счет водоносных нижних слоев. Этот режим всегда приводит к засолению почвы (солончаки Казахстана, Центральной Якутии).

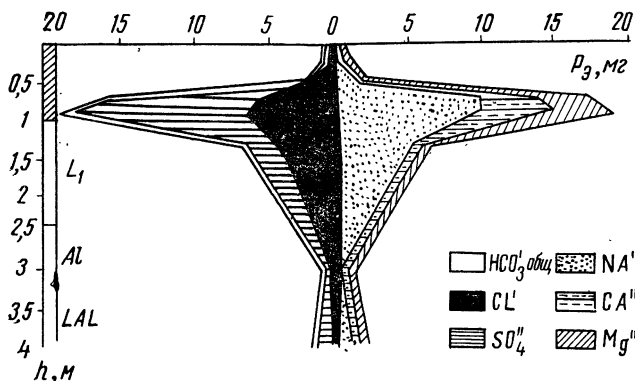


Рис. 4.1. Пример распределения солей по глубине для неорошаемых лёссовых почв с маломинерализованными водами [52]

Вследствие сказанного выше можно утверждать, что механическая стратификация осадочных пород, определяющая условия передвижения подпочвенных вод, режими движения солей в пластах и т. д. всегда приводит к развитию химической стратификации. В почве наблюдается как бы непрерывная борьба двух явлений: накопления и вымывания солей.

Таким образом, осадочная порода может быть охарактеризована не только с механической точки зрения, но и по своему химическому составу, в частности, распределению в ней солевых растворов разной насыщенности. Характерные примеры таких солевых профилей приведены на рис. 4.1 и 4.2 [52]. Они построены по материалам анализа состояния почв степной полосы средней и южной Украины. На этих графиках по осям абсцисс отложено количество разного вида солей, содержащихся в почве, выраженное в миллиграммах эквивалентах на 100 грамм почв — p_3 , а по ординатам — глубины, с которых взяты пробы почвы, выраженные в метрах.

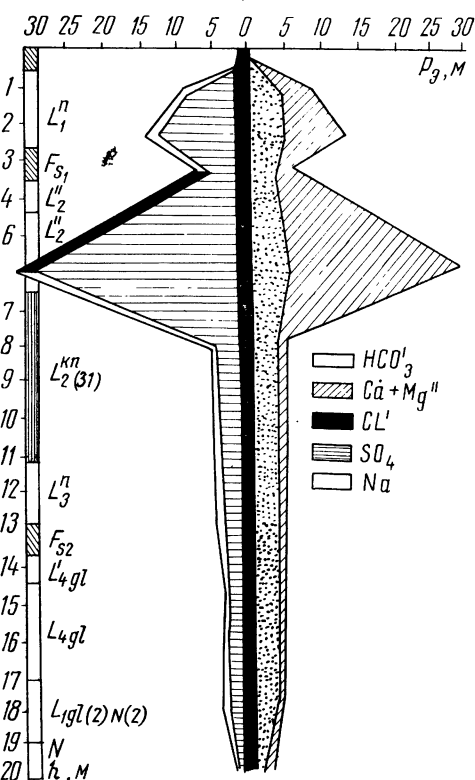


Рис. 4.2. Пример распределения солей по глубине для неорошаемых лёссовых почв с сильноминерализованными водами [52]

Рис. 4.1 типичен для районов естественного засоления неорошаемых лёссовых почв степей южной части УССР с маломинерализованными грунтовыми водами. Он представляет собой профиль участка с типичными каштановыми солонцеватыми почвами, лежащими на мощных пластах лёссового карбонатного суглинка. Обращает на себя внимание, что на глубине порядка 1—2 м образовался ярко выраженный аккумулятивный горизонт¹⁾ с содержанием солей до 1,0—1,4%.

Наличие в этом районе оврагов и связанных с этим естественных стоков вод из поверхностных слоев привело к тому, что поверхностный промывной процесс вызвал сильно выраженное выщелачивание солей из относительно тонкого верхнего слоя (толщиной порядка 0,8—1 м), в то время как маломинерализованные воды, поднимаясь в суглинке за счет капиллярности, испарялись с поверхности почвы. Малая засоленность вод привела к появлению аккумулятивного горизонта на относительно небольшой глубине. Сам аккумулятивный горизонт имеет относительно малую мощность (порядка 0,5—0,7 м).

Графики на рис. 4.2 относятся к неорошаемым почвам с естественным засолением сильноминерализованными водами. Этот рисунок относится к профилю плоской равнины с целинной неорошаемой почвой при полном отсутствии

¹⁾ То-есть слой почвы, отличающийся от прилегающих к нему слоев высоким содержанием накопленных в нем солей.

балок и оврагов, что затрудняет естественный сток. Рассматриваемый район обладает каштановыми почвами, располагающимися на глинистом палеом лёссе, местами переходящими в шоколадные. Уровень грунтовых вод располагается на глубине примерно 10—12 м. На этих профилях аккумулятивный слой появляется уже на уровне 8—9 м, считая от дневной поверхности, и простирается почти до самой дневной поверхности почвы. Выщелачивание здесь выражено очень слабо и обессоленный слой весьма тонок, достигая толщины всего 0,5—0,7 м. Таким образом, толщина аккумулятивного слоя в этом случае достаточно велика (7—8 м). Солеосодержание этого слоя в среднем имеет порядок 1,2—1,7%.

Таким образом, хотя в обоих случаях почвы весьма близки по составу, одно изменение характера грунтовых вод и условий промывания верхнего слоя атмосферными осадками существенно повлияло на условия накопления солей и мощность засоленного слоя.

На основании изложенного можно сказать, что химическое расслоение осадочных пород в тех случаях, когда оно существенно, выражено достаточно ярко. Приведенные выше профили свидетельствуют о том, что засоленные слои могут содержать солей более чем 1,5%, в то время как выщелоченные не более 0,1% (и даже менее). Это изменение солеосодержания происходит обычно в толще почвы, достигающей всего 0,5—1 м, а мощность засоленного слоя может достигать порядка 7—8 м.

Закончив на этом рассмотрение типичной химической стратификации почвы, характерной для средних широт, перейдем к своеобразной стратификации осадочных пород, находящихся в районах многолетней мерзлоты. По-видимому, процессы образования этих пород протекали следующим образом. До появления оледенения, на первичном этапе своего развития эти породы создавались обычным путем — осаждением взмученных в тех или иных потоках измельченных пород. Однако на вторичном этапе при развитии оледенения эти почвы оказались замороженными, что существенно замедлило химические и механические процессы образования осадочных пород. При этом только в относительно тонкий верхний (порядка одного-двух метров) слой почвы в течение летнего времени внедрялась волна тепла и этим определялся некоторый слабо выраженный процесс развития этих пород в течение короткого полярного лета.

В оттаявшем летом слое наблюдалась обычная структура почвы. По-видимому, солевые растворы, или жидкий компонент самого поверхностного оттаявшего слоя под влиянием сил гравитации просачивались вдоль замерзшей почвы (непроницаемой для воды) в более низкорасположенные места и заполняли ложбины, насыщая почву влагой, которая испарялась с поверхности в течение полярного лета. В результате такого «выпотного» режима в таких ложбинах в течение многих сотен и даже тысяч лет накапливались соли и выщелачивались из районов возвышенности.

Таким образом, в летнее время полярные почвы являются весьма «пятнистыми». Все «вершины» становятся выщелоченными и в значительной степени лишенными солей.

С другой стороны, все «низины» в отличие от вершин в тонком верхнем слое (1—2 м), находящиеся над слоем многолетней мерзлоты, обладали определенной насыщенностью солями и влагой с крепостью насыщенности раствора солью до 3—5%. Причем на поверхности почвы в солнечные дни в таких низинах бурно выделяющиеся соли покрывали поверхность почвы слоем кристаллов (например, в Якутске и прилегающих к нему областях).

Подводя итоги изложенному, можно сказать, что полярные пласты осадочных пород обладают всегда своеобразной пластовой структурой, которая определяется, с одной стороны, распределением в ней влаги и засоленности и, с другой стороны, замороженностью нижних пластов.

Газообразный компонент почвы оказывает относительно малое влияние на значение ее электропроводности и чаще всего только косвенное. Например, наличие углекислоты в почвенных растворах сильно увеличивает растворимость извести, выщелачивание ее из пластов и накопление в растворах.

Следует отметить, что наличие газа в почве в какой-то мере влияет на теплопроводность почвы, а значит, на скорость распространения в почве волн тепла и холода и на глубину промерзания почв в течение всего зимнего цикла.

В суточном и годовом цикле изменений температур почвы можно наблюдать две характерных волны нагрева: в суточном — дополуденная и в годовом — весенне-летняя. Эти волны сменяются следующими за ними послеполуденной и осенне-зимней волнами охлаждения. Скорость распространения этих волн в почве колеблется в пределах от одного до 10 см в сутки. Эта скорость в верхних слоях больше, а в нижних значительно меньше. Затухание этих волн достаточно велико, и в суточном цикле колебания температуры почвы на глубине в 60 см уже почти незаметны (амплитуда изменений температуры здесь падает более чем в 10—20 раз). В годовом цикле это отсутствие заметных изменений температуры почвы начинает наблюдаться на глубинах, превышающих 12—15 м.

Таким образом, нужно отметить, что в почве на глубинах более 10—15 м температуры всегда достаточно постоянные и не зависят от времени года. Заметные суточные изменения температуры почвы наблюдаются только в слое толщиной порядка 30—40 см, что слабо влияет на распространение радиоволн.

Подводя итоги всему сказанному в настоящем разделе, можно сделать выводы:

1. Поверхность континентов в подавляющем числе случаев покрыта осадочными породами. Толщина этого слоя всегда существенно больше, чем глубина проникновения волн интересующего нас диапазона. Влияние осадков на распространение волн становится особенно важным вследствие того, что в районах, где они располагаются (равнины), основную роль играют процессы, связанные с проникновением в грунт радиоволн, а это определяет закономерности убывания поля с расстоянием.

2. В районах расположения кристаллических пород (магматические и метаморфические породы) влияние неровностей рельефа так велико, что электрические свойства верхнего слоя земной коры становятся значительно менее существенными (гористые и холмистые, сильно пересеченные местности). В этих районах важны не столько физические свойства пород земной коры, сколько их геометрия.

3. Природа образования осадочных пород определяет их механическую слоистость, что всегда приводит к существенному различию пластов осадочных пород и по химическому составу. Вместе с этим механическое расслоение вызывает также и расслоение этих пластов в отношении влагосодержания.

При этом влажность отдельных слоев почвы может различаться более чем в десять раз. Аналогичное явление наблюдается и в отношении солесодержания. На протяжении всего одного-двух метров солесодержание отдельных пластов может изменяться в несколько десятков раз.

4. Процессы развития почвенного покрова и почвообразующих осадочных пород протекают практически непрерывно. Однако они развиваются настолько медленно, что даже в районах заметного изменения климата значительные изменения в почвах проявляются через десятки лет. Несколько иная картина наблюдается в орошаемых районах, где неправильно выбранный водный режим может привести к относительно быстрому процессу засоления почв и к изменению их структуры. Однако такие районы невелики по площади и играют чисто местную роль.

5. Исключительной в физическом, химическом и иных отношениях является область многолетней мерзлоты. Здесь летом всегда наблюдается заметная двухслойность верхнего слоя пород. Оттаивающий летом слой породы несет в себе заметные количества влаги и солей, нижний слой мертв, неподвижен, и процессы химических и физических изменений в нем могут считаться постоянными. В зимнее время основная масса грунта промерзает насквозь и потому становится достаточно однородной.

Никаких заметных изменений свойств почвообразующих пород и самой почвы в этих районах нельзя ожидать даже за относительно большие периоды времени (сотни лет). Следует отметить только, что южные границы зон многолетней мерзлоты могут несколько смещаться, в одних случаях отступая к северу, а в других наступая к югу. Однако этот процесс также протекает достаточно медленно.

Электрические свойства почв

Рассматривая электрические свойства почв и, в частности, такие ее параметры, как электропроводимость и диэлектрическая проницаемость, прежде всего следует обратить внимание на то, что эти свойства принадлежат некоторому агрегатному телу — почве, свойства которого определяются свойствами трех его компонентов: твердого, жидкого и газообразного. Поэтому имеет смысл предварительно рассмотреть эти же электрические свойства, но для каждого компонента в отдельности, а затем рассматривать свойства всего комплекса.

Заметим, что твердому компоненту свойственна исключительно малая электрическая проводимость (см. табл. 4.1), а почвенным растворам (жидкому компоненту), наоборот, вследствие исключительно большой электрической диссоциации присуща высокая электропроводимость. Так, в частности, морская вода имеет $\sigma \approx 2-5 \text{ см/м}$.

Как отмечено в [53], при расчетах удельной проводимости пластовых вод вполне достаточно вести расчеты по эквивалентному количеству той соли, содержание которой в данном растворе будет наибольшим. Так как обычно такой солью является NaCl, то все расчеты электропроводимости почвенных растворов можно с достаточной точностью вести, вводя понятие об эквивалентном содержании этой соли в почве. На рис. 4.3 приведен график, определяющий зависимость между σ и содержанием соли S% (выраженном в тысячных долях по отношению к весу раствора). Он дает возможность установить, что проводимости растворов в значительной степени зависят от температуры раствора:

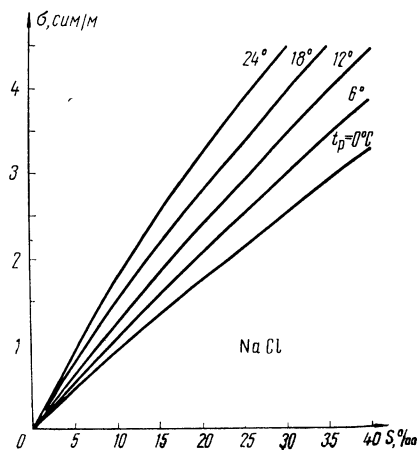


Рис. 4.3. Электропроводимость раствора соли NaCl в зависимости от содержания

$$\sigma_t = \sigma_0 (1 + \alpha_t t_p), \quad (4.1)$$

где σ_t и σ_0 проводимости растворов при температуре t_p и $t_0 = 0^\circ\text{C}$ соответственно, α_t — температурный коэффициент раствора.

Формула (4.1) действительна только при $t_p > 0^\circ\text{C}$.

Коэффициент α_t в значительной степени зависит от концентрации раствора S. Для раствора NaCl (рис. 4.4)

$$\alpha_t = 0,041 (1 - 0,0073 S). \quad (4.2)$$

Эта формула действительна для пределов концентрации растворов S порядка $2-40\text{‰}$.

Необходимо обратить внимание на то, что поведение растворов после замораживания, т. е. при переходе к температурам более низким чем 0° , становится совершенно иным. Этот вопрос подробнее мы рассмотрим несколько ниже.

Удельную проводимость пропитанной породы σ_v для случая, когда она во много раз меньше проводимости раствора (что обычно наблюдается на практике), можно найти по формуле, предложенной В. Н. Дахновым [53]:

$$\sigma_v = \frac{1 - \sqrt[3]{(1 - K_v)^2}}{1 + 0,25 \sqrt{1 - K_v}} \sigma_r, \quad (4.3)$$

где σ_r — электропроводимость раствора, K_v — пористость породы. На рис. 4.5 приводится зависимость отношения σ_v/σ_r от K_v .

Из ф-лы (4.3) и рис. 4.5 следует, что проводимость пропитанной раствором породы σ_p находится в прямой зависимости от проводимости смачивающего ее раствора σ_r и, если допустить, что все поры заполнены раствором, то и от пористости породы. При изменении пористости в пределах от 10 до 30% проводимость породы изменяется также примерно в три раза, т. е. весьма существенно.

Формула (4.3) действительна только для сильно пористых пород, песчаных почв и слабо сцементированных песчаников. Для известняков, доломитов и сцементированных песчаников при снижении пористости ниже 30—40% наблюдается более быстрое снижение проводимости, чем это следует из (4.3), и при изменении пористости от 30 до 10% проводимость для этих пород изменяется более чем в шесть раз по сравнению с изменением, вытекающим из (4.3), т. е. всего примерно в двадцать раз [53].

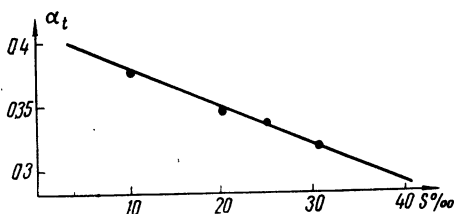


Рис. 4.4. Зависимость температурного коэффициента электропроводности от соледержания

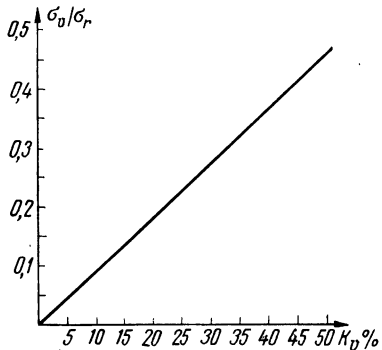


Рис. 4.5. Зависимость электропроводности породы от ее пористости

Таким образом, можно констатировать, что пористость очень сильно влияет на величину электропроводности почвы, поэтому проводимость зависит от степени цементации (заполнения) пор мелкими частицами (степень сортировки частиц в породе).

Следует отметить не менее важную роль увлажнения породы, когда в самой породе уже имеются некоторые запасы солей, активное действие которых проявляется в зависимости от пропитывания породы влагой. Действительно, зависимость между проводимостью осадочной породы σ_q при частичном ее насыщении влагой K_q (выраженном в долях единицы объема породе), как известно, можно представить в виде [53]:

$$\sigma_q = K_q^p \sigma_s, \tag{4.4}$$

где p — показатель, зависящий от насыщения породы солями и ее вида, т. е. от химического состава породы, ее однородности и пр., в частности, для глин $p=1,6-1,8$, а для кварцевых песков $p \approx 2-2,2$; σ_s — электропроводность почвы при $K_q=1$, для глин $\sigma_s \approx 100-150$ мсим/м, а для песков 30—70 мсим/м (в зависимости от заполнения пор песчаного слоя глинистыми частицами).

Формула (4.4) хорошо описывает электрические свойства увлажненных почв только при $K_q > 0,1$.

На рис. 4.6 приводится экспериментально полученная зависимость проводимостей σ_q для красной глины от степени пропитывания ее влагой K_q при $\sigma_s=105$ мсим/м, $t=15^\circ\text{C}$. Из рисунка видно, что увлажнение почвы является весьма активным фактором воздействия на ее электрические свойства: под влиянием изменения увлажнения в пределах от $K'_q=10$ до $K''_q=70\%$ красная глина изменяет свою проводимость в 25 раз. На основании сказанного следует, что различие в увлажнении пластов почвы вызывает ее своеобразную электрическую стратификацию, даже если она по своей механической и химической

структуре вполне однородна. В самом деле, верхний слой почвы, подвергаясь нагреванию солнцем, особенно в летнее время, высыхает и его влажность K_q может достигать значений 20—25%. В соответствии с рис. 4.6 электропроводимость почвы может упасть до 7—8 мсим/м.

Однако, начиная с некоторых глубин, в почве появляется капиллярно-подпертая влага в виде упоминавшейся выше каймы влажности, взвешенной над зеркалом подпочвенных вод. В этой области влажность почвы может заметно повыситься и достигнуть 40—50%, что приводит к повышению ее электропроводимости до 30 мсим/м. В районе зеркала подпочвенных вод влажность почвы достигает уже порядка 70% и более, что приводит к увеличению σ до 50—70 мсим/м.

Таким образом, вполне однородная по своей механической структуре почва в присутствии неоднородно распределенной влажности меняет свои электрические свойства (однородность) и разделяется на два слоя, отличающихся по

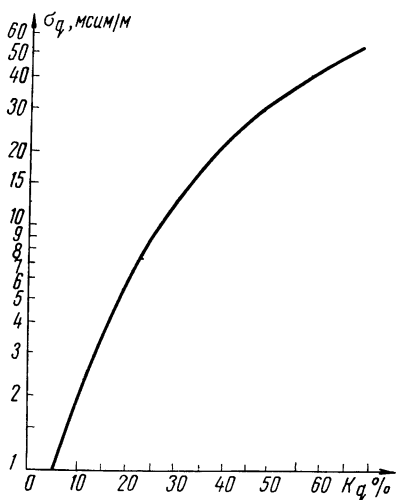


Рис. 4.6. Зависимость электропроводимости породы от влагосодержания

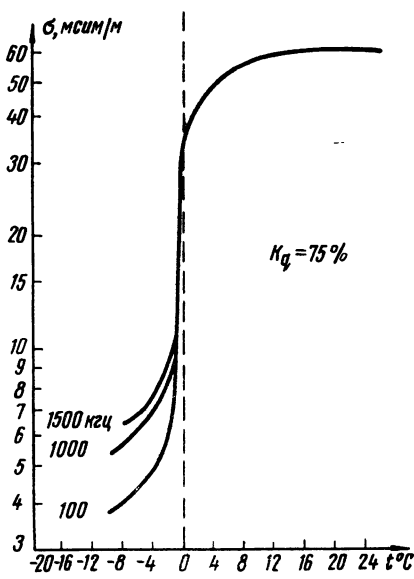


Рис. 4.7. Зависимость электропроводимости влажной глины от температуры и частоты

электропроводимости в десять и более раз. Эта электрическая стратификация почв может быть осложнена распределением засоления в отдельных пластах этой почвы. Как показывают графики на рис. 4.1 и 4.2, засоление почвы в зависимости от глубины погружения может изменяться более чем в десять раз. Это, в свою очередь, заметно влияет на проводимость влажного слоя, т. е. еще более усугубляет электрическое расслоение почвы.

Следует также обратить внимание на то, что многочисленные попытки обнаружить зависимость между электропроводимостью однородной почвы и частотой приложенного к ней напряжения (в пределах 100—2000 кгц) всегда оканчивались неудачей. Вследствие этого можно полагать, что в пределах точности проводившихся опытов и при температурах выше нуля все почвы, достаточно однородные по своему составу и увлажнению, обладают свойствами, совершенно не зависящими от частоты в диапазонах св и дв.

Совершенно иная картина имеет место при охлаждении почв до температур близких к нулю и ниже. Исследования, проведенные с различными породами,

показали, что образец почвы, помещенный между пластинами конденсатора, находящегося в холодильнике, после снижения температуры ниже нуля резко уменьшает свою удельную проводимость, причем она становится отчетливо зависящей от частоты.

На рис. 4.7 приводится график зависимости электропроводимости глины при влажности $K_g = 75\%$ от температуры. Из рисунка видно, что при $t^\circ > 0$ эта зависимость подчиняется соотношению (4.1), т. е. медленно падает с уменьшением температуры почти по линейному закону. Однако по мере приближения температуры к нулю, эта закономерность начинает отклоняться от линейного хода и в интервале температур $+1 \div -2^\circ$ электропроводимость резким скачком меняется более чем в пять раз.

При температурах ниже -2° значение проводимости продолжает падать, но уже не так резко, и почва приобретает явно выраженные дисперсионные свойства. Причем при изменении частоты от 100 до 1500 *кГц* (т. е. в 15 раз) проводимость образца изменяется при температуре порядка -12° от 3,5 до 6,5 *мсим/м*, т. е. примерно в два раза, увеличиваясь далее с повышением частоты. Это явление развивается еще больше при дальнейшем снижении температуры.

Таким образом, однородная влажная почва при замерзании превращается в кристаллическое тело, обладающее своеобразным изменением электропроводимости, зависящим от частоты приложенного к ней электрического поля. Это обстоятельство определяет особые свойства почвы в районах многолетней мерзлоты.

На основании изложенного можно сделать следующие выводы:

1. Механическая сортировка частиц материнских пород в процессе почвообразования приводит к осаждению и образованию первичной почвы. Распределение частиц в этой почве, их форма и размеры определяют закономерность распределения почвенной влаги и степени ее насыщения, а следовательно, и расслоение почвы на относительно сухие и более влажные пласты. Слабо смоченные слои обладают плохой проводимостью, а хорошо смоченные — высокой.
2. Чисто механическое расслоение почвы (песок, глина) усложняется сложным распределением засоленности, закономерности которого определяются водным режимом почв и связанным с этим процессом движения воды в почве.
3. Электропроводимость почвенных слоев под влиянием увлажнения и засоления может изменяться в десять и более раз.

ТАБЛИЦА 4.2

Пределы изменения электропроводимостей различных пород

Наименование породы	Удельная проводимость σ , <i>мсим/м</i>	Наименование породы	Удельная проводимость σ , <i>мсим/м</i>
Мокрая глина	20 — 100	Глинистые сланцы	1 — 10
Глины	1 — 20	Известняки рыхлые (ракушечники)	10 — 100
Пески	0,22 — 2,3	Известняки плотные	1 — 100
Песчаники рыхлые	1 — 10	Мергели	1 — 100
Песчаники плотные	0,1 — 10	Мерзлые породы (глины, пески)	0,1 — 1,0

4. Области перехода от одной электропроводимости к другой в расположенных друг на друге почвенных слоях настолько невелики по отношению к рассматриваемым длинам радиоволн, что в первом приближении можно принять при

расчетах изменение этой проводимости от слоя к слою по скачкообразному закону, т. е. считать слои почв по электропроводимости резко дифференцированными.

5. Изменение электропроводимости верхнего почвенного слоя, вызванное нагреванием солнцем, на распространение земных волн практически не влияет из-за малой толщины прогреваемого слоя.

6. Замерзание почвы при температуре ниже нуля вызывает резкое снижение ее электропроводимости. При этом электропроводимость становится зависимой от частоты.

7. В зонах многолетней мерзлоты мерзлые породы обладают в основном низкой электропроводимостью. Толщина мерзлого прунта может достигать сотен метров. В некоторых случаях он состоит из слоев, отличающихся своей проводимостью. Летом поверхностный слой оттаивает и его проводимость повышается. Толщина оттаявшего слоя в зависимости от прогревания почвы может колебаться от 1—2 м (область центральной Якутии) до 15—30 см (северные районы: Чукотка, Норильск).

Для сравнения величин проводимости различных пород приводится табл. 4.2, в которой верхний предел проводимости дается для увлажненных, а нижний — для подсушенных пород.

Корреляция между типами почв и их электрическими свойствами. Карта электропроводимостей почв СССР

Рассмотрим теперь вопрос о корреляции между типами почв и их электрическими свойствами.

Результаты измерений электропроводимости почв, выполненных различными методами, показывают, что они носят ярко выраженный статистический характер, даже если измерения производятся на сравнительно небольших по размерам площадях. Это объясняется исключительно сложными и многообразными условиями образования почв, различием в расположении слоев осадочных пород, уровне грунтовых вод, выходе материнских кристаллических пород и т. д.

ТАБЛИЦА 4.3.

Зависимость значения проводимости от положения точки измерения

Положение точки, в которой производилось измерение	Значение проводимости мсм/м	Положение точки, в которой производилось измерение	Значение проводимости мсм/м
Центр участка, (1)	0,47	500м восточнее точки 1	0,4
Южнее, в 100м от точки 1	0,83	300м к юго-востоку от точки 1, у края лощины	0,7
Южнее, в 200м от точки 1	0,34	На дне лощины	1,0
Западнее, на северном краю оврага	0,16	У подъема из лощины	0,7
На дне оврага	1,1	500м южнее точки 1	0,12
Второе измерение на дне оврага	1,8	700м от точки 1, на вершине пригорка	3,62
На южном склоне оврага	0,31	1км от точки 1, на вершине другого пригорка	4,0
На северном склоне оврага	0,1		

В качестве примера статистичности электрических свойств почв (их «пятнистости») в табл. 4.3 приводятся данные конкретных измерений, проведенных в одном из пунктов некоторых районов СССР. Измерения производились в летнее время на песчаном плато, изрезанном неглубокими оврагами (глубиной не более 5—8 м). Площадь обследованного участка не превышала 1,5—2 кв. км. Приводимые значения проводимостей получены с помощью метода вертикального электродзондирования при максимальном разnose электродов 60 м с последующим пересчетом для частоты 300 кГц (см. разд. 4.3), т. е. являются действующими.

Из табл. 4.3 видно, что на расстояниях 50—100 м изменения проводимости достигали 10 раз. Примерно в 45% случаев проводимость почвы находилась в пределах 0,3—1 мсим/м, и это значение можно принять за среднее. В 28% случаев она находилась в пределах 0,1—0,3 мсим/м, в 16% случаев — в пределах 1—3 мсим/м и в 11% случаев — в пределах 3—10 мсим/м. Интересно отметить, что проводимости, близкие к средним значениям, чаще всего встречались на ровных поверхностях. Наименьшие величины получались для северных склонов оврагов, для южных склонов они были несколько выше, а наиболее высокие значения проводимости получались при измерениях на дне оврагов. Это обусловлено тем, что при нагревании солнцем северные склоны оттаивают значительно меньше. Кроме того, в песчаных почвах

соляные растворы стекают по границе раздела талого и мерзлого слоев на дно лощин и оврагов, заметно увеличивая тем самым их проводимость.

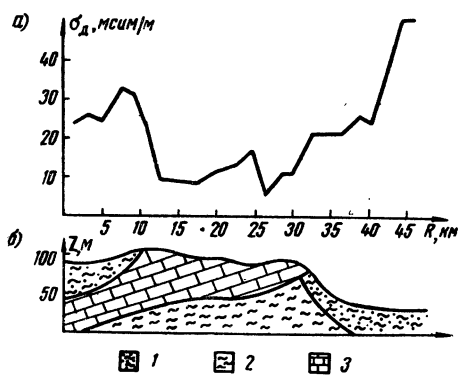


Рис. 4.8. Зависимость действующей проводимости на частоте $f=200$ кГц от геологической структуры подстилающей местности

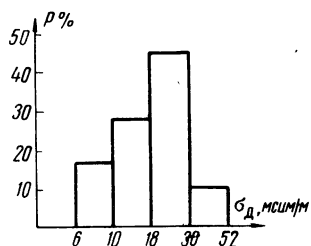


Рис. 4.9. Гистограмма статистического распределения действующих проводимостей по трассе

Эффект «пятнистости» свойствен почвам всех районов. Он обусловлен сложностью процесса образования почв и многообразием факторов, влияющих на величину ее проводимости (увлажнение, насыщенность солями, прогревание солнцем и др.). Этот эффект следует учитывать при оценке возможных отклонений реальных

значений напряженности поля от рассчитанных, которые оцениваются обычно для средних значений проводимости.

На рис. 4.8а приводятся данные о распределении действующих электропроводимостей σ_d вдоль трассы, полученные в результате исследований, проведенных в Ленинградской области [23]. На рис. 4.8б дается геологический разрез местности по этой же трассе до глубины порядка 100 м. Образец 1 соответствует песчано-глинистым отложениям, образец 2 — глинистым отложениям, образец 3 — известнякам и доломитам. Измерения действующей проводимости проводились по методу радиоэлектромагнитного профилирования (см. разд. 4.8) на частоте около 200 кГц. Из рис. 4.8 видно, что значения σ_d меняются вдоль трассы в зависимости от геологической структуры подстилающей местности.

Если произвести статистическую обработку полученных в данном случае результатов, т. е. подсчитать относительную частоту $p\%$ появления σ_d в заданном интервале значений, то мы получим гистограмму, изображенную на рис. 4.9. Из данной гистограммы видно, что хотя в большинстве случаев значения действующей проводимости лежат в пределах 18—30 мсим/м, однако разброс величин достигает 6—50 мсим/м. Поэтому, характеризуя электрические параметры какой-либо местности, можно говорить только о наиболее вероятных значениях ее проводимости, имея в виду, что в отдельных пунктах могут быть довольно значительные отклонения от этой величины.

Статистическая обработка большого экспериментального материала по результатам более 18 тыс. измерений, произведенных в различных районах Советского Союза, показала, что электрические свойства почв тесно связаны с их физико-химическими свойствами, что каждому типу почв можно приписать определенные наиболее вероятные значения проводимости [29].

Привязка полученных значений электропроводимостей к типам почв производилась на основе карты почв СССР [54]. Было выделено десять видов почв, некоторые из которых затем удалось объединить вследствие идентичности их электрических свойств. Основными типами почв явились следующие: 1) песчаные, 2) подзолы, 3) черноземы, 4) приазовские черноземы, 5) болота, 6) солончаки. Однако нужно обратить внимание на то, что характеристики почв в виде гистограмм, характеризующих вероятность распределения проводимостей ρ в заданных пределах интервалов проводимости σ_d , могут иметь несколько максимумов, что свидетельствует о высокой неоднородности структуры почв данного района (выклинивание песка в глинистых породах, разные уровни грунтовых вод). Примерами иллюстрирующими сказанное, являются рис. 4.11а, 4.11в, 4.12б и 4.12а.

Вместе с этим для некоторых районов СССР характерны низкие проводимости почв в связи с присущими им отрицательными температурами, как это следует из рис. 4.10 [55].

Результаты статистического анализа электрических свойств

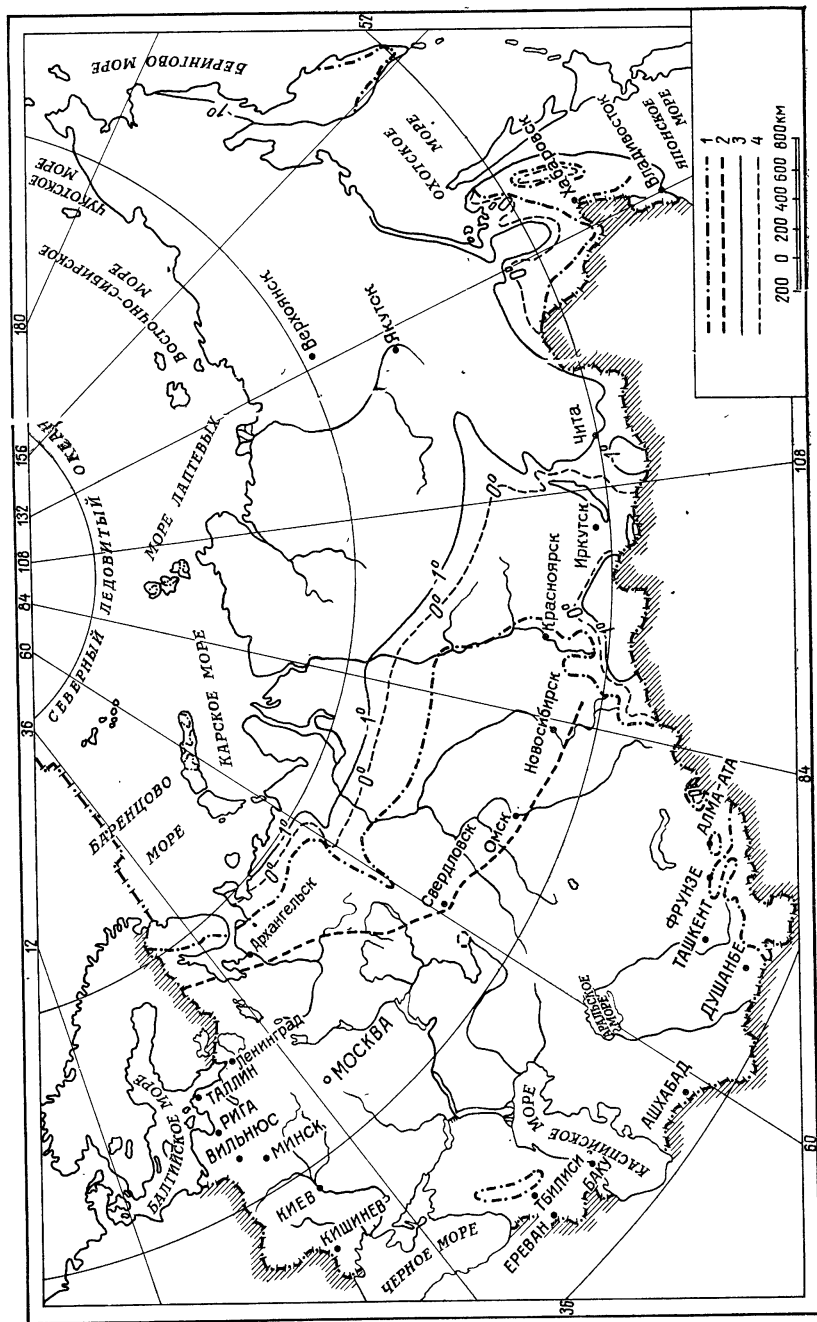


Рис. 4.10. Карта зон многолетней мерзлоты на территории СССР [55]:
 1 — граница зоны пород с низкими проводимостями, 2 — граница зоны перелетков, 3 — изотерма
 -1° (на глубине 1–2 м), 4 — изотерма 0° (на глубине 1–2 м)

указанных типов почв приводятся на рис. 4.11. Гистограммы этого рисунка характеризуют вероятность p появления у соответствующего вида почвы заданного значения проводимости σ_d .

Эти свойства рассматриваемых почв определяются разными условиями: промерзания и оттаивания их на южных и северных склонах оврагов, миграции соляных растворов и пр. Естественно, что такие гистограммы не остаются постоянными, испытывая сезонные превращения. При этом равнины обладают постоянством свойств, а холмистые районы менее устойчивы.

Рис. 4.11а характеризует почвы с устойчивыми свойствами, рис. 4.11б и 4.11в относятся к почвам переходных зон с менее устойчивыми свойствами. Гистограмма для последнего случая имеет более сложную конфигурацию, в частности, у нее имеется еще один максимум около 10 мсим/м. Это объясняется большой пестротой в строении почв этого района, так как, с одной стороны, здесь встречаются почвы с низкими проводимостями порядка 1—3 мсим/м, а, с другой стороны в них вклиниваются районы почв, имеющие проводимость около 10 мсим/м. Низкая проводимость почв в данном случае объясняется малой минерализацией почвенных вод.

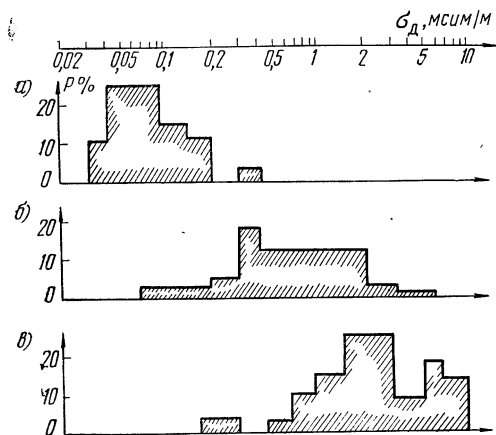


Рис. 4.11. Гистограммы статистической обработки результатов измерений действующей электропроводности почв

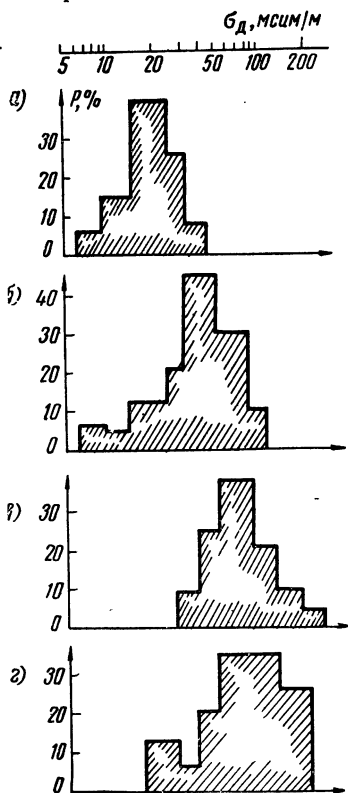


Рис. 4.12. Корреляция между типами почв и их электропроводностью:

а) гистограмма распределения значений проводимости для песчаных почв; б) для подзолистых и черноземных; в) для солончаковых

На рис. 4.12 приводятся статистические характеристики электрических свойств песчаных почв (рис. 4.12а), проводимости ко-

торых группируются в основном около 15—20 мсим/м; подзолистых и черноземных (рис. 4.12б) с наиболее вероятными проводимостями 25—40 мсим/м; болотистых (рис. 4.12в) с $\sigma_d \sim 50—80$ мсим/м и солончаковых (рис. 4.12г) с $\sigma_d \sim 50—120$ мсим/м.

Рис. 4.11 и 4.12 свидетельствуют о тесной корреляции между типами почв и их электрическими проводимостями. Наличие этой корреляции позволило составить карту действующих электропроводимостей почв СССР, не производя измерений по всей территории, а экстраполируя полученные данные на необследованные области с помощью карты почв.

Карта электропроводимостей почв СССР приводится на рис. 4.13. Все значения проводимостей на этой карте разделены на семь градаций. Следует помнить, что данная карта относится только к верхнему, активному слою почвы, т. е. к той части земной поверхности, которая участвует в распространении св. Толщина этого слоя, как указывалось выше, составляет в среднем 10—15 м. Кроме того, приводимые значения проводимостей являются действующими, они учитывают слоистую структуру почвы и поэтому зависят от частоты (см. разд. 2.3). Хотя они были определены на частоте порядка 300—500 кГц, однако ввиду слабой частотной зависимости ими можно пользоваться во всем средневолновом диапазоне.

Следует также отметить, что при расчетах напряженности поля в получаемые по данной карте значения проводимостей нужно вводить поправки, учитывающие влияние рельефа местности, лесного покрова и других факторов (см. гл. 2).

Обобщая изложенные в данном разделе материалы, можно сделать следующие выводы:

1. Графики на рис. 4.11 и 4.12 наглядно демонстрируют существование корреляционных связей между различными типами почв и их электропроводимостями.

2. Наиболее заметная трансформация электропроводимостей происходит в зонах переходных, причем в этих зонах может наблюдаться наибольший (до 30 раз) разброс в значениях проводимости.

3. Понятие электропроводимости является статистическим, поэтому при расчетах антенн и других устройств, качество работы которых определяется проводимостью ограниченной по площади зоны, следует производить дополнительные изыскания на местах.

4.2. КЛАССИФИКАЦИЯ МЕТОДОВ ИЗМЕРЕНИЙ ПРОВОДИМОСТИ ПОЧВ

В настоящее время наши практическое применение разнообразные методы определения проводимости почв. Так, в частности, Международный Консультативный Комитет по Радиосвязи (МККР) рекомендует для использования следующие методы [4]:

1. Лабораторные исследования электрических параметров почв (σ и ϵ) путем измерения на переменном токе активной и реактив-

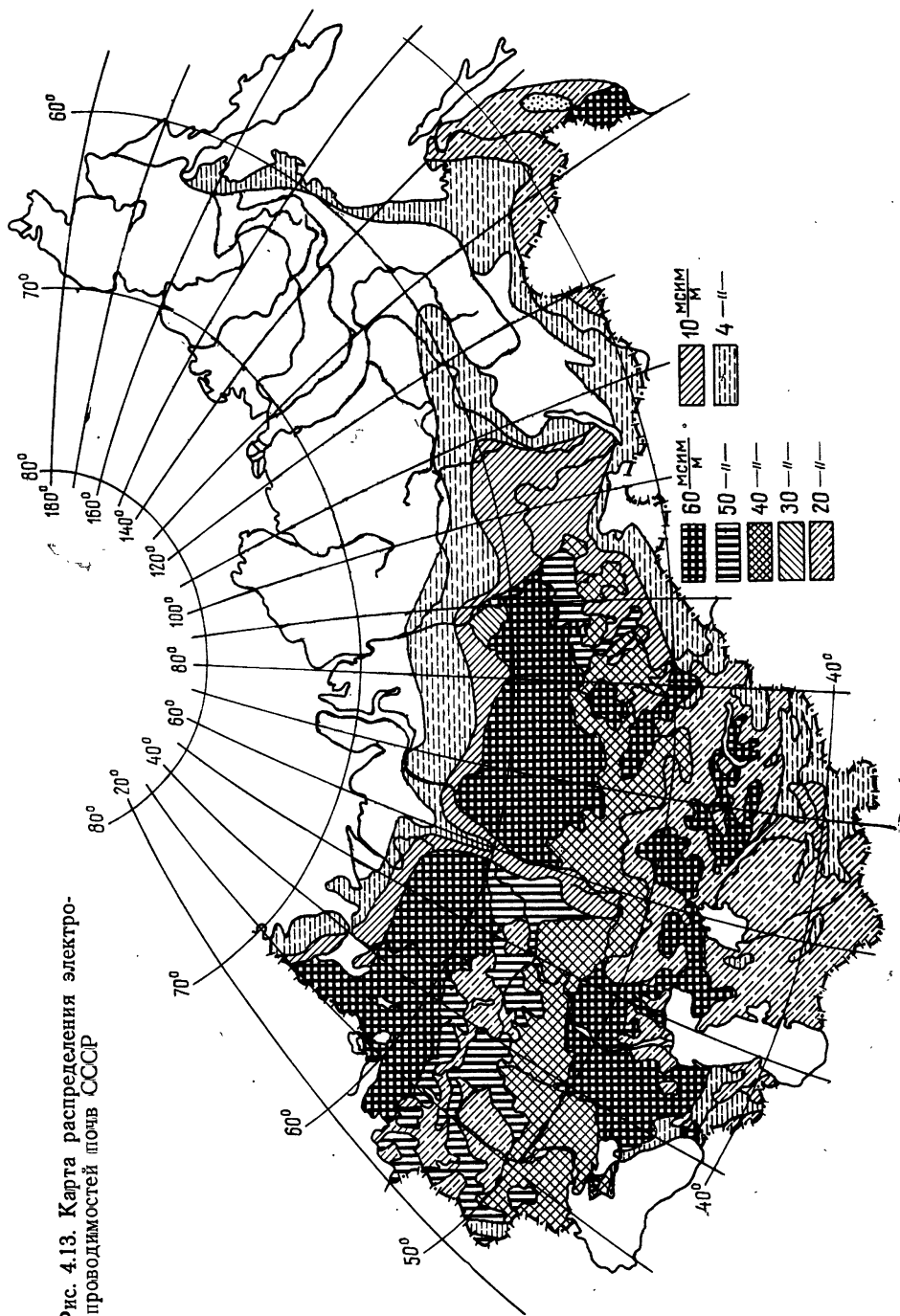


Рис. 4.13. Карта распределения электропроводимостей почв СССР

ной составляющих сопротивления конденсатора, между пластинами которого помещен исследуемый образец.

Этот метод дает представление о параметрах однородных образцов почвы, взятых в определенных точках трассы, на тех участках, на которых производятся измерения. В данном случае устанавливается локальная электропроводимость и диэлектрическая проницаемость ($\sigma_{эл}$ и $\epsilon_{эл}$) данного вида породы, определяемые ее физико-химическими свойствами, содержанием солей, увлажнением и структурой.

2. Определение удельного сопротивления грунта путем измерения падения напряжения между двумя электродами, помещенными в него. Эти электроды располагаются между двумя дополнительными электродами, которые питаются от источника постоянного тока. Данный метод называется методом «вертикального электрического зондирования», или, как принято его называть в практике геологоразведочных работ, методом «ВЭЗ».

Он позволяет получить представление как о локальных проводимостях слоев почвы, так и о глубинах их залегания. Если область изъятия образца для определения проводимости первым методом совпадает с одним из слоев, найденных и обмеренных вторым методом, то результаты, полученные обоими методами, совпадают, так как проводимость однородного незамерзшего грунта не зависит от частоты в св диапазоне (см. разд. 4.1).

3. Определение проводимости путем измерения коэффициентов взаимоиנדукции между двумя петлями проводников, одна из которых питается переменным током низкой частоты, а вторая является индикаторной и расположена на некотором расстоянии от первой (метод индуктивного зондирования).

Данный метод дает те же результаты, что и второй, т. е. позволяет определять толщину и проводимость отдельных слоев.

4. Определение проводимости по наклону фронта радиоволны (эллипсу поляризации), вызванному появлением продольной электрической составляющей поля у вертикально поляризованной волны при распространении над полупроводящей средой.

Четвертый метод существенно отличается от предыдущих. Он позволяет определить действующую локальную проводимость σ_d , которая является эффективной проводимостью неоднородной почвы на радиочастотах. Эта величина совпадает с величинами, определенными тремя первыми методами, только в случае изотропной почвы. При слоистой почве поле, погружаясь в нее, за счет отражений от отдельных слоев изменяет свою структуру. В связи с этим необходимо вводить новое представление о проводимости почвы, определяемой ее структурой (см. разд. 3.3).

5. Определение проводимости путем измерения ослабления напряженности поля вдоль трассы распространения (метод сравнения полей).

Этот метод дает представление о «кажущейся» проводимости почв на трассе $\sigma_{каж}$, действительной только для данной частоты

поля, данного расстояния и определенной местности. Эта величина зависит от множества факторов, поэтому даже при относительно небольших различиях трасс и частот значения $\sigma_{\text{каж}}$ могут существенно измениться. Измеренная этим методом проводимость может значительно отличаться от определяемых другими методами локальных проводимостей $\sigma_{\text{эл}}$ и $\sigma_{\text{д}}$, так как она характеризует не участок почвы, а всю подстилающую трассу поверхности с учетом влияния совокупности факторов, возмущающих и рассеивающих проходящее над данной местностью поле (интегральная проводимость).

6. Определение проводимости почв по измерениям скорости затухания поля в зависимости от глубины погружения в почву (метод ИЗМИРАН).

По этому методу определяется величина действующей локальной проводимости почвы в данной точке трассы, действительная только для той частоты, на которой производятся измерения. Полученные по этому методу значения $\sigma_{\text{д}}$ должны совпадать с данными, найденными четвертым методом. Однако практика показывает, что такое совпадение наблюдается далеко не всегда, так как результаты, полученные четвертым методом, могут быть сильно искажены нарушением структуры поля, проходящего над данной точкой. Кроме того, четвертый метод является довольно неточным, так как он основан на измерении малых углов. Ошибки, полученные при их определении, существенно влияют на точность результатов определения искомой величины.

7. Определение проводимости почв по измерениям фазовых изменений поля радиоволны на трассе. МККР считает возможным применять этот метод только на низких частотах для обнаружения неоднородностей в почве.

Седьмой метод, по существу, должен давать представление о величине трассовой, или интегральной, проводимости почв $\sigma_{\text{каж}}$, т. е. результаты измерений данным методом должны совпадать с данными пятого метода. Но поскольку результаты измерений при использовании седьмого метода определяются не только свойствами трассы, но и интерференционными процессами в районе точки измерения, часто получаются существенные расхождения в определениях величины $\sigma_{\text{каж}}$ этими двумя методами. По-видимому, сопоставление результатов обоих методов можно вести только в статистическом аспекте.

8. Определение параметров почвы σ и ϵ по коэффициентам отражения от поверхности почвы при перпендикулярном падении радиоволн на эту поверхность. Применение этого метода, как указывает МККР, возможно только в укв и сантиметровом диапазонах.

Восьмой метод дает исчерпывающую информацию о верхних слоях почвы, определяя значения комплексной диэлектрической проницаемости ϵ' верхнего слоя почвы в данной точке трассы. Однако этот метод в связи с условиями организации самого экспе-

римента практически сложен и применим в области только очень высоких частот, находящихся далеко за пределами интересующего нас диапазона.

9. Определение проводимости по характерным изменениям форм атмосфериков в зависимости от расстояния до их источника (молнии). Область применения этого метода ограничена, по данным МККР, частотами порядка 0,1—25 кгц.

Девятый метод дает представление о трассовой, или кажущейся, проводимости почв на сверхнизких частотах (сотни и тысячи герц). Поэтому величины $\sigma_{\text{каж}}$, определяемые этим методом, будут существенно отличаться от определяемых пятым и седьмым методами, так как в процессе распространения столь низких частот участвуют более глубокие слои почв, а рассеяние определяется более крупными неоднородностями рельефа и почв, чем для диапазона св.

К этому перечню МККР мы считаем необходимым добавить еще следующие два метода:

10. Определение проводимости поверхностного слоя почвы путем измерения переходных сопротивлений искусственных заземлений.

С помощью десятого метода получают значения локальной проводимости для самого верхнего слоя почвы, расположенного в зоне погружения измерительных электродов. Получаемые этим способом значения электропроводимости должны совпадать с данными второго и третьего методов, относящимися к самым верхним слоям. Данные, полученные десятым методом, обычно служат для уточнения результатов, получаемых вторым и третьим методами, особенно в тех случаях, когда точность определения электропроводимости верхнего слоя в значительной степени определяет точность интерпретаций результатов измерений вторым и третьим методами.

11. Определение абсолютной величины поверхностного импеданса почвы путем измерения и сопоставления продольных электрической и магнитной составляющих поля радиоволны (метод радиоэлектромагнитного профилирования — РЭМП). Этот метод разработан Ленинградским Государственным Университетом [23].

Одиннадцатый метод дает значение поверхностного импеданса земли, по которому легко определяется величина действующей локальной проводимости [23]. Эти значения должны совпадать с результатами, получаемыми четвертым и шестым методами. Применяется одиннадцатый метод в диапазонах св и дв.

Рассматривая этот перечень, необходимо отметить, что по указанным методам определяются, по существу, различные величины. Одни из методов позволяют получить значение электрической проводимости $\sigma_{\text{эл}}$, которая определяется только физико-химическими свойствами почв, другие — некоторое эффективное (действующее) значение проводимости $\sigma_{\text{д}}$, где учитывается неоднородная по глубине структура почвы, третьи — некоторое кажу-

щее значение проводимости $\sigma_{\text{каж}}$, где учитывается не только электропроводимость, но и ряд других факторов, влияющих на распространение радиоволн. В связи с этим возникают существенные расхождения в результатах измерений, получаемых разными методами.

По характеру применяемых частот все перечисленные методы определения электропроводимости можно разбить на две большие группы. К первой группе можно отнести все методы, основанные на применении постоянного тока и токов низкой частоты (от нескольких герц до нескольких килогерц), ко второй группе — методы, основанные на применении полей радиочастотного диапазона. Таким образом, к первой группе относятся методы 2, 3 и 10, а ко второй — 1, 4, 5, 6, 7, 8, 9 и 11.

Рассмотрим возможности применения перечисленных методов в инженерной практике. Первый метод требует изъятия образца почвы в данной точке трассы и с заданного горизонта, при этом необходимо сохранить у образца его структуру, увлажнение, химический состав. Достают образец с помощью бурения, что требует специального оборудования и, с другой стороны, вызывает существенные изменения в структуре образца (керна). Кроме того, изъятый образец требует транспортировки до лабораторной установки, где и осуществляется процесс его исследования. Перечисленные причины не позволяют считать данный метод применимым в реальных условиях работ инженера-изыскателя. Его следует отнести к разряду лабораторных методов, пригодных для специальных научных работ. Вследствие этого данный метод ниже рассматриваться не будет.

Из дальнейшего рассмотрения мы исключим седьмой метод из-за его сложности, а также восьмой и девятый методы вследствие их специфичности и, в частности, невозможности применять в области интересующих нас частот.

4.3. МЕТОД ВЕРТИКАЛЬНОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ (МЕТОД ВЭЗ)

Метод ВЭЗ широко применяется в практике геологоразведочных работ для изучения структуры, толщ, глубин залегания и опознавания горных пород. Это объясняется тем, что данный метод позволяет осуществлять измерения непосредственно с земной поверхности. Простота и доступность метода ВЭЗ привели к широкому развитию его теории и способов механизации приемов первичной обработки, а также к многочисленным разработкам полевой измерительной аппаратуры.

Несложность этой аппаратуры, ее устойчивость в полевой обстановке, компактность и возможность применения без каких-либо специальных подготовительных работ позволяют использовать метод ВЭЗ для массовых исследований заданных районов.

Преимуществом данного метода является также применение автономного источника тока для получения электрических полей (постоянных или низкочастотных).

В других методах (например, 5, 6, 7 и 11-м) в качестве источников полей используются радиовещательные станции. Поэтому эти методы можно применять только в районах, где имеются радиостанции, и в часы их работы.

При использовании метода ВЭЗ выявляется зависимость между измеряемым эффективным удельным сопротивлением некоторой совокупности пластов почвы $\rho_{эф}$ и глубиной проникновения измерительных токов в этих пластах, определяемой разномом питающих электродов L_{AB} .

На основе этой зависимости способами первичной обработки выявляются: число слоев n , мощности залегания этих слоев h_n и электропроводимость каждого отдельного слоя σ_n . Затем методами вторичной обработки каждый из выявленных пластов горных пород отождествляется по его электропроводимости с той или иной горной породой (процесс опознавания породы).

Если вместо процесса опознавания горных пород ввести расчет локальной действующей проводимости исследуемой почвы на радиочастотах — σ_d , то данный метод с успехом можно применить для изучения подстилающей трассу распространения местности.

Таким образом, данный метод требует довольно сложной обработки, особенно в случаях ярко выраженной слоистости активных пластов почвы, что является его несомненным недостатком. Для устранения этого недостатка применяется своеобразная механизация процессов обработки с помощью особых палеток с заранее вычисленными и нормированными зависимостями между измеренными значениями $\rho_{эф}$ и разносами питающих установку электродов L_{AB} .

Возможна также механизация операций вычисления действующих электропроводимостей почвы на радиочастотах путем применения соответствующих номограмм (см. дальше). Это облегчает исследование частотных свойств почв данной местности в интересующем нас диапазоне частот. При использовании методов, основанных на прямом измерении величины σ_d , изучение частотных свойств почв не может быть реализовано во всей его полноте, так как не всегда имеется возможность принимать в данном месте сигналы радиостанций, работающих в диапазонах дв и св.

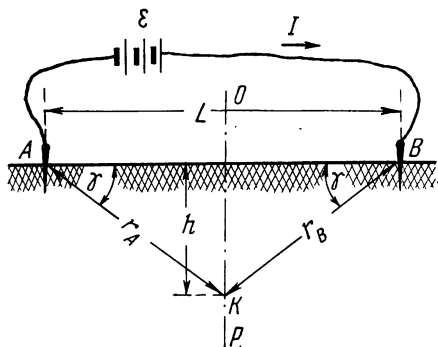


Рис. 4.14. К методу вертикального электрического зондирования почв (ВЭЗ)

Перейдем далее к изложению основных принципов, заложенных в основу метода ВЭЗ. Рассмотрим сначала случай, когда производятся измерения в однородной, нерасслоенной почве. Пусть имеются два цилиндрических электрода (рис. 4.14) A и B , погруженные в верхний слой почвы. Допустим, что через эти электроды проходит постоянный или переменный низкочастотный ток I . Тогда, рассматривая распределение токов в почве вдоль нормали OP , опущенной в землю из середины расстояний между электродами A и B , запишем для плотности тока j в любой точке K , расположенной на этой нормали:

$$j = \frac{I}{2\pi r_A} \cos \gamma - \frac{I}{2\pi r_B} \cos (180^\circ - \gamma) = \frac{I}{2\pi h^2} \sin 2\gamma \sin \gamma, \quad (4.5)$$

где γ — углы, под которыми видна точка K из точек расположения электродов A и B , r — радиусы, проведенные от электродов до точки K , h — глубина погружения точки K в почву [53].

Анализируя выражение (4.5), заметим, что при стремлении h к нулю, углы γ также стремятся к нулю, а разность потенциалов $L \rightarrow 2r$. Отсюда, раскрывая неопределенность в выражении (4.5), получим для плотности тока на поверхности почвы $j_0 = \frac{4I}{\pi L^2}$.

При стремлении h к бесконечности, т. е. при значительном погружении точки K в почву, значение тока j стремится к нулю.

Из выражения (4.5) следует, что плотность токов j по мере погружения в почву сначала довольно быстро уменьшается, а затем это ослабление начинает спадать. В относительном виде эта закономерность опишется следующим образом:

$$j/j_0 = \frac{1}{\left[1 + \left(\frac{2h}{L}\right)^2\right]^{3/2}}. \quad (4.6)$$

Из выражения (4.6) следует, что заданное значение плотности тока j на глубине h зависит от отношения h/L , увеличиваясь при увеличении разности между электродами A и B .

Детальный анализ [53] показывает, что при $h=L$ в пласте почвы проходит около 71% всего тока, а при $h/L=3,15$ — около 90%. Таким образом, можно считать, что оживление током пластов почвы носит локальный характер и токи, идущие между электродами A и B , заключены в довольно ограниченном объеме, зависящем от разности электродов L .

Информацию об электрических свойствах исследуемой почвы можно получить, рассматривая распределение потенциалов, вызванных токами j при наличии определенного удельного сопротивления почвы ρ^1 .

¹) Введение в дальнейший текст понятия удельного сопротивления вместо понятия проводимости делается по той причине, что в литературе по геологоразведке используется в основном первое. Соответственно все графики-палетки для интерпретации результатов измерений построены, исходя из зависимости между $\rho_{\text{эф}}$ и расстоянием AB .

Помещая два дополнительных электрода M и N между электродами A и B (рис. 4.15), можно записать для потенциала между точками M и N

$$\Delta U_{MN} = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{r_{AM}} - \frac{1}{r_{AN}} - \frac{1}{r_{BM}} + \frac{1}{r_{BN}} \right). \quad (4.7)$$

Если обозначить расстояние между электродами M и N как l , то при условии, что $l \ll L$, получим из выражения (4.7)

$$\Delta U_{MN} \approx \frac{4\rho I l}{\pi L^2} \left[1 + \left(\frac{l}{L} \right)^2 \right]. \quad (4.7a)$$

Если $l < 0,1 L$, то с достаточным приближением можно записать

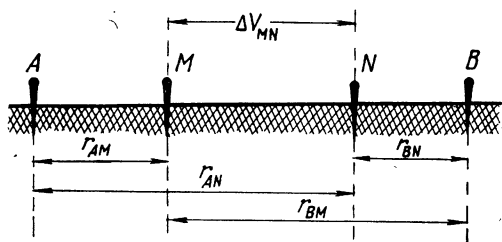


Рис. 4.15. Размещение электродов в четырехэлектродной установке ВЭЗ

$$\Delta U_{MN} \approx \frac{4\rho I}{\pi} \frac{l}{L^2}, \quad (4.7b)$$

откуда

$$\rho = \frac{\pi L^2}{4l} \cdot \frac{\Delta U_{MN}}{I}. \quad (4.8)$$

Выражение (4.8) используется для расчетов величины удельного сопротивления однородной почвы ρ при измерениях способом так называемой

четырёхэлектродной «градиент-установки».

При использовании этого способа измеряются ток I между электродами A и B и разность потенциалов ΔU_{MN} , а ρ вычисляется по заданным значениям L и l и измеренным ΔU_{MN} и I .

На практике часто встречается так называемая «симметричная» четырехэлектродная установка, для которой $r_{AM} = r_{BN} = r_{AN} = r_{BM} = a$ и $L = 3a$. В этом случае для ΔU_{MN} можно записать вместо (4.7):

$$\Delta U_{MN} = \frac{\rho I}{2\pi a}. \quad (4.7b)$$

Откуда

$$\rho = 2\pi a \frac{\Delta U_{MN}}{I} = K \frac{\Delta U_{MN}}{I}. \quad (4.8a)$$

Формулы (4.8) и (4.8a) позволяют сделать вывод, что с увеличением разноса электродов A и B информация об удельном сопротивлении почвы ρ будет получаться до все больших глубин h исследуемого пласта почвы. Если при этих измерениях значение величины ρ с изменением разноса электродов будет систематически изменяться, значит произошло какое-то нарушение однородности почвы.

Далее перейдем к рассмотрению подобных измерений в неоднородной горизонтально-слоистой почве. Если имеется ряд пластов, обладающих разными удельными сопротивлениями ρ_1, ρ_2, ρ_3 и т. д., с мощностью слоев h_1, h_2, h_3 и т. д., то измерением потенциалов ΔU_{MN} , вызванных растекающимися с электродов A и B токами, можно установить некоторое эффективное сопротивление всей совокупности пород $\rho_{эф}$, из которых состоит данный пласт. При этом величина $\rho_{эф}$ является сложной функцией h_n и ρ_n , т. е. $\rho_{эф} = f(\rho_1, \rho_2, \dots, h_1, h_2, \dots)$. Для выяснения свойств этой функциональной зависимости рассмотрим самый простой и наиболее часто встречающийся на практике случай двухслойной среды. Для решения этой задачи используем метод зеркальных отображений [53].

Пусть имеется некоторая среда с погруженным в нее точечным источником тока A , обладающая мощностью залегания h_1 и удельным сопротивлением ρ_1 . Пусть под ней находится вторая среда с удельным сопротивлением ρ_2 и неограниченной мощностью залегания (т. е. $h_2 \rightarrow \infty$).

Потенциальные функции в изучаемой двухслойной среде должны удовлетворять следующим условиям:

1. Для обоих пластов, за исключением района, непосредственно прилегающего к точечному источнику, и точек, бесконечно удаленных от него, потенциалы в обеих средах U_1 и U_2 конечны и непрерывны.

2. Вблизи точечного источника тока значение потенциала стремится к его значению в однородной безграничной среде с удельным сопротивлением ρ_1 , т. е. к величине $U_1 \rightarrow \frac{\rho_1 I}{4\pi R}$, где $R = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}$, а (x, y, z) — координаты точки с потенциалом U_1 .

3. Потенциалы точек, удаленных от источника тока A в бесконечность ($R \rightarrow \infty$), стремятся к нулю.

4. На поверхности раздела между двумя слоями потенциалы U_1 и U_2 удовлетворяют граничным условиям вида $U_1 = U_2$, а нормальные составляющие плотности тока j непрерывны, удовлетворяя условию

$$\frac{1}{\rho_1} \frac{dU_1}{dn} = \frac{1}{\rho_2} \frac{dU_2}{dn},$$

где n — нормаль к поверхности раздела. Эти условия будут удовлетворены при двух предположениях.

Во-первых, если электрическое поле в слое с источником тока формируется таким образом, как если бы вся изучаемая область почвы обладала удельным сопротивлением ρ_1 , но в некоторой точке A' , являющейся зеркальным отображением точки A относительно раздела двух слоев с удельными сопротивлениями ρ_1 и ρ_2 , существовал некоторый фиктивный источник тока

$$I' = k_{12} I, \tag{4.9}$$

где k_{12} — коэффициент отражения тока от поверхности раздела:

$$k_{12} = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1}. \quad (4.10)$$

Во-вторых, если в слое, лежащем под слоем с источником тока и обладающем удельным сопротивлением ρ_2 , электрическое поле формируется так, как если бы этот слой заполнял все пространство изучаемой области, а источник тока в точке A создавал ток

$$I'' = \rho_{12} I, \quad (4.11)$$

где ρ_{12} — коэффициент проникновения тока I через плоскость раздела между обеими средами:

$$\rho_{12} = 2 \frac{\rho_1}{\rho_2 + \rho_1} = 1 - k_{12}. \quad (4.12)$$

Принимая эти допущения, можно записать для потенциалов в первой среде

$$U_1 = \frac{\rho_1}{4\pi} \left(\frac{I}{R} + \frac{I''}{R'} \right), \quad (4.13)$$

а для потенциалов во второй среде

$$U_2 = \frac{\rho_2 I''}{R}, \quad (4.14)$$

где R и R' — расстояния от источников тока A и A' до некоторой точки, в которой определяется потенциал.

Из соотношений (4.9) — (4.14) нетрудно получить

$$U_1 = \frac{\rho_1 I}{4\pi} \left(\frac{1}{R} + \frac{k_{12}}{R'} \right), \quad (4.13a)$$

$$U_2 = 2 \frac{\rho_1 \rho_2}{\rho_1 + \rho_2} I \frac{1}{4\pi R}. \quad (4.14a)$$

На основе выражений (4.13a) и (4.14a) можно ввести понятие об эффективных удельных сопротивлениях $\rho_{эф}$, которые можно определять по измеренным соотношениям U_1/I и U_2/I . Например, для второго слоя

$$\rho_{эф} = 2 \frac{\rho_1 \rho_2}{\rho_1 + \rho_2}. \quad (4.15)$$

Если, согласно ф-лам (4.8) и (4.8a) определять $\rho_{эф}$ по отношению разности потенциалов между электродами M и N к току, проходящему между ними, то из анализа распределения полей в двухслойной среде можно показать [56], что между $\rho_{эф}$, ρ_1 , h_1 и $AB/2$ существует следующая связь:

$$\rho_{\text{эф}} = \rho_1 \cdot \left\{ 1 + 2 \sum_{n=1}^{n=\infty} \frac{k_{12}^n \left(\frac{AB}{2} \right)^3}{\left[\left(\frac{AB}{2} \right)^2 + (2nh_1)^2 \right]^{3/2}} \right\}, \quad (4.16)$$

где AB — разнос электродов A и B .

Пронормировав выражение (4.16) по ρ_1 , перепишем его в следующем виде:

$$\frac{\rho_{\text{эф}}}{\rho_1} = \xi = 1 + 2 \sum_{n=1}^{n=\infty} \frac{k_{12}^n}{\left[1 + \left(\frac{2nh_1}{AB} \right)^2 \right]^{3/2}}. \quad (4.17)$$

Заметим, что аналогичное выражение получается и для симметричной четырехэлектродной установки [56].

Анализируя полученное выражение (4.16), можно сделать следующие выводы:

1. Измеренное значение $\rho_{\text{эф}}$ зависит от удельного сопротивления верхнего слоя ρ_1 , отношения удельных сопротивлений нижнего и верхнего слоев ρ_2/ρ_1 и от отношения величины разноса электродов к толщине верхнего слоя $\frac{AB}{2h_1}$.

2. Когда $AB \ll h_1$, т. е. разнос электродов стремится к нулю, или когда толщина верхнего слоя стремится к бесконечности, величина измеренного значения $\rho_{\text{эф}}$ стремится к ρ_1 .

3. Если отношение $\frac{AB}{2h_1}$ стремится к бесконечности, что достигается при $h_1 \rightarrow 0$ или $AB \rightarrow \infty$, величина измеренного значения $\rho_{\text{эф}}$ стремится к ρ_2 .

Таким образом, появляется возможность определения структуры исследуемой почвы с точки зрения распределений в ней слоев с разными удельными сопротивлениями ρ_1 и ρ_2 .

В самом деле, путем измерения величины тока, питающего установку через электроды A и B , и разности потенциалов на электродах M и N по ф-ле (4.8) или (4.8а) определяется величина эффективного удельного сопротивления. Выполняя эту операцию для разных разносов электродов, можно получить зависимость $\rho_{\text{эф}}$ как функцию отношения $\frac{AB}{2h_1}$. Производя эти измерения в достаточно широких пределах разносов электродов, можно определить h_1 , а также ρ_1 и ρ_2 как предельные значения $\rho_{\text{эф}}$.

Практически эта задача интерпретации полученных результатов измерений решается графическим путем. Составляется заранее для всех практически встречающихся случаев альбом палеток, на которых вычерчиваются вычисленные по ф-ле (4.17) семейства кривых $\xi = \rho_{\text{эф}}/\rho_1 = f\left(\frac{AB}{2h_1}\right)$ для различных значений отношений

ρ_n/ρ_1 . На рис. 4.16 и 4.17 в качестве примера приводятся уменьшенные копии таких палеток для двухслойной среды ($\rho_n = \rho_2$), взятые из [53]. Рис. 4.16 относится к случаю, когда сопротивление верхнего слоя больше нижнего, а рис. 4.17 — к обратному.

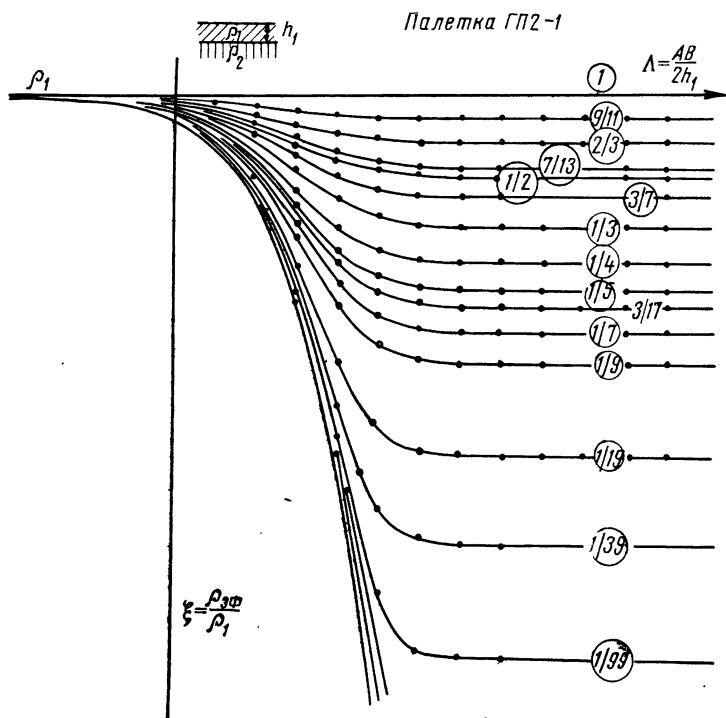


Рис. 4.16. Палетка ГП2-1 для определения удельных сопротивлений двухслойной почвы при использовании метода ВЭЗ. Сопротивление верхнего слоя больше, чем нижнего [53]

Затем в таком же масштабе (рис. 4.18) на кальке наносится экспериментально полученная зависимость $\rho_{эф} = f\left(\frac{AB}{2}\right)$. Далее эта калька накладывается на палетку с семейством кривых, конфигурация которых наиболее близка экспериментальной, и перемещается до тех пор, пока экспериментальная кривая не совпадет с одной, (и только одной) из кривых данного семейства. Результаты интерпретируются следующим образом:

1. Левая ветвь аппроксимирующей теоретической кривой отсечет на оси ординат кальки значение ρ_1 (предельное значение $\rho_{эф}$ при $\frac{AB}{2} \rightarrow 0$).

2. Совпадение экспериментальной кривой с вычисленной на палетке дает представление о величине ρ_2/ρ_1 (которое указывает-

ся около кривой), а таким образом и о значении ρ_2 . Эта же величина может быть определена и по положению правой ветви экспериментальной кривой (предельное значение $\rho_{эф}$ при $\frac{AB}{2} \rightarrow \infty$).

3. Вертикальная линия палетки, проходящая через точки $\rho_{эф}/\rho_1 = 1$ и $\frac{AB}{2h_1} = 1$, отсекает на оси абсцисс кальки толщину верхнего слоя h_1 .

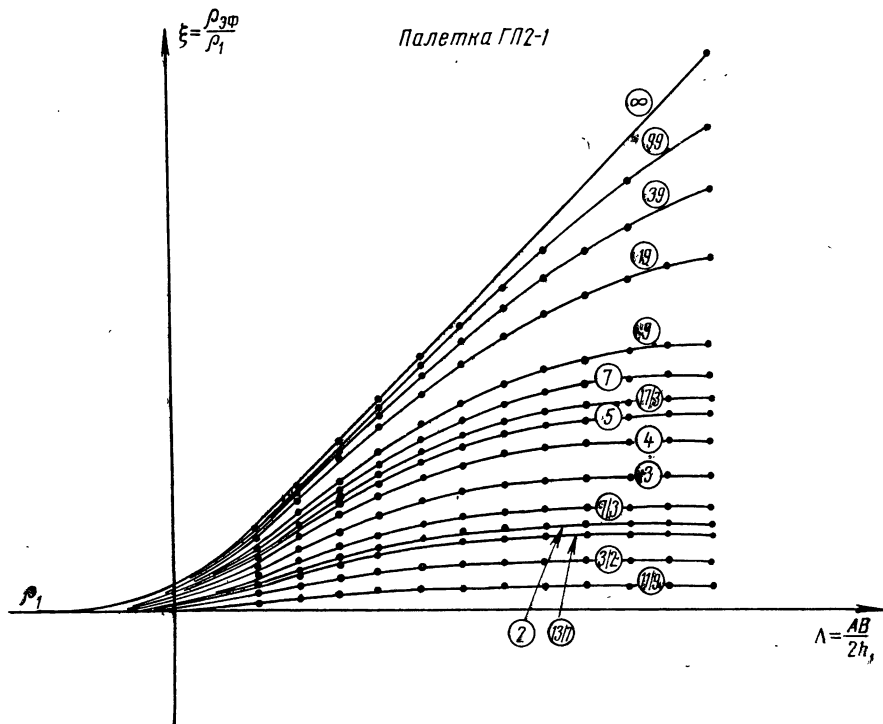


Рис. 4.17. Палетка ГП2-1 для определения удельных сопротивлений двухслойной почвы при использовании метода ВЭЗ. Сопротивление верхнего слоя меньше, чем нижнего

Таким образом, вопрос интерпретации результатов, полученных при зондировании почвы, решается графическим методом достаточно просто.

В практике геологоразведки нашли широкое применение палетки, вычерченные в некотором стандартном масштабе: по оси ординат и абсцисс длина отрезка, соответствующего изменению величин на один порядок, составляет 62,5 мм.

Для двухслойной почвы применяются палетки ГП2-1 (см. альбом палеток [53], примеры которых приводятся на рис. 4.16 и 4.17). Особенностью этих палеток является то, что осью ординат

для них служит вертикальная прямая $AB/2h_1=1$. При наложении на такую палетку кальки с экспериментальной кривой $\rho_{эф} = f\left(\frac{AB}{2}\right)$ эта прямая отсекает на оси абсцисс экспериментальной кривой значение h_1 .

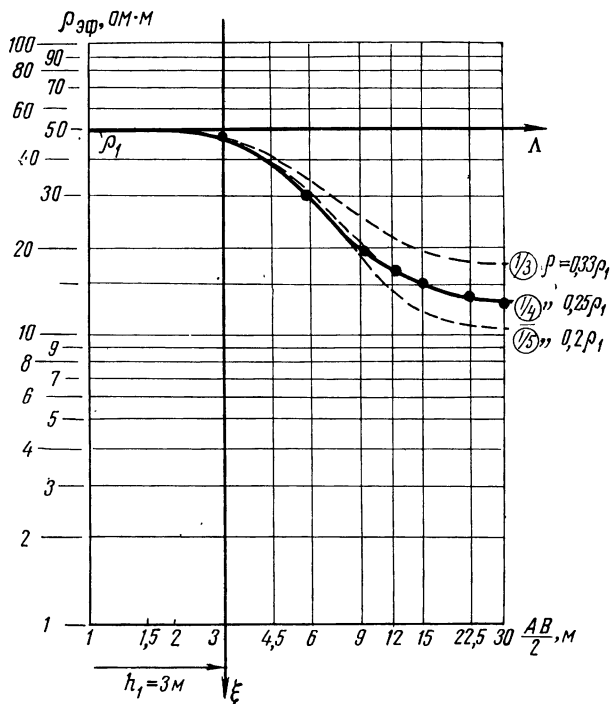


Рис. 4.18. К определению с помощью палеток параметров слоев грунта при использовании метода ВЭЗ

Если идет речь о небольших глубинах (порядка нескольких десятков метров), то рассмотренный случай двухслойной модели является наиболее типичным. При больших глубинах возможно появление третьего слоя с удельным сопротивлением ρ_3 . В этом случае необходимо применение палеток другого типа, с характерным двойным изгибом семейства кривых, например ГПЗ-4, характеризующие случай, когда ρ_1 , h_1 и ρ_2 имеют конечную величину, толщина второго слоя $h_2=3h_1$, а величина $\rho_3 = \infty$. Этот случай характерен для местности со скальным основанием (гранитами или базальтами) под осадочными породами (песками или глинами). Палетка ГПЗ-4 составлена для случая, когда ρ_2/ρ_1 находится в пределах: $1/39 < \rho_2/\rho_1 < \infty$.

Практически возможен случай, когда $\rho_1 = \rho_3$, а $h_2 = 3h_1$. Этому случаю соответствует палетка ГПЗ-5.

Существует, вообще, достаточное количество палеток, соответствующих различным геологическим структурам. Применяя эти палетки и добиваясь наилучшего совпадения экспериментальной кривой с одной из семейства кривых палеток, нетрудно получить представление о структуре и проводимостях слоев интересующего нас участка почвы.

Таким образом, геологическая структура местности при пользовании данным методом определяется с помощью вертикального электрического зондирования, откуда и произошло его название.

Для выяснения отдельных практических вопросов обратимся к конкретному примеру.

Пример 4.1. Рассмотрим случай зондирования почвы на глубину порядка 20 м. Из сказанного выше следует, что для зондирования на глубину h требуется максимальный разнос электродов A и B порядка $3h$. Следовательно, для нашего случая максимальный разнос AB должен быть порядка 60 м. В то же время наименьший разнос электродов AB не может быть менее 6 м, так как при меньших разносах трудно разметить положение всех электродов с достаточной точностью.

Следует отметить, что величины ρ_{ϕ} , определенные по отношению напряжения ΔU_{MN} к току I , следует наносить на график в логарифмическом масштабе как по оси ординат, так и по оси абсцисс. Чтобы точки следовали через более или менее равные интервалы относительно абсциссы, что повышает точность проведения кривой $\rho_{\phi} = f\left(\frac{AB}{2}\right)$, желательно отнести их к конкретным значениям абсцисс, возрастающим в геометрической прогрессии с множителем перехода от одного интервала значений к другому m .

Обозначив число вариантов расстояний AB при измерении через n , можно связать наибольший требуемый разнос электродов AB_n и наименьший разнос AB_1 с числом n и множителем m выражением $\frac{AB_n}{AB_1} = m^{n-1}$.

Отсюда, задаваясь отношением AB_n/AB_1 и числом интервалов n , найдем

$$\lg m = \frac{\lg (AB_n/AB_1)}{n-1}. \quad (4.18)$$

Считая, что для проведения кривой $\rho_{\phi} = f\left(\frac{AB}{2}\right)$ достаточно восьми точек, с помощью ф-лы (4.18) для нашего случая получим $m=1,42$.

Исходя из этих данных, нетрудно установить значения восьми вариантов разносов электродов AB (округляя их до целых чисел) $AB_1=6$ м, $AB_2=9$ м, $AB_3=12$ м, $AB_4=18$ м, $AB_5=24$ м, $AB_6=30$ м, $AB_7=45$ м, $AB_8=60$ м.

Выбрав для измерений четырехэлектродную симметричную установку, найдем, что для нее параметр разноса электродов M и N — а определяется выражением: $a_n = \frac{AB_n}{3}$, а соответствующий коэффициент перевода значений отсчетов I и ΔU_{MN} в значение величины ρ_{ϕ} в соответствии с ф-лой (4.8а) будет определяться выражением

$$K_n = 2\pi a_n. \quad (4.19)$$

Все данные об измеренных и вычисленных величинах удобно записывать в таблицу по образцу табл. 4.4. Расчет ρ_{ϕ} производится согласно ф-ле (4.8а).

Затем строится график зависимости $\rho_{\phi} = f\left(\frac{AB}{2}\right)$ (см. рис. 4.18). Он вычер-

Образец журнала записи полевых измерений электропроводности методом ВЭЗ

Измерения в районе Московская область
 Пункт № 15 ориентир поселок Павлищево
 Дата 15-5-68 г. Измерительный прибор ЭСК-1 № 6285
 Операторы Иванов П. Погода сухая, солнечная

Разнос электродов, м			К	Отсчеты			Результат интерпретации
AB	$\frac{AB}{2}$	a		ΔU_{MN} мв	I_{AB} ма	$\rho_{эф}$ ом·м	
60	30	20	125	35	336	13	$\rho_1 = 50 \text{ ом·м}$ $h_1 = 3 \text{ м}$ $\rho_2 = 12,5 \text{ ом·м}$
45	22,5	15	94	46	340	14	
30	15	10	62,8	80	330	15	
24	12	8	50,3	100	350	17	
18	9	6	37,3	100	200	19	
12	6	4	25	240	200	30	
9	4,5	3	19	15	150	40	
6	3	2	12,5	270	70	48	

чивается на кальке в указанном выше масштабе (отрезок, равный изменению величины $\rho_{эф}$ и $\frac{AB}{2}$ на порядок, равен 62,5 м).

По форме кривой $\rho_{эф} = f\left(\frac{AB}{2}\right)$ можно видеть, что она лучше всего соответствует графикам палетки типа ГП2-1, выполненной для случая, когда $\rho_2/\rho_1 < 1,0$ (см. рис. 4.16). Наложив экспериментальный график на эту палетку и передвигая его, мы видим, что он лучше всего совпадает с кривой палетки, обозначенной цифрой 1/4.

Дальнейшую интерпретацию результатов поясним с помощью рис. 4.18, представляющего собой рабочую кальку, наложенную на палетку. На этом рисунке жирными прямыми линиями обозначены оси координат палетки $\xi = \rho_{эф}/\rho_1$ и $\Lambda = AB/2 h_1$, пунктирными линиями — кривые палетки, а сплошной — кривая, соответствующая экспериментальному графику, построенному на кальке на основе измеренных данных (обозначены кружочками). Из рисунка видно, что экспериментальная кривая лучше всего соответствует кривой палетки для $\rho_2 = 0,25 \rho_1$. Аппроксимируя ею экспериментальную кривую, мы видим, что она пересекает ось ординат рабочей кальки у деления $\rho_{эф} = 50 \text{ ом·м}$. Это предельное значение $\rho_{эф}$ для случая $\frac{AB}{2} \rightarrow 0$ соответствует значению ρ_1 . Следовательно, $\rho_1 = 50 \text{ ом·м}$, а так как $\rho_2 = 0,25 \rho_1$, то $\rho_2 = 12,5 \text{ ом·м}$.

Вертикальная ось координат палетки, для которой $AB/2 h_1 = 1$, пересекает ось абсцисс графика в области $AB/2 = 3 \text{ м}$. Таким образом, мощность залегания верхнего слоя $h_1 = 3 \text{ м}$. Если перевести полученные значения ρ_1 и ρ_2 в проводимости, то получим $\sigma_1 = 20 \text{ мсим/м}$, а $\sigma_2 = 80 \text{ мсим/м}$. На этом процесс интерпретации результатов измерений удельных сопротивлений почвы заканчивается.

Метод ВЭЗ позволяет получить данные об электропроводимостях слоев почвы при зондировании постоянным током.

Методика пересчета этих данных на частоты, относящиеся к среднему и длинному радиодиапазонам, основана на изучении структуры полей в слоистой среде (разд. 3.3). При этом главной задачей является построение полного поля в почве, состоящего из полей прямой, отраженной и проходящей волн. Для этого необходимо определить:

1) коэффициенты поглощения в каждом слое $\beta = 34,4 \sqrt{\frac{\sigma}{\lambda}}$, $1/м$;

2) потерю фазы поля на единицу пути для каждого слоя $\varphi = 2 \cdot 10^3 \sqrt{\frac{\sigma}{\lambda}}$, град/м;

3) коэффициент отражения от границы слоев (рассматривается магнитная составляющая поля) $k_{12} = \frac{1 - \sqrt{\sigma_1/\sigma_2}}{1 + \sqrt{\sigma_1/\sigma_2}}$;

4) коэффициент прохождения $p_{12} = 1 + k_{12} = \frac{2}{1 + \sqrt{\sigma_1/\sigma_2}}$.

Для облегчения расчетов коэффициента поглощения на рис. 4.19 приводится номограмма, позволяющая определять β по проводимости слоя и длине радиоволны. Через отложенные на осях σ и λ значения проводимости и длины волны проводится прямая, которая в точке пересечения со шкалой β дает значение коэффициента поглощения. Коэффициент отражения k_{12} также можно определять графически по рис. 4.20.

Зная величины β_1 , β_2 , φ_1 , φ_2 , k_{12} и p_{12} , можно по методике, изложенной в разд. 2.3, определить величины относительного полного поля в почве $H(z)/H_0$ в зависимости от глубины z ($H(z)$ — значение магнитной составляющей поля на глубине z , H_0 — ее значение на поверхности воздух—почва). Площадь S , ограниченная кривой $f(z) = H(z)/H_0$ и осью $z=0$, характеризует значение действующей проводимости σ_d согласно выражению:

$$\sigma_d = 0,85 \frac{\lambda}{S^2}, \text{ мсим/м.} \quad (4.20)$$

Определив характер изменения полного поля в почве для разных длин волн, можно получить частотную характеристику ее действующей электропроводимости: $\sigma_d = f(\lambda)$.

Расчет полного поля в почве удобно производить через единственный интервал глубины. В этом случае площадь определяется простым суммированием относительных значений поля

$$S = \sum_{i=0}^n H_i/H_0.$$

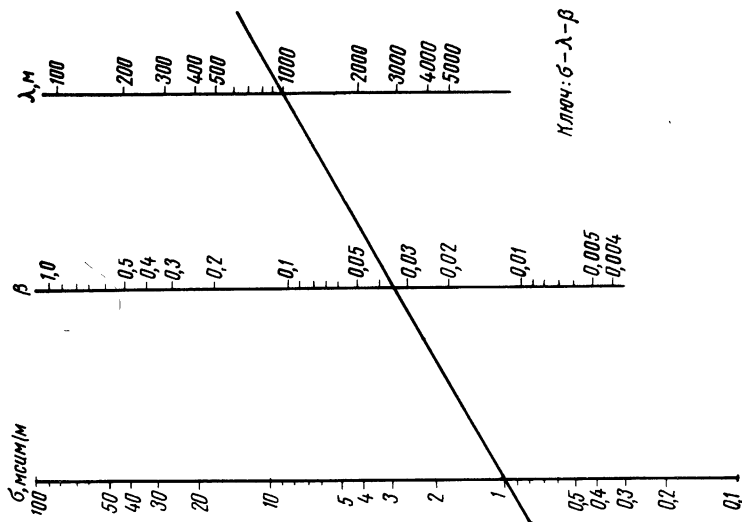


Рис. 4.19. Номограмма для определения коэффициента поглощения радиоволн в почве по ее электропроводности и длине волны

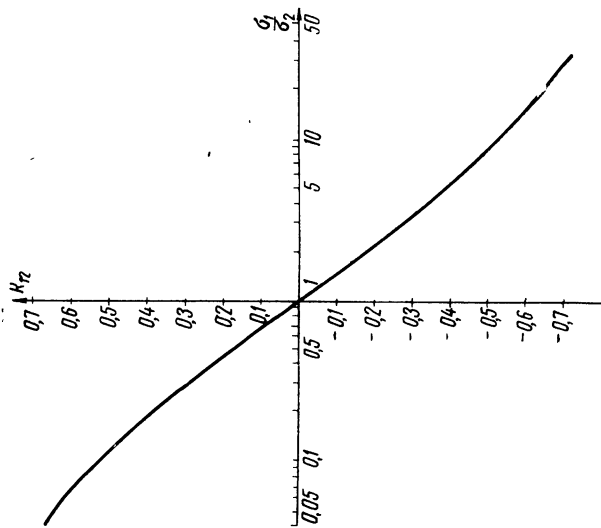


Рис. 4.20. Зависимость коэффициента отражения от соотношения проводимости слоев

При расчете полного поля достаточно ограничиться активным слоем почвы (см. разд. 3.2), т. е. глубиной, на которой $H(z)/H_0 = 0,1$.

Для облегчения расчетов действующей проводимости можно воспользоваться номограммой на рис. 4.21. Отложив на шкале S

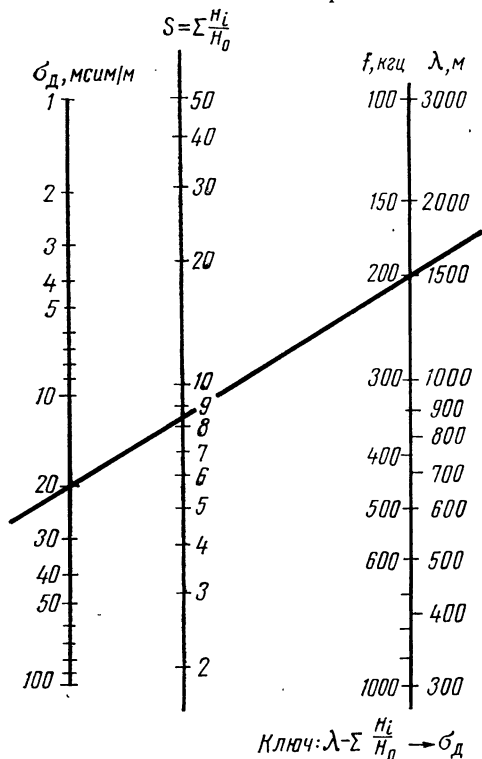


Рис. 4.21. Номограмма для определения действующей проводимости почвы

значение вычисленной площади, а на шкале λ значение длины волны (или частоты) и проведя через них прямую, получают на шкале σ_d величину действующей проводимости.

Практическое определение действующей электропроводимости поясним на конкретном примере.

Пример 4.2. Определить действующую проводимость σ_d двухслойной почвы с параметрами $\sigma_1 = 10 \text{ мс/м/м}$, $h_1 = 3 \text{ м}$, $\sigma_2 = 3 \text{ мс/м/м}$ для длины радиоволны $\lambda = 550 \text{ м}$.

Значения $H(z)/H_0$ удобнее всего наносить на график в логарифмическом масштабе, так как поле в среде убывает по экспоненциальному закону, тогда графики зависимости $f(z) = H(z)/H_0$ для каждого однородного слоя будут представлять собой прямые линии. Кроме того, ось z можно привести через значение $H(z)/H_0 = 0,1$ (рис. 4.22), так как меньшими значениями поля мы интересоваться не будем.

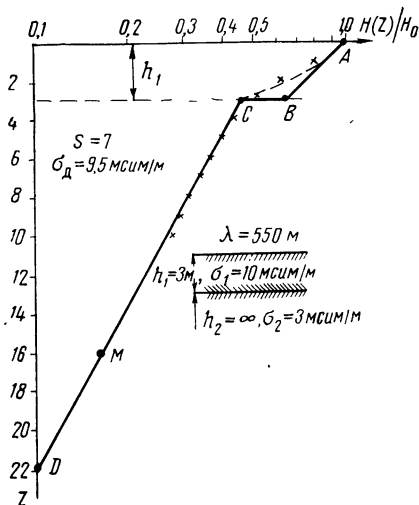


Рис. 4.22. К расчету действующей проводимости по данным ВЭЗ. Построение графика изменения горизонтальной составляющей магнитного поля в двухслойной среде (крестиками обозначены экспериментальные данные)

1. С помощью номограммы на рис. 4.19 по заданным значениям σ_1 и λ определяем коэффициент поглощения в первом слое $\beta_1=0,15$.

2. Далее определяем $\beta_1 h_1=0,15 \cdot 3=0,45$ и находим величину $e^{-\beta_1 h_1}$, характеризующую значение относительного поля падающей волны у границы раздела первого и второго слоев $e^{-0,45}=0,64$. Это значение наносится на график для $z=3$ м (точка B на рис. 4.22) и соединяется прямой со значением $H/H_0=1$ на оси абсцисс (точка A).

Прямая AB характеризует значения относительной амплитуды поля падающей волны в первом слое в зависимости от глубины.

3. По графику на рис. 4.20 для значения $\sigma_1/\sigma_2=3,3$ определяем величины коэффициента отражения: $k_{12}=-0,29$ и коэффициент прохождения $p_{12}=1+k_{12}=0,71$.

4. Умножив значение поля падающей волны у границы раздела на p_{12} , получаем величину поля прошедшей волны (точка C на рис. 4.22) $H(h_1)/H_0=0,64 \cdot 0,71=0,45$.

5. По графику на рис. 4.19 определяем коэффициент поглощения во втором слое $\beta_2=0,08$ и затем находим значение поля в какой-либо точке второго слоя. Например, для $z=16$ м, т. е. для точки, находящейся на глубине 13 м от границы слоев, получим $H(16)/H_0=[H(h_1)/H_0]e^{-0,08 \cdot 13}=0,45 \cdot 0,35=0,16$. Это значение наносится на график (точка M).

6. Проведя прямую через точки C и M до пересечения с осью z , получим закон убывания поля во втором слое.

7. В первом слое, кроме падающей волны, существует отраженная от границы раздела слоев. Поэтому полное поле в первом слое (пунктирная линия на рис. 4.22) будет равно их сумме и несколько отличаться от значений, определяемых по прямой AB . Но этим отличием с достаточной для практических целей точностью можно пренебречь и считать, что изменение относительной амплитуды полного поля в данной модели почвы характеризуется линией $ABCD$. Просуммировав абсциссы ломаной $ABCD$ для $z=0, 1, 2, 3, \dots, 22$ м, определим площадь $S \approx 7$.

8. По ф-ле (4.20) определяем значение действующей проводимости для данной частоты $\sigma_d=0,85 \frac{550}{7^2}=9,5$ мсим/м.

В заключение отметим, что построенное по предлагаемой методике распределение поля в почве близко к измеренным величинам, которые помечены крестиками на рис. 4.22.

Далее остановимся кратко на описании аппаратуры, применяемой для метода ВЭЗ. На рис. 4.23 приводится блок-схема, построенная с учетом специфических свойств данного метода. В верхней части схемы буквами A, B, M, N обозначены четыре электрода, забиваемые в исследуемую почву. Эти электроды через контакты A', B' и M', N' соединяются с измерительным прибором ВЭЗ двумя парами хорошо изолированных проводов.

При измерениях через электроды A и B вводится в землю электрический ток I_{AB} , возбуждающий разность потенциалов ΔU_{MN} между электродами M и N . Источником этого тока является выносная батарея сухих элементов или аккумуляторов, обозначенная на схеме буквой E_1 . Для включения батареи E_1 на приборе ВЭЗ имеется специальный тумблер T . В некоторых приборах, рассчитанных на применение токов порядка нескольких ампер, этот выключатель имеет встроенное устройство для гашения возникающей дуги (магнитный гаситель дуги). Основным назначением остальных блоков рассматриваемого прибора является измерение токов I_{AB} и напряжений ΔU_{MN} .

Обычно в приборах ВЭЗ операции измерения токов и напряжений совмещаются в одном измерительном приборе (ламповом вольтметре) *ЛВ*. При измерении напряжений прибор *ЛВ* является прямым измерителем напряжений с большим входным сопро-

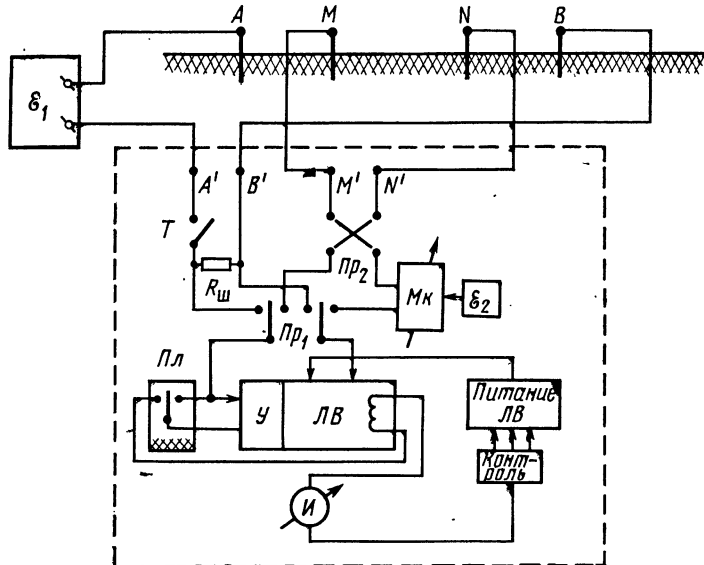


Рис. 4.23. Блок-схема установки ВЭЗ

тивлением (порядка одного мегома). Этим компенсируется влияние больших переходных сопротивлений электродов *М* и *Н*. При измерении токов этот же прибор *ЛВ* определяет падение напряжения на специальном шунте $R_{ш}$, включаемом в цепь одного из электродов *А* и *В*. В этом случае по измеренному падению напряжения на шунте $U_{ш} = I_{AB} R_{ш}$ и известному сопротивлению шунта $R_{ш}$ определяется ток I_{AB} . Выбор рода измерений определяется положением переключателя $Пр_1$.

Практика применения приборов ВЭЗ показала, что во многих случаях на электродах *М* и *Н* могут появиться некоторые постоянные разности потенциалов даже при отсутствии тока через электроды *А* и *В*. Эти разности потенциалов могут возникнуть под влиянием блуждающих токов в земле (мощные тельвдические токи при магнитных бурях, токи, ответвляющиеся из рельсовых систем электрических железных дорог, трамваев и пр.). В некоторых случаях эти разности потенциалов могут возникнуть в связи с неодинаковым химическим составом материала, из которого сделаны измерительные электроды *М* и *Н*. Это может произойти при изготовлении электродов из разных по составу сплавов, из-за появления на одном из электродов окисных соединений или при забивании их в неодинаковые по составу и увлажнению участки

почвы. Поэтому электроды следует тщательно хранить, изготавливать из нержавеющей сталей или латуни и обязательно из одного куска металла, стараться не забивать один из электродов M и N в водоемы или места со стоячей водой. Это в какой-то мере помогает уменьшить влияние побочных эдс, рассматриваемых как помехи при измерениях. Однако полного исключения этих эдс упомянутыми мерами добиться нельзя. Это относится особенно к блуждающим токам в земле.

Для устранения влияния эдс помех применяется метод их компенсации введением обратной эдс. С этой целью в цепь электродов M и N включается последовательно с ними одна из диагоналей мостикового компенсирующего приспособления M_k , питаемого от отдельной батареи E_2 . Переключатель Pr_2 служит для правильного выбора полярности напряжения, подаваемого на $ЛВ$.

Все операции измерения токов и напряжений производятся на постоянном токе, и, как правило, приборы $ЛВ$ рассчитаны на диапазон входных напряжений $1 \div 1000$ мв. Чтобы обеспечить необходимую точность измерений во всем этом диапазоне, перед $ЛВ$ ставится усилитель напряжения $У$. Вследствие малой устойчивости усилителей постоянного тока применяются усилители переменного тока, для чего на входе и выходе усилителя ставятся два преобразователя, обычно совмещенные в один узел $Пл$. Роль этого преобразователя играет обычно поляризованное реле типа РП-4, питаемое специальным ламповым генератором.

Для того чтобы в блоке преобразователей не возникла обратная связь, входные и выходные цепи следует экранировать. В противном случае преобразователь может самовозбуждаться или работать неустойчиво.

Отсчет измеряемых величин производится по измерительному прибору $И$.

Сам процесс измерения электропроводимостей методом ВЭЗ состоит из следующих основных моментов:

1. На некотором заданном расстоянии друг от друга вбиваются в землю электроды A , B , M и N и соединяются проводами с соответствующими контактами A' , B' , M' и N' прибора ВЭЗ. Для устранения случайной поляризации электродов перед включением питания усилителя и преобразователя на некоторое время замыкают накоротко контакты M' и N' на самом приборе.

2. Освободив электроды M и N от короткого замыкания и убедившись в готовности усилителя к работе, ставят переключатель Pr_1 в положение для измерения напряжений ΔU_{MN} и измеряют эдс помех на электродах M и N . Эта операция играет важную роль, так как, с одной стороны, производится проверка постоянства этой эдс и, таким образом, возможности ее компенсации. С другой стороны, определив порядок величины эдс помехи, можно при дальнейших измерениях выбрать такие режимы токов I_{AB} (что определяется напряжением батареи E_1), при которых рабочие разности потенциалов ΔU_{MN} будут настолько прева-

лизовать над напряжениями помехи, что измерения будут достаточно точными.

3. Включают систему компенсации и добиваются компенсации эдс помехи. Это следует проделать на всех диапазонах изменений чувствительности усилителя прибора, начиная с наименьшего усиления.

4. Оставив переключатель Pr_1 в положении для измерений напряжений ΔU_{MN} , включают тумблером T ток I_{AB} и производят отсчет величины ΔU_{MN} . Затем, отключив ток I_{AB} , убеждаются в наличии компенсации.

5. Переведя переключатель Pr_1 в положение для измерений тока и снова включив тумблер T , отсчитывают значение тока I_{AB} .

Этим заканчивается первый цикл измерений величины $\rho_{эф}$. Затем электроды A , B и M , N перемещают в новое положение и весь цикл повторяется снова. Чрезвычайно важно тут же, на месте измерений, произвести предварительную оценку получающихся результатов, что позволяет вовремя обнаружить и исправить допущенные ошибки и тем самым значительно повысить точность измерений. Для этого в журнале записи (см. табл. 4.4) заранее рассчитывают все необходимые коэффициенты и подготавливают бланки на кальке для построения кривой $\rho_{эф} = f\left(\frac{AB}{2}\right)$.

Практика показывает, что обработка материалов и их интерпретация после окончания экспедиции в камеральных условиях обнаруживает наличие ряда измерений, не поддающихся интерпретациям вследствие каких-либо нарушений, ошибок в отсчетах на мног шкальном гальванометре прибора и т. д. Если эти ошибки обнаружатся в самом процессе измерений, то их легко устранить простым повторением измерения. Если же они обнаружатся при камеральной обработке по окончании экспедиции, то исправить их нельзя и измерения на данном пункте приходится отбрасывать.

Для вертикального электророндирования используется прибор ЭСК-1 (электронно-стрелочный компенсатор), изготавливаемый нашей промышленностью в массовом масштабе; модернизированная модель его — ЭСК-2. В приборах этого типа имеются в наличии все элементы блок-схемы рис. 4.23. Детальные принципиальные схемы этих приборов прилагаются к каждому прибору с описанием и гравированы на съемной верхней крышке.

В последнее время выпущен аналогичный упомянутому выше прибор под маркой АТЭ-1. Усилитель его выполнен на полупроводниковых элементах, что делает прибор более компактным и упрощает его питание.

Элементом, вносящим существенную неустойчивость в работу приборов типа ЭСК и АТЭ, является механический преобразователь. Эта неустойчивость вызывается несвоевременным разрывом контактов реле преобразователя из-за нарушения его регулиров-

Приборы ВЭЗ, выпускаемые отечественной промышленностью

Наименование прибора и его комплектность	Заводская марка	Общие характеристики				Общее усиление усилителя
		Пределы измерений		Погрешность измерений	Входное сопротивление и напряжение компенсации	
		по напряжению мв	по току ма			
Электронно-стрелочный компенсатор на постоянном токе с выносной батареей питания электродов, с ламповым усилителем и питанием от трех элементов 2СД-9, двух батарей ГБ-45 и одного элемента ИС-4-3	ЭСК-1 и его модификация ЭСК-2	0-1 0-3 0-10 0-30 0-100 0-300 0-1000	0-10 0-30 0-100 0-300 0-1000 0-3000	$\pm 1,5\%$ при 10 мв $\pm 3\%$ при 3 мв	4 Мом 500 мв	21 000 35 000
Электронно-стрелочный компенсатор транзисторный с выносной батареей питания электродов, усилителем на полупроводниках и питанием от шести элементов 1,6-ФМЦ-432	АТЭ-1	пределы		$\pm 3\%$ от верхнего предела шкалы	1 Мом 500 мв	3200
Комплект аппаратуры ВЭЗ с селективными ламповыми милливольтметрами, с выносным генератором переменного тока на полупроводниковых элементах. Частота генерируемого тока 20 гц. Питание от сухих элементов и мощной батареи аккумуляторов	ИКС-1 с генератором мощностью до 1 вт ИКС-50 с генератором на 50 вт ИКС-600 с генератором на 600 вт	0-0,3 0-1,0 0-3,0 0-10 0-30 0-100 0-300 0-1000	0-3 0-10 0-30 0-100 0-300 — — —	$\pm 2\%$ от верхнего предела шкалы	2 Мом	100 000

ки, загрязнения контактов пылью и пр. Регулировка этого узла требует лабораторной обстановки, соответствующих измерительных приборов. В полевых условиях она не всегда выполнима.

Кроме того, измерение постоянных эдс приводит к необходимости вводить специальную компенсацию напряжений, вызванных помехами. Для устранения этих недостатков в настоящее время разработан и выпускается с 1961 г. прибор, который, питаясь от батарей, вырабатывает низкочастотный переменный ток. Этот ток подводится к электродам A и B и создает на электродах M , N переменное напряжение, поступающее на усилитель без преобразования. На выходе усилителя сохраняется преобразователь, но в виде фазового детектора, питаемого опорным напряжением от общего преобразователя прибора.

Все преобразования осуществляются полупроводниковыми приборами с высоким кпд и с высокой степенью устойчивости, поскольку в них отсутствуют механические системы.

Так как электроды A и B питаются переменным током, на них не возникают эдс поляризации, а применение фазового детектора в качестве преобразователя делает прибор не чувствительным к блуждающим постоянным и переменным токам при условии, если рабочие частоты последних отличаются от частоты преобразования. Это позволяет устранить схему компенсации эдс помех, что значительно упрощает весь прибор. Приборы этого типа выпущены под маркой ИКС.

В табл. 4.5 приводятся краткие характеристики приборов ВЭЗ, выпускаемых отечественной промышленностью. Приводимый перечень приборов является далеко не полным, даются характеристики только тех приборов, которые могут найти применение в практике работ по разведке местностей при проектировании передающих радиостанций, для уточнения вопросов, связанных с формированием поля радиостанций, при исследовании процессов распространения на отдельных трассах.

4.4. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПРОВОДИМОСТЕЙ ИНДУКТИВНЫМИ МЕТОДАМИ

Этот комплекс методов состоит из ряда вариантов. Рассмотрим некоторые из них.

В первом варианте детальное изучение неоднородного строения горных пород осуществляется с помощью магнитных полей низкой частоты, возбуждаемых горизонтальной петлей $ABCD$ (рис. 4.24). Эта петля образуется изолированным проводом, который раскладывается на поверхности земли и заземляется в точках A и B . В точке K этой петли помещается генератор G_n , питающий эту петлю переменным током I .

Результирующий магнитный поток регистрируется на поверхности земли в отдельных точках, расположенных внутри петли. Он складывается из основного потока Φ_n , определяемого геомет-

рическими размерами петли и питающим ее током I , и вторичного потока Φ_2 . Поток Φ_2 зависит от условий залегания пород, соотношений между их электропроводимостями и т. д.

Изменяя частоту питающего тока, можно создавать вторичные магнитные потоки Φ_2 с разных глубин залегания пород и таким образом осуществлять зондирование пород на различных уровнях их залегания.

Разбивая образованную петлей площадь на ряд квадратов a , b , c и т. д. (см. рис. 4.24) и помещая последовательно в каждый

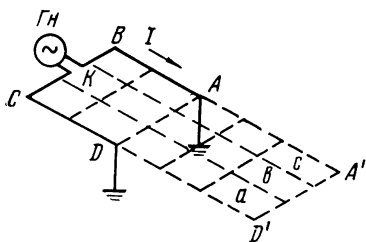


Рис. 4.24. Схема измерений проводимости почв индуктивными методами. Вариант первый

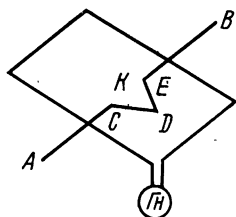


Рис. 4.25. Схема измерений проводимости почв индуктивными методами. Вариант второй

из них измеряющее устройство для определения составляющих результирующего поля H_z , H_y , H_x , можно построить картину распределения результирующих полей на охваченной измерениями площади. В качестве такого регистратора составляющих поля могут быть применены рамочные антенны, соединяемые с ламповым вольтметром. В зависимости от ориентировки такой антенны в пространстве осуществляется регистрация разных составляющих.

Помимо сложности данного варианта, следует отметить, что прямым его назначением является выявление условий залегания рудных тел, разного рода неоднородностей строения пород и пр. В этом отношении данный метод является настолько специфическим, что в практике изучения условий распространения радиоволн может найти весьма ограниченное применение. Его применение может быть оправдано только в отдельных случаях, когда необходимо детальное изучение строения грунтов в районах действия сложных длинноволновых антенн, где требуется исследование условий формирования излучаемых полей и где сложные геологические условия не позволяют выбрать район с более простым строением почв.

Во втором варианте используется замкнутая петля, имеющая обычно квадратную или октогональную форму (рис. 4.25). Для создания переменного поля к ней подключается генератор низкой частоты (10—20 гц) G_n , который возбуждает с помощью петли

магнитный поток, взаимодействующий с комплексом залегающих под петлей горных пород. В результате возникает вторичный магнитный поток Φ_2 , создающий в отдельных районах петли некоторые результирующие поля. Если разделить петлю точно посередине индикаторным проводом AB , то при однородном строении грунтов под петлей в этом проводе не появится эдс, так как обе половины петли создают эдс, компенсирующие друг друга.

При нарушениях однородности строения грунтов магнитные потоки, действующие на провод AB , неодинаковы, и в нем появляется некоторая эдс — ΔU_{AB} . Изогнув провод AB в точке K по контуру CDE , можно подобрать такие размеры вторичной петли, при которых в проводе AB наведенная эдс будет скомпенсирована. Существует метод расчета, с помощью которого можно по параметрам петлевого контура CDE определить направление и угол залегания пород, отличающихся своей проводимостью от окружающих их основных пород.

Этим методом также легко определяются контуры отдельных неоднородностей, залегания рудных тел и пр.

Данный вариант также довольно сложен, он предназначен для решения специфических задач геологической разведки и не может найти широкого практического применения при изучении распространения земных радиоволн.

В третьем варианте изучается распределение интенсивностей отдельных составляющих магнитного поля в индукционной зоне излучателя, которое возбуждается вертикальной рамочной антенной. Этот излучатель питается токами более высокой частоты (25—60 кГц), чем в предыдущих вариантах. В качестве приемно-регистрирующего устройства применяется также рамочная антенна с регулируемой ориентацией в пространстве. Выходные напряжения этой приемной рамки выводятся на селективный усилитель и стрелочный индикатор. Перемещая приемно-регистрирующее устройство относительно передающей рамки, можно измерить составляющие магнитного поля вертикальной рамки на различных расстояниях и по их изменениям судить о строении и проводимости различных слоев, активно участвующих в формировании индуктированных магнитных полей.

Следует отметить, что применение всех указанных выше вариантов в практике распространения радиоволн вещательного диапазона из-за сложности применяемой аппаратуры, существенных затруднений в организации экспериментов и интерпретации результатов измерений практически не оправдано. Кроме того, при использовании этих методов требуется дополнительная обработка данных, чтобы получить представление о поведении почв на радиочастотах, что еще более усложняет процесс их реализации.

Вследствие этого, преследуя чисто практические цели, мы не будем останавливаться на рассмотрении теории этих методов более детально, отсылая читателей, ищущих новых путей в этих исследованиях, к специальной литературе [53], [56].

4.5. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПРОВОДИМОСТИ ПОЧВ ПО НАКЛОНУ ФРОНТА РАДИОВОЛН

В разд. 3.2 было показано, что при распространении радиоволн вдоль поглощающей поверхности у вертикально поляризованной волны возникает небольшая горизонтальная электрическая составляющая E_x , направленная вдоль пути распространения и зависящая от электрических свойств поглощающей поверхности. Поэтому по соотношению между вертикальной и горизонтальной составляющими поля можно судить о σ и ϵ подстилающей поверхности.

Если обозначить через E_{zm} амплитуду вертикальной составляющей поля, то можно записать

$$E_z = E_{zm} \cos \omega t,$$

$$E_x = \frac{E_{zm}}{\sqrt[4]{\epsilon^2 + (60 \lambda \sigma)^2}} \cos\left(\omega t + \frac{\alpha}{2}\right), \quad (4.21)$$

где

$$\alpha = \arctg \frac{60 \lambda \sigma}{\epsilon}. \quad (4.22)$$

Если бы $\alpha=0$, т. е. не было бы сдвига по фазе между E_z и E_x , то результирующее поле E было бы линейно поляризовано и наклонено относительно вертикали под углом

$$\operatorname{tg} \theta = \frac{|E_x|}{|E_z|} = \frac{1}{\sqrt[4]{\epsilon^2 + (60 \lambda \sigma)^2}}. \quad (4.23)$$

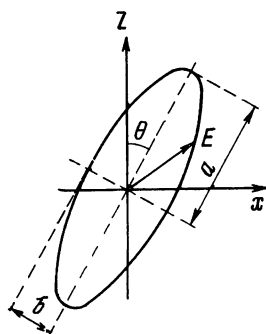


Рис. 4.26. Эллипс поляризации

Однако в диапазоне св обычно имеет место соотношение $60 \lambda \sigma \gg \epsilon$, т. е. α стремится не к нулю, а к $\pi/2$, и вектор результирующего поля описывает эллипс (рис. 4.26).

В разд. 3.1 указывалось, что комплексная диэлектрическая проницаемость обычно значительно превышает единицу. При этом условия нетрудно получить (см., например, [1]), что угол наклона большой оси эллипса равен

$$\theta = \frac{\cos \alpha/2}{\sqrt[4]{\epsilon^2 + (60 \lambda \sigma)^2}}. \quad (4.24)$$

В тех случаях, когда токи проводимости значительно превышают токи смещения, угол $\alpha/2$ очень близок к 45° (см. табл. 3.4) и

$$\theta = \frac{1}{\sqrt{120 \lambda \sigma}} \text{ рад} = 5,15 \frac{1}{\sqrt{\lambda \sigma}} \text{ град}, \quad (4.24a)$$

а в противоположном — $a/2$ равен примерно нулю и

$$\theta = \frac{1}{\sqrt{\epsilon}}. \quad (4.24б)$$

Нас будет интересовать первый случай. Из ф-лы (4.24а) видно, что для данной длины волны угол наклона эллипса поляризации однозначно связан с проводимостью почвы:

$$\sigma = 8,3 \cdot 10^{-3} \frac{1}{\lambda \theta^2} \quad (4.25)$$

или, выразив угол в градусах,

$$\sigma \approx 27 \frac{1}{\lambda_{[м]} \theta_{[град]}^2}, \text{ сим/м}. \quad (4.25а)$$

Поэтому, в принципе, можно определять проводимость почвы по наклону фронта волны. Для этого следует вертикальный приемный штырь-антенну повернуть в такое положение, при котором сигнал будет максимальным. В этом положении антенна будет направлена вдоль большой оси эллипса, а угол поворота даст интересующее нас значение θ .

На практике этот метод является очень неточным и не может быть использован в диапазоне св, так как углы наклона эллипса поляризации имеют очень маленькую величину. Например, для почв с плохой проводимостью ($\sigma=1$ мсим/м) при длине волны $\lambda=550$ м наклон эллипса поляризации составляет около 7° , а для почв со средней проводимостью ($\sigma=20$ мсим/м) — всего $1,5^\circ$. Кроме того, диаграмма направленности штыря в вертикальной плоскости имеет тупой максимум, так как она пропорциональна косинусу угла.

Действительно, при отклонении на 2° от максимума изменение поля составит всего 0,06%, что практически незаметно. Таким образом, произвести с достаточной точностью необходимые отсчеты при пользовании указанным методом не представляется возможным.

Несколько более точные результаты можно получить, измеряя отношение осей эллипса $\chi = \frac{b}{a}$, т. е. отношение сигналов в положениях наихудшего и наилучшего приема. Для хорошо проводящей почвы [1] $\chi \approx \theta$, т. е., согласно (4.25).

$$\sigma = 8,3 \cdot 10^{-3} \frac{1}{\lambda} \left(\frac{a}{b} \right)^2. \quad (4.26)$$

На рис. 4.27 приводятся построенные по данным [7] графики зависимости угла наклона эллипса поляризации θ (пунктирная линия) и отношение осей эллипса χ (сплошная линия) от величины $60 \lambda \sigma$ при $\epsilon=5$. Из рисунка видно, что $\theta = \chi$, когда $60 \lambda \sigma$ начинает превышать 100, а это, как видно из табл. 3.1, практически всегда имеет место в св диапазоне.

Рассмотренный метод также не является достаточно точным, так как приходится измерять напряженности полей, отличающихся в десятки и даже сотни раз (см. табл. 3.4). Кроме того, он тре-

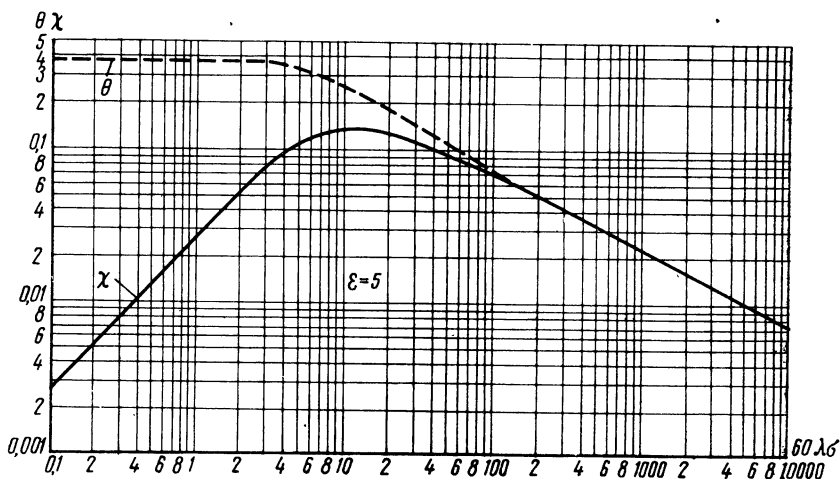


Рис. 4.27. Зависимость угла наклона эллипса поляризации θ и отношения его осей χ от $60 \lambda \sigma$ при $\epsilon=5$

бует тщательной нивелировки антенны и может дать существенную ошибку из-за влияния неоднородностей почвы, неровностей поверхности и местных предметов, которые искажают структуру поля и тем самым влияют на результаты измерений.

4.6. МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПРОВОДИМОСТИ ТРАССЫ ПО ИЗМЕРЕНИЯМ НАПРЯЖЕННОСТИ ПОЛЯ

В разд. 2.1 указывалось, что при распространении св и дв вдоль ровной однородной поверхности напряженность поля E , создаваемая передатчиком на заданном расстоянии R , однозначно определяется ее проводимостью (при известных параметрах передатчика). Поэтому, производя измерения E (этот процесс называется «компарированием» напряженности поля) и используя хорошо разработанные теоретические представления о распространении земных радиоволн, можно судить о величине проводимости почв на данной трассе.

В реальных условиях на распространение радиоволн влияет не только электропроводимость подстилающей местности, но и ряд других факторов, например, рассеяние на мелких неровностях (шероховатости) рельефа, дифракция на крупных отдельных препятствиях, геологическая структура почв, рассеяние лесами и др.

Поэтому, вычисляя σ по измерениям напряженности поля и основываясь на теории, справедливой для распространения ра-

диоволи вдоль однородной ровной поверхности, мы находим не действительное значение электропроводимости, а некоторую интегральную, кажущуюся величину $\sigma_{\text{каж}}$, которая определяется всей совокупностью факторов, влияющих на распространение земных радиоволн. Причем этот параметр $\sigma_{\text{каж}}$ справедлив только для той частоты, на которой производились измерения, и относится только к данной трассе, т. е. к области, ограниченной первой зоной Френеля. Поэтому он принципиально не может быть распространен на соседние трассы, если не будет установлена полная идентичность всех факторов, формирующих этот параметр.

Наиболее просто $\sigma_{\text{каж}}$ определяется, когда поверхность земли можно считать плоской. В этом случае, измерив напряженность поля E на данном расстоянии R и зная излучаемую мощность передатчика P или действующую высоту антенны h и ток в ней I , можно из ф-л (2.2) или (2.3) найти величину функции ослабления.

$$W = \frac{E_{[\text{мв/м}]} R_{[\text{км}]}}{300 \sqrt{P_{[\text{квт}]}}} \quad (4.27)$$

или

$$W = \frac{E_{[\text{мв/м}]} \lambda_{[\text{м}]} R_{[\text{км}]}}{120 \pi h_{[\text{м}]} I_{[\text{а}]}} \quad (4.28)$$

Затем, зная W , можно определить численное расстояние ρ , решив (2.10) относительно ρ :

$$\rho = \frac{(0,3 - W) \pm \sqrt{0,09 \pm 4,2 W - 3,2 W^2}}{1,2 W} \quad (4.29)$$

или воспользовавшись графиком I на рис. 2.2, что гораздо удобнее. Поскольку численное расстояние и проводимость связаны соотношением (2.8), то

$$\sigma = 52,3 \frac{R_{[\text{км}]}}{\lambda_{[\text{м}]}^2 \rho}, \text{ см/м.} \quad (4.30)$$

В тех случаях, когда $W \leq 0,02$, проводимость можно находить согласно ф-ле (2.11а):

$$\sigma = 104 \frac{W R_{[\text{км}]}}{\lambda_{[\text{м}]}^2}, \text{ см/м,} \quad (4.31)$$

не определяя численное расстояние.

В разд. 5.2 описывается номографический метод, с помощью которого также можно определять проводимость путем простых графических операций.

Однако при практической реализации метода определения σ по измерениям E возникает ряд трудностей. Первая состоит в определении реально излучаемой мощности передатчика или соответствующих ей тока I и действующей высоты антенны h , так как

в данном диапазоне нет прямого способа измерения этих величин, а косвенные наблюдения и теоретические расчеты не позволяют определить величины с необходимой точностью.

Кроме того, в выражениях (2.2) и (2.3) и соответственно в полученных из них (4.27) и (4.28) считается, что применяемая в св и дв диапазонах вертикальная антенна имеет в горизонтальной плоскости круговую диаграмму направленности. На самом деле часто нельзя считать, что антенна находится в идеально симметричных условиях, и ее диаграмма будет отличаться от круговой. Иногда же антенное устройство состоит из нескольких вертикальных антенн. В таких случаях диаграмма направленности вообще имеет сложную конфигурацию и в ф-лы (2.2) и (2.3), а следовательно, и (4.27) и (4.28) будет входить множитель $f(\varphi)$ (не превышающий единицу), зависящий от горизонтального угла φ :

$$W = \frac{E_{[мв/м]} R_{[км]}}{300 \sqrt{P_{[квт]}}} f(\varphi), \quad (4.27a)$$

$$W = \frac{E_{[мв/м]} \lambda_{[м]} R_{[км]}}{120 \pi h_{[м]} I_{[а]} f(\varphi)}. \quad (4.28a)$$

Поэтому диаграмму направленности нужно предварительно определять наряду с мощностью.

Эти трудности можно обойти следующим образом. Если производить измерения напряженности поля по какому-либо радиусу от передатчика ($\varphi = \text{const}$) на расстояниях $R_0, R_1, R_2, \dots, R_n$, то, как видно из ф-л (4.27a) и (4.28a),

$$\left. \begin{aligned} \frac{E_1 R_1}{E_0 R_0} &= \frac{W_1}{W_0} \\ \frac{E_2 R_2}{E_0 R_0} &= \frac{W_2}{W_0} \\ \dots & \\ \frac{E_n R_n}{E_0 R_0} &= \frac{W_n}{W_0} \end{aligned} \right\}, \quad (4.32)$$

где E_0, E_1, \dots, E_n и W_0, W_1, \dots, W_n соответственно значения напряженности поля и функции ослабления в этих точках. В соотношения (4.32) не входят параметры передатчика: излучаемая мощность, диаграмма направленности антенны, т. е. отпадает необходимость в их определении. Чтобы найти значения функции ослабления по измерениям E и R , нужно знать ее величину хотя бы в одной из точек (например, в точке $R=R_0$). Но, как видно из рис. 2.2 и ф-лы (2.10), на близких расстояниях от передатчика значение функции ослабления стремится к единице. Например, на расстояниях, для которых $2\rho=0,1$, $W(0,1)=0,97$, т. е. отличается от единицы всего на 3%. Поэтому, выбрав расстояние R_0 таким, что соответствующее ему численное расстояние 2ρ бу-

дет меньше 0,1, можно считать $W_0=1$ и определять значения функции ослабления в других точках согласно выражению

$$W_n = \frac{E_n R_n}{E_0 R_0} \quad (4.33)$$

Обозначив через $R_{\text{мин}}$ расстояние, для которого $2\rho_{\text{мин}}=0,1$, нетрудно получить из (2.8)

$$R_{\text{мин [км]}} \approx \lambda^2 \sigma \quad (4.34)$$

При $\sigma=5$ мсим/м это расстояние составляет для граничных длин волн св диапазона ($\lambda=100$ и 1000 м) соответственно 0,05 и 5 км.

Но очень близко подходить к антенне нельзя, так как на небольших расстояниях ф-лы (2.2) и (2.3) несправедливы и вертикальная составляющая электрического поля диполя будет иметь следующий вид:

$$E = \frac{300 \sqrt{P_{[\text{квт}]}}}{R_{[\text{км}]}} \left(W - \frac{i}{k R} - \frac{1}{k^2 R^3} \right) \quad (4.35)$$

При этом на расстояниях $R \ll \frac{\lambda}{2\pi} \sim 0,16 \lambda$ будет преобладать квазистатическое поле (третий член данного выражения), а при $R \approx \frac{\lambda}{2\pi}$ (зона индукции) все три компонента будут близки по величине. Если в качестве критерия принять условие, чтобы величины полей не отличались более чем в пять раз, то размеры зоны индукции можно считать ограниченными расстояниями $0,03\lambda < R < 0,8\lambda$. В этой зоне измерительный прибор (компаратор) будет регистрировать не интересующее нас волновое поле (определяемое первым членом выражения), а сложную картину. Только с расстояний $R \gg \lambda/2\pi$ формируется и начинает преобладать поле излучения, для которого справедлива ф-ла (2.2) и все вытекающие из нее выражения.

Таким образом, с одной стороны, желательно подойти возможно ближе к передающему устройству, чтобы точнее определить излучаемую мощность, а, с другой стороны, это расстояние не должно быть менее $(1,5 \div 2)\lambda$, чтобы волновой член в ф-ле (4.35) превышал остальные раз в десять. Следовательно, расстояние R_0 , на котором определяется базисное значение поля E_0 для нахождения функции ослабления по ф-ле (4.33), должно удовлетворять условиям $1,5\lambda \leq R_0 \leq \lambda^2 \sigma$.

Графическое решение для данного соотношения приводится на рис. 4.28. Сплошными линиями изображена зависимость $R_{\text{мин}}$ от длины волны λ для значений проводимости 0,1; 1; 10 и 50 мсим/м, а пунктирной — прямая $R=1,5 \lambda$. Требуемое условие выполняется, начиная с таких длин волн, где соответствующая данному σ линия $R=\lambda^2 \sigma$ проходит выше прямой $R=1,5 \lambda$ (заштрихованные области).

Из рис. 4.28 видно, что в диапазоне радиоволн $200 \div 3000 \lambda$ предлагаемым методом определения функции ослабления можно пользоваться почти для всех практически встречающихся значений кажущейся проводимости, за исключением $0,1 \text{—} 1 \text{ мсим/м}$ (районы вечной мерзлоты).

В тех случаях, когда проводимость трассы настолько мала, что даже на расстоянии $1,5\lambda$ функция ослабления уже заметно отличается от единицы, т. е. $\sigma < \frac{1,5}{\lambda}$, или если в силу каких-то других причин нельзя подойти достаточно близко к передатчику, следует,

построив график зависимости произведения ER от расстояния R , экстраполировать его до тех расстояний, где $W \approx 1$ и полученное значение E_0R_0 взять за базисное. Производится данная операция следующим образом. Для набора значений проводимостей (и диэлектрических проницаемостей, если токи смещения сравнимы с токами проводимости), находящихся в области предполагаемого значения $\sigma_{\text{каж}}$, строятся графики теоретических значений функции ослабления $|W|$ в зависимости от расстояния. Затем точно в таком же масштабе на прозрачную кальку наносятся экспериментально полученные значения произведения ER , т. е. величины, пропорциональные функции ослабления. Калька накладывается на рисунок с теоретическими графиками функции ослабления так, чтобы вертикальные оси обоих рисунков совпали, и перемещается вдоль оси ординат в такое положение, где экспериментальные точки, получен-

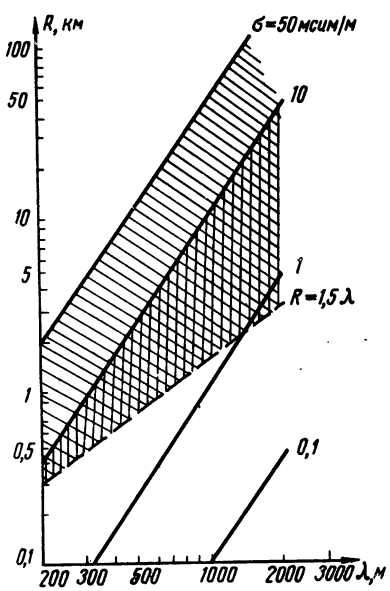


Рис. 4.28. К определению минимальных расстояний, начиная с которых можно производить измерения напряженности поля передатчика

ные на небольших расстояниях от передатчика, лучше всего аппроксимируются какой-либо из теоретических кривых. Прямая $W=1$ отсечет в этом положении на оси ER кальки базисное значение E_0R_0 .

Из сказанного следует, что при определении проводимостей трасс с помощью описанного здесь метода наиболее важными являются измерения, производимые на небольших расстояниях от передатчика, и для уменьшения ошибки их нужно выполнять наиболее тщательно и в возможно большем количестве точек. Поэтому начальные пункты измерений следует выбирать отстоящими на $3 \text{—} 5 \text{ км}$ друг от друга, а по мере удаления от передатчика рас-

стояния между ними можно увеличить до 30—50 км. Кроме того, чтобы исключить влияние диаграммы направленности излучающей антенны, как об этом говорилось выше, точки измерений вдоль трассы должны быть расположены по радиусу.

При компарировании земных волн следует придерживаться некоторых обязательных условий, обеспечивающих необходимую точность измерений:

1. Измерения напряженности поля св производятся в дневное время не ранее чем через два часа после восхода солнца и не позже чем за два часа до его захода. Это позволяет исключить влияние волны, отраженной от ионосферы. На расстояниях, превышающих 200—300 км, наиболее подходящими для этих измерений временами года являются лето, весна и осень, так как зимой на больших расстояниях можно наблюдать отраженный от ионосферы луч и днем, особенно на высоких широтах. В этих случаях желательно для контроля наряду с эпизодическими измерениями с помощью компаратора проводить непрерывную регистрацию поля с помощью какого-либо стабильного приемника с самопишущим устройством. При наличии заметных изменений поля на самописце необходимо учитывать влияние отраженного от ионосферы луча.

2. Место, выбранное для компарирования, должно быть достаточно ровным, свободным от всякого рода строений, металлических сооружений, линий электропередач, проводных линий связи и т. д. Местные предметы должны быть удалены от точки измерения не менее чем на 50—100 м (5—10 высот препятствия). В противном случае интерференционные явления совершенно искажают картину поля. На рис. 2.20 приводились, например, результаты измерений, часть которых была проведена в городе. Из указанного рисунка видно, что данные, относившиеся к городу, имели очень большой разброс.

3. Особенно следует избегать расположения компаратора вблизи от линий электропередач, так как практика показывает, что в этих случаях сильно искажается диаграмма направленности его рамочной антенны. В нормальных условиях она по форме очень близка к «восьмерке», что позволяет с большой точностью ориентировать рамку на передатчик. Например, на небольших расстояниях (порядка 10—12 км) направление на передающую антенну, установленное по минимуму принимаемого сигнала, отличалось от визуального направления всего на 0,5—1°. Если же расположить компаратор непосредственно под проводами, то направленные свойства рамки теряются и ее практически невозможно правильно ориентировать, что приводит к значительным ошибкам в измерениях.

Аналогичная картина наблюдается, если вблизи от компаратора проходят проложенные в земле трубопроводы, кабели и т. д., особенно если проводимость почвы мала и их направление совпадает с направлением на передатчик.

4. В лесах для измерений следует выбирать поляны, свободные от деревьев.

5. Не следует производить измерений в районе ярко выраженных низин и оврагов, предпочитая более высокие места.

6. В каждом пункте желательно производить не менее трех-четырёх измерений на некотором удалении друг от друга (порядка нескольких сот метров), так как практика показывает, что даже при очень тщательном выборе места измерения всегда наблюдается довольно значительный разброс результатов. Усреднение данных по нескольким измерениям позволяет в определенной степени устранить элемент случайности.

7. Особенно важно получить надежные результаты в базисной точке $R=R_0$.

Поясним методику определения кажущихся проводимостей с помощью конкретного примера.

Пример 4.3. Допустим, задан определенный район вокруг радиостанции, в котором нужно произвести компарирование поля до расстояний порядка 250 км и определить по нему проводимость данной местности. Длина волны передатчика $\lambda=1000$ м.

Прежде всего, следует ознакомиться с картой данной местности, с тем чтобы определить ее общий характер (типы почв, рельеф и т. д.), а также выбрать радиусы, по которым будут производиться измерения, привязав их к существующим дорогам. Затем необходимо установить число пунктов наблюдения и примерные расстояния от них до передатчика. Минимальное расстояние определяется по ф-ле (4.34) или по графикам на рис. 4.28. Поскольку предварительная оценка заданного конкретного района измерений показывает, что он представляет собой холмистую местность с небольшими лесами и глинистыми почвами, то, согласно табл. 2.2, для него можно ожидать $\sigma_{\text{каж}} \approx 4 \div 6$ мсим/м, и $R_{\text{мин}} \approx 8$ км. Максимальное расстояние определяется условиями задачи: $R_{\text{макс}}=250$ км. На таком интервале расстояний удобно применять логарифмический масштаб. Чтобы точки наблюдения располагались равномерно в этом масштабе, расстояния следует выбирать с коэффициентом перехода $\lg m = \frac{\lg(R_{\text{макс}}/R_{\text{мин}})}{n-1}$ где n — чис-

ло точек измерений. Если взять $n=8$, то $\lg m = \frac{\lg \frac{250}{8}}{7} = 0,197$, откуда $m=1,58$.

Соответственно расстояния будут равны:

$$R_0 = R_{\text{мин}} = 8 \text{ км,}$$

$$R_1 = R_0 m = 8 \cdot 1,58 \approx 13 \text{ км,}$$

$$R_2 = R_1 m = 13 \cdot 1,58 \approx 20 \text{ км и т. д.}$$

Все данные удобно записывать в таблицу по образцу табл. 4.6.

В этой таблице E_1, E_2, E_3 представляют собой значения напряженности поля, измеренные в нескольких точках данного пункта наблюдения, а $E_{\text{ср}}$ — вычисленное по ним среднее значение. Функция ослабления W определялась по ф-ле (4.33), причем базисное значение $E_0 R_0$ было принято равным 2600. Численное расстояние ρ находилось по графику 1 на рис. 2.2, а значение проводимости — по ф-ле (4.30).

На рис. 4.29 и 4.30 приводится зависимость от расстояния измеренных в данном опыте значений напряженности поля и вычисленных по ним кажущихся проводимостей. Из рис. 4.30 видно, что $\sigma_{\text{каж}}$ группируются в основном около 3 мсим/м, но к концу трассы возрастают почти до 7 мсим/м. Это явление не

Результаты компарирования напряженности поля и обработки данных

R км	E_1 мв/м	E_2 мв/м	E_3 мв/м	$E_{ср}$ мв/м	$E_{ср} R$	W	ρ	σ мсим/м
8	350	290	330	324	2590	1,0	—	—
13	200	210	190	200	2600	1,0	—	—
20	130	100	110	113	2260	0,87	0,28	3,7
31	60	65	63	62,7	1940	0,75	0,6	2,7
50	30	35	40	35	1750	0,67	0,85	3,1
80	20	19,5	18	19,2	1540	0,59	1,45	2,9
120	6	7	6,5	6,5	780	0,30	1,95	3,2
250	3	3,5	2,8	3,1	775	0,30	1,95	6,7

случайно (оно подтвердилось несколькими измерениями) и объясняется наличием обширного болота между 130 и 250 километрами.

В тех случаях, когда нельзя пользоваться плоским приближением, а нужно учитывать сферичность земли, определять кажущуюся проводимость по компарированию поля значительно труднее. В то время, как функция ослабления для плоской земли зависит только от численного расстояния, в сферическом случае она определяется несколькими параметрами, даже когда для ее определения можно пользоваться относительно простой «одночленной» формулой (см. разд. 2.2). Поэтому при определении $\sigma_{каж}$ можно поступить следующим образом: по заданным R и λ вычислить значения функции ослабления (или поля) для разных σ и за $\sigma_{каж}$ взять то значение проводимости, для которого рассчитанные и измеренные величины совпадут. Можно также использовать для этой цели графический метод, подбирая теоретическую кривую функции ослабления, лучше всего аппроксимирующую ход экспериментальных точек. Проводимость, для которой рассчитана данная аппроксимирующая кривая, будет соответствовать кажущейся проводимости исследуемой трассы. На рис. 4.31 в качестве при-

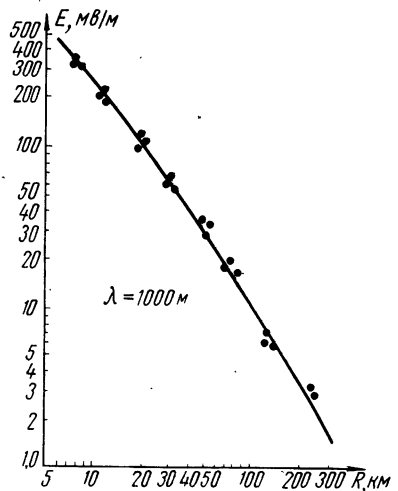


Рис. 4.29. Изменение напряженности поля с расстоянием

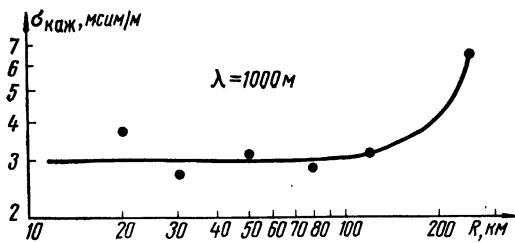


Рис. 4.30. Распределение вычисленных значений кажущейся проводимости вдоль трассы

мера приводится случай определения проводимости трассы, проходящей в районе вечной мерзлоты. Сплошными линиями обозначены теоретические графики¹⁾, а точками — экспериментальные данные. Из приводимого рисунка видно, что начальный участок (до 100 км) лучше всего аппроксимируется кривой, соответ-

ствующей проводимости порядка 0,8 мсим/м, а конечный — 1,5 мсим/м (увеличение значения кажущейся проводимости к концу трассы связано с улучшением локальной электропроводности). Из рис. 4.31 видно также, что приводимые цифры характеризуют

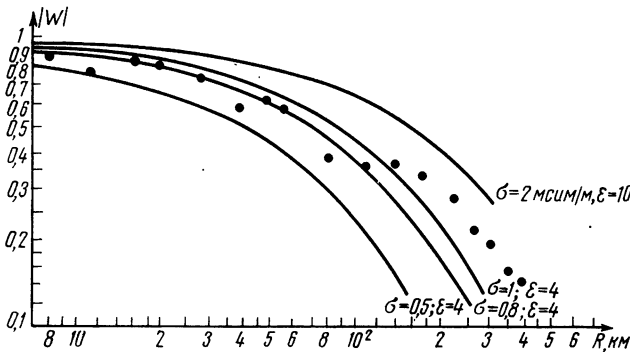


Рис. 4.31. К определению кажущейся проводимости трассы графическим методом

только некоторые средние, наиболее вероятные значения проводимости. В действительности же при измерениях получается некоторый разброс величин σ (в данном случае почти в 1,5 раза). Этот факт следует учитывать и при решении обратной задачи — определении значения напряженности поля в месте приема. Если известно вероятностное распределение проводимостей вдоль трассы, то можно оценить возможные отклонения реальных значений поля от рассчитанных.

Для облегчения пользования графическим методом при определении кажущихся проводимостей трасс на рис. 4.32—4.36 приводятся графики теоретических значений $|W|$ для $\sigma=1; 3; 10; 30$ и 4000 мсим/м, построенные по данным МККР [4].

¹⁾ Расчеты теоретических кривых $|W|$ выполнены на кафедре радиофизики ЛГУ.

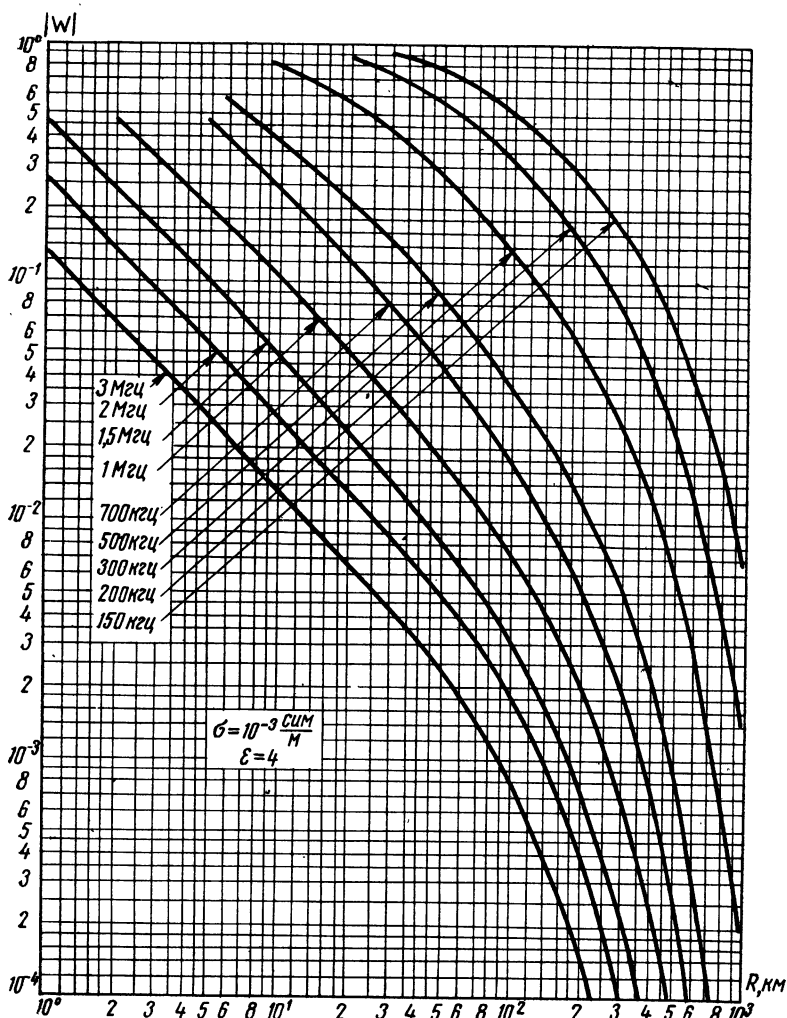


Рис. 4.32. Зависимость модуля функции ослабления W от расстояния R над ровной однородной землей для частот св диапазона $\sigma = 1 \text{ мс/м}$, $\epsilon = 4$

В настоящее время А. И. Смирновым и Л. Д. Шоя разработана методика, позволяющая определять кажущуюся проводимость трассы с помощью электронно-вычислительных машин путем сравнения по методу наименьших квадратов экспериментально полученных значений напряженности поля с рассчитанными теоретически для модели однородной сферической земли.

В качестве меры отклонения экспериментальных значений поля от теоретических Л. Д. Шоя предложено следующее выражение [61]:

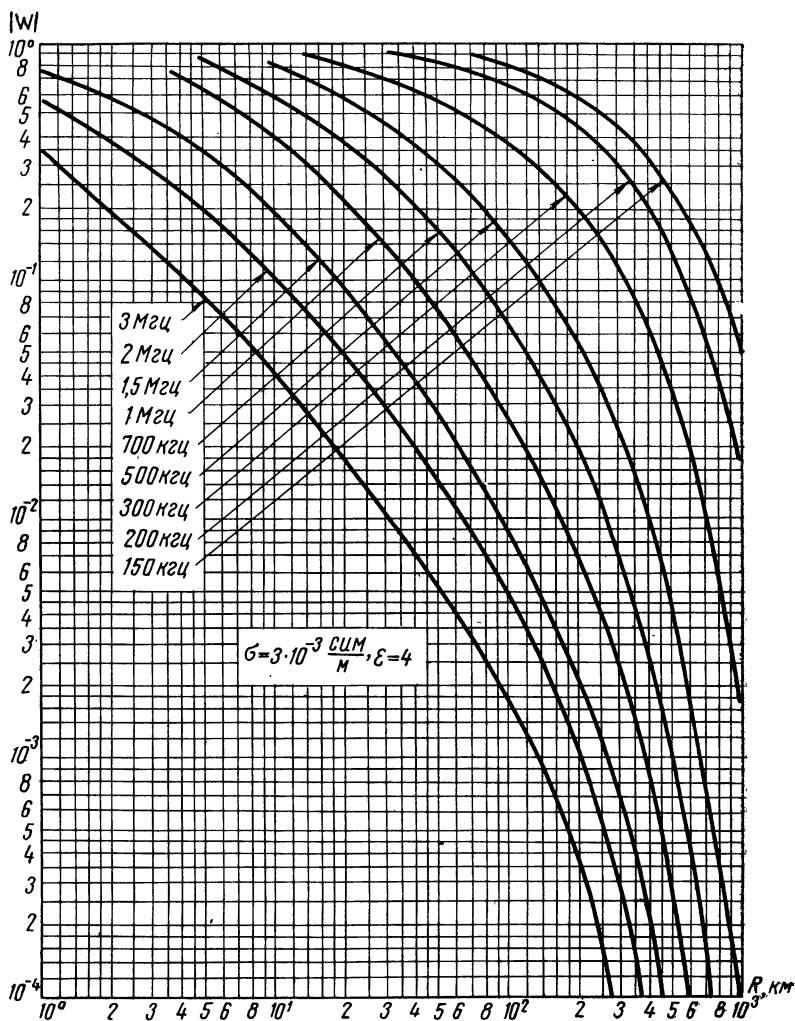


Рис. 4.33. Зависимость модуля функции ослабления W от расстояния R над ровной однородной землей для частот св диапазона, $\sigma = 3 \text{ мсЛм/м}$, $\epsilon = 4$

$$L = \frac{1}{N} \sum_{\kappa=1}^N \frac{1}{E_3^2(R_\kappa)} [E_T(R_\kappa, \sigma_i, P) - E_3(R_\kappa)]^2,$$

где E_T — теоретические значения напряженности электрической составляющей поля; E_3 — экспериментально полученные значения поля; R_κ — расстояния от передатчика до точек, в которых про-

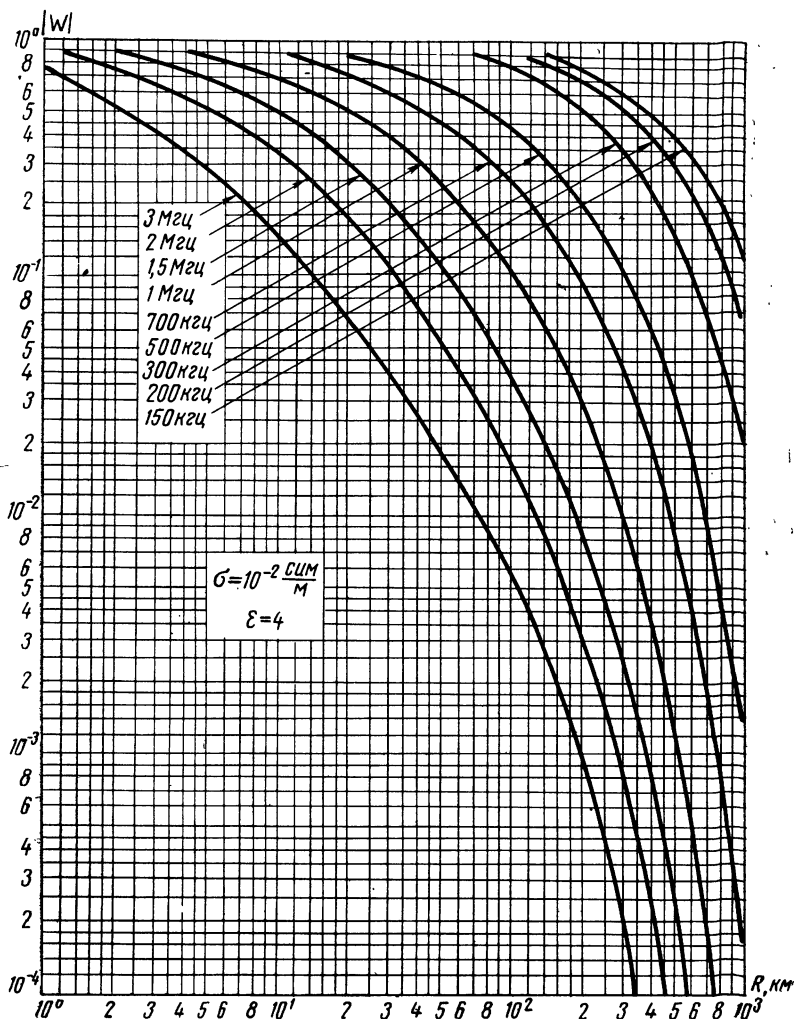


Рис. 4.34. Зависимость модуля функции ослабления W от расстояния R над ровной однородной землей для частот св диапазона, $\sigma = 10 \text{ мсим/м}$, $\epsilon = 4$

изводились измерения; σ_i — проводимость трассы; P — мощность, излучаемая передатчиком¹⁾.

¹⁾ Данный функционал удовлетворяет аксиомам метрики и является нормой ошибки приближения. Легко видеть, что норма вектора E_3 равна единице [62].

Введение в функционал весовой функции $1/E_3^2(R_k)$ обеспечивает достаточно равномерную чувствительность функционала по параметрам подстилающей поверхности вдоль трассы. Если сравнивать абсолютные значения измеренных и теоретических значений поля, а не относительных (как в данном случае), то оценка вклада, который вносят измерения для более далеких точек трассы, будет сильно занижена, так как поле (а следовательно, и разность E_T и E_3) быстро убывает с расстоянием.

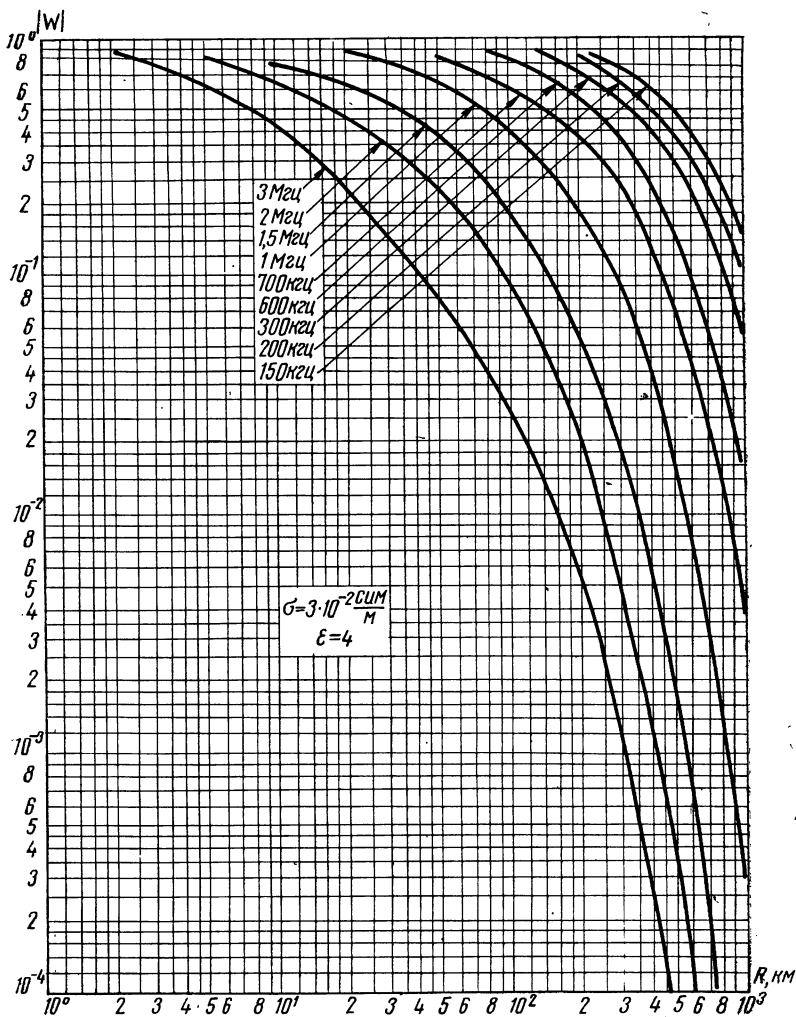


Рис. 4.35. Зависимость модуля функции ослабления W от расстояния R над ровной однородной землей для частот св диапазона, $\sigma=30$ мсум/м, $\epsilon=4$

За искомую величину кажущейся проводимости принимается та, для которой функционал L принимает наименьшее значение при варьировании неизвестных σ_i и P . Минимизация по P приводит к уравнению $\partial L / \partial P = 0$, решая которое относительно \sqrt{P} с учетом (2.16), получим

$$\sqrt{P} = \frac{\sum_{\kappa=1}^N \frac{300 |V_T(R_\kappa, \sigma_i)|}{R_\kappa E_\Omega(R_\kappa)}}{\sum_{\kappa=1}^N \left[\frac{300 |V_T(R_\kappa, \sigma_i)|}{R_\kappa E_\Omega(R_\kappa)} \right]^2}$$

(значения поля здесь указаны в милливольт/метр, расстояние — в километрах, мощность — в киловаттах, а проводимость — в сименсах/метр).

Подставляя определенное по полученной формуле значение \sqrt{P} в функционал L и вычисляя последний для ряда значений σ , можно найти минимальное L , а значит, и искомую величину проводимости. Эти операции производятся на электронно-вычислительной машине. Программа расчетов для ЭЦВМ М-220 приводится в [61].

Рассмотрим теперь коротко принцип работы измерителей напряженности поля (компараторов) и дадим общую характеристику наиболее распространенных их типов. Прежде всего следует отметить, что в связи с большими различиями используемых мощностей передатчиков, их антенн, расстояний, условий распространения и т. д. измерители напряженности поля должны быть рассчитаны на широкий динамический диапазон от единиц микровольта до сотен милливольт, т. е. в пределах 100 дБ. Кроме того, приборы данного типа должны быть достаточно диапазонны по частоте и в то же время селективны по отношению к полям близких частот.

В настоящее время компараторы выпускаются для двух диапазонов: св-жв и укв. Приборы св диапазона приспособлены, как правило, для регистрации полей с вертикальной поляризацией.

В качестве антенны для компаратора обычно используется рамка, которая гораздо менее чувствительна к влиянию местных предметов и оператора, чем штырь, и более компактна.

Идея измерения напряженности поля состоит в следующем. Пусть на приемную антенну с действующей высотой h воздей-

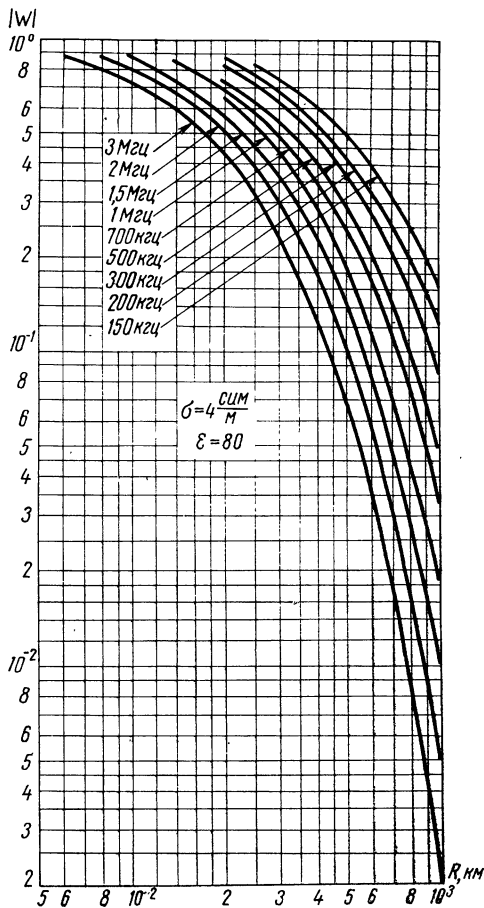


Рис. 4.36. Зависимость модуля функции ослабления W от расстояния R над ровной однородной землей для частот св диапазона, $\sigma = 4000 \text{ мсим/м}$, $\epsilon = 80$

вует поле напряженностью E . Тогда на выходных клеммах антенны развивается эдс

$$\mathcal{E} = E h. \quad (4.36)$$

Если выходное импедансное сопротивление антенны $Z_{\text{вых}}$, а входное сопротивление подсоединенного к ней селективного вольтметра $R_{\text{вх}}$, то напряжение на его входе будет равно

$$U = \frac{\mathcal{E}}{R_{\text{вх}} + Z_{\text{вых}}} R_{\text{вх}}. \quad (4.37)$$

При настройке колебательного контура рамки в резонанс мы получим вместо (4.37)

$$U = \frac{\mathcal{E}}{R_{\text{р}}} \frac{1}{\omega C} = \mathcal{E} Q, \quad (4.37a)$$

где $R_{\text{р}}$ — приведенное сопротивление рамки, учитывающее потери в ней и сопротивление, вносимое селективным вольтметром, C — емкость контура, а Q — его добротность.

Для рамочной антенны действующая высота имеет следующее выражение (см., например, [5]):

$$h = \frac{2 \pi n S}{\lambda}, \quad (4.38)$$

где S — площадь рамки, n — число витков.

Из (4.36), (4.37a) и (4.38) получим

$$E = \frac{\lambda}{2 \pi n S Q} U. \quad (4.39)$$

Величина $\frac{\lambda}{2 \pi n S Q}$ называется постоянной приемной антенны, она зависит только от ее параметров. Определив эту постоянную, можно соответствующим образом прокалибровать шкалу селективного вольтметра так, чтобы отсчитывать по ней значения E . Но в действительности параметры антенны и селективного вольтметра могут изменяться с течением времени, поэтому в компараторе, помимо приемника, играющего роль селективного вольтметра, имеется калибрующий генератор, дающий на выходе эталонное напряжение. С помощью этого генератора и прецизионных аттенюаторов производится калибровка приемника при каждом измерении. От приемника в этом случае требуется только сохранение постоянства усиления на время калибровки и отсчета показаний.

Существует несколько типов компараторов, отличающихся методами калибровки. Рассмотрим два из них, наиболее широко используемые в СССР [58].

1. Измеритель напряженности поля ТМЕ-18 фирмы «Маркони» (Англия), радиокмпаратор средних и коротких волн. Частотный

диапазон $150 \div 25\,000$ кГц. Пределы измерения от 1 мкв/м до 5 в/м. Полоса частотной селекции (по уровню $0,7$) — $1,8$ кГц. Точность — 10% . Вес комплекта — около 70 кг. Питание — от сети переменного тока или от шестивольтовой аккумуляторной батареи. Антенна рамочная, неэкранированная.

Блок-схема прибора приводится на рис. 4.37. Напряжение, снимаемое с контура рамочной антенны $РА$, поступает на вход при-

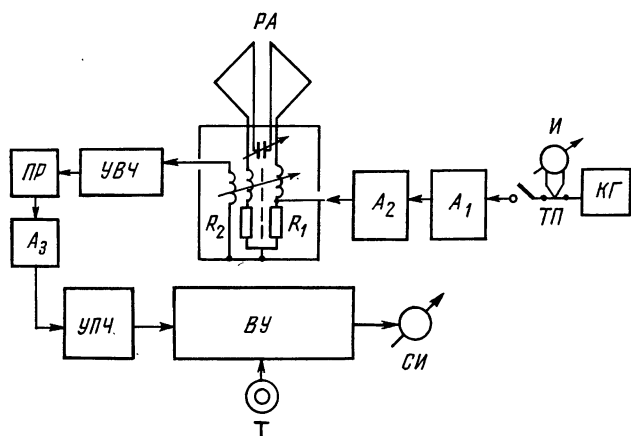


Рис. 4.37. Блок-схема измерителя напряженности поля «ТМЕ-18»

емника, состоящего из усилителя высокой частоты $УВЧ$, смесителя с гетеродином $ПР$, аттенюатора $А_3$, селективных усилителей промежуточной частоты с переменной полосой частотной селекции $УПЧ$ и выходного устройства $ВУ$, предназначенного для преобразования сигнала в постоянный ток, регистрируемый стрелочным индикатором $СИ$. Для контроля за работой радиостанции имеется выход на телефон $Т$.

Кроме того, в компараторе имеется калибровочный генератор $КГ$, выходное напряжение которого устанавливается с помощью термодпары $ТП$ с контрольным индикатором $И$. Это эталонное напряжение при калибровке поступает через аттенюаторы $А_1$ и $А_2$ на резистор R_1 в контуре рамки и служит для сравнения с ним измеряемого напряжения (откуда и название метода: от английского слова «compare» — сравнивать).

Метод измерения с помощью данного типа компаратора состоит в следующем. Настроившись на частоту принимаемой станции и выбрав направление рамки, обеспечивающее наибольшую интенсивность сигнала, аттенюатором $А_3$ устанавливают определенное показание прибора $СИ$. Затем, повернув рамочную антенну на 90° и тем самым исключив прием радиостанции, вводят калибровочное напряжение и аттенюаторами $А_1$ и $А_2$ добиваются таких же показаний $СИ$, как и при приеме.

Тогда выражение для подсчета напряженности поля E в децибелах по отношению к 1 мкв/м будет выглядеть следующим образом:

$$E_{[дб]} = K_p + (-\alpha_T) - (A_1 + A_2) - (A'_3 - A_3),$$

где K_p — постоянная рамки, α_T — показание терморпары, $A_1 + A_2$ — сумма показаний A_1 и A_2 , $A'_3 - A_3$ — разность показаний A_3 при калибровке и при приеме.

2. Измеритель напряженности поля ФСМ-1 фирмы «РФТ» (ГДР). Частотный диапазон $100 \div 30\,000 \text{ кгц}$. Пределы измерения от 1 мкв/м до 500 мв/м по линейным шкалам и от 2 мкв/м до 200 мв/м по логарифмическим. Полоса частотной селекции (по уровню 0,7) — 2 кгц . Точность на св — около 26%. Питание — от сети переменного тока или от аккумуляторной батареи напряжением 12 в . Вес комплекта около 100 кг . Антенны рамочные, экранированные. Компаратор ФСМ-1 приспособлен для работы в полевых условиях и снабжается специальным штативом с поворотным столиком и градусной шкалой, вследствие чего он может служить пеленгаторным устройством.

Блок-схема прибора приводится на рис. 4.38. Сигнал с рамочной антенны $РА$, настраиваемой на нужную частоту конденсатором

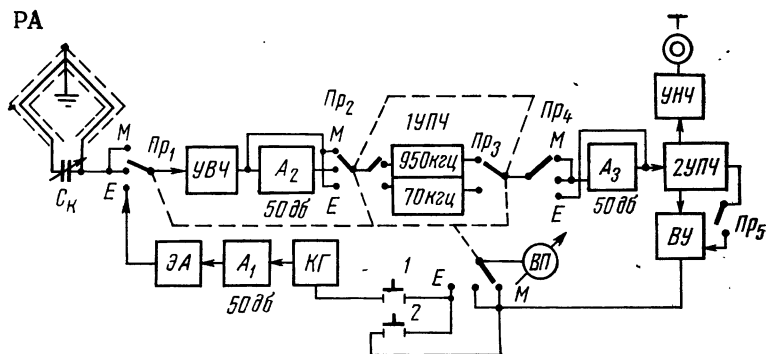


Рис. 4.38. Блок-схема измерителя напряженности поля «ФСМ-1»

C_k , поступает при положении переключателя Pr_1 в M на вход приемного устройства, состоящего из $УВЧ$, двух преобразователей, двух усилителей промежуточных частот $1УПЧ$ и $2УПЧ$, выходного устройства $ВУ$ и стрелочного измерительного прибора $ВП$. Кроме того, в приемнике имеются два аттенюатора — A_2 , включаемый только при калибровке прибора, и A_3 , включаемый при приеме, а также ряд переключателей для включения тех или иных блоков при разных видах работы. Напряжение с калибровочного генератора $КГ$ поступает на вход приемника через A_1 и эквивалент антенны $ЭА$ при положении переключателя Pr_1 в E . Все переключе-

ния на прием и калибровку осуществляются автоматически с помощью механических передач, обозначенных на схеме пунктиром. Положение переключателей в M соответствует измерениям поля, а в E — калибровке.

Принцип измерения напряженности поля с помощью компаратора ФСМ-1 состоит в следующем. При положении переключателя рода работ в M производится настройка приемника на частоту принимаемой станции с соответствующей ориентацией рамки. Затем включается калибровка и на $KГ$ устанавливается эталонное напряжение выхода. Это напряжение подается на вход приемника, и A_3 устанавливается такое усиление приемника, чтобы индикатор $ВП$ показывал определенную величину. После этого переключатель рода работ снова становится в положение M и производится отсчет показаний. Измеряемое напряжение E определяется из следующего выражения:

$$E = K_p \alpha_{вп} A_3,$$

где K_p — постоянная рамки (безразмерная величина), $\alpha_{вп}$ — показания выходного прибора (безразмерная величина), A_3 — показания аттенюатора (в $мкв/м$ или $мв/м$).

Особенность компаратора ФСМ-1 состоит в том, что калибрующее напряжение подводится не в контур рамки, а прямо на вход приемника через эквивалент антенны. Поэтому рамка при калибровке приемника полностью отключается и этим исключается влияние принимаемой станции.

В настоящее время фирмой «РФТ» выпускается модернизированная модель этого компаратора (ФСМ-5), а также компаратор ФСМ-6А с выносной антенной (на расстояние до 10 м), что заметно повышает точность измерений.

Время от времени следует производить проверку действующих компараторов путем сравнения их работы при приеме какой-либо радиостанции с эталонным образцом, который калибруется по методу стандартного поля (подробнее см. [58]).

4.7. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПРОВОДИМОСТИ ПО ИЗМЕРЕНИЯМ ИЗМЕНЕНИЯ АМПЛИТУДЫ ПОЛЯ С ГЛУБИНОЙ ПОГРУЖЕНИЯ В ПОЧВУ (МЕТОД ИЗМИРАН)

Этот метод был разработан в Институте земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн АН СССР (ИЗМИРАН) в 1957—1958 гг. [22]. Он позволил относительно простыми средствами произвести измерения локальных действующих электропроводимостей на территории СССР. На основе этих измерений была составлена карта распределения проводимостей и изучен вопрос о влиянии рельефа местности на распространение св.

Данный метод основан на том факте, что скорость ослабления поля радиоволны в поглощающей среде зависит от ее электрических параметров. Как было показано в разд. 3.2, амплитуды полей в однородной почве убывают с глубиной по экспоненциально-

му закону, пропорционально $e^{-\beta z}$, где z — расстояние до поверхности воздух—почва, а β — коэффициент поглощения, зависящий от σ и λ в интересующем нас диапазоне согласно соотношению (2.43а).

Поэтому, измерив на заданной глубине относительную величину поля (по отношению, например, к его значению у поверхности), можно определить β и σ .

Из трех составляющих электромагнитного поля у поверхности раздела и в почве: вертикальной E_z и горизонтальной E_x электрических и горизонтальной магнитной H_y — для измерений лучше всего использовать магнитную. Вертикальная электрическая составляющая при переходе границы воздух—почва испытывает резкий скачок, ее значение уменьшается примерно в $60 \lambda \sigma$ раз (см. разд. 3.2). Нетрудно оценить, что для почв со средней проводимостью ($\sigma = 20$ мси.м/м) это изменение достигает 240 раз при $\lambda = 200$ м и 2400 раз при $\lambda = 2000$ м. Поскольку этот процесс происходит в некоторой конечной области, то при измерениях E_z в почве вблизи поверхности трудно получить сколь-либо определенные результаты. В то же время горизонтальные составляющие поля не претерпевают изменения при переходе границы раздела. Поэтому для измерений лучше использовать E_x и H_y . Но применять для регистрации поля в почве в качестве антенны горизонтальный диполь практически не представляется возможным, так как он должен иметь довольно значительную длину. Лучше всего использовать для этих целей магнитную (рамочную) антенну. Длина такой антенны, выполненной на ферритовом сердечнике, составляет примерно 10 см, что делает прибор очень компактным и позволяет использовать для измерений колодцы, шахты и другие узкие скважины, не нарушающие структуру поля в почве. Кроме того, магнитная антенна гораздо менее чувствительна к влиянию посторонних предметов, чем электрическая. Поэтому для измерений в почве удобнее использовать не E_x , а H_y (индекс «у» в дальнейшем для удобства опустим).

Итак, если H_0 — амплитуда магнитного поля на поверхности земли, то в любой другой точке z в однородной почве она будет равна

$$H(z) = H_0 e^{-\beta z}. \quad (4.40)$$

Нетрудно видеть, что, произведя измерения H в каких-либо двух точках z_1 и z_2 , можно определить β :

$$\beta = -\frac{\ln [H(z_2)/H(z_1)]}{z_2 - z_1} = -2,3 \frac{\lg [H(z_2)/H(z_1)]}{z_2 - z_1}. \quad (4.41)$$

Причем одно из измерений удобно производить прямо на поверхности земли ($z=0$). Тогда

$$\beta = -\frac{\ln [H(z)/H_0]}{z}, \quad (4.41a)$$

а σ , как следует из (2.43а), равна

$$\sigma = \frac{\beta^2 \lambda}{1200} = 0,85 \cdot 10^{-3} \beta^2 \lambda. \quad (4.42)$$

Из приведенных выражений видно, что нам важно знать не абсолютные, а относительные величины напряженности поля. В этом состоит большое достоинство данного метода, так как здесь не требуется градуировки показаний измерительного прибора и для измерений можно использовать любой приемник, напряжение (или ток) на выходе которого пропорционально напряжению на входе. Действительно, если на выходе прибора стоит стрелочный индикатор (например, микроамперметр), показания которого (в делениях шкалы) α , и $\alpha = \kappa H$, где $\kappa = \text{const}$ во всем диапазоне измерений, то

$$H(z)/H_0 = \alpha(z)/\alpha_0,$$

и нам достаточно знать показания прибора в делениях шкалы на поверхности земли и на некоторой глубине в почве. Причем для контроля получающихся результатов желательно производить измерения не в одной, а в нескольких точках.

В реальных условиях почва редко остается однородной на всю активную глубину, т. е. в той части земной поверхности, которая оказывает заметное влияние на распространение св. Поэтому измерение скорости ослабления поля в почве позволяет судить о некоторой средней, эффективной проводимости σ_d (см. разд. 2.3, и 4.3). Для определения значения σ_d находится сумма относительных показаний прибора α_n/α_0 , полученных при измерениях через каждый метр до глубины $z = h_{ак}$, на которой $\alpha_n = 0,1 \alpha_0$:

$$S = \sum_{n=0}^{n=h_{ак}} \alpha_n/\alpha_0. \quad (4.43)$$

Затем так же, как при вычислении действующей проводимости для слоистой почвы, находим σ_d по формуле:

$$\sigma_d = 0,85 \frac{\lambda}{S^2}, \text{ мсим/м} \quad (4.44)$$

или по номограмме на рис. 4.21.

Произведя измерения на разных длинах волн (если в данном районе прослушивается днем несколько средневолновых радиостанций), можно получить частотную зависимость $\sigma_d = f(\lambda)$.

Для измерений с помощью данного метода используются обычные колодцы с деревянным срубом. Поскольку их диаметр гораздо меньше длин радиоволн в св диапазоне, то структура поля в них не нарушается и будет такой же, как в окружающей почве.

Методика самих измерений при данном методе состоит в следующем. Измерительный приемник Pr (см. рис. 4.39) располага-

ется первоначально на поверхности земли MN и настраивается на принимаемую радиостанцию. Затем магнитная антенна A приемника вращением вокруг вертикальной оси ориентируется на максимальный прием и регулятором чувствительности, который изменяет усиление по промежуточной частоте, устанавливается наи-

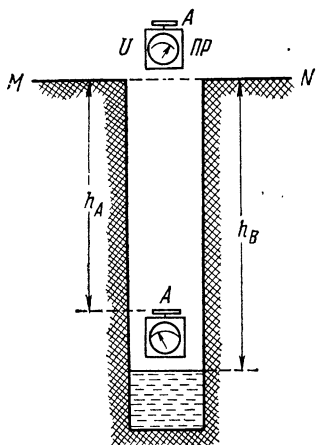


Рис. 4.39. К методике определения проводимости почвы по измерению скорости ослабления радиоволн с глубиной погружения в почву

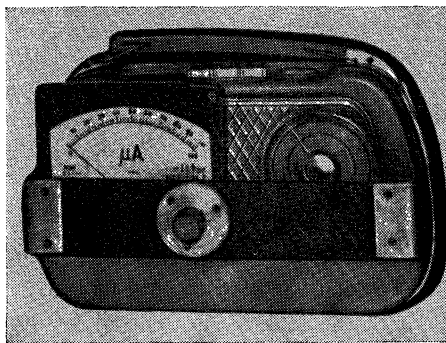


Рис. 4.40. Общий вид приемника «Гурист», приспособленного для измерений поля в почве

большее показание индикатора $I-\alpha_0$. После этого, не изменяя положения приемника в азимутальной плоскости, опускают его на шнуре из непроводящего материала в колодец на заданные глубины h_n и производят отсчеты α_n по индикатору. Индикатор располагается обычно на верхней крышке приемника в горизонтальном положении и подсвечивается специальной лампочкой, прикрытой щитком от глаз оператора (рис. 4.40). Показания индикатора снимаются невооруженным глазом или с помощью бинокля.

Для обеспечения равномерного спуска и подъема прибора применяется специальное спусковое устройство, укрепляемое на срубе колодца (рис. 4.41). Это устройство имеет кронштейн, крепящий его к срубе, и намоточный механизм с рукояткой и катушками для намотки двух шнуров, фиксирующих положение приемника в скважине и не дающих ему вращаться вокруг вертикальной оси. На рукоятке крепится перекидное храповое устройство, позволяющее фиксировать положение приемника на заданной глубине. В качестве спускового шнура можно использовать капроновую леску, на которую через каждый метр наносятся яркие метки, служащие для отсчета глубины опускания приемника в колодец. Следует помнить, что нельзя применять провод или какой-либо другой проводящий материал в качестве спускового

шнура, так как в этом случае по нему электромагнитная волна проникает в почву и закон изменения поля совершенно меняется.

Чтобы избежать опускания прибора в воду, можно к его нижней части прикрепить грузик на шнурке длиной порядка 10—20 см, который, войдя в соприкосновение с поверхностью воды, вызовет на ней ряд хорошо заметных концентрических кругов и

а)

б)

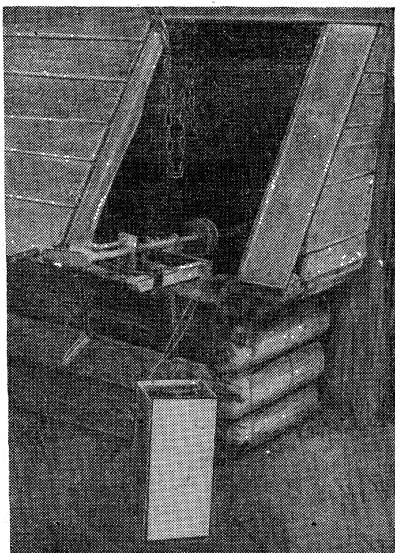
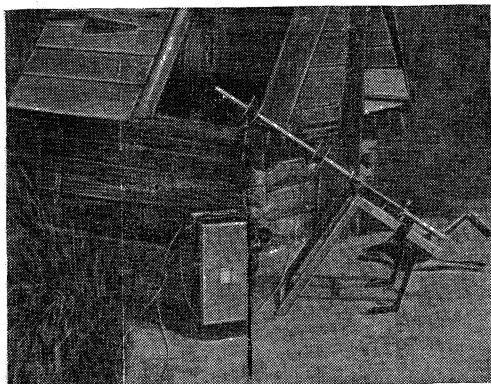


Рис. 4.41. Прибор для измерения проводимости почв по методу ИЗМИРАН: а) общий вид прибора со спускным устройством; б) спускное устройство в рабочем положении

предупредит о том, что дальнейшее погружение надо прекратить.

Следует отметить, что обычно наблюдается большая разница температур на поверхности почвы и в шахте колодца. Это может привести к изменению точности настройки приемника в процессе измерений, а следовательно, и к изменению показаний прибора. Поэтому для уменьшения ошибок желательно произвести отсчеты как при опускании приемника в колодец, так и при его подъеме, а затем полученные данные усреднить. Результаты измерений рекомендуется записывать по образцу табл. 4.7.

Как уже упоминалось выше, с достаточной точностью можно ограничиться исследованием почвы до глубины, где поле затухает в десять раз. Из (2.43а) и (4.41а) нетрудно получить, что эта глубина $h_{ак}$ равна:

$$h_{ак} = 0,07 \sqrt{\frac{\lambda}{\sigma}} \quad (4.45)$$

В табл. 4.8 приводятся вычисленные по ф-ле (4.45) данные о необходимых глубинах, до которых нужно производить измерения в земле на радиочастотах св диапазона, для четырех наиболее распространенных типов почв.

Образец журнала записи полевых измерений электропроводимости почв методом ИЗМИРАН

Измерения в районе Ленинградская область
 Пункт № 25 Ориентир Петрово
 Дата 6-7-67 г. Время 11 часов
 Оператор Иванов Погода облачная, без осадков

 $\lambda = 550 \text{ м}$

$h, \text{ м}$	α (вниз)	α' (вверх)	$\alpha_{\text{ср}}$	α/α_0
0	100	96	98	1
1	83	81	82	0,84
2	67	63	65	0,66
3	51	49	50	0,51
4	46	44	45	0,46
5	43	41	42	0,43
6	38	34	36	0,37
7	36	34	35	0,36
8	32	32	32	0,33
9	30	30	30	0,31
10	28	28	28	0,29
11	уровень воды			

В некоторых случаях грунтовые воды не позволяют производить измерения до нужной глубины, тогда производится экстра-

Т А Б Л И Ц А 4.8

Необходимые глубины исследования разных типов почв при использовании метода затухания радиосоля

Вид поверхности	σ мс/см/м	$h_{\text{ак}}, \text{ м}$, для $\lambda, \text{ м}$				
		200	500	1000	1500	2000
Сухие пески с влажностью 20%	1	30	47	67	82	95
Красные глины с влажностью 40%	10	10	16	21	26	30
Суглинки с влажностью 60%	50	4,5	6,3	10	12,5	14,5
Морская вода	2000	0,7	1,1	1,5	1,9	2,2

поляция полученных результатов до глубины $z = h_{ак}$.

На рис. 4.42 приводится пример такой интерполяции для данных, приводимых в табл. 4.7. На этом рисунке точками обозначены измеренные значения α/α_0 в зависимости от глубины погружения z , а пунктирной линией — продолжение экспериментальной кривой до пересечения с осью Z , проходящей через значение $\alpha/\alpha_0 = 0,1$. Сумма абсцисс (через $\Delta z = 1$ м) полученного графика (или его площадь) равна $S = \sum_{n=0}^{25} \alpha_n/\alpha_0 = 6,8$, откуда,

согласно (4.44), $\sigma_d = 10$ мсмм/м.

При производстве измерений методом ИЗМИРАН следует придерживаться следующих ограничений:

1. В качестве скважин можно использовать только те колодцы (или другие аналогичные сооружения), в которых нет металлических конструкций. В частности, желательно, чтобы сруб колодца был деревянным.

При выборе колодцев следует отдать предпочтение тем из них, которые имеют большую глубину и находятся в наиболее типичных местах. Причем для работы на более коротковолновом участке диапазона ($\lambda = 200$ — 500 м) достаточно, чтобы уровень грунтовых вод составлял 5 — 10 м, а для длинноволнового 15 — 20 м.

Для характеристики данного района нужно произвести несколько измерений в разных колодцах, разнесенных на расстояния порядка нескольких километров.

2. При достаточно больших в данном месте уровнях поля нескольких радиостанций желательно произвести измерения на нескольких длинах радиоволн с тем, чтобы установить частотную зависимость $\sigma_d = f(\lambda)$.

Для измерений нельзя использовать поля радиостанций, работающих в режиме синхронного вещания, особенно с соизмеримыми в месте приема уровнями сигналов.

3. Чтобы исключить влияние волны, отраженной от ионосферы, измерения следует начинать не ранее чем через два-три часа после восхода солнца и заканчивать не позже чем за два-три часа до его захода.

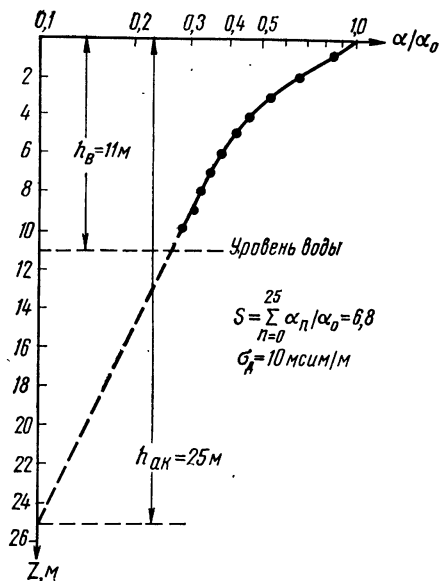


Рис. 4.42. К расчету действующей проводимости по измерениям поля в почве

Оценим, с какой точностью можно использовать предлагаемый метод определения проводимостей на радиочастотах в диапазоне св. При выводе соответствующих выражений здесь принимается ряд допущений. В частности, для определения коэффициента поглощения β , вместо точного выражения (2.43), используется приближенное (2.43а), полученное при условии $60 \lambda \sigma \gg \varepsilon$.

Если сравнить точное значение β' , вычисляемое согласно (2.43), с приближенным β'' , вычисляемым по (2.43а), то мы получим

$$\frac{\beta'}{\beta''} = \frac{\sqrt{\frac{1}{2}[-\varepsilon + \sqrt{\varepsilon^2 + (60 \lambda \sigma)^2}}]}}{\sqrt{30 \lambda \sigma}}, \quad (4.46)$$

откуда относительная ошибка определения коэффициента затухания будет равна

$$\frac{\Delta \beta}{\beta} = \frac{\beta' - \beta''}{\beta''} = \frac{\varepsilon}{120 \sigma \lambda}. \quad (4.47)$$

Решая это уравнение относительно λ , можно определить наименьшую длину волны, при которой относительная ошибка в определении β не превзойдет заданной величины

$$\lambda_{\text{мин}} = \frac{\varepsilon'}{120 \sigma} \frac{1}{(\Delta \beta / \beta)}. \quad (4.48)$$

Если, например, $(\Delta \beta / \beta) = 0,1$, то можно использовать длины радиоволн $\lambda > \lambda_{\text{мин}} = \frac{\varepsilon}{12 \sigma}$. В табл. 4.9 приводятся значения $\lambda_{\text{мин}}$ для разных типов почв при значении относительной ошибки 10%.

ТАБЛИЦА 4.9

Наименьшие применимые длины радиоволн при использовании метода затухания волн в почве

Виды почв	$\lambda_{\text{мин}}$, м	σ м.см./м	ε
Сухие почвы и мерзлые грунты	2500	0,1	3
Пески с влажностью около 20%	420	1	5
Красные глины с влажностью около 40%	60	10	7
Суглинки с влажностью около 60%	20	50	11

Из этой таблицы следует, что, за исключением зон многолетней мерзлоты и очень сухих почв, наименьшие применимые длины радиоволн укладываются в интересующий нас диапазон вещания (200÷2000 м). Это позволяет использовать данный метод почти во всех районах СССР.

В заключение коротко остановимся на аппаратуре, используемой для рассматриваемого метода. В качестве прибора здесь можно применять любые переносные малогабаритные приемники с магнитной антенной и питанием от сухих батарей (например «Турист», «Атмосфера-2» и др.), вмонтировав в них гальванометр постоянного тока, подсоединяемый к выходу детектора [59].

Особое внимание следует обратить на то, чтобы антенное устройство приемника реагировало только на магнитную составляющую принимаемого поля. Этого можно добиться хорошей электрической экранировкой ферритовой антенны и ее соединительных проводов. Проверить, выполняется ли данное условие, можно, регистрируя изменение принимаемого сигнала при вращении антенны (или самого приемника, если антенна прикреплена к нему неподвижно) по азимуту. В случае хорошей экранировки рамки слуховой прием станции должен исчезать при двух положениях антенны, отличающихся на 180° , а показания индикатора уменьшатся в этих положениях в 50—100 раз.

Помимо этого, как указывалось выше, приемник должен иметь линейную амплитудную характеристику на всех участках диапазона принимаемых частот и при любых значениях входного сигнала. Для этого в тех случаях, когда в качестве приборов используются обычные радиовещательные приемники, в их схемах обязательно отключается автоматическая регулировка усиления по промежуточной частоте (АРУ). Кроме того, потенциометр громкости звука отключается и приспособляется для ручного регулирования усиления по промежуточной частоте. Изменение усиления необходимо осуществлять в первых каскадах, иначе при приеме очень слабых или очень мощных сигналов может возникнуть нелинейность в последующих каскадах.

Проверка линейности усиления прибора осуществляется с помощью установки, блок-схема которой приводится на рис. 4.43.

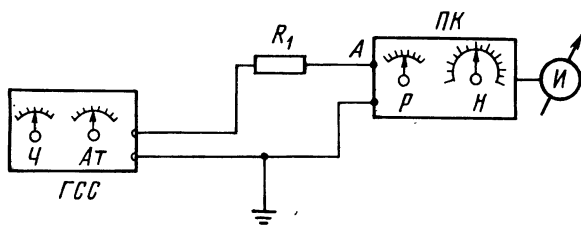


Рис. 4.43. Блок-схема для проверки линейности усиления приемника

Генератор стандартных сигналов ГСС через резистор R_1 порядка 1 Мом присоединяют к клемме А приемника Пк, предназначенной для подключения к приемнику выносной антенны. Ручкой Ч на генераторе устанавливают требуемую частоту и сигнал подается на вход приемника Пк.

Приемник настраивают на рабочую частоту ручкой настройки Н и, меняя величину входного сигнала аттенюатором Ат генера-

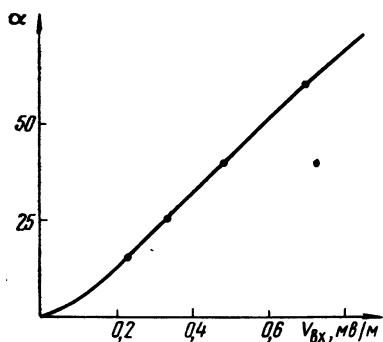


Рис. 4.44. Амплитудная характеристика приемника «Турист»

тора, снимают показания индикаторного прибора *И*. Затем строят график зависимости показаний α выходного прибора от напряжения $V_{вх}$, подаваемого на вход приемника (в качестве примера на рис. 4.44 приводится такой график, снятый для радиоприемника «Турист»). Эта операция повторяется для разной чувствительности, устанавливаемой ручкой *P*. Если показания α будут пропорциональны $V_{вх}$ с точностью до 10%, то можно считать, что прибор обладает удовлетворительной линейностью.

В противном случае следует произвести дополнительную регулировку приемника или же вносить необходимые поправки в показания индикаторного прибора на основе полученных графиков.

4.8. МЕТОД ИЗМЕРЕНИЯ ПОВЕРХНОСТНОГО ИМПЕДАНСА ПОЧВ (МЕТОД РЭМП)

Метод радиоэлектромагнитного профилирования почв (РЭМП) был разработан в Ленинградском государственном университете (ЛГУ) А. В. Вешевым и В. А. Егоровым [23]. Аналогично методу определения электропроводности почв по наклону эллипса поляризации он основан на существовании определенной зависимости между соотношением полей электромагнитной волны на поверхности земли и электрическими параметрами почвы. Однако он отличается от предыдущего метода способами измерения сопоставляемых между собой компонентов поля.

В основе рассматриваемого метода лежит сопоставление горизонтальной электрической составляющей поля E_x (ось *X* направлена вдоль пути распространения радиоволн, см. рис. 2.1) и горизонтальной магнитной — H_y . Причем E_x определяется по разности потенциалов между двумя точками на земной поверхности, а H_y измеряется с помощью магнитной антенны, ориентируемой на передатчик. Для измерений используются обычно поля радиовещательных станций, но можно применять специальный, передвижной передатчик. В этом случае данный метод становится автономным.

С помощью метода РЭМП находится величина поверхностного импеданса почвы.

$$Z_{пов} = \frac{E_x}{H_y} . \quad (4.49)$$

Если параметры почвы интересуют нас с точки зрения распространения радиоволн, то знание $Z_{пов}$ позволяет решать эту задачу для

самых общих случаев, в том числе и для неоднородной почвы (см. разд. 2.3). В то же время он связан простым соотношением с электропроводностью почвы σ . Как нетрудно получить из (2.30а) для однородной почвы в диапазоне св и дв

$$\sigma = \frac{Z_0^2}{60 \lambda Z_{\text{пов}}^2}, \quad (4.50)$$

где $Z_0 = 120\pi$ — характеристический импеданс (или волновое сопротивление) свободного пространства.

Если ввести понятие «приведенного поверхностного импеданса»

$$\delta = \frac{Z_{\text{пов}}}{Z_0}, \quad (4.51)$$

то (4.50) можно записать в виде

$$\sigma = \frac{1}{60 \lambda \delta^2}. \quad (4.50a)$$

В тех случаях, когда почва не является однородной, величина поверхностного импеданса позволяет судить о некоторой средней, эффективной проводимости почвы σ_d , т. е.

$$\sigma_d = \frac{1}{60 \lambda \delta^2}. \quad (4.50б)$$

Первой особенностью метода РЭМП является определение горизонтальной составляющей электрического поля по измерениям разности потенциалов U_E между двумя заземленными электродами M и N . В этом случае резко уменьшаются наводки за счет вертикальной составляющей поля, так как в земле она гораздо меньше, чем горизонтальная, в то время как в воздухе наблюдается обратная картина (см. разд. 3.2). Горизонтальные же составляющие в почве и в воздухе на границе раздела равны. Кроме того, уменьшаются наводки от посторонних предметов за счет емкостной связи, так как в земле она гораздо меньше. Поэтому для измерений здесь можно применять гораздо более длинные линии, чем в воздухе. За счет этого величина измеряемого сигнала может быть увеличена на один-два порядка, что значительно облегчает условия измерений и снижает требования к чувствительности аппаратуры.

Если длина горизонтальной антенны (т. е. расстояние между электродами M и N) l много меньше длины радиоволны в почве, то, измеряя селективным вольтметром напряжение, создаваемое на ней полем радиоволны, можно найти E_x согласно соотношению.

$$E_x = \frac{U_E}{l}. \quad (4.52)$$

Второй особенностью метода РЭМП является измерение горизонтальной составляющей магнитного поля.

Как известно, поперечные составляющие поля плоской волны в воздухе E_z и H_y связаны простым соотношением

$$\frac{E_z}{H_y} = 120 \pi = Z_0, \quad (4.53)$$

т. е. они отличаются на постоянный множитель и в том смысле эквивалентны друг другу: безразлично, какую из них регистрировать. Но при измерениях на штыревую антенну получаются гораздо большие ошибки, чем при измерениях с помощью магнитной антенны, так как в первом случае влияние посторонних предметов и оператора очень сильно сказывается на результатах наблюдений. На рис. 4.45 в качестве примера приводятся заимство-

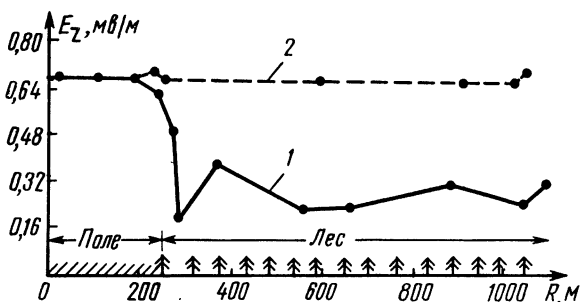


Рис. 4.45. Измерения вертикальной составляющей напряженности электрического поля на частоте $f=200$ кГц в поле и в лесу:

1 — на штыревую антенну, 2 — на магнитную (рамочную) антенну [23]

ванные из [23] данные измерений E_z на $\lambda=1500$ м с помощью вертикальной штыревой антенны длиной 1 м (график 1) и магнитной (график 2). Эти измерения проводились в поле и в лесу. Из рис. 4.45 видно, что в поле, где не было рядом посторонних предметов, результаты получились одинаковыми для обеих антенн. Но по мере приближения к лесу, начиная с расстояний порядка 30—40 м, и в самом лесу, где на электрическую антенну заметное влияние оказывают деревья, значения E_z , полученные с ее помощью, резко падают и флуктуируют от точки к точке, в то время как данные, полученные с помощью рамки, сохраняют свое значение и почти не меняются для всех точек.

Измеряя селективным вольтметром напряжение U_H , снимаемое с рамки, можно определить электрическое поле

$$E_z = \frac{1}{hQ} U_H, \text{ в/м} \quad (4.54)$$

или магнитное

$$H_y = \frac{1}{120 \pi h Q} U_H, \text{ а/м.} \quad (4.55)$$

В этих выражениях: Q — добротность антенного контура, а $h = \frac{2\pi n S}{\lambda}$ — действующая высота рамки, S — ее площадь, n — число витков.

Поскольку E и H измеряются в разных единицах (вольтах/метр и амперах/метр), удобнее иметь дело только с электрическими составляющими. Тогда из (4.49), (4.51) и (4.53) можно получить, что значение приведенного поверхностного импеданса будет равно

$$\delta = \frac{E_x}{E_z}. \quad (4.56)$$

Используя соотношения (4.52), (4.54) и (4.56), можно переписать (4.50б) в виде

$$\sigma_a = \frac{K^2}{60\lambda} \left(\frac{U_H}{U_E} \right)^2, \quad (4.50в)$$

где $K = \frac{\lambda l}{2\pi n S Q}$ — постоянная прибора, зависящая от конструкции рамочной антенны и разности электродов.

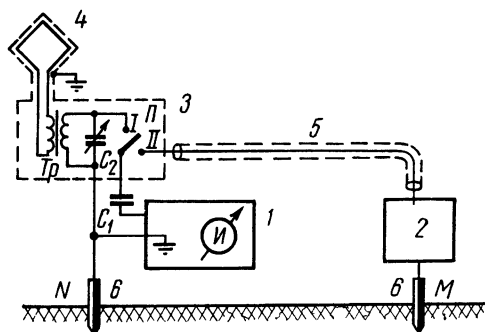


Рис. 4.46. Блок-схема установки РЭМП

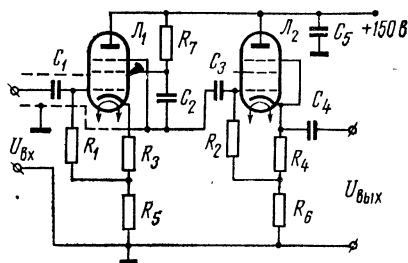


Рис. 4.47. Принципиальная схема катодного повторителя для установки РЭМП

На рис. 4.46 приводится схема прибора, который использовался авторами [23] для измерений амплитудных значений электромагнитного поля радиостанций при радиоэлектромагнитном профилировании. Эта схема состоит из используемого в качестве селективного микровольтметра измерителя помех ИП-12-2М 1, выносного катодного повторителя 2, симметрирующего трансформатора 3, магнитной антенны 4, согласованного коаксиального кабеля 5 для соединения катодного повторителя с измерителем помех, заземленных электродов 6, эквивалента емкости антенны ИП-12-2М ($C_1 = 12 \text{ нф}$) для сохранения масштабов отсчетов и согласования контура антенны с предварительным усилителем прибора, блока переменных конденсаторов ($C_2 = 12-495 \text{ нф}$) для настройки контура рамки и переключателя рода работ II для вклю-

чения системы измерения H_y (положение I) и E_x (положение II). Магнитная антенна крепится на буссоли, позволяющей производить ориентировку антенны и отсчет углов в горизонтальной и вертикальной плоскостях. Один из измерительных электродов (N) служит для заземления прибора. Катодный повторитель (рис. 4.47) обеспечивает высокое входное сопротивление. Он состоит из двух каскадов, собранных на лампах 6Ж9П с большой крутизной, что позволяет получить в первом каскаде коэффициент передачи напряжений K_n близкий к единице. Экранная сетка этого пентода соединена через емкость C_2 с катодом, что заметно уменьшает входную емкость устройства — в $(1-K_n)$ раз. Второй каскад является разделительным. Данные схемы приводятся в [23]. Эксплуатационные характеристики катодного повторителя следующие: входное сопротивление 10—12 *Мом*, входная емкость 0,8 *пф*, выходное сопротивление 75 *ом*, полоса пропускания 5 *Мгц*.

С помощью описанной установки можно производить измерения напряженности поля от 2 *кв/м* до 20 *мв/в*.

Методика измерений с помощью данного прибора состоит в следующем:

1. Измеритель помех ИП-12-2М заземляется на электрод N , а тренога с буссолью и магнитной антенной устанавливается непосредственно над этим электродом.

2. Включается прибор, устанавливаются режимы питания и затем в соответствии с инструкцией к ИП-12-2М производится калибровка.

3. Переключатель Π устанавливается в положение I, чем включается контур магнитной антенны.

4. Измеритель и контур магнитной антенны настраиваются на частоту принимаемой радиостанции.

5. Поворотом магнитной антенны по минимуму принимаемого сигнала устанавливается направление на станцию. По этому направлению на расстоянии l , равном длине приемной линии, забивается электрод M и подключается через катодный повторитель к измерителю.

6. Магнитная антенна поворачивается на 90° и производится отсчет U_H .

7. Переключатель Π устанавливается в положение II и производится отсчет U_E .

8. По ф-лам (4.52) и (4.54) определяются E_x и E_z .

9. По ф-ле (4.56) находится абсолютное значение приведенного поверхностного импеданса δ .

10. Значение действующей проводимости σ_d вычисляется по ф-ле (4.50б) или (4.50в).

РЭМП является в настоящее время одним из наиболее простых и удобных методов определения электрических параметров почв на радиочастотах. Соответствующая аппаратура может быть изготовлена из существующих приборов и типовых деталей, она имеет небольшой вес и габариты и поэтому вполне транспорта-

бельна. Полевые измерения просты и могут быть произведены бригадой в 2—3 человека за 30—40 мин на каждой точке.

Для изучения вопросов распространения радиоволн этот метод является пока наиболее перспективным. Позволяя определять модуль и фазу поверхностного импеданса, с помощью которого решается задача о распространении радиоволн над землей любой слоистости, РЭМП не требует детального изучения геологической структуры поверхности и сложных пересчетов, как это имеет место при использовании других методов (например ВЭЗа). В то же время он обладает большей по сравнению с другими методами точностью.

4.9. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕКТРОПРОВОДИМОСТИ ВЕРХНЕГО СЛОЯ ПОЧВЫ С ПОМОЩЬЮ ИЗМЕРЕНИЙ ПЕРЕХОДНЫХ СОПРОТИВЛЕНИЙ ИСКУССТВЕННЫХ ЗАЗЕМЛЕНИЙ

В некоторых случаях, когда требуется определить величину электропроводимости самого верхнего слоя, метод ВЭЗ не дает достаточной точности, так как для этого необходимо применять очень малые разности электродов. Погрешности в их определении приводят к значительным ошибкам при аппроксимации экспериментальных кривых $\rho = f(AB/2)$ графиками палеток (см. разд. 4.3), в результате чего неточно определяется удельное сопротивление верхнего слоя ρ_1 и связанное с ним удельное сопротивление нижнего слоя ρ_2 . В этих случаях для контроля можно произвести дополнительные измерения электропроводимости верхнего слоя с помощью метода искусственных заземлений, который не требует сложных приспособлений и сравнительно просто реализуется на практике.

Идея данного метода состоит в следующем. Пусть имеется некоторый шаровой заземлитель, находящийся в однородной почве на глубине, намного превосходящей радиус этого шара r_0 . Если через изолированный провод к шару подводится ток I , который затем растекается по земле, то на расстоянии r плотность токов в проводящей почве, окружающей заземлитель, будет равна

$$j = \frac{I}{4\pi r^2}. \quad (4.57)$$

Эти токи создают в среде с проводимостью σ напряженность поля $E = j\sigma$. (4.58)

Соответственно потенциал заземлителя U_3 будет равен

$$U_3 = - \int_{r_0}^{\infty} E dr. \quad (4.59)$$

Подставив в (4.59) соотношения (4.57) и (4.58), получим

$$U_3 = \frac{I}{4\pi\sigma r_0}. \quad (4.59a)$$

Из (4.59а) можно получить выражение для переходного сопротивления R_3 шарового заземлителя, находящегося в безграничной проводящей среде:

$$R_3 = \frac{U_3}{I} = \frac{1}{4\pi\sigma r_0}. \quad (4.60)$$

В том случае, когда шаровой заземлитель находится на поверхности раздела земля — воздух, нетрудно убедиться, что

$$R_3 = \frac{1}{2\pi\sigma r_0}. \quad (4.61)$$

Если же заземлитель расположен в почве на глубине z от границы раздела, то с помощью принципа зеркальных изображений можно найти [60]

$$R_3 = \frac{1}{4\pi\sigma r_0} \left(1 + \frac{r_0}{2z}\right). \quad (4.62)$$

Из выражений (4.60), (4.61) и (4.62) видно, что в любом из трех случаев по величине переходного сопротивления заземлителя можно судить о проводимости почвы.

На практике более удобно применять не шаровые, а цилиндрические (стержневые) электроды, забиваемые прямо с поверхности земли в почву. Их потенциал также можно выразить через геометрические размеры заземлителя и проводимость среды [60]. Для этого, разбив поверхность стержня на элементарные шаровые заземлители (рис. 4.48) и учтя, что с поверхности каждого из них стекает ток

$$dI = \frac{I}{l} dl, \quad (4.63)$$

можно воспользоваться результатами, полученными выше. Поскольку

потенциал, создаваемый точечным источником, обратно пропорционален расстоянию, то потенциал какой-либо точки K , находящейся на поверхности земли на расстоянии r от источника, будет во столько раз меньше потенциала заземлителя, во сколько раз r больше r_0 , т. е.

$$dU_K = \frac{I dl}{l_0} R_3 \frac{r_0}{r}, \quad (4.64)$$

где R_3 определяется выражением (4.61).

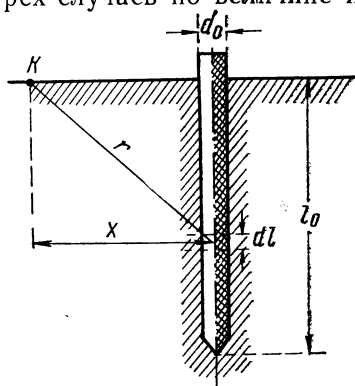


Рис. 4.48. К расчету переходного сопротивления заземления цилиндрического заземлителя

Подставив в (4.64) R_3 из (4.61) и $r = \sqrt{l^2 + x^2}$, получим

$$dU_K = \frac{I dl}{2\pi l_0 \sigma} \frac{1}{\sqrt{l^2 + x^2}}.$$

Проинтегрировав по всей длине стержня, найдем полный потенциал, создаваемый током заземлителя в точке K :

$$U_K = \frac{I}{2\pi l_0 \sigma} \int_0^{l_0} \frac{dl}{\sqrt{l^2 + x^2}} = \frac{I}{2\pi l_0 \sigma} \ln \frac{l_0 + \sqrt{l_0^2 + x^2}}{x}. \quad (4.65)$$

Приблизив точку K до соприкосновения со стержнем, т. е. приняв $x = \frac{d_0}{2}$ (d_0 — диаметр стержня) и считая, что $l_0 \gg d_0$, получим для потенциала заземлителя следующее выражение:

$$U_3 = \frac{1}{2\pi l_0 \sigma} \ln \frac{4l_0}{d_0}, \quad (4.65a)$$

откуда переходное сопротивление стержневого заземлителя будет равно

$$R_3 = \frac{1}{2\pi l_0 \sigma} \ln \frac{4l_0}{d_0} = \frac{0,367}{l_0 \sigma} \lg \frac{4l_0}{d_0}. \quad (4.66)$$

Таким образом, зная параметры стержня (длину и диаметр) и измерив величину переходного сопротивления, можно найти проводимость прилегающей к заземлителю почвы:

$$\sigma = \frac{1}{2\pi l_0 R_3} \ln \frac{4l_0}{d_0}. \quad (4.67)$$

Причем, заготовив заранее стержни с определенным диаметром d_0 и нанеся на них отметку, до которой следует забивать их в землю, можно вычислить постоянную устройства $A = \frac{1}{2\pi l_0} \ln \frac{4l_0}{d_0}$ и находить электропроводность по простому соотношению $\sigma = A/R_3$.

В реальных условиях для введения в почву тока I необходимо еще одно, вспомогательное заземление. Поэтому, измеряя падение напряжения и ток между электродами, мы по их отношению определяем суммарное сопротивление обоих заземлений. Если стержни совершенно идентичны, то интересующее нас сопротивление будет просто в два раза меньше измеренного. Но если стержни отличаются своими переходными сопротивлениями, то задача несколько усложняется. Обычно эта трудность выражается в использовании не двух, а трех заземлений. Если обозначить че-

рез R_A , R_B и R_C величины переходных сопротивлений каждого стержня, то можно измерить следующие величины:

$$\left. \begin{aligned} R_{AB} &= R_A + R_B \\ R_{BC} &= R_B + R_C \\ R_{AC} &= R_A + R_C \end{aligned} \right\} \quad (4.68)$$

Из (4.68) нетрудно получить, что

$$\left. \begin{aligned} R_A &= \frac{R_{AC} + R_{AB} - R_{BC}}{2} \\ R_B &= \frac{R_{AB} + R_{BC} - R_{AC}}{2} \\ R_C &= \frac{R_{BC} + R_{AC} - R_{AB}}{2} \end{aligned} \right\} \quad (4.69)$$

Таким образом, зная параметры (d_0 и l_0) хотя бы одного из стержней, можно определить проводимость почвы. В тех случаях, когда известны параметры всех стержней или они идентичны, можно найти три значения σ и, усреднив их, получить более точный результат, так как на практике всегда имеется определенный разброс в получаемых результатах. Этот разброс может зависеть, в частности, от условий забивания стержней в почву. Например, при косых ударах по головке стержня он отклоняется от вертикального направления и, расшатываясь в почве, нарушает контакт с ней. При этом будет работать не вся поверхность заземлителя, а только некоторая часть ее, и в выражение (4.66) для переходного сопротивления нужно ввести дополнительный коэффициент p , характеризующий контакт стержня с почвой:

$$R_s = \frac{p}{2\pi l_0 \sigma} \ln \frac{4l_0}{d_0} \quad (4.66a)$$

Для увлажненных глин с тонкой дисперсностью (болота, низины, обраги и пр.) $p \approx 1$, а для песчаных и известковых почв величина p может достигать 1,5÷2, особенно при неправильном забивании стержней. Для лучшего контакта стержня с почвой следует, забив его, обмять вокруг него землю ударами лома, ручкой лопаты и т. д. Если для всех трех заземлений получаются близкие значения проводимости, это свидетельствует о том, что p близко к единице и измерения выполнены тщательно.

Определение величины самих сопротивлений заземления можно производить типовыми мостовыми схемами (мост Уитстона), причем для устранения эффектов поляризации электродов и связанных с этим ошибок, измерения нужно производить обязательно на переменном токе звуковой частоты. В качестве индикатора баланса мостовой схемы (по минимуму слышимости) можно применять простой телефон.

Второй вариант данного метода основывается на применении дифференциальных схем. На этом принципе сконструирован известный прибор для измерений переходных сопротивлений заземлений ИСЗ-1. Блок-схема его приводится на рис. 4.49. Она состоит из генератора переменного тока звуковой частоты \mathcal{E} , трансформатора Tp , балансирующего потенциометра R_n и телефона T .

Принцип действия данной схемы состоит в следующем. В землю, кроме основного электрода R_A , сопротивление которого надо измерить, вбиваются еще два дополнительных — R_B и R_C , в результате чего создаются замкнутые цепи токов. Нетрудно видеть, что ток через телефон будет равен нулю, в том случае, когда $U_A + U_r = 0$,

т. е. когда токи первичной обмотки трансформатора I_1 и вторичной I_2 создают соответственно на сопротивлениях R_A и r напряжения U_A и U_r , равные по величине и противоположные по знаку: $I_1 R_A = -I_2 r$, где r — часть сопротивления потенциометра, определяемая положением его ползунка.

Поскольку отношение I_2/I_1 является постоянной величиной, зависящей от конструкции трансформатора: $I_2/I_1 = K = \text{const}$, (K — коэффициент трансформации), то $R_A = Kr$. Поэтому, проградуировав заранее положение ползунка балансирующего потенциометра, можно отсчитывать искомое значение R_A прямо по шкале.

В заключение отметим, что, как показывает анализ теории шарового заземлителя, данный метод позволяет получить информацию о проводимости почвы в слое, толщина которого не превышает примерно десяти радиусов заземлителя. Для штыревого заземлителя толщина этого слоя составляет около пяти длин стержня. Поэтому данный метод следует рассматривать как вспомогательный, уточняющий результаты измерений, проведенных по методу ВЭЗ при малых разностях электродов. С другой стороны, этот метод представляет безусловный интерес в тех случаях, когда необходимо получить информацию об удельном сопротивлении верхних слоев, необходимую при проектировании различного рода систем заземлений, для выяснения влияния промерзания почв в зимнее время на работу этих систем и т. д.

Иллюстрируем сказанное несколькими примерами практического характера.

Пример 4.4. Определить проводимость верхнего слоя почвы, если при измерениях методом трех заземлений были получены с помощью мостика Уитстона следующие значения попарных сопротивлений: $R_{AB} = 110 \text{ ом}$, $R_{BC} = 107 \text{ ом}$, $R_{AC} = 102 \text{ ом}$. Стержни одинаковые и имеют параметры: $l_0 = 0,75 \text{ м}$, $d_0 = 18 \text{ мм}$.

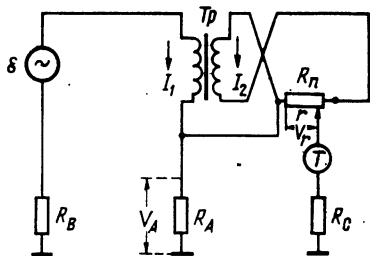


Рис. 4.49. Дифференциальная схема для измерения переходного сопротивления заземления

По ф-лам (4.69) находим сопротивления каждого из заземлений:

$$R_A = \frac{102 + 111 - 107}{2} = 53 \text{ ом}, \quad R_B = \frac{111 + 107 - 102}{2} = 58 \text{ ом}, \quad R_C = \frac{107 + 102 - 111}{2} = 49 \text{ ом}.$$

Отсюда среднее сопротивление переходного сопротивления заземления R_3 будет равно: $R_3 = \frac{53 + 58 + 49}{3} = \frac{160}{3} = 53 \text{ ом}.$

Значение проводимости σ определяем по ф-ле (4.67):

$$\sigma = \frac{1}{6,28 \cdot 0,75 \cdot 53} \ln \frac{4 \cdot 0,75}{0,018} = 0,02 \text{ сим/м} = 20 \text{ мсим/м}.$$

Пример 4.5. Определить, как изменится зимой величина переходного сопротивления защитного заземления, выполненного из железной трубы с размером $l_0 = 2 \text{ м}$, $d_0 = 8 \text{ см}$, если летом проводимость почвы $\sigma = 20 \text{ мсим/м}$.

По ф-ле (4.66) находим, что летом сопротивление заземления R_3 будет равно $R_3 = \frac{1}{6,28 \cdot 2 \cdot 0,02} \ln \frac{4 \cdot 2}{0,08} = 18 \text{ ом}.$

Зимой проводимость замерзшего грунта значительно уменьшается (примерно в 10—12 раз, см. разд. 4.1), и можно считать, что промерзший слой практически не принимает участия в работе заземлителя. Поэтому рабочая длина электрода будет не l_0 , а $(l_0 - h)$, где h — толщина промерзшего слоя, которая может достигать зимой 50—70 см. Соответственно величина переходного сопротивления данного заземлителя зимой R'_3 будет равна $R'_3 = \frac{1}{2 \pi \sigma (l_0 - h)} \times$

$\times \ln \frac{4(l_0 - h)}{d_0}$. Поскольку логарифм является медленно меняющейся функцией,

можно принять $\ln \frac{4(l_0 - h)}{d_0} \approx \ln \frac{4l_0}{d_0}$, и тогда $R'_3 = R_3 \frac{l_0}{l_0 - h}$.

Приняв $h = 70 \text{ см}$, получим

$$R'_3 = 18 \frac{2}{2 - 0,7} = 27,6 \text{ ом}.$$

Таким образом, зимой величина переходного сопротивления в данном случае может увеличиваться почти в 1,5 раза. Поэтому этот эффект нужно иметь в виду и рассчитывать заземляющие устройства на наихудшие, зимние условия.

4.10. СОПОСТАВЛЕНИЕ РАЗЛИЧНЫХ МЕТОДОВ ИЗМЕРЕНИЯ ПРОВОДИМОСТИ ПОЧВ

Сравнение различных способов измерения проводимости по их трудоемкости и эффективности проведем для четырех наиболее широко используемых в настоящее время методов: вертикального электрического зондирования (ВЭЗ), метода ИЗМИРАН, радиоэлектромагнитного профилирования (РЭМП) и компарирования.

Основное преимущество метода ВЭЗ (см. разд. 4.3) заключается в том, что он не требует наличия посторонних источников

полей (радиостанций), без которых невозможна работа по трем другим методам. Кроме того, аппаратура ВЭЗ и приспособления к ней, разработанные на основе опыта многих геологоразведочных экспедиций, выпускаются отечественной промышленностью. В комплект ВЭЗ входят:

1. Универсальный измерительный прибор, служащий в одном случае измерителем тока, проходящего через электроды *A* и *B*, а в другом — чувствительным милливольтметром для измерения падения напряжения на электродах *M* и *N*. Он комплектуется батареями питания (расположенными внутри прибора) и к нему прилагается штатив для установки прибора и его изоляции от земли.

2. Источник тока для питания электродов *A* и *B*. Обычно это ящик с размещенными в нем сухими элементами достаточной емкости. В некоторых моделях приборов в комплект источников тока входит также специальный преобразователь, преобразующий постоянный ток аккумуляторной батареи в переменный.

3. Набор электродов, обязательно превышающий по количеству рабочий комплект, состоящий из четырех штырей (это необходимо из-за того, что во время работы электроды при забивании их в грунт часто деформируются и ломаются от ударов, а ремонт их в полевых условиях нерационален и часто невозможен). Для забивания электродов в почву нужны также две кувалды.

4. Провода для соединения электродов с измерительным прибором. Они должны иметь высокую изоляцию (двойная резиновая изоляция в лакированной оплетке) и большое сечение (не менее 2—3 кв. мм) для обеспечения достаточной механической прочности и малой потери напряжения на них. Для намотки и хранения проводов во время переездов экспедиции служат специальные станки (два — по одному для каждого плеча).

5. Ящик с запасным имуществом, инструментом для полевого ремонта прибора и т. д.

Ящики для аппаратуры снабжены специальными ремнями и приспособлениями, чтобы в случае отсутствия транспорта весь комплект ВЭЗ члены экспедиции могли переносить на себе.

Для непосредственного обслуживания аппаратуры ВЭЗ требуется отряд из четырех человек, в том числе:

1. Квалифицированного специалиста, выбирающего пункты измерений на местности, организующего измерения, контролирующего правильность разметки положений электродов и производящего отсчеты на измерительном приборе. Он отвечает за исправность приборов и качество измерений.

2. Квалифицированного специалиста, заносящего данные измерений в рабочий журнал, производящего предварительную обработку этих данных и интерпретацию получаемых результатов. Такой порядок работы обеспечивает высокое качество измерений, так как любая вызывающая сомнение точка может быть повто-

рена и исправлена, а причина неточности измерения может быть установлена и устранена на месте.

3. Двух рабочих, разворачивающих и сворачивающих установку на месте измерения, разматывающих провода, забивающих электроды в землю и переключающих соединительные провода.

Примерное распределение затрат времени на каждую операцию при измерениях ВЭЗ следующее:

1) выбор местоположения пункта измерения и его привязка по карте — 10 мин; 2) перенос и распаковка аппаратуры и источников питания, разметка положения измерительной линии — 10 мин; 3) забивание электродов в землю (одновременно с двух концов), подсоединение проводов — 3 мин; 4) снятие показаний, занесение данных в журнал, поверочные измерения — 2 мин; 5) извлечение электродов из земли и переход к новому положению — 3 мин; 6) сборка аппаратуры после окончания измерений, сматывание проводов на станок, укладывание имущества в машину для дальнейшей перевозки — 15 мин.

Общее время, затраченное на измерения в одном пункте, зависит от числа положений электродов (длины наибольшего их разноса) и составляет в среднем 1,5—2 ч.

Время, затрачиваемое при камеральной обработке полученных экспериментальных данных, распределяется следующим образом: интерпретация данных с помощью палеток — 10 мин; расчет и построение графика убывания амплитуды поля с глубиной (в двухслойной почве, для одной частоты), суммирование площади графика и вычисление действующей проводимости — 30 мин.

Чтобы получить представление о частотной характеристике почвы, нужно вычислить действующую проводимость для двух-трех частот, т. е. полное время, затрачиваемое на камеральную обработку составляет 1—1,5 ч, а общие затраты времени на определение проводимости в данном пункте с помощью метода ВЭЗ составляют около 2,5—3,5 ч.

В отличие от метода ВЭЗ при определении проводимости с помощью метода ИЗМИРАН требуется значительно менее громоздкая аппаратура:

1) измерительный прибор (малогабаритный приемник с магнитной антенной и стрелочным индикатором);

2) станок для опускания прибора в колодец;

3) бинокль для отсчета показаний стрелочного индикатора.

Таким образом, установка легко транспортабельна и ее могут обслуживать всего два человека, один из которых опускает прибор в колодец, а второй производит отсчеты глубины погружения (по меткам на леске) и показаний индикатора и заносит их в журнал.

Затраты времени при производстве измерений распределяются следующим образом: 1) выбор колодца и его осмотр — 15 мин; 2) укрепление на срубе колодца спускного устройства — 5 мин; 3) включение приемника, его прогрев, настройка на рабочую ча-

стоту, установка необходимого усиления — 5 мин; 4) опускание прибора и отсчет — 1 мин.

Таким образом, при опускании прибора в колодец глубиной около 20 м (что эквивалентно максимальному разному электродов при методе ВЭЗ 60 м), когда требуется произвести 40 отсчетов (двадцать при движении вниз и двадцать при подъеме), нужно затратить около 40 мин. Чтобы произвести измерения на двух-трех частотах в одном колодце требуется около 1,5—2 ч.

При камеральной обработке для вычисления действующей проводимости (построение графика ослабления поля по мере увеличения глубины погружения, суммирование площади графика и определение величины проводимости) на каждой частоте требуется примерно 10 мин.

Таким образом, для получения частотной характеристики проводимости почвы с помощью метода ИЗМИРАН требуется всего около 2—2,5 ч.

Следует отметить, что уровень квалификации обслуживающего персонала при использовании данного метода может быть существенно ниже, чем при применении метода ВЭЗ. Например, при составлении карты электропроводимостей почв СССР большая часть измерений была выполнена рядовыми радиолюбителями.

Основным недостатком указанного метода является требование обязательного наличия колодца или каких-либо других узких скважин, не имеющих металлических креплений, труб и других предметов, искажающих структуру поля. Это требование существенно ограничивает возможность использования метода ИЗМИРАН, им практически нельзя пользоваться в районах вечной мерзлоты, пустынях и т. д.

Комплект аппаратуры, используемый при измерениях проводимости с помощью метода РЭМП, состоит из следующих приборов:

- 1) измерительного прибора с индикатором;
- 2) магнитной антенны, расположенной на штативе с подвижной головкой и азимутальным лимбом;
- 3) выносного катодного повторителя с соединительным кабелем;
- 4) заземляющих электродов (не менее двух) и кувалды.

Обслуживать указанную аппаратуру могут два человека: квалифицированный специалист, выбирающий место измерения, настраивающий приемник, определяющий направление, по которому раскладывается кабель катодного повторителя, и производящий отсчеты, а также рабочий, забивающий штыри в землю, раскладывающий кабели, записывающий отсчеты в журнал и т. д.

Затраты времени на отдельные операции распределяются примерно следующим образом: 1) выбор места измерений — 10 мин; 2) развертывание установки, прогрев, настройка, ориентировка на принимаемую станцию — 20 мин; 3) производство отсчетов — 3 мин.

Таким образом, при измерении на одной частоте нужно затратить около получаса, а на двух-трех частотах — около 1—2 ч.

Затраты времени на камеральную обработку (расчеты по известным формулам, типа (4.50в)) составляют не более 10 мин для одной частоты. Соответственно полное время, затрачиваемое на измерение и вычисление проводимости с помощью РЭМП по двум-трем частотам, составляет не более 1,5—2,5 ч.

Хотя изготовление аппаратуры РЭМП пока не освоено промышленностью и существуют только опытные, макетные образцы; имеющийся опыт позволяет сделать вывод, что это наиболее перспективный из трех рассмотренных выше методов определения локальных электропроводимостей почв. Он выгодно отличается от них не только по трудоемкости, но и по количеству получаемой информации, так как по измерениям модуля и фазы импеданса можно оценить в общем случае не только проводимость почвы, но и ее диэлектрическую проницаемость. Если же знание электрических параметров почвы необходимо для определения напряженности поля, то в расчетах можно оперировать непосредственно величиной импеданса (как об этом говорилось в разд. 2.3).

Четвертый метод определения проводимости (по измерениям величины напряженности поля) можно только условно сравнивать с тремя предыдущими, так как в отличие от них он позволяет получить информацию не о локальной электропроводимости почвы, а о некоторых кажущихся характеристиках трассы.

Прежде всего следует отметить, что аппаратура для этого метода является гораздо более громоздкой и тяжелой и к месту измерений ее можно доставлять только с помощью транспорта. В ее состав входят: 1) компаратор; 2) набор рамочных антенн (6 шт.); 3) блок питания (умформер); 4) штатив с поворотной головкой; 5) аккумуляторная батарея (для работы в полевых условиях). Для развертывания установки требуется не менее трех-четыре человек, в том числе один квалифицированный специалист, выбирающий место измерения, производящий настройку и калибровку аппаратуры и снимающий показания прибора.

Чтобы произвести измерение напряженности поля в одной точке и на одной частоте требуется около 40 мин. В том числе: 1) на выбор места измерения — 10 мин; 2) на развертывание и включение аппаратуры — 10 мин.; 3) на настройку, калибровку приемника и отсчет — 7 мин; 4) на упаковку — 15 мин. Если измерения производить на трех частотах, то достаточно одного часа. Чтобы обработать результаты измерений и определить по полученным значениям напряженности поля величину кажущейся проводимости трассы, измерений в одной точке недостаточно. Их нужно произвести в ряде точек трассы (10—20) на разных расстояниях от передатчика, с тем чтобы определить закономерность убывания поля (или функции ослабления) с расстоянием (см. разд. 4.6). Поэтому для получения информативного материала при использовании данного метода требуется затратить на непосред-

венные измерения около 10—20 ч (в зависимости от длины трассы).

Затраты времени на камеральную обработку результатов измерений зависят от длины трассы и особенно велики в том случае, когда нужно учитывать сферичность земли. При использовании различных графиков и номограмм они могут составить от нескольких часов до нескольких дней.

Следует заметить, что если измерения локальных проводимостей с помощью методов ВЭЗ, ИЗМИРАН или РЭМП производятся для целей расчета радиотрассы, то их также недостаточно производить в одной точке, а нужно повторить в ряде пунктов, так как проводимость почвы вдоль трассы может изменяться. Соответственно возрастут затраты времени на эти методы.

Как указывалось в разд. 4.2, все рассматриваемые выше методы дают несколько отличные величины. Поэтому в общем случае полученные с их помощью численные результаты нельзя сравнивать непосредственно, без соответствующего пересчета, причем в некоторых случаях такой пересчет практически невозможен (например, при сравнении с данными, полученными путем компарирования).

Рассмотрим специальный случай, где роль факторов, вызы-

ТАБЛИЦА 4.10

Сравнение величин проводимостей, измеренных различными методами (трасса 1)

Номер точки	Расстояние от передатчика, км	Проводимость, мс/м		
		ВЭЗ	РЭМП	Компарирование
1	8	—	—	0,5—1
2	11,2	0,37	—	0,5—1
3	16,2	0,24	0,28—0,33	0,7—1
4	20,2	0,67	0,52—0,90	0,5—1,5
5	28,1	0,25	0,25—0,65	0,5—0,8
6	39	0,33	0,57—0,83	0,6—1,4
7	45,2	0,36	0,53—0,77	0,7—1
8	48,2	—	0,88—1,48	0,6—0,8
9	53,2	0,18	0,64—0,91	1
10	56,6	0,39	0,6—0,87	0,8—1,4
11	80	0,96	1,6—2,7	0,7—0,9
12	108	0,50	0,43—0,44	0,7—0,8
13	137	0,63	1,48—2,13	1
14	170	0,3	0,51—1,47	1,1—1,2
15	218	—	0,96—1,37	1—1,3
16	258	—	3,60—4,33	1,3—1,6

вающих принципиальные различия в полученных величинах, сведена до минимума. В качестве такого примера в табл. 4.10 и 4.11 приводятся значения проводимости, определенные различными методами по двум трассам, проходящим в районе вечной мерзлоты, где влияние рельефа на распространение радиоволн относительно мало (см. разд. 2.4) и величина кажущейся проводимости

ТАБЛИЦА 4.11

Сравнение величин проводимостей, измеренных различными методами (трасса 2)

Номер точки	Расстояние до передатчика, км	Проводимость, мсим/м		
		ВЭЗ	РЭМП	Компарирование
1	7	0,44	0,83	0,5—0,7
2	10,2	0,33	0,67	0,6—0,7
3	16	0,45	0,3	0,3—0,5
4	21,5	0,29	0,18	0,3—0,5
5	32	1,22	0,66—0,83	0,25—0,35
6	41,5	—	0,32	0,4—0,6
7	62,5	—	0,24—0,73	0,3—0,4
8	73	0,14	0,83—1,0	0,35—0,5
9	88	0,32	0,34—1,41	0,4—0,5
10	108	0,18	0,48—0,75	0,5—0,65
11	140	3,23	1,06—2,4	0,6—0,8
12	177	0,67	1,59	0,7—0,8
13	196	—	0,52	0,7—0,8

определяется в основном локальными электропроводимостями. Кроме того, радиоизмерения на этих трассах производились на относительно больших длинах радиоволн (находящихся у нижней границы св диапазона). Поэтому, хотя подстилающая поверхность вдоль трасс состояла из трех слоев (талого верхнего, толщиной порядка десятков сантиметров, мерзлого плохо проводящего среднего, толщиной в несколько метров и лучше проводящего нижнего, толщиной в сотни метров), тонкие верхние слои «просвечивались» и определяющее влияние на распространение радиоволн оказывал нижний слой. Это дало возможность непосредственно, без пересчета сравнивать данные метода РЭМП с проводимостью третьего слоя, определенной по методу ВЭЗ.

В таблицах 4.10 и 4.11 приводятся данные, полученные тремя методами. Измерения методом ВЭЗ проводил ИМСОАН, методом РЭМП—ЛГУ, компарирование—ИЗМИРАН. Метод ИЗМИРАН использовать в данном районе не было возможности ввиду отсутст-

вия колодцев. Радиоизмерения (РЭМП и компарирование) были проведены на трех частотах, отличающихся друг от друга на 30 кгц. Как видно из приводимых таблиц, все три метода дали довольно близкие результаты. Причем величины, полученные с помощью метода РЭМП, находятся ближе к данным компарирования, чем полученные с помощью метода ВЭЗ. Очевидно, они учитывают и роль (хотя и слабую) верхних слоев. Кроме того, при сравнении данных следует помнить, что на результаты, полученные с помощью компарирования, влияет проводимость всей предшествующей трассы, это интегральная величина, а два других метода дают значение проводимости в данной точке, это локальная величина.

Из сопоставления различных методов измерения проводимости, проведенного в настоящем параграфе, можно сделать следующие выводы:

1. Для измерений локальных электропроводимостей лучше всего пользоваться методом РЭМП. Он менее трудоемок по сравнению с другими методами и в то же время позволяет получить больший объем информации об электрических параметрах почвы. Этим методом можно пользоваться и для прогнозирования радиотрасс, если есть возможность оценить влияние рельефа. Недостаток метода состоит в том, что для его использования необходимо наличие в районе исследований передающей радиостанции.

2. Так как в общем случае распространение земных радиоволн определяется не только локальными электропроводимостями почв, но и рядом других факторов, то реальную характеристику условий распространения на данной трассе (кажущуюся проводимость) можно оценить только с помощью метода компарирования, т. е. измерения напряженности поля в зависимости от расстояния до передатчика.

ОСНОВЫ РАСЧЕТА ТРАСС РАСПРОСТРАНЕНИЯ ЗЕМНЫХ РАДИОВОЛН

5.1. ОЦЕНКА ТРАССЫ РАСПРОСТРАНЕНИЯ

Переходя к вопросу инженерного расчета трасс распространения земных радиоволн, прежде всего следует отметить, что в этой задаче могут встретиться два варианта.

В первом варианте, наиболее простом, обычно ставится вопрос о поверочном расчете напряженности поля для некоторого района (например, при выяснении дальности действия заданной радиостанции). В этом случае достаточно ограничиться расчетами двух-трех трасс, наиболее характерных для данной местности. Так, в частности, если в заданном районе имеется горное образование, то можно одну трассу направить через это препятствие, а две другие — мимо и тем самым получить достаточное представление о характере изменения поля в данном случае.

Во втором варианте выдвигается задача проектирования нового радиоцентра в некотором заданном районе. В этом случае требуется рассчитать распределение напряженности поля и построить контуры их равных значений. Для этой цели намечается ряд радиальных трасс и в 8—10 точках каждой из них определяется величина поля, создаваемого передатчиком. Число трасс, необходимое для построения достаточно полной картины, зависит от степени постоянства распределения электропроводимостей почв в заданном районе и рельефа поверхности. Для «пестрой» местности или в случаях, когда речь идет о передатчиках со сравнительно большой мощностью и появляется вероятность изменений характера трасс, число радиусов следует брать не менее 10—15.

В результате подобных расчетов можно встретиться с необходимостью изменения предварительно выбранного положения передатчика или диаграммы направленности передающих антенн в горизонтальной плоскости. Итогом такого анализа должен быть выбор наиболее оптимального варианта расположения самой проектируемой станции и разработка задания на проектирование передающих антенн.

Ограничившись приведенными общими замечаниями, перейдем к изложению технологического процесса расчета трасс. Для рас-

чета трассы дневного распространения св, т. е. определения значения напряженности поля E на заданном расстоянии R при известных характеристиках передатчика, нужно знать величину кажущейся проводимости $\sigma_{\text{каж}}$. Как указывалось в гл. 2, в реальных случаях величина кажущейся проводимости определяется не только электрическими свойствами поверхности, но также ее рельефом, геологической структурой почвы, наличием леса и т. д. Поэтому, если для данной трассы значение $\sigma_{\text{каж}}$ не известно, то его можно оценить, определив степень влияния для данной местности каждого из перечисленных факторов.

Изыскания на трассе следует начать с определения локальных электропроводимостей почв. Их эффективные значения для территории СССР приводятся на карте рис. 4.13. Так как эта карта составлена путем усреднения данных по большим территориям, то, если требуются более подробные данные, можно произвести непосредственные измерения с помощью методов, изложенных в гл. 4. При наличии соответствующей аппаратуры, удобнее всего пользоваться методом определения действующей электропроводимости почв по затуханию радиоволн в них (метод ИЗМИРАН) или методом вертикального электроразведывания (метод ВЭЗ). В первом случае значение эффективной проводимости σ_d получается непосредственно для той частоты, на которой производятся измерения, во втором — данные получаются на постоянном токе и их нужно пересчитывать для рабочей частоты по методу, изложенному в разд. 4.3.

Наиболее трудоемкой и сложной частью расчета является операция по оценке влияния шероховатости рельефа. Для этой цели следует, используя крупномасштабные гипсометрические карты, составить профиль рельефа трассы, и статистически обработать его, найти геометрические размеры (высоту h_0 и длину l_0) средних неровностей.

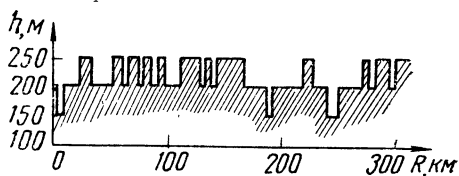


Рис. 5.1. К определению «проводимости рельефа». Пример профиля рельефа трассы

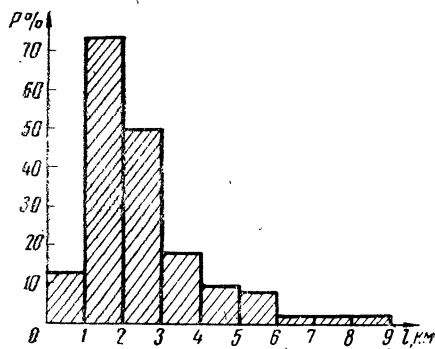


Рис. 5.2. К определению средних размеров неровностей поверхности

Поясним, как это делается, на примере. На рис. 5.1 приводится отрезок профиля одной из экспериментальных трасс. Из рис. 5.1 видно, что среднюю плоскость для данной местности можно провести примерно на высоте 200 м над уровнем моря. Отклонения

рельефа от этой высоты составляют в среднем 50 м в ту и другую сторону, т. е. можно принять, что $h_0=50$ м. Затем по профилю трассы подсчитывается, сколько раз встречаются неровности с длиной 0—1 км, 1—2 км, 2—3 км и т. д., и полученные

цифры в процентах наносятся на график в зависимости от интервала, куда попадает длина неровности. В результате для данного случая получается гистограмма, изображенная на рис. 5.2. Из этой гистограммы видно, что наиболее часто встречаются неровности с длиной 1—2 км, и l_0 принимается равной 1,5 км.

После того как найдены значения l_0 и h_0 , по ф-ле (2.62) или по номограмме на рис. 5.3 вычисляется поправка σ_p , которую нужно ввести в кажущуюся проводимость, чтобы учесть влияние шероховатости рельефа для обычных типов местности (когда трасса не проходит над морем или городом). Затем с помощью соотношения (2.63) или по номограмме на рис. 5.4 по известным значениям $\sigma_{эл}=\sigma_d$ и σ_p можно оценить величину $\sigma_{каж}$.

Влияние леса заметно в основном летом. Если лес занимает значительную часть трассы (более 60%), то оно оценивается по ф-лам (2.81) и (2.82). Степень покрытия местности лесом определяется по карте как отношение части

трассы, покрытой лесом, к длине всей трассы. В тех случаях, когда лес имеется только на небольшой части трассы, судить о величине его влияния можно по экспериментальному графику на рис. 2.23, где приводятся значения $\sigma_{каж}$ в зависимости от величины части трассы, покрытой лесом, полученные на частоте 548 кГц.

Зимой с прекращением жизнедеятельности деревьев их влияние на распространение радиоволн заметно уменьшается и происходит восстановление значения кажущейся проводимости до уровня, определяемого только электрическими свойствами почвы и

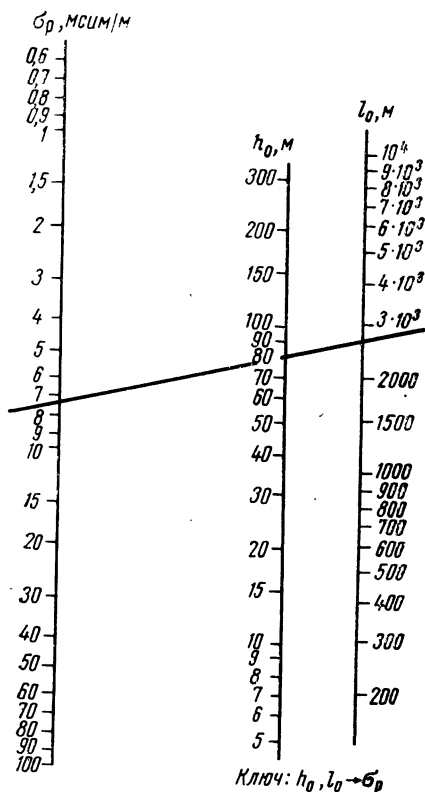


Рис. 5.3. Номограмма для определения «проводимости рельефа» по геометрическим размерам неровностей поверхности

рельефом местности. Поэтому при расчетах трасс для зимнего времени влияние леса можно не учитывать.

Поскольку наличие леса на трассе заметно ухудшает условия распространения летом, то расчеты следует производить именно для этого времени, как для наиболее неблагоприятного случая.

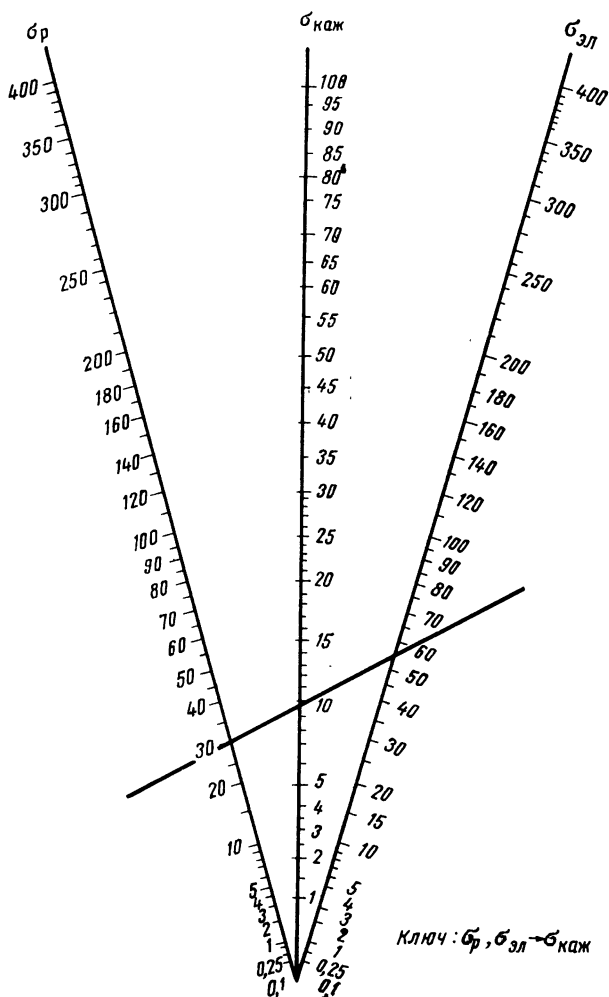


Рис. 5.4. Номограмма для определения кажущейся проводимости трассы по известным значениям электрической проводимости и «проводимости рельефа»

Чаще, ввиду отсутствия достаточно крупномасштабных карт или сложности рельефа, бывает трудно произвести его анализ с достаточной точностью. Если в таких случаях нет возможности непосредственно измерить кажущуюся проводимость для рассчитываемой трассы, то ее величину можно оценить, руководствуясь

следующими рекомендациями, полученными на основе теоретического и экспериментального исследования вопроса о влиянии шероховатости рельефа и лесной растительности на распространение св и дв:

1) для трасс, проходящих по местности без лесов, с небольшими холмами и с хорошей электропроводимостью почв, $\sigma_{\text{каж}}$ составляет примерно 15—25 мсим/м;

2) для трасс, проходящих по местности с холмами средней величины, $\sigma_{\text{каж}}$ составляет около 7—10 мсим/м;

3) для трасс, проходящих по холмистой местности, часть которой (примерно до 30%) занимают леса, $\sigma_{\text{каж}}$ составляет около 3—7 мсим/м;

4) если леса занимают значительную часть трассы, то значение кажущейся проводимости падает до 1,5—4 мсим/м;

5) в зонах вечной мерзлоты проводимость трассы можно брать примерно равной 1—1,5 мсим/м.

При наличии на трассе гор или горных хребтов, пересекающих трассу, их влияние с удовлетворительной точностью можно учесть, перемножив коэффициенты ослабления из-за потерь в земле и из-за дифракции на препятствии, согласно методике, изложенной в разд. 2.6. Причем для облегчения расчетов реальное препятствие можно аппроксимировать непрозрачным экраном. В этом случае облегчается и анализ рельефа: достаточно определить высоту хребта и расстояния до него от передатчика и приемника. Если для вычисления поля в гористых местностях используется кажущаяся проводимость трассы, ее значения могут меняться от десятых долей до нескольких миллисименсов/метр.

В тех случаях, когда электрические свойства почв или характер рельефа резко меняются на протяжении трассы, ее следует разбить на ряд участков, на протяжении каждого из которых они остаются примерно постоянными, и расчет поля производить, как над кусочно-однородной трассой. При этом можно использовать сравнительно простой приближенный метод Миллингтона, описанный в разд. 2.7.

5.2. НОМОГРАФИЧЕСКИЙ МЕТОД РАСЧЕТА ПОЛЯ

В разд. 2.1 и 2.2 излагается методика расчета поля над плоской и сферической землей, если известны параметры передатчика и кажущаяся проводимость трассы. Приводимые в этих разделах формулы и графики имеют вид, пригодный для инженерных расчетов. Кроме того, Международным консультативным комитетом по радиосвязи составлен альбом графиков [4], с помощью которого для некоторых, наиболее типичных значений кажущейся проводимости (1, 3, 10, 30 и 4000 мсим/м) можно находить напряженность поля в зависимости от расстояния. Однако, если под рукой нет данного альбома или требуется большая точность, можно воспользоваться номографическим методом, который позволяет с

помощью всего пяти номограмм производить расчеты поля над плоской и сферической землей (исключая область полутени). Процесс расчета сводится к простым механическим операциям.

Определение величины напряженности поля для случая распространения св и дв вдоль плоской поверхности производится с

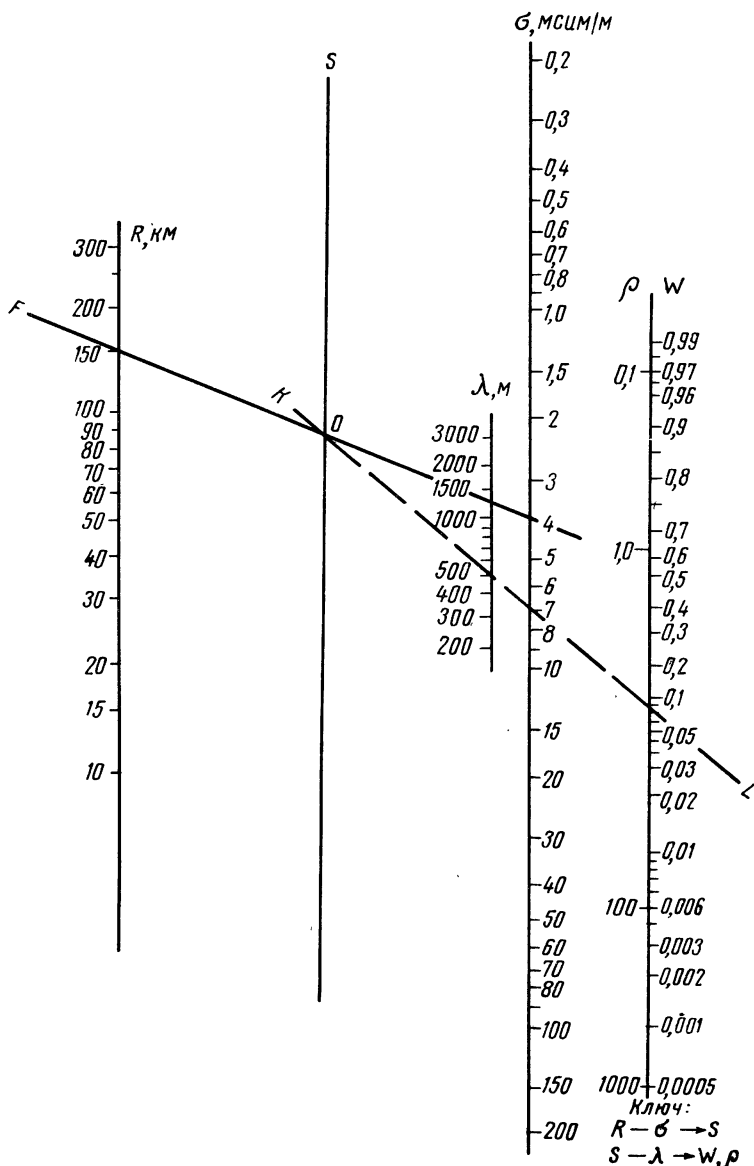


Рис. 5.5. Номограмма для определения функции ослабления при распространении радиоволн над плоской поверхностью

помощью номограмм на рис. 5.5 и 5.6. По первой номограмме находится функция ослабления W . Для этого на шкалах R и σ откладываются соответственно расстояние между приемником и передатчиком и значение кажущейся проводимости и эти точки соединяются

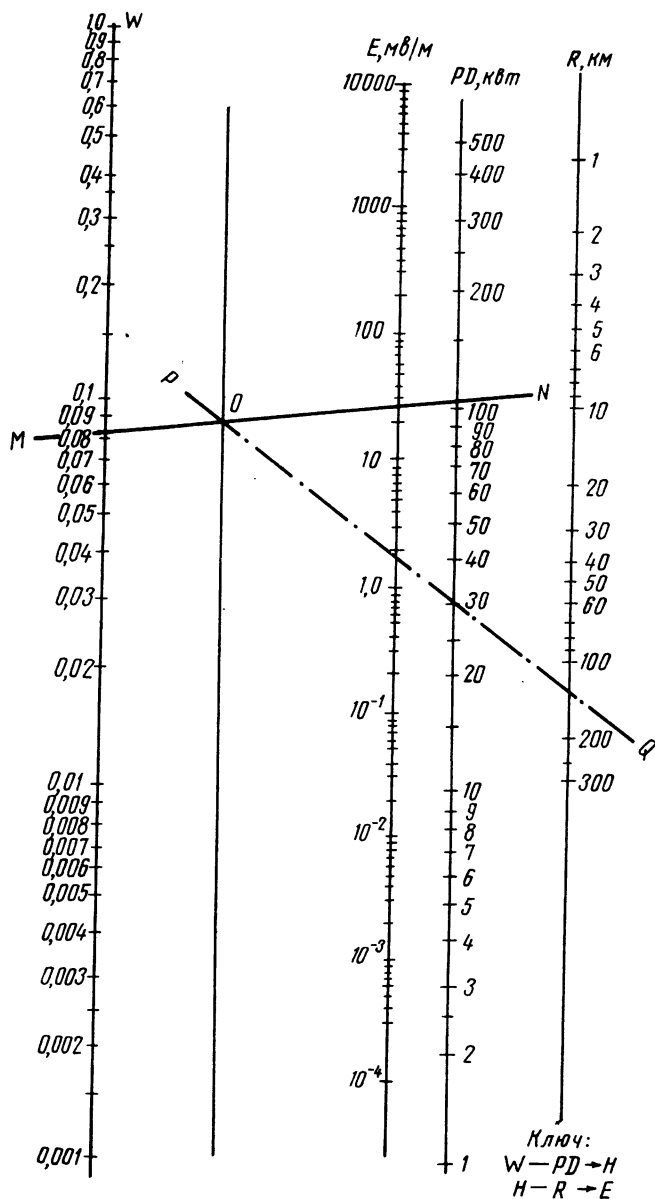


Рис. 5.6. Номограмма для определения напряженности поля передатчика (шкала вторая слева — H)

дняются прямой FG . Затем через точку пересечения этой прямой с немой шкалой S и через отложенное по шкале λ значение длины волны в метрах проводится прямая KL , которая, пересекаясь со шкалой W , дает значение функции ослабления. По левой части этой же шкалы можно получить значение численного расстояния ρ .

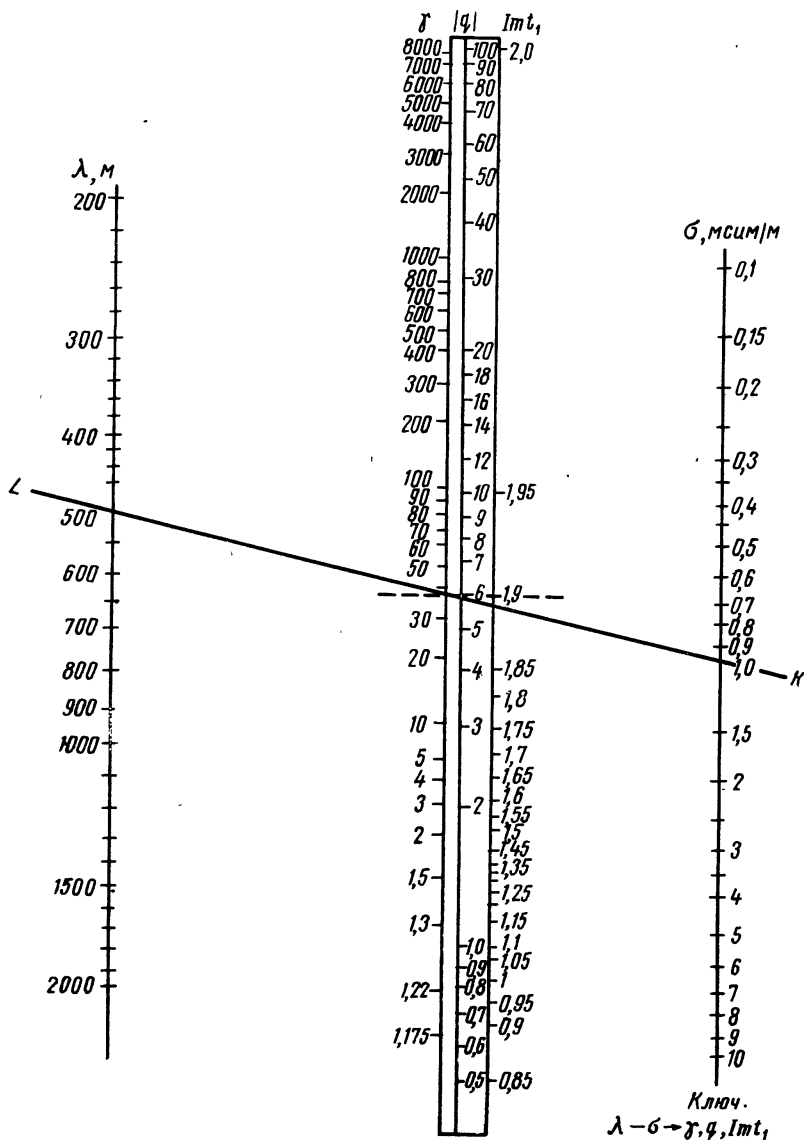


Рис. 5.7. Номограмма для определения величин $|q|$, $\gamma = |t_1 - q^2|$ и $\text{Im } t_1$ при вычислении функции ослабления над сферической землей

Вторая номограмма позволяет по найденному значению W , расстоянию и излучаемой мощности передатчика определить саму напряженность поля. Для этого по шкале W откладывается значение функции ослабления, а по шкале PD произведение мощности передатчика P на коэффициент направленного действия антенны D и полученные точки соединяются прямой MN . Затем через точку пересечения этой прямой с нею шкалой H и отложен-

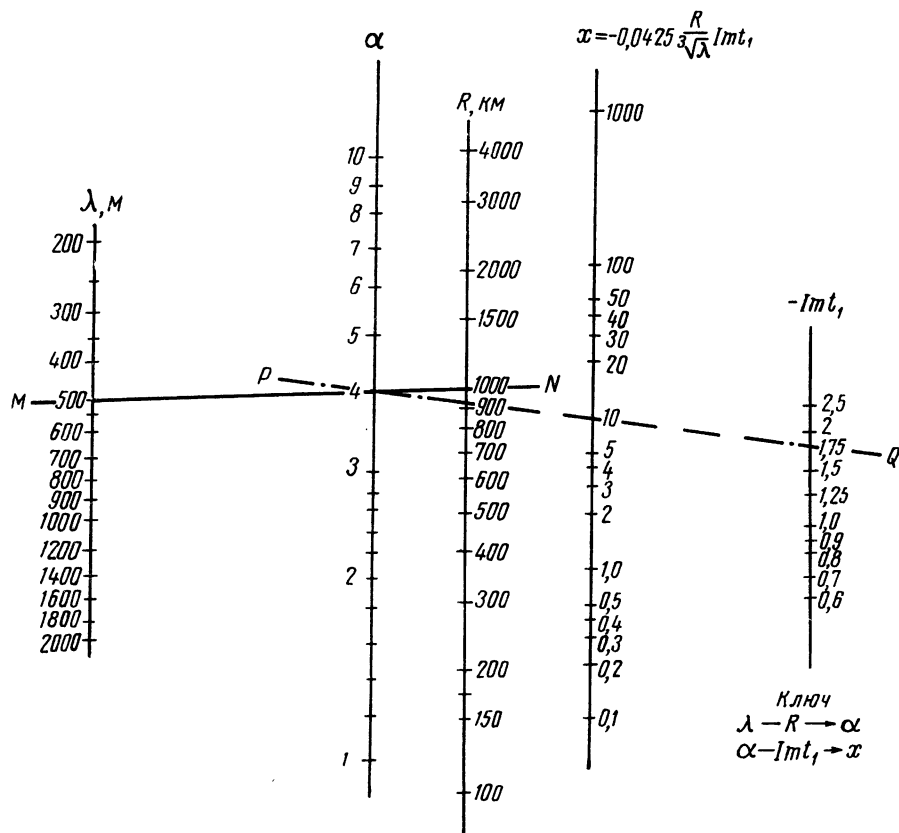


Рис. 5.8. Номограмма для определения величин $\alpha = 0,365 \sqrt{\frac{R_{[\text{км}]}}{\lambda_{[\text{м}]}}}$ и $x = -0,0425 R_{[\text{км}]} / \lambda_{[\text{м}]}^{1/3}$ при вычислении функции ослабления над сферической землей

ное по шкале R расстояние в километрах проводится прямая PQ , которая в точке пересечения со шкалой E дает значение напряженности поля в милливольт/метр.

Если размеры антенны много меньше длины радиоволны, что имеет обычно место в диапазоне св и дв, то по шкале PD можно

откладывать просто значение мощности, а конечный результат умножить на 1,225. В тех случаях, когда задан ток в антенне, а не мощность, ее значение определяется по ф-ле (2.26).

С помощью номограмм на рис. 5.5 и 5.6 можно решать и обратную задачу: определять по измерениям напряженности поля кажущуюся проводимость, если известна мощность передатчика и расстояние. Для этого указанные операции нужно сделать в обратном порядке.

Следующие три номограммы (рис. 5.7, 5.8 и 5.9) служат для определения функции ослабления V над сферической землей, когда можно пользоваться «одночленной» формулой (см. разд. 2.2).

Осуществляется данная операция следующим образом. Для удобства ф-лу (2.22а) представим в виде

$$|V| = \frac{\alpha \cdot \beta}{\gamma},$$

$$\text{где } \alpha = 0,365 \sqrt{\frac{R_{[км]}}{\lambda_{[м]}^{1/3}}}, \quad \beta = \exp\left(0,0425 \frac{R_{[км]}}{\lambda_{[м]}^{1/3}} \operatorname{Im} t_1\right)$$

и $\gamma = |t_1 - q^2|$. Затем, отложив по шкалам λ и σ на рис. 5.7 значения длины волны и кажущейся проводимости и соединив точки прямой LK , получаем по средней шкале величину $|q|$, а на параллельных шкалах соответствующие ему значения γ и $\operatorname{Im} t_1$ (отмечены пунктирной линией). Величина α определяется по номограмме на рис. 5.8. Для этого через отложенные на шкалах λ и R значения длины волны и расстояния проводится прямая MN , которая в точке пересечения со шкалой α даст требуемую величину. По этому же рисунку определяется показатель экспоненты $x = -0,0425 \frac{R_{[км]}}{\lambda_{[м]}^{1/3}} \operatorname{Im} t_1$,

как точка пересечения прямой PQ , проходящей через отсчеты по шкалам α и $\operatorname{Im} t_1$, со шкалой x . Воспользовавшись далее графиками на рис. 5.9, позволяющими определять e^{-x} по x ; $0,1x$ и $0,01x$, находим значение β . Теперь можно найти произведение $\frac{\alpha \cdot \beta}{\gamma}$, что дает значение функции ослабления.

Номограммы на рис. 5.10 и 5.11 позволяют определять дифракционный коэффициент ослабления $W_{\text{фр}}$ при наличии на трассе горы. На этот коэффи-

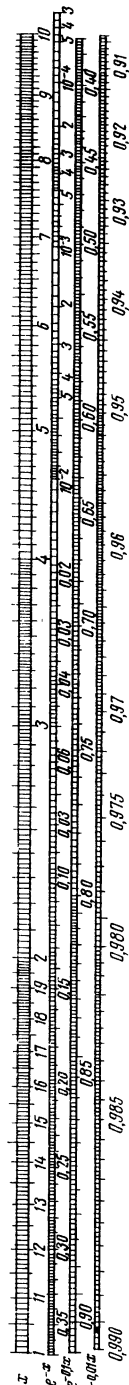


Рис. 5.9. Номограмма для определения величины $\beta = e^{-x}$ при вычислении функции ослабления над сферической землей

циент следует дополнительно умножить значение поля, полученное с помощью изложенных выше методов, что приближенно учитывает влияние горы. Для нахождения $W_{\text{Фр}}$ по шкалам R_1 и R_2 на рис. 5.10 откладывают расстояния от передатчика и приемника

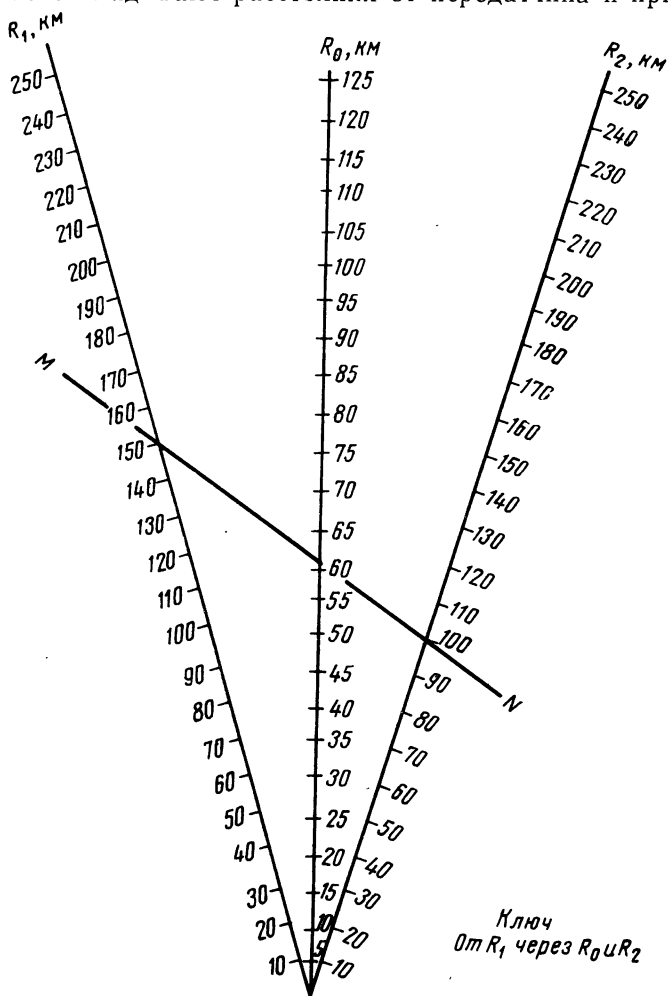


Рис. 5.10. Номограмма для определения величины $R_0 = \frac{R_1 R_2}{R_1 + R_2}$ при вычислении дифракционного коэффициента ослабления Френеля (R_1 и R_2 — соответственно расстояния от препятствия до передатчика и приемника)

до препятствия и, проведя через полученные точки прямую MN , находят по средней шкале величину R_0 . Затем на номограмме рис. 5.11 через значения R_0 и λ проводят прямую KL . Точку пересечения этой прямой с ней шкалой S соединяют прямой PQ с отложенным по шкале h значением высоты препятствия в метрах,

что дает на шкале $2W_{фр}$ удвоенное значение дифракционного коэффициента ослабления.

Для пояснения методики построения изолиний равных напряженностей поля с помощью предложенных номограмм рассмотрим конкретный пример.

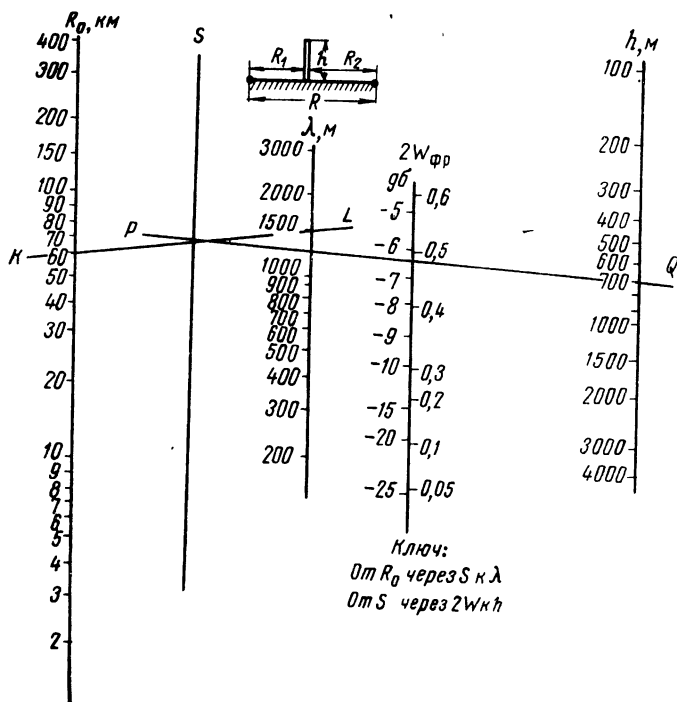


Рис. 5.11. Номограмма для определения коэффициента ослабления при дифракции на экране

Пример 5.1. Имеется передатчик, работающий на частоте $f=300$ кГц ($\lambda=1000$ м) и излучающий мощность $P=6,67$ квт. Диаграмма направленности передающей антенны в горизонтальной плоскости близка к круговой. Требуется оценить качество приема передатчика в районе радиусом порядка $100 \div 120$ км.

Условная характеристика местности, окружающей передатчик, приводится на рис. 5.12. Ее можно разбить на зоны I, II и III, отличающиеся средней электропроводностью почвы и характером рельефа. Зона I характеризуется значительной холмистостью. Средняя высота холмов $h_{I0}=150$ м, протяженность $l_{I0}=2000$ м. На расстоянии 70 км от передатчика находится гора b высотой $h=1000$ м. Средняя действующая электропроводность в данной зоне $\sigma_{Iд}=4$ мсим/м.

В зоне II холмы имеют меньшую величину: $h_{II0}=60$ м, $l_{II0}=3000$ м, $\sigma_{IIд}=10$ мсим/м.

Зона III представляет собой пойму реки MN , поэтому характер местности здесь низменный, ровный и действующая электропроводность имеет более высокое значение $\sigma_{IIIд}=15$ мсим/м.

Прежде всего, найдем кажущиеся проводимости $\sigma_{каж}$ для каждой зоны. Влияние рельефа σ_p в I и II зонах определяем с помощью номограммы на рис. 5.3 (или по ф-ле (2.62)) по средним размерам их неровностей h_0 и l_0 . Получаем $\sigma_{Iр}=0,27$ мсим/м, $\sigma_{IIр}=35$ мсим/м.

Затем с помощью номограммы на рис. 5.4 (или по ф-ле (2.63)) по σ_r и σ_d (заменяв $\sigma_{д1}$ на σ_d) находим: $\sigma_{I \text{ каж}} = 0,17 \text{ мсмм/м}$, $\sigma_{II \text{ каж}} = 5,25 \text{ мсмм/м}$.

Поскольку зона III представляет собой ровную местность, то влияние рельефа на распространение радиоволн ничтожно и можно считать, что $\sigma_{III \text{ каж}} \approx \sigma_{III д} = 15 \text{ мсмм/м}$.

В качестве радиусов, по которым мы будем определять характер изменения поля передатчика с расстоянием, выберем направления A, B, C, D, E, F и G. Для каждого радиуса будем вычислять величину напряженности поля в семи точках $R=10, 20, 40, 60, 80, 100$ и 120 км .

Радиус А. Как видно из рис. 5.12, до расстояний $R \leq R_1 \approx 40 \text{ км}$ кажущиеся проводимости по этому направлению составляют $\sigma_1 = 15 \text{ мсмм/м}$ (индекс «каж» для простоты в дальнейшем опустим), а с $R > 40 \text{ км}$ — $\sigma_2 = 0,17 \text{ мсмм/м}$. Поэтому до расстояний $R \leq 40 \text{ км}$ функцию ослабления можно находить как для простой трассы, а при $R > 40 \text{ км}$ — как для сложной, состоящей из двух однородных участков.

Для однородного участка,

воспользовавшись номограммой на рис. 5.5 (или ф-лами (2.8) и (2.10)), находим, что при $\lambda = 1000 \text{ м}$ и $\sigma = 15 \text{ мсмм/м}$ значения функции ослабления на расстояниях $R=10, 20$ и 40 км будут равны $W(10) = 0,99$, $W(20) = 0,98$, $W(40) = 0,95$.

Для сложной трассы расчеты производим по приближенной формуле Миллингтона (2.98). Для этого с помощью номограммы на рис. 5.5 определяем значения входящих в эту формулу величин. Получаем:

1) при $R=60 \text{ км}$ ($R_1=40 \text{ км}$, $R_2=20 \text{ км}$)

$$y_S(\sigma_1, R_1) = 0,95, \quad y_S(\sigma_2, R_1) = 0,056, \quad y_S(\sigma_2, R) = 0,035,$$

$$y_S(\sigma_2, R_2) = 0,13, \quad y_S(\sigma_1, R_2) = 0,98, \quad y_S(\sigma_1, R) = 0,92,$$

и согласно ф-ле (2.98)

$$W(60) = \sqrt{\frac{0,95}{0,056} \cdot 0,035 \cdot \frac{0,13}{0,98} \cdot 0,92} = 0,27;$$

2) при $R=80 \text{ км}$ ($R_1=40 \text{ км}$, $R_2=40 \text{ км}$):

$$y_S(\sigma_1, R_1) = 0,95, \quad y_S(\sigma_2, R_1) = 0,056, \quad y_S(\sigma_2, R) = 0,025,$$

$$y_S(\sigma_2, R_2) = 0,056, \quad y_S(\sigma_1, R_2) = 0,95, \quad y_S(\sigma_1, R) = 0,9$$

и согласно ф-ле (2.98)

$$W(80) = \sqrt{\frac{0,95}{0,056} \cdot 0,025 \cdot \frac{0,056}{0,95} \cdot 0,9} = 0,15.$$

Аналогично находим функции ослабления для точек $R=100 \text{ км}$ ($R_1=40 \text{ км}$, $R_2=60 \text{ км}$) и $R=120 \text{ км}$ ($R_1=40 \text{ км}$, $R_2=80 \text{ км}$):

$$W(100) = 0,1, \quad W(120) = 0,08.$$

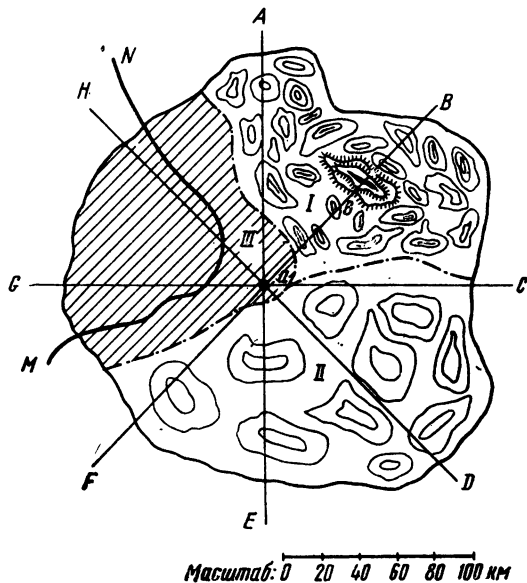


Рис. 5.12. Схематическая характеристика местности в районе действия передатчика

С помощью номограммы на рис. 5.6 (или ф-лы (2.1)) определяем для полученных значений W и $PD=6,67 \cdot 1,5=10 \text{ квт}$ ($D=1,5$ — коэффициент направленного действия диполя) величину напряженности поля E для каждой точки данного радиуса. Результаты заносим в табл. 5.1.

ТАБЛИЦА 5.1

Распределение напряженности поля E по радиусу A

$R, \text{ км}$	10	20	40	60	80	100	120
W	0,99	0,98	0,95	0,27	0,15	0,1	0,08
$E, \text{ мв/м}$	76	37	18,4	4,2	1,8	0,8	0,5

Радиус B . Как видно из рис. 5.12, до расстояний $R \leq 20 \text{ км}$ эта трасса представляет собой однородный участок с кажущейся проводимостью $\sigma_1=15 \text{ мсим/м}$ и значения функций ослаблений для точек $R=10$ и 20 км можно взять из табл. 5.1: $W(10)=0,99$, $W(20)=0,98$.

Для точек, лежащих дальше 20 км , величину W находим, как для кусочно-однородной трассы с $\sigma_1=15 \text{ мсим/м}$, $R_1=20 \text{ км}$, $\sigma_2=0,17 \text{ мсим/м}$ и $R_2=20, 40, 60, 80$ и 100 км . Получаем:

при $R=40 \text{ км}$:

$$y_S(\sigma_1, R_1) = 0,98, \quad y_S(\sigma_2, R_1) = 0,13, \quad y_S(\sigma_2, R) = 0,056;$$

$$y_S(\sigma_2, R_2) = 0,13, \quad y_S(\sigma_1, R_2) = 0,98, \quad y_S(\sigma_1, R) = 0,95$$

и согласно (2.98)

$$W(40) = \sqrt{\frac{0,98}{0,13} \cdot 0,056 \cdot \frac{0,13}{0,98} \cdot 0,95} = 0,23.$$

Аналогично для остальных точек находим: $W(60)=0,12$, $W(80)=0,08$, $W(100)=0,06$, $W(120)=0,05$.

По данному радиусу на расстоянии 70 км от передатчика расположена гора b , которая вызовет дополнительное ослабление поля в точках, расположенных за ней. Это дополнительное затухание $W_{\text{фр}}$ легко определяется с помощью номограмм на рис. 5.10 и 5.11 по расстояниям от горы до приемника и передатчика, длине волны и высоте горы: $W_{\text{фр}}(80)=0,17$, $W_{\text{фр}}(100)=0,18$, $W_{\text{фр}}(120)=0,19$.

Полное ослабление поля в этих точках будет равно:

$$W_{\Pi}(80) = W \cdot W_{\text{фр}} = 0,08 \cdot 0,17 = 0,014,$$

$$W_{\Pi}(100) = 0,06 \cdot 0,18 = 0,011,$$

$$W_{\Pi}(102) = 0,05 \cdot 0,19 = 0,01.$$

ТАБЛИЦА 5.2

Распределение напряженности поля E по радиусу B

$R, \text{ км}$	10	20	40	60	80	100	120
W_{Π}	0,99	0,98	0,23	0,12	0,014	0,011	0,01
$E, \text{ мв/м}$	76	37	5,6	1,8	0,14	0,09	0,08

Затем так же, как и в предыдущем случае, находим по рис. 5.6 значения поля и результаты записываем в табл. 5.2.

Радиусы С, D, E и F. Трассы по этим радиусам примерно одинаковы и состоят из двух однородных участков. Проводимость первого участка длиной около 10 км составляет 15 мсим/м, второго — 5,25 мсим/м.

При $R=10$ км, как следует из предыдущих расчетов, $W(10)=0,99$. Для остальных точек расчеты производим по ф-ле (2.98) для сложной трассы.

Например, для $R=20$ км находим:

$$y_S(\sigma_1, R_1) = 0,99, \quad y_S(\sigma_2, R_1) = 0,94, \quad y_S(\sigma_2, R) = 0,92,$$

$$y_S(\sigma_2, R_2) = 0,94, \quad y_S(\sigma_1, R_2) = 0,99, \quad y_S(\sigma_1, R) = 0,98$$

и соответственно

$$W(20) = \sqrt{\frac{0,99}{0,94} \cdot 0,92 \frac{0,94}{0,99} \cdot 0,98} = 0,95.$$

Аналогично определяем значения функций ослаблений для остальных точек, а затем по номограмме рис. 5.6 находим величины напряженности поля. Результаты записываем в табл. 5.3.

ТАБЛИЦА 5.3
Распределение напряженности поля E по радиусам С, D, E и F

<i>R, км</i>	10	20	40	60	80	100	120
<i>W</i>	0,99	0,95	0,85	0,78	0,71	0,64	0,58
<i>E, мв/м</i>	76	36	16,4	10	6,8	4,9	3,7

Радиусы G, H. Они проходят по однородной местности с кажущейся проводимостью $\sigma=15$ мсим/м. Значения функций ослабления и поля легко определяются по номограммам на рис. 5.5 и 5.6. Результаты приводятся в табл. 5.4.

ТАБЛИЦА 5.4
Распределение напряженности поля E по радиусам G и H

<i>R, км</i>	10	20	40	60	80	100	120
<i>W</i>	0,99	0,98	0,95	0,92	0,9	0,87	0,84
<i>E, мв/м</i>	76	37	18,4	11,8	8,1	6,7	5,4

На рис. 5.13. изображены построенные по данным таблиц 5.1—5.4 графики изменения величины поля с расстоянием вдоль всех восьми выбранных радиусов.

Для того чтобы построить эквипотенциальные поверхности, нужно провести на рис. 5.13 через заданные значения *E* прямые, параллельные оси абсцисс (горизонтальные пунктирные линии). Точки пересечения этих прямых с графиками

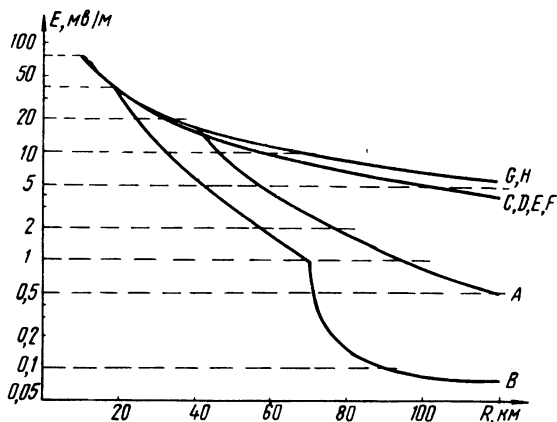


Рис. 5.13. Распределение напряженности поля вдоль различных радиусов

напряженности поля дадут те значения расстояний, на которых величины E будут равны заданным. Эти расстояния наносятся на соответствующий радиус (рис. 5.14) и полученные таким образом точки соединяются плавными кривыми. Цифры около кривых обозначают то значение напряженности поля в милливольтах/метр, которое будет наблюдаться на данном расстоянии. Рис. 5.14 наглядно демонстрирует распределение E в заданном районе. Из него, например, сразу видно, что наличие высоких холмов резко уменьшает дальность действия передатчика по направлениям A и особенно B , где на пути распространения радиоволн имеется гора. В то же время по направлениям G и H , где трассы проходят по равнинной местности с хорошей проводимостью почв, район покрытия заметно расширяется.

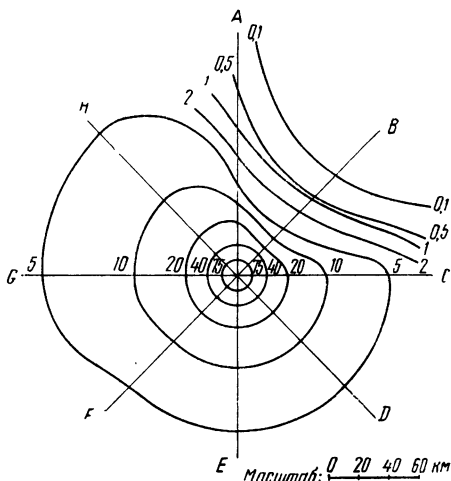


Рис. 5.14. Линии равных напряженностей поля

5.3. РАСЧЕТ ПОЛЯ С ПОМОЩЬЮ ЭЛЕКТРОННО-ВЫЧИСЛИТЕЛЬНЫХ МАШИН

Несмотря на предложенные выше номограммы, расчет напряженности поля радиостанций ручными методами остается довольно трудоемкой операцией, особенно в случаях неоднородных трасс. Кроме того, в области полутени где нельзя пользоваться ни плоским приближением, ни одночленной формулой функции ослабления, и ряд (2.18) сходится очень плохо, проводить расчеты ручными методами практически бессмысленно, так как нужно учитывать большое число членов этого ряда, являющихся к тому же комплексными величинами. Использование ЭВМ помогает успешно преодолеть эти трудности.

Методика расчета функции ослабления над импедансной поверхностью с произвольными параметрами (т. е. над слоистой и однородной землей с любыми σ и ϵ) разработана в Ленинградском государственном университете им. Жданова [63] [64]. Основная сложность при решении этой задачи заключается в нахождении корней t_s , и первоначально для получения конечного результата (значения функции ослабления) с помощью ЭВМ требовалось несколько часов.

Н. П. Тихомирову удалось получить методом моментов приближенные выражения для вычисления этих корней с достаточно высокой степенью точности [63, вып. 10]. Вид выражений t_s зависит от аргумента поверхностного импеданса:

$$\text{для } -\frac{\pi}{2} < \arg \delta \leq -\frac{\pi}{6} \quad t_s = t_s^\infty + \frac{h_0 + h_1 q + \sqrt{\Phi_0 + \Phi_1 q + \Phi_2 q^2}}{\omega_0 + \omega_1 q}, \quad (5.1)$$

$$\text{для } -\frac{\pi}{6} < \arg \delta \leq \frac{\pi}{3} \quad t_s = t_s^\infty - \frac{h_0 + h_1 q - \sqrt{\Phi_0 + \Phi_1 q + \Phi_2 q^2}}{\omega_0 + \omega_1 q}, \quad (5.2)$$

$$\text{для } \begin{cases} \frac{\pi}{3} < \arg \delta < \frac{\pi}{2}, \\ 0 < |\delta| \leq 0,05 \end{cases} \quad t_s = t_s^\circ - \frac{\mu_0 + \mu_1 q + \sqrt{\mu_0^2 + K_1 q + K_2 q^2}}{N_0 + N_1 q}. \quad (5.3)$$

Здесь $q = -i \left(\frac{\kappa a}{2} \right)^{1/3} \delta$; t_s^∞ и t_s° — корни, соответствующие $q = \infty$ и $q = 0$, они протабулированы (см., например, [64];

$$\begin{aligned} \mu_0 &= -\xi t_s^\circ, \quad \mu_1 = \frac{1}{12} (t_s^\circ)^2, \quad K_1 = 2\xi^2 - \frac{1}{6} \xi (-t_s^\circ)^3, \\ K_2 &= -t_s^\circ \left[2\xi^2 + \left(\frac{1}{144} - \frac{2}{9} \xi \right) (-t_s^\circ)^3 \right], \quad N_1 = -t_s^\circ \left[-\xi + \frac{1}{9} (-t_s^\circ)^3 \right], \\ N_0 &= \frac{1}{6} (-t_s^\circ) - \xi, \quad \xi = -\frac{1}{4} + \frac{1}{3} (-t_s^\circ)^3, \quad h_0 = 0,25, \quad h_1 = -\mu, \quad \Phi_1 = 0,5\mu, \\ \Phi_2 &= \mu^2, \quad \Phi_0 = 4\mu^3 + \frac{1}{16}, \quad \omega_1 = 0,5, \quad \omega_0 = 2\mu^2, \quad \mu = -\frac{1}{3} t_s^\infty. \end{aligned}$$

В настоящее время Б. З. Тайбиным и Г. А. Терентьевой (ЛГУ) составлена для ЭЦВМ М-20 программа, которая позволяет рассчитывать функцию ослабления над однородными и кусочно-однородными (до трех участков) трассами. Эта программа состоит из двух частей: 1) нахождение корней t_s по приближенным ф-лам (5.1)–(5.3) и 2) непосредственное вычисление функции ослабления по формуле Фейнберга—Калинина:

$$V_3 = \sqrt{-i \pi A \theta} (q_1 - q_2) (q_2 - q_3) \times \\ \times \sum_{\kappa, l, m=1}^{\infty} \frac{\exp \{ -i A [\theta_1 t_\kappa(q_1) + \theta_2 t_l(q_2) + \theta_3 t_m(q_3)] \}}{[t_\kappa(q_1) - q_1^2] [t_l(q_2) - q_2^2] [t_m(q_3) - q_3^2] [t_\kappa(q_1) - t_l(q_2)] [t_l(q_2) - t_m(q_3)]},$$

где θ_1 , θ_2 и θ_3 — угловые размеры участков трассы ($\theta = \theta_1 + \theta_2 + \theta_3$) (случай одно- и двухкусочных трасс получают автоматически из общей программы). Для расчета характера изменения функции ослабления в зависимости от расстояния вдоль трассы по известным значениям модуля и фазы импеданса подстилающей поверхности (или проводимости и диэлектрической проницаемости) с помощью ЭЦВМ М-20 требуется всего лишь несколько минут. Точность расчетов составляет 10^{-4} , при этом учитывается 50 членов ряда (2.18). Такая высокая точность определения функции ослабления особенно важна при решении обратной задачи — опознавании трассы, т. е. определения σ и ϵ поверхности по измерениям напряженности поля (см. разд. 4.6), а также при решении вопросов радионавигации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Фейнберг Е. Л. Распространение радиоволн вдоль земной поверхности. М., АН СССР, 1961.
2. P. Eckerley. «Proc. IRE», т. 18, 1930, стр. 1160.
3. J. Wait. Electromagnetic waves in stratified media. London, 1962.
4. МККР. Документы X Пленарной Ассамблеи, т. 2. Женева, 1963. М., «Связь», 1964.
5. Надененко С. И. Антенны. М., Связьиздат, 1959.
6. Надененко С. И. Выбор размеров системы заземления.—«Радиотехника», 1946, № 2, стр. 38
7. K. Norton. «Proc. IRE», т. 24, 1936, стр. 1367 и т. 25, 1937, стр. 1203.
8. Рязин П. А. Распространение радиоволн вблизи земной поверхности. «Новейшие исследования распространения радиоволн», сб. 1-й, ГТТИ, 1945, стр. 101.
9. Лавров Г. А., Князев А. С. Приземные и подземные антенны. М., «Радио», 1965.
10. Долуханов М. П. Распространение радиоволн. М., «Связь», 1965.
11. Кашпровский В. Е. Механизмы распространения радиоволн, их влияние на прием сигналов и пути организации их исследований. «Радио и Телевидение», ОИРТ. Прага, 1964, № 4, стр. 27.
12. Терминология распространения радиоволн, АН СССР. Комитет технической терминологии. Сборники рекомендуемых терминов. Вып. 47. М., АН СССР, 1957.
13. J. Zenneck «Ann. d. Phys.», т. 23, 1907, стр. 846.
14. Калинин Ю. К. Некоторые вопросы распространения радиоволн над неоднородной сферической поверхностью земли. Труды ИЗМИРАН. Вып. 17(27). 1960, стр. 50.
15. Code of Federal Regulation, т. 47, Washington, 1958.
16. Кашпровский В. Е., Кузубов Ф. А. Расчет поля земной волны средневолновых радиостанций. — «Электросвязь», 1967, № 11, стр. 39.
17. Бреховских Л. М. Волны в слоистых средах. М., АН СССР, 1957.
18. A. Watt, F. Maxwell. Journ. «Res. NBS», т. 64 D, 1960, № 4, стр. 357.
19. Тверской П. Н. Курс метеорологии. Л., Гидрометеониздат, 1962.
20. Кашпровский В. Е., Кузубов Ф. А. Об одном методе учета слонстого строения земли в диапазоне средних радиоволн. «Геомagnetизм и аэрoномия», т. 7, 1967, № 3, стр. 492.
21. J. Grosskopf. «Rundfunk Technische Mitteilungen», 1968, № 1, стр. 14.
22. Кашпровский В. Е. Определение проводимости почв по затуханию волн в них. — «Радиотехника», т. 14, 1959, № 12, стр. 132.
23. Вешев А. В., Егоров В. А. Метод определения эффективной комплексной диэлектрической проницаемости горных пород с использованием электромагнитных полей радиостанций. — «Электросвязь», 1968, № 7, стр. 56.
24. R. Varfield. Journ. «IEE», т. 66, 1928, стр. 212.
25. R. Cherry. «Proc. Phys. Soc.», т. 42, 1930, № 233, стр. 192.
26. Смпренн Б. А. Справочник по радиотехнике. М., Госэнергоиздат, 1950.
27. H. Fine. «Proc. IRE», т. 48, № 9, стр. 1405.
28. G. Ireland. «Proc. IRE», т. 49, 1961, № 11, стр. 1674.
29. Кашпровский В. Е. О корреляции электропроводности почв и их физико-химических свойств. «Геомagnetизм и аэрoномия», т. 3, 1963, № 5, стр. 961.
30. Фейнберг Е. Л. Распространение радиоволн вдоль реальной поверхности. «Исследования по распространению радиоволн», сб. 2-й. АН СССР, 1948, стр. 97.
31. Кашпровский В. Е., Кореннов Б. И. Особенности распространения радиоволн в зонах многолетнемерзлых горных пород. «Электросвязь», 1967, № 4, стр. 32.

32. Шулейкин В. В. Очерки по физике моря. М., АН СССР, 1962.
33. R. Barfield, G. Munro. Journ. «IEE», т. 67, 1929, № 386, стр. 253.
34. H. T. Head. «Proc. IRE», т. 48, 1960, № 6, стр. 1016.
35. S. Krevsky. Journ. «IEEE». Trans. on Antennas and Propagation, т. 11, 1963, № 4, стр. 506.
36. J. W. Herbstreit, W. G. Crichlow. Journ. «Res. NBS», т. 68D, 1964, № 8, стр. 903.
37. Рейнольдс Л. Исследование некоторых ошибок в радионавигационной системе «Декка», вносимых отдельными препятствиями на пути распространения над сушей. Сб. «Распространение длинных и сверхдлинных радиоволн». М., ИЛ, 1960, стр. 191.
38. W. Gerber, A. Werthmuler. Techn. Mitt. Schweiz. PTT, т. 23, 1945, № 1, стр. 1.
39. Янке Е., Эмде Ф. Таблицы функций. М., Физматгиз, 1959.
40. K. Furutsu. Journ. «Radio Res. Lab.» (Japan), т. 3, 1956, № 11, стр. 55.
41. K. Furutsu. Journ. «Res. NBS», т. 67D, 1963, № 1, стр. 39.
42. C. R. Burrows. «Proc. IRE», г. 29, 1941, № 1, стр. 16.
43. K. Furutsu, R. Wilckerson. Journ. «Res. NBS», т. 68D, 1964, № 7, стр. 827.
44. G. Millington. Journ. «IEE», т. 96, ч. III, 1949, стр. 53.
45. A. W. Friend, R. C. Colwell. «Proc. IRE», т. 27, 1939, № 10, стр. 626.
46. R. C. Colwell, A. W. Friend. «Nature», т. 144, 1939, стр. 31.
47. Насилов Д. Н. Радиометеорология. М., «Наука», 1966.
48. F. Gracely. «Proc. IRE», т. 37, 1949, № 4, стр. 360.
49. Грюше П. А. Общая геология. М., Углетехиздат, 1948.
50. Ронов А. Б. История осадконакопления и колебательных движений Европейской части СССР. «Труды Геофизического института АН СССР». М., АН СССР, 1949.
51. Качинский Н. А. О структуре почвы, некоторых водных ее свойствах и дифференциальной породности. «Почвоведение», 1947, № 6, стр. 47.
52. Гринь Г. С., Швець А. С., Фидель К. Н. О поведении воднорастворимых солей в почво-грунтах юга Украинской ССР при орошении. «Материалы по изучению почв юга УССР и их плодородия». Труды Укр. НИИ Почвоведения, т. 3, 1958, стр. 3.
53. Дахнов В. Н. Электрическая разведка нефтяных и газовых месторождений. М.-Л., Гостоптехиздат, 1951.
54. Главное управление геодезии и картографии. Почвенная карта СССР. М., МВД СССР, 1961.
55. Швецов П. Ф. Мерзлые слои земные, их распространение и значение. М., АН СССР, 1963.
56. Головцын В. Н. Электроразведка. Киев, АН УССР, 1963.
57. Вешев А. В. Электропрофилирование на постоянном и переменном токе. Л., «Недра», 1965.
58. Гейн Э. Э., Курганов Л. С. Техника измерения напряженности поля радиоволн. М., «Связь», 1967.
59. Кашпровский В. Е. Приемники для измерения проводимости почв. «Радио», 1958, № 7, стр. 22.
60. Михайлов М. И. Защита линий связи от опасных напряжений мощными разрядниками. — «Электросвязь», 1939, № 2, стр. 142.
61. Кузубов Ф. А., Лянной Б. Е., Шоя Л. Д. Расчет на ЭЦВМ оценок параметров подстилающей поверхности и источника излучения по измерениям напряженности поля земной волны. Сб. докладов III научной конференции молодых специалистов ИЗМИРАН, 1970.
62. Люстерник Л. А., Соболев В. И. Элементы функционального анализа. М., «Наука», 1965.
63. Сб. «Проблемы дифракции и распространения волн». Изд. Ленинградского университета. Вып. 1—10, 1962—1970.
64. Крылов Г. Н. Распространение радиоволн вдоль земной поверхности. (Численные методы). Л., «Энергия», 1968.