УСПЕХИ ФИЗИЧЕСКИХ НАУК

ВЛИЯНИЕ ТРОПОСФЕРЫ НА УСТОЙЧИВОСТЬ ПРИЁМА УЛЬТРАКОРОТКИХ РАДИОВОЛН

Б. А. Введенский и А. Г. Аренберг, Москза

ВВЕДЕНИЕ

1. При современном состоянии вопроса наиболее вероятной картиной распространения ультракоротких радноволн (у. к. в.) представляется следующая. В самых нижних слоях тропосферы распространяется «земная» компонента поля, величина которой в основном пормируется отражением у. к. в. от земли, их диффракцией и средней рефракцией.

В пределах горизонта эта компонента поля пспытывает сравнительно небольшое воздействие непостоянных рефракционных моментов и потому относительно устойчива. Влияние рефракции с уверенностью начинает сказываться только в непосредственной близости к горизонту, песколько удлиняя его и изменяя фазовые соотношения между прямыми и отражёнными (от земли) лучами. Эти вопросы были разобраны в нашей предыдущей статье¹.

В зоне диффракции, и особенно — за горизонтом, влияние рефракции сказывается значительно сильнее, следствием чего является относительно большая неустойчивость поля (см. ниже). Диффракционная теория, учитывающая рефракционные явления, показывает, что в зоне диффракции средняя рефракция уменьшает напряжённость поля, а не увеличивает его, как это имеет место в зоне, близкой к передатчику (зона геомегрической оптики)¹а.

Если бы влияние троносферы на распространение у. к. в. ограничивалось сравнительно незначительным монотонным убыванием диэлектрического коэффициента воздуха є с высотой («невозмущёяная» тропосфера), то поля у. к. в. в пределах горизонта (а в известной мере даже и за горизонтом) сравнительно мало отличались бы от рассчитанных по обычным безрефракционным формулам. Такие поля испытывали бы только медленные и неглубокие вариации, обусловленные сравнительно незначительными и почти регулярными изменениями вертикального градиента (суточвыми, сезонными и др.).

Однако, фактически при передачах на такие расстояния поля у. к. в. испытывают значительно более быстрые и глубокие изменения, чем при указанных идеализированных условиях. Совокупность накопившихся экспе-

1 Усцехи физлч. наук, т. XXVI, вып. 1.

FREEDER LAVE CONFE

риментальных данных об устойчивости (или, вернее, изменчивости) поля у. к. в. показывает, что вся пёстрая картина изменений этого поля (в дальнейшем мы будем называть их «фэдингами», что несколько расширяет общепринятое толкование этого термина) лишь с весьма большим трудом поддаётся численной обработке.

2. Из многочисленных попыток классификации фэдингов наиболее полной следует признать классификацию Вайника². Вайник при приёме у. к. в. различает четыре основных случая, показанных на рис. 1: а —



Рис. 1. Типичные виды фэдингов. Измерения производились в Англии летом 1939 г. (Вайник)

отсутствие фэдингов, которое весьма редко встречается; *b* — очень быстрый, нормально неглубокий фэдинг (с периодами около 30 сек.); *с* — медленный фэдинг (с периодом около 5 мин.), сопровождаемый глубокими изменениями амплитуды, и, наконец, *d* — довольно часто встречающийся случай одновременного существования медленного и быстрого фэдингов.

Кроме того, как указывает ряд авторов, при приёме у. к. в. на относительно больших расстояниях иногда имеют место столь сильные ослабдения поля, что приём временно совершенно прерывается.

На рис. 2 приведены результаты обработки опытов Энглунда, Кроуфорда и Мэмфорда³, экспериментировавших (в пределах горизонта) на волнах в 4,7; 4 и 2 м. Из этих кривых (с известной натяжкой их характер можно распространить и на некоторое расстояние за горизонт, т. е. на часть зоны диффракции) видно, что независимо от длины волны значения среднего поля (жирные линии) лежат вблизи нуля db, что благодаря выбранному масштабу соответствует полю «свободного пространства» (уединённый диполь). Вертикальные чёрточки соответствуют наибольщим и наименьщим значениям поля за каждый день.

2

Для практики важна так называемая «характеристика устойчивости связи», т. е. кривая, показывающая, какой процент общего времени поле было равно или меньше отмеченного ординатой. Такая характеристика для указанных опытов приведена на рис. З. Из неё видно, что среднее (по времени) поле лишь немного превышает нуль db, а это значение очень немного отличается от получаемого (расчётным путём) из условий местности и расположения передающей и приёмной антенн.



Рис. 2. Усреднённые кривые поля у. к. [в. Горизонтальная поляризация (Энглунд, Кроуфорд и Мэмфорд)

Другие опыты и вычисления показывают, что введение эквивалентного раднуса a_e даёт величину, более близкую к среднему полю. Таким образом, в пределах горизонта средняя рефракция лишь немного изменяет величину поля и, кроме того, среднее по времени значение поля довольно хорошо совпадает с рас-

чётным. Но наряду с этим становится ясной необходимость введения некоторого пового фактора, который позволил бы с достаточной непринуждённостью объяснить наблюдаемые «размахи» поля от его расчётных (они же средние) значений; иниче говоря, объяснило бы наличие фэдингов.

 Причиной фэдингов в настоящее время большинство авторов склонно считать наличие неоднородностей тропосферы,



Рис. 3. Характеристика устойчивости приёма, показывающая, какой процент времени поле было равно или меньше отмеченного ординатой (Энглунд и др.)

достаточных для отражения у. к. в. Эти неоднородности могут иметь характер довольно резко ограниченных слоёв или каких-либо других образований (например, «глобул»), отражение от которых может носить как диффузный, так и зеркальный характер.

Изучению этих неоднородностей за последние годы было посвящено множество статей. Наиболее ранние авторы, в особенности Ватсон Ватт и его сотрудники⁴, всячески пытались доказать ионную **п**рироду³ этих

1*

неоднородностей, но эту точку зрения следует считать явно несостоятельной. Как мы увидим ниже, в троносфере существуют неоднородности илотности, температуры и агрегатного состояния находящейся в воздухе воды. Эти неоднородности оказываются досгаточными для появления в троносфере скачков диэлектрического коэффициента порядка $10^{-4} - 10^{-6}$, следствием чего и может являться довольно интенсивное огражение у, к. в.

Существование таких слоёв доказывается как аэрологически, так и большим количеством специальных опытов, подтверждающих осциллографически отражение радноволи, в том числе у. к. в., из троносферы с высот порядка нескольких сот метров и выше. Очевидно, что такие пеолнородности должны обладать той же степенью неустойчивости, которая присуща очертаниям нижних краёв облаков. Вследствие этого отражение от таких пеоднородностей должно быть также неустойчивым.

При налични такого отражения в точке приёма происходит интерференция указанной выше «земной» компоненты поля с его «тропосферной» компонентой. Эта интерференция и обусловливает наблюдаемые резкие отклонения средних значений поля от значений, определяемых учёгом рефракции в «невозмущённой» тропосфере, т. е. фэдинги. Этим же, повидимому, объясняются и нередкие случаи распространения у. к. в. на расстояние, превышающее расстояние до горизонта в несколько раз.

Подобная конценция подтверждается экспериментами с распространением у. к. в. на различных расстояниях. При относительно малых расстояниях, когда углы падения у. к. в. на отражающие неоднородности тропосферы достаточно велики, коэффициенты отражения малы. В этом случае в точке приёма преобладает земная компонента поля и приём относительно, устойчив. Но по мере увеличения расстояния углы падения растут и влияние «шероховатостей» отдельных неоднородностей должно сглаживаться. С точки зрения влияния шероховатостей здесь дело обстоит по существу так же, как и при скользящем отражении у. к. в. от почвы или при отражении света от матовой пластинки при падении под углами, близкими к 90°.

В этом случае поле тропосферной компоненты растёт, и так как наряду с этнм поле земной компоненты падает (в силу увеличения расстояния), то результирующее поле, естественно, становится менее устойчивым. При этом приём может быть достаточно интенсивным. Наконец, при ещё большем расстоянии поле земной компоненты становится совсем незначительным и практически в точке приёма остаётся лишь одна тропосферная компонента, которая по своей природе не может быть стабильной и вообще не всегда существует.

Развивая эту конценцию, легко притти к заключению о зависимости фэдингов от расстояния, длины волны, времени суток, сезона и т. п.;, возможны и некоторые количественные выводы. Однако, несомненно, что относящихся сюда экспериментальных данных ещё слишком мало и что дальнейшей работой их число надо всемерно пополнять.

4. Приведённая картина строения тропосферы, в которой монотонное убывание диэлектрического коэффициента воздуха прорезается слоями

резких неоднородностей, вероятно, является только грубой моделью действительности. Надо думать, что при нормальном состоянии тропосферы изменение диэлектрического коэффициента с высотой изображается в виде некоторой, более или менее извилистой кривой; в частном случае, когда отдельные извивы этой кривой делаются очень резкими, появляется картина «слоёв». Такая идеализация достаточно приемлема. Качественный механизм изменчивости поля во времени можно представлять себе как результат изменения высотной кривой (было бы лучше сказать — поверхности) диэлектрического коэффициента во времени и пространстве.

Настоящая статья представляет собой попытку разбора и критического сопоставления работ, касающихся распространения у. к. в. в «возмущённой» тропосфере, когда имеют место резкие неустойчивые во времени неоднородности.

Особняком стоят вопросы, связанные с ролью ионосферы в распространении длинноволнового конца диапазона у. к. в. Эти вопросы могли бы составить содержание отдельной статьи.

§ 1. ГИПОТЕЗЫ О СУЩЕСТВОВАНИИ ИОННЫХ СЛОЁВ В ТРОПОСФЕРЕ И ИХ НЕСОСТОЯТЕЛЬНОСТЬ

1. Начиная примерно с 1935 г. в литературе стали появляться многочисленные статьи, посвящённые изучению отражения радиоволн от низких слоёв атмосферы. В этих статьях приводились и дискутировались результаты исследований при помощи зондирования атмосферы кратковременными радиоимпульсами¹).

Так, Митра и Сиам⁶, изучавшие отражение частот от 1 до 6 MHz от ионизированного слоя, расположенного на высотах порядка 90—110 км (слой E), отметили диффузное отражение с высоты порядка 55 км (слой D). Указав на абсорбирующее действие этого слоя, они напомнили о существовании в атмосфере слоя озона, имеющего максимальную плотность на высотах порядка 30—50 км, рассмотренного Чэпменом⁷.

Колвел и Фрайнд⁸, работавшие на частотах 1,6 и 3,49 MHz с импульсами в 10 μ сек., получили отражение с эффективных высот 5—30 км и 40—55 км. При этом они отметили неустойчивость таких отражений, сказывающуюся особенно резко при восходе и заходе солнца.

Ватсон Ватт, Бейнбридж-Белл, Вилкинс и Боуэн⁹, наблюдавшие отражение с высот 6—60 км при частотах 6—12 МНz, пришли к выводу о существовании трёх отражающих слоёв, расположенных на высотах порядка 6—14 км, 15—50 км и 60 км. Одновременно с этими авторами Митра¹⁰ опубликовал заметку, в которой указал, что при объяснении отражения радиоволи с высот, меньших 50 км, вряд ли можно исходить из обычных представлений об ионизированных

¹) Методика этих исследований, выполненных с современной усовершенствованной аппаратурой, в принципе совпадает с методикой Брейта и Тьюва⁵.

слоях. Слои, соответствующие этим высотам, он предложил обозначать буквой С.

В ответ на эту заметку Колвел, Фрайнд, Холл и Хилл¹¹ указали, что они видят свою заслугу, главным образом, в расширении существующих представлений о слоях C, которые иногда могут спускаться до высот порядка 1—5 км. Методика этих наблюдений, произведённых на частотах 1,61; 2,39 и 3,49 MHz, была описана в статье Колвела и Фрайнда¹². Приём вёлся на рамку, вращающуюся в вертикальной и горизонтальной илоскостях. Эта рамка устанавливалась таким образом, чтобы прямой сигнал, принимаемый непосредственно от передатчика, был сильно ослаблен.

В табл. 1 приведены (частично) результаты измерений высот нижних слоёв, полученные этими авторами.

Т	а	б	Л	И	Ц	а	Ī
---	---	---	---	---	---	---	---

Дата	Время	Высота С, км	Высота С ₁ , км	Дата	Время	Высота С, км	Высота С ₁ , км
5/III 1936 9/III 1936 11/III 1936 12/III 1936 31/III 1936 6/IV 1936 28/IV 1936 10/V 1936 24/V 1936	$17,00\\18,30\\20,30\\14,56\\14,57\\21,20\\11,15\\00,03\\13,05$	$5 \\ 3-12 \\ 11 \\ 8-12 \\ 7,5 \\ 10,5 \\ 2-4 \\ 4,3 \\ 5,1 \\ \end{array}$	$ \begin{array}{r} 17 \\ 35 \\ 35 \\ \overline{} \\ 18 \\ 12,14 \\ 12 \\ 12 \\ 12 \end{array} $	30/V 1936 6/VI 1936 6/VI 1936 7/VI 1936 7/VI 1936 7/VI 1936 8/VI 1936 11/VI 1936 29/VI 1936	$\begin{array}{c} 11,40\\11,10\\23,29\\2,55\\00,35\\23,03\\17,30\\17,15\\00,30\\\end{array}$	3,63,7-4,67,58,64,384,30-23,5	$ \begin{array}{r} 10 \\ 18 \\ 20 \\ 22 \\ 16 \\ 18 \\ 14,5 \\ 16 \\ 21 \\ \end{array} $

Из этой таблицы видно, что высоты слоёв C и C_1 меняются в довольно широких пределах. Указанные авторы отметили также большие изменения интенсивности сигналов, отражённых от этих слоёв. Определённые чёткие отражения из тропосферы наблюдали также Бакшит и Бхар¹³, работавшие в Калькутте на частотах от 1 до 15 MHz.

2. В середине 1937 г. Ватсон Ватт, Вилкинс и Боуэн⁴ опубликовали результаты своих исследований, произведённых на частотах 6—12 МНz. Эти авторы полагали, что зондирующие импульсы испытывают (при вертикальном излучении) по нескольку отражений от четырёх ионизированных слоёв *АВСD* (см. соответствующие линии на рис. 4). Линии, обозначенные этими буквами с индексами 2, 3, 4 и т. д., соответствуют фиктивным эквивалентным высотам, получающимся при повторных отражениях от слоёв *АВСD*. Точки, расположенные на одной и той же горизонтали, принадлежат одной определённой осциллограмме. Обрабатывая эти результаты, Ватсон Ватт и др. пришли к выводу, что огдельные отражения группируются около эквивалентных высот, кратных приблизительно 8,39; 9,33; 10,26 и 10,76 км.

Однако, достаточно беглого взгляда на множество точек рис. 4, чтобы убедиться в очевидной предвзятости этого голкования. Действи-

6 '

тельно, высоты, т. е. фактически времена запаздывания отдельных отражений, почти равномерно распределены по всей шкале эквивалентных высот. Приводя результаты обработки других опытов, упомянутые авторы



Рис. 4. Эквивалентные высоты отражающих слоёв (Ватсон Ватт и др.)

дают значения эквивалентных высот отражающих слоёв около 8,5; 9,3; 10,3; 10,75 и 13,5 км. Отражение с меньших высот ими не наблюдалось, так как этому препятствовала относительно большая длительность импульсов (20 µсек.).

Анализируя осциллограммы отдельных зондажей, Ватсон Ватт и др. нашли, что отношение «амплитуды» (т. е. отклонения на осциллограмме) импульса, испытавшего иять отражений от данного слоя, к интенсивности импульса, испытавшего одно отражение от него, порядка 0,2. Основываясь на этом и предполагая, что каждое последующее отражение уменьшает интенсивность импульса в отношении коэффициента отражения Φ , они определили этот коэффициент отражения (для каждого из слоёв), как (0,2) ^{1/4} = 0,67. В итоговой части своей статьи Ватсон Ватт и др. приводят значение $\Phi = 0,7$.

Очевидно, что с таким методом определения коэффициента отражения можно было бы согласиться лишь в гипотетическом случае зондирования атмосферы не сферической волной (энергия которой убывает обратно пропорционально квадрату расстояния), а волной плоской, при полностью отражающей (идеально проводящей) земле.

3. Ошибочность всех этих выводов становится особенно очевидной, если определить, какая электронная (или ионная) концентрация должна была бы иметь место в низких слоях, чтобы частоты порядка 10 MHz сколько-нибудь регулярно отражались ог этих слоёв с коэффициентом отражения, равным 0,7.

В самом деле, в случае нормального падения волны на ионизированный слой (который мы будем считать резко ограниченным, для нерезкого слоя условия были бы ещё жёстче) модуль коэффициента отражения, как известно, определяется выражением

$$\Phi^2 = \frac{(n-1)^2 + k^2}{(n+1)^2 + k^2},\tag{1}$$

где

 $2n^2 = \sqrt{\varepsilon^2 + 2\sigma^2 T^2} + \varepsilon$ и $2k^2 = \sqrt{\varepsilon^2 + 2\sigma^2 T^2} - \varepsilon$,

где Т — период колебания.

Для диэлектрического коэффициента ионизированного газа и его электрической проводимости *з* в случае полей, изменяющихся по гармоническому закону, как известно, имеем:

$$\varepsilon = 1 - -\frac{4\pi N e^2}{m \left(\omega^2 - \frac{1}{1-\nu^2}\right)} \quad \text{if} \quad \sigma = -\frac{N e^2 \nu}{m \left(\omega^2 - \frac{1}{1-\nu^2}\right)}; \tag{2}$$

здесь е и m — заряд и масса электрона (или нона); N — число «зарядов» (электронов или ионов) в кубическом сантиметре; ν — среднее число столкновений, испытываемое сзарядом» в 1 сек.

Комбинируя эти выражения, получаем:

$$1 - \varepsilon = \frac{4\pi \sigma}{\gamma} = 2\sigma T \frac{\omega}{\gamma} . \tag{3}$$

Для интересующих нас высот порядка 10 км давление воздуха составляет ~ 160 мм и температура его¹⁴ равна ~ 220° К. В этих условиях у можно принять равным ~ $1.3 \cdot 10^{11}$ сек.⁻¹ для электронов и ~ $6 \cdot 10^9$ сек.⁻¹ для ионов. Таким образом, для частот порядка 10 MHz справедливо соотношение $\gamma \gg \omega$, подставляя которое в выражение (3) получаем, что $1 - \varepsilon \ll \sigma T$. Следовательно, можно принять, что

$$2n^2 = \sqrt{1 + 4\sigma^2 T^2} + 1$$
 B $2k^2 = \sqrt{1 + 4\sigma^2 T^2} - 1$

Но тогда

$$n = \frac{1 + \Phi^2}{1 - \Phi^2},\tag{4}$$

что при $T = 10^{-7}$ сек. и $\Phi = 0.7$ даёт значение проводимости $\sigma = 8 \cdot 10^7$ CGSE. Вводя это значение в формулу (2) и полагая, что рассматриваемый слой состоит из электронов, определяем электронную концентрацию, соответствующую найденному значению σ , как

$$N = \frac{m_{V^{\sigma}}}{e^2} = 4,11 \cdot 10^{10} \, \text{электрон} \, \text{см}^3.$$

Разумеется, что в случае ионов значения N получаются ещё бо́льшими¹). Ватсон Ватт и др. нашли, что N— порядка $5 \cdot 10^{12}$ ион/см³, и объяснили возможность существования столь большого N действием гроз. Однако, по крайней мере при отсутствии гроз, наибольшие значения нонной концентрации на этих высотах, хорошо изученных при различных полётах, вряд ли могут превышать несколько тысяч ион/см³ (см. пункт 6 настоящего параграфа). Поэтому попытка Ватсон Ватта и др. объяснить наблюдённые ими (стабильные!) отражения наличием низких ионизированных слоёв является совершенно неприемлемой.

4. Вскоре после статьи Ватсон Ватта появилась статья Фрайнда и Колвела¹⁵, посвящённая исследованию отражающих областей в тропосфере

¹) Стоит отметить, что подойти к определению N_{c} помощью соотношения $\varepsilon = 0$, связывающего наибольшую частоту, возвращающуюся из данного слоя (критическая частота), с его иопизацией, которым обычно пользуются при изучении ионосферы, в данном случае нельзя, так как в рассматриваемом случае » велико и препебрежение им уже недопустимо.

при частотах 1,61; 2,39; 3,49 н 7,49 МНz. Эти авторы вели приём на одновитковую рамку (см. выше), вращешем которой можно было добиться получения равных амплитуд прямого и отражённого импульсов; при этом условия прохождения обоих импульсов через приёмник становятся одинаковыми. При наблюдениях по шкам импульсов можно было отсчитывать интервалы времени до 1,5 цсск.,

что давало возможность изучать отражение от самых низких слоёв.

Наблюдения велись полтора года. Было замечено, что при увеличении атмосферного давления высота слоя C понижалась, и наоборот. На рис. 5 дана зарисовка осциллограммы, полученной ночью 1 VIII 1937 г. Каждая клетка соответствует высоте в 1,515 км. Центральный импульс C_1 соответствует высоте отражения около 0,78 км, импульс C_2 — высоте около 2,56 км, импульс G— уменьшённому прямому сигналу от передатчика. Не-



Рис. 5. Отражённый импульс перед вснышкой северногосияния (Фрайнд и Колвел)

которая растянутость импульсов может быть истолкована как следствие «размытости» нижней границы отражающих слоёв.

Следует отметить, что Колвел и Фрайнд и в этой статье не высказывают чётких суждений о природе отражающих слоёв, ограничиваясь лишь неясным указанием о связи рассматриваемых процессов с солнечной активностью и магнитными возмущениями.

Отчётливые суждения по этому поводу они высказали значительнопозднее, в своей другой статье ¹⁶, которую мы цитируем в следующем параграфе.

5. Работу Ватсон Ватта и др.⁴ в 1937 г. подвергли серьёзной критике Эшпльтон и Пиддингтон ¹⁷. Из наблюдений этих авторов не подтвердились те большие значения коэффициента отражения (0,7), которые получиля Ватсон Ватт и др. Эшпльтон и Пиддингтон определяли коэффициент отражения из сравнения величин прямого и отражённого импульсов (учитывая ослабление последнего за счёт пройденного им пути). Полученные ими значения коэффициента отражения для слоя на высоте 10 км были порядка $10^{-4} - 10^{-5}$, т. с. во много раз меньше, чем у Ватсон Ватта.

Обсуждая эти результаты, Эшильтон и Пиддингтон высказали предположение о возможности отражения зондирующих импульсов не от слоёв, а от некоторых хаотически расположенных неоднородностей, играющих роль рассеивающих центров, отстоящих друг от друга на расстоящии $R \gg \lambda$. Вопрос о природе таких неоднородностей в Этой статье ночти не затронут, и остаётся впечатление, что сами авторы нечётко разграничивают природу слоёв, расположенных на высотах порядка $5 - 15 \ \kappa m$ и $50 - 60 \ \kappa m$.

Отрицание возможности существования ионизированных слоёв на высотах порядка 10 км содержится и в статье Пиддингтона¹⁸, который принимает значение коэффициента отражения при частоте 10 MHz равным $2 \cdot 10^{-5}$.

Так как в этом случае значение σT не может быть очень большим, то на основании формул (1) и (3) он приближённо получает, что

 $n = 1 + \frac{\sigma^2 T^2}{2}$ if $k = \sigma T$, $\Phi \approx \frac{\sigma T}{2}$.

При $\Phi = 2 \cdot 10^{-5}$ и $T = 10^{-7}$ сек. это выражение даёт значение $\tau = 400$ CGSE, соответствующее ионной концентрации $N = 6 \cdot 10^8 \, uoh/cm^3$, которая представляется совершенно невероятной (см. ниже). Поэтому Пиддингтон отрицает возможность существования низких ионизированных слоёв и рассматривает отражённый импульс как результат рассеяния энергии отдельными ионными скоплениями (глобулами).

Анализируя возможность такого объясцения и предполагая, что размеры таких глобул малы по сравнению с длиной волны, ои исходит из формулы:

$$\Phi = \frac{2Q}{r} \cdot \frac{e^2}{mc^2} \cdot \frac{\omega}{\gamma}, \qquad (6)$$

(5)

где $\omega \ll v$ (здесь Q — полное число зарядов; r — расстояние от глобулы до наблюдателя).

Подставляя в эту формулу численные значения всех величин, для глобулы диаметром 10 *м* он получает $Q == 2 \cdot 10^2$ ионов, что соответствует ионной концентрации $4 \cdot 10^{11}$ ион/см³, т. е. значительно больше, чем получилось при расчёте отражения от плоского ионного слоя. Основываясь на этом, Пиддингтон отвергает и эту гипотезу, а с ней и всю «ионную концепцию» низких слоёв. Он приводит доводы, нозволяющие истолковать отражение зондирующих импульсов с низких высот наличием слоёв, диэлектрический коэффициент которых резко меняется по высоте, но не имеет ионной природы.

6. Особо ярыми противниками ионного объяснения отражения из тропосферы являются Гиш и Букер¹⁹, которые подвели итоги всем приведённым ранее возражениям и прибавили ряд новых. Указывая на сомнигельность получения ложного эхо из-за дефектов аппаратуры, они, однако, вполне допускают возможность получения эхо в результате отражения от каких-либо наземных предметов и рекомендуют это выяснить.

Как мы увидим в дальнейшем, этот вопрос в известной мере исследовали Харанг и Штофреген²⁰ в Тромсё.

Всё своё исследование Гиш и Букер посвятили доказательству того, что ни в тропосфере, ни в нижней стратосфере не может существовать сколько-нибудь интенсивной ионизации. Ссылаясь на Митра¹⁰, Эшпльтона и Пиддингтона¹⁷ и ряд других авторов, они приводят результаты непосредственных наблюдений на горах и на стратостате «Эксплорер-II» поднявшемся на высоту 22 км (Северная Дакота, 11/II 1935 г.). Во время этого полёта наибольшая ионная концентрация (на высоте 14,8 км) была только 5 300 ион/см³.

Это значение N примерно в 10⁷ раз меньше того, которое получается зно Ватсон Ватту и др. ⁴. Однако, в качестве ещё более веского аргу-

откуда

мента Гиш и Букер приводят подсчёт энергии, необходимой для создания и поддержания низкого слоя ионизации, достаточной для отражения зондирующих импульсов.

Исходя из значения энергии, необходимой для образования иона в воздухе (около 35 eV), и из коэффициента рекомбинации $a_0 = 1,6 \cdot 10^{-6}$ (при 760 мм Hg и 273° K), а также из средней температуры стратосферы, для мощности, необходимой для поддержания ионизации на высоте 11 км, они получили величину $P = 3,4 N^2 \cdot 10^{-24} W/cm^3$. Таким образом, для значения $N = 5 \cdot 10^{12} uoh/cm^3$, указанного Ватсон Ваттом и др., получается, что $P = 84 W/cm^3$. Правда, при этом расчёте не учтена роль свободных электронов, учёт которых значительно снижает величину P; поэтому приведённое значение P следует рассматривать как верхний предел.

В качестве нижнего предела P получается значительно меньшая величина $P = 8,6 \cdot 10^{-7} \text{ W}/cm^3$, но и эта величина всё же ошеломляюще велика по сравнению с мощностью солнечного излучения, которое на верхней границе земной атмосферы можно принять равным 1 340 W/ m^2 . Поэтому Гиш и Букер приходят к решительному выводу о необходимости привлечения иных гипотез для объяснения причин сколько-нибудь регулярного отражения радиоволн из тропосферы.

Однако, случайные спорадические отражения у. к. в., обусловленные ионизацией, повидимому, всё же возможны. На это указали, например, Н. Д. Папалекси и А. Н. Казанцев. Характер приёма у. к. в. во время полярных сияний, отмечаемый Ферреллом²¹, также, повидимому, подтверждает возможность такого отражения. Оказывается, что во время полярных сияний появляются флуктуации поля даже близких станций, поля которых обычно не флуктуируют. Кроме того, появляется хриплость тона, которая не замечается при обычных фэдингах. Феррелл склоней объяснять это обстоятельство образованием ионных скоплений большой концентрации, быстрое перемещение которых вызывает изменение частоты вследствие эффекта Допплера.

§ 2. ПРИЧИНЫ ОТРАЖЕНИЯ РАДИОВОЛН ИЗ ТРОПОСФЕРЫ

1. Аэрологические исследования нижних слоёв атмосферы показывают, что распределение температуры и влажности по высоте может меняться в довольно широких пределах¹). При этом на высотах от 0,5 до 3 *км* весьма часто имеют место инверсии (мы понимаем под этим термином не только повышение температуры, но также и всякое заметное уменьшение скорости её падения с высотой).

В летние дни, при интенсивном нагревании земли солнцем, инверсии обычно отсутствуюг, зимой же они могут держаться довольно устойчиво. Такие инверсии могут сопровождаться довольно сильными изменениями влажности, влияние которой на величину диэлектрического коэффициента воздуха было рассмотрено в нашей предыдущей статье¹.

Вода, содержащаяся в атмосфере, может находиться и в других arpeгатных состояниях. Переход пара в жидкое состояние (образование обла-

¹⁾ См., например, у Гемфриса²², Вегенера²³, Пальмена²⁴ и др.

ков) должен сопровождаться значительным изменением ε , ибо для жидкой фазы ε — порядка 80. Дальнейший переход воды в твёрдое состояние, наоборот, должен приводить к уменьшению ε , так как для льда $\varepsilon \approx 2,7$.

В тех случаях, когда изменения влажности воздуха или агрегатного состояния находящейся в нём воды происходят так, что образуется достаточно резкая (по сравнению с λ) неоднородность, получающийся при этом скачок ε может оказаться достаточным для отражения радиоволн. Получающиеся при этом слои могут быть как видимыми (облака, тучи), так и настолько тонкими, чтобы оставаться невидимыми.

Разбирая этот вопрос, Пиддингтон¹⁸, основываясь на данных аэрологических исследований обсерватории Кью²⁵, указал, что из 47 аэрозондажей при 17 было обнаружено насыщение (по крайней мере на одной высоте); при остальных 30 зондажах относительная влажность на одной или нескольких высотах была 90⁰/₀.

Если предположить, что в тропосфере всегда существует некий слой насыщения, в котором вода выпала в виде капелек, и считать, что аддитивный закон приложим при определении Е эмульсии воды в воздухе¹), то это значение с можно приближённо определить из формулы

$$(\varepsilon - \mathbf{h}) q \approx 80 q_{\mathrm{H}_{2}\mathrm{O}}$$
,

где *q*— вес единицы объёма эмульсии, *q*_{H2O} — вес воды, содержащейся в том же объёме.

В случае льда эта формула несколько усложияется.

Получив значение ε , легко найти коэффициент отражения радиоволн от эмульсионного слоя, поверхность которого предполагается резко ограниченной. При нормальном падении для этого коэффициента отражения приближённо имеем:

$$\Phi = -\frac{n-1}{n+1} = \frac{\varepsilon - 1}{4} . \tag{7}$$

Согласно вычисленням Пиддингтона, выполненным по указанной схеме, значения Φ для слоёв, лежащих на высотах от 2 до 10 км, не могут превосходить 10^{-4} . Однако, подобный подход к определению Φ является слишком примитивным, так как отражение радноволи от эмульсионного слоя должно носить диффузный характер (см. ниже).

2. Впервые на влияние слонстого строения тропосферы на распространение у. к. в., повидимому, обратил внимание Р. Хэлл²⁶, работа которого неоднократно цитировалась многими авторами. Анализируя экспериментальные данные, относящиеся к распространению воли длиною 5 *м* на расстоянии 160 *км* (превосходящем примерно в 5 раз расстояние от горизопта), оп отметил усиление приёма при наличии температурных инверсий на высоте порядка 1 000 *м* и ослабление приёма при вторжении масс полярного воздуха.

Некоторые данные, иллюстрирующие влияние неоднородностей тропосферы на распространение у. к. в., содержатся также и в статье

Более строѓие подечёты, ввиду общей гипотетичности всего рассуждения, вряд ли имеет смысл делать.

Шольца и Эгерсдёрфера²⁷. Заниси поля, полученные этими авторами при приёме на расстояниях 70 и 225 км, дают корреляцию между наличием инверсий и сильным приёмом.

Не придавая этим опытам особенного значения, мы всё же считаем необходимым подчеркнуть их масштаб, характерный одновременными аэрологическими наблюдениями вдоль весьма длинной *тл5m зге* трассы.

Большим шагом вперёд явилась работа Энглунда, Кроуфорда и Мэмфорда²⁸, исследовавших устойчивость приёма на волнах длиною от 1,6 до 4,8 *м* на расстоянии 113 *км* (передача над морем).

Анализируя эти наблюдения, указанные авторы пришли к выводу об интерференционной структуре принимаемого поля. Для проверки своего предположения они воспользовались методом радиопередачи с изменяющейся частотой, аналогичным методу Энпльтона и Бариета²⁹ для изучения ионосферы. Для изменения частоты передатчика, работавшего на волне длиною в 4,54 м (66 MHz), служил короткозамкнутый виток, вращающийся в контуре передатчика. Получающееся при этом изменение частоты достигало 6,2 MHz, ширина полосы пропусклния приёмника была около 3,2 MHz. Регистрация наблюдений производилась с помощью киноаппарата и осциялоскопа, частота развёртки которого была синхронизирована со скоростью вращения витка в передатчике.

7h55m32s 7h52m12s 7h52m31s 7h52m53s 7h53m07s 7h53m07s 54 65 66 67 68 69 4 acmoma 8 MHz

Рис. 6. Интерференционная структура поля (Энглунд и др.)

На рис. 6 приведено пять кадров из фильма, съёмка которого продолжалась 95 сек. Ординаты кривых пропорциональны квадрагу напряжённости поля. Характеристика приёмника показана пунктиром¹). Наличие



Рис. 7. Такой вид имели бы кривые б, если бы не было срезающего действия частотной характернстики приёмника нескольких максимумов и минимумов (главным образом, последних) на этих кривых даёт основание предполагать, что принимаемое поле является результатом интерференции нескольких компонент, отличаюцихся друг от друга по фазе.

При раднопередачах на расстояннях, превышающих расстояние до горизонта, под одной из этих компонент следует понимать поле в точке приёма, получающееся в результате совместного действия диф-

фракции и рефракции (средней) у. к. в. В случае расстояний, лежащих в пределах горизонта, эту компоненту можно упроицённо рассматривать как результат обычной интерференции прямого и огражённого (от земли) лучей. Под остальными компонентами следует понимать, независимо от

¹) Очевидно, что если бы не было срезающего влияния частотной характеристики приёмника (т. е. если бы вход приёмника был более широкополосным), то осциллограмма имела бы вид, похожий на схематически показанный на рис. 7. Так и надо представлять себе приводимые осциллограммы при их рассмотрения

расстояния, поля, получающиеся в результате отражения у. к. в. от указанных тропосферных слоёв.

Дальнейшее развитие этих работ описано Энглундом, Кроуфордом и Мэмфордом ³⁰. На рис. 8 приведены три серии осциллограмм, полученных ими при различных атмосферных условиях. Число компонент, соответствующих каждой из этих серий, Энглунд и др. определяли, руководствуясь



Рис. 8. Записи поля при различном числе компонент. Время каждой записи указано на кривых (Энглунд и др.)

формой этих записей. Исходя из разности частот, соответствующей двум соседним минимумам (Δf) , они нашли, что разность хода между двумя компонентами $\left(\Delta r = \frac{c}{\Delta F}\right)$) может лежать в пределах от нескольких метров до 550 м. В рассматриваемом случае такая разность хода соответствует отражению от слоёв, расположенных на высотах до 5 KM¹).

В указанной статье приведесопоставления результаты ны высот отражающих слоёв, определённых (для тех случаев, когда поле можно было рассматривать как результат интерференции двух компонент) путём указанной обработки осциллограмм с результатами одновременных аэрологических наблюдений²). Экспериментальные точки довольно хорошо группиру-

ются около тех высот, которые характеризуются резкими изменениями. Эти последние вычислены на основании аэрологических данных о температуре и влажности воздуха.

Как мы увидим из дальнейшего (см. § 3), значения Де, вычисленные указанными авторами для различных воздушных масс, отличающихся по температуре и влажности³), вполне достаточны для отражения у. к. в. от этих слоёв.

3. Вопрос о высоте отражающих тропосферных слоёв и их природе весьма подробно рассмотрен в работе Фрайнда и Колвела¹⁶. В этой статье они впервые высказались против гипотезы отражения зондирующих

¹⁾ Укажем, что возможность отражения у.к.в. от тропосферных слоёв в своё у кажем, что возможность отражения у.к.в. от тропосферных слоев в свое время была отмечена в нашей книге ³¹. Возможно, что именно таким отражением и объясняется возрастание приёма за пределами горизонта, имевшее место при опытах ВЭИ с дециметровыми волнами, описанное в другой нашей книге ³².
 ²) Эта кривая была приведена в статье Н. Б. Баракана (Успехи физических

наук, 23, 404, 1940).

³) См. Успехи физических наук, 23, 405, 1940.

импульсов от низких ионизированных слоёв и присоединились к объяснению этих отражений неоднородностями воздуха метеорологического характера, что связано с изменениями диэлектрического коэффициента воздуха.

Организовав специальные полёты для измерения температуры нижних слоёв воздуха, они одновременно измеряли высоту отражающих слоёв методом зондирующих импульсов. Продолжительность этих импульсов была в пределах от 4 до 10 µ сек.; длина волны равнялась 125,2 м.

На рис. 9а и 9b даны кривые распределения температуры по высоте, полученные при этих полётах. Горизонтальные стрелки соответствуют вы-



Рис. 9а. Случай двух отражающих слоёв. Температура замерена в 17*h*. Высота замерена в 18*h* (Фрайнд и Колвел)



Рис. 9b. Случай резкого изменении температуры на высоте 1,55 км: c₁ — очень слабое перемежающееся отражение, c₂ — сильно флуктунрующее огражение (Фрайнд и Колвел).

сотам отражения. Из этих графиков следует, что наличие слоёв инверсии постоянно сопровождалось отражением от этих слоёв. Наибольший интерес представляет рис. 9b; он соответствует случаю резкого скачка температуры, сопровождаемого образованием облаков. Как видим, высота отражающих слоёв в этом случае испытывала довольно заметные колебания, указывающие на неустойчивость отражения и его диффузный характер.

Во время грозы, по Фрайнду и Колвелу, в течение 5—15 сек. после вспышки молнии высота отражающих слоёв возрастала, а затем медленно падала до своей первоначальной величины. Можно предполагать, что это явление связано с термическими процессами в тропосфере, однако этот вопрос ещё неясен.

Колвел и Фрайнд опубликовали также заметку⁸³, в которой дано сопоставление высот отражающих слоёв, определённых и путём радиозондирования на частотах от 1,614 до 17,31 МНz, и путём измерений на самолёте. Результаты этих наблюдений (часть которых соответствует данным рис. 9а и 9b) приведены в табл. 2. Высота местности над уровнем моря составляла 290 м.

Совпадение высот отражающих слоёв, определённых этими двумя совершенно независимыми способами, получилось очень хорошим. Измене-

Б. А. ВВЕДЕНСКИЙ И А. Г. АРЕНБЕРГ

ния частоты в указанных выше пределах не давали заметной разницы в высоте отражающих слоёв. Это указывает на возможность существования довольно резких границ между огдельными слоями воздуха. Такой результат представляется достаточно неожиданным, ибо, казалось бы, для у. к. в. типичным должен являться другой случай, когда границы слоёв размыты и отражение от них носит диффузный характер.

Таблица 2

Полёт	Дата	Высота отражающего слоя (над уровнем моря) ио данным радио- измерений, <i>к.м</i>	Высота температурных инверсий (над уровпем моря) по данным полётов, км		
$ \begin{array}{c} 1\\ 2\\ 3\\ 4\\ 5\\ 6 \end{array} $	22/XII 1938 28/XII 1938 2 I 1939 5 I 1939 6/I 1939 22/IV 1939	1,4 1,09 1,2 и 1,8 от 1,52 до 1,9 1,14 1,29 1,50 1,63 1,45 1,75 2,3 2.6	1.2 1,04 1,15 и 1.7 1,5 1,16 1,56 от 1,4 до 1,65 2,1		

В самое последнее время Фрайнд³⁴ опубликовал результаты опытов, произведённых Гарвардским университетом совместно с Бюро погоды. Температура воздуха и его влажность определялись с помощью раднозондов. На основании этих дапных подсчитывались значения $\varepsilon = 1$ по формуле¹)

$$(\varepsilon - 1) \, 10^{-\varepsilon} = \frac{157.5}{T} \Big(p_{sos} - \frac{1}{T} \frac{4\,800}{T} p_{so}, nap \Big) \,.$$

Здесь $p_{возд}$ — давление воздуха и $p_{sod, nap}$ — упругость водяных паров даны в миллибарах; T — абсолютная температура.

Так как показаний радиозондов было недостаточно для построения плавной зависимости $\varepsilon = 1$ от h, то пришлось ограничиться определением средних значений для каждой пары соседних измерений. Это привело к тому, что расчётные диаграммы для $\frac{\Delta(\varepsilon = 1)}{\Delta h}$ имеют вид составленных из отдельных прямоугольников («блоков»).

На рис. 10 приведена одна из подобных диаграмм. Справа дана кривая интенсивности радиоэхо с различных высот ($\lambda = 123 \text{ м}$). Фрайнд указывает, что в случае резких неоднородностей эта зависимость (при $\frac{dz}{dh} = \text{const.}$) имела бы вид непрерывно убывающего «клина», обусловленного равномерным диффузным отражением с разных высот. Наличие неоднородностей создаёт выступы и впадины на этом «общем фоне»

16

¹⁾ Эта формула, предложенная Мэмфордом ³⁵, легко получается из формул (18) и (19) нашей статьи ⁴. Отметим также, что влияние воды, находящейся в жидкой и твёрдой фазах, в этой формуле никак не учитывается.

огражения из тропосферы, который накладывается на фон флуктуаций в приёмной апьаратуре. В интервале высот от 0 до 4 км обычно существует несколько областей резких неоднородностей, для которых коэффициент отражения может доходить до 10^{-4} (коэффициент отражения для основного фона – порядка $10^{-6} - 10^{-7}$). В общем расчётные и экспериментальные дзиные совпадают довольно хорошо; те случан, когда это совпадение отсутствует, могут быть отнесены за счёт тонкой структуры тропосферы, обнаруживаемой лишь путём наблюдения ралиоэхо.

4. Томас и Колвел ³⁶ приближённо вычислили коэффициент отражения Ф для случая нормального падения волны на тонкий илоский слой тол-





температура, о-упругость водяных наров (Фрайна).

щиной D, номещённый между двумя средами с разными диэлектрическими коэффициентами ε_1 (внизу) и ε_2 (вверху).

К достоинству их метода следует отнести то обстоятельство, что они применяют не «лучевую», а волновую трактовку, исходя из упронцённого применительно к рассматриваемому случаю волнового уравнения

$$\frac{d^2E}{dz^2} \stackrel{}{=} \frac{k^2}{\varepsilon}(z) \cdot E = 0,$$

Here $k = \frac{\omega}{c}$ - BOJHOBOE MUCAO.

2 - Уснеха физач, наук, т. XXVI, вын. 1,

Stantin Englis Signalia Stantioonal (Bergis Диэлектрический коэффициент рассматриваемого (тонкого!) промежутолного слоя ови принимают изменяющимся по закону

$$\mathfrak{s}(z) = \mathfrak{s}_1 \left(\frac{z}{z_1} \right)^{2p} = \mathfrak{s}_2 \left(\frac{z}{z_2} \right)^{2p}$$

и вводят обозначение

$$n = \left[\begin{array}{c} \frac{1}{2} 2\pi z & \frac{2}{2} \\ \frac{2}{2} \end{array} \right]^p;$$

здесь z_1 и z_2 – ординаты нижней и верхней границ слоя, а p – неопределённый показатель, про который известно, что p < 1 при n > 1.

Для поля внутри слоя приближённо можно положить:

$$E = A \exp(j\Delta - \delta) - B \exp(-j\Delta - \delta),$$

тде

$$\Delta = \frac{k \, V \, \varepsilon_1 z^{p-1}}{(p + 1) \, z_1^p} \quad \text{if } \quad \xi = - - \frac{p}{2} \, \ln z_1.$$

Для поля в точках, расположенных под слоем ($z < z_1$), очевидно,

$$E_1 = A_1 \exp(jk\sqrt{\varepsilon_1 z}) + B_1 \exp(-jk\sqrt{\varepsilon_1 z}).$$

Аналогичное выражение получается и для поля в точках, расположенных над слоем $(z > z_{g})$. Подстановка этих выражений в граничные условия приводит к формуле для коэффициента отражения

$$\Phi = \frac{p(n^{1/p} - 1) \sin\left[k \sqrt{\epsilon_1 D} \left(\frac{n+p}{n+1}\right)\right]}{2k \sqrt{\epsilon_1 D}}.$$
(9)

Из этой формулы следует, что коэффициент отражения может проходить через нуль, причём «первый нуль» имеет место при голщине слоя D_6 , определяемой из условия

$$kD_0 = \frac{\pi}{V_{z_1}} \frac{n+1}{n+p}.$$

Для случая весьма тонкого слоя ³⁷, характеризуемого весьма малым значением $\Delta \varepsilon = \varepsilon_2 - \varepsilon_1$, показатель p - 1 и выражение (9) могут быть приближённо представлены как

$$\Phi = \frac{n-1}{2}$$

Но так как ε_1 лишь мало отличается от единицы, го $n = \sqrt{1 + \Delta \varepsilon} \approx 1 + \frac{\Delta \varepsilon}{4}$ и, следовательно, $\Phi = \frac{\Delta \varepsilon}{4}$.

Очевидно, что этот результат соответствует выражению (7) для коэффициента отражения от резко ограниченного слоя.

Несколько другое выражение для коэффициента отражения от диффузного слоя получил Студлей ³⁸. Базируясь на работах Дарвина ⁸⁹ и Харвлияние тропосферы на устойчивость прёнма радиоволи

три 40, он получил выражение

$$\mathbf{\Phi} = \left[\frac{1}{4} \left(\sec^2 \varphi - A\right) \int_{-\infty}^{\infty} \frac{dz}{dz} \exp\left(-\frac{\beta 4\pi z \cos \varphi}{\lambda}\right) dz\right], \quad (10)$$

19

где *ф* угол падения, *A* — векоторая постоянная, равная нулю при горизонтальной поляризации и двум при вертикальной поляризации.

При нормальном падении это выражение совпадает с результатами Ферстерлинга⁴¹. Интересно отметить, что связь между коэффициентами отражения, соответствующими случаям нормального и косого падения. имеет вид

$$\frac{\Phi(\lambda,\varphi)}{\Phi\left(\frac{\kappa}{\cos\varphi},0\right)} = \sec^2\varphi - A,$$

не зависящий от закона изменения с с высотой.

Для вертикального отражения от тропосферных слоёв волны длиною в 160 *м* Студлей получил значения Ф, лежащие в пределах от 10⁻⁶ до 10⁻⁵.

5. Возможна, наконец, и такая концепция, в которой отражающие слой тропосферы рассматриваются как совокупность небольших облакообразных неоднородностей воздуха, могущих иметь форму или илоских образований, или глобул.

Пиддингтон ¹⁸ сделал попытку сравнения величин коэффициентов отражения от такой глобулы, с одной стороны, и от бесконечного плоского



Рис. 11. Принципнальная схема импульсного передатчика (Харанг и Штофреген)

слоя, — с другой. Если, упростив условия, положить, что глобула ограничена круглой плоской частью, обращённой к приёмнику, то применим метод френелевской диффракции. Тогда оказывается, что для такой глобулы диаметром 540—775 м, расположенной на рассгоянии 5 км, коэффициент отражения при $\lambda = 30$ м вдвое больше, чем для плоского слоя с тем же є. Если же постулировать, что обращённая к приёмнику сторона облачка вогнута, то для Ф можно получить и ещё бо́льшие значения.



Развивая эти положения, вероятно, возможно создать достаточно правдоподобную картину отражения от слоёв из подобных глобул, сгруппировавшихся на определённых высотах. Возможность существования таких слоёв (хотя бы и спорадических) легко объяснила бы экспериментальные результаты Ватсона Ватта⁴, а возможно и кратковременные периоды прекращения радиосвязи со стратостатом «Эксплорер-II», имевшие место при его подъёме 42. Кроме того, если ещё допустить (это допущение не лишено вероятности), что эффективное отражение от таких гипотетических слоёв может получиться также и при их «освещении» сверху, то не исключена возможность некоторого искажения показаний авиационных радноальтиметров при полётах над такими слоями¹).

Однако, геофизическая вероятность образования в тропосфере таких сильно отражающих слоёв нам неясна.

6. В заключение этого параграфа необходимо отметить возможность отражения зондирующих импульсов не только от тропосферных слоёв, но й от гор, высоких строений и, наконец, самолётов. Специальные исследования в этом направлении провели Харанг и Штофреген²⁰ в Тромсё. Они работали на волне) $= 7.3 \ M$ (42 MHz). На рис. 11 приведена схема их передатчика, работавшего на полуволновой вибратор с рефлектором. При импульсах продолжительностью от 10^{-5} до $2 \cdot 10^{-5}$ сек. мощность в вибраторе была порядка 4 kW. Схема приёмника дана на рис. 12. Приёмник имел два каскада усиления высокой частоты (от 30 до 60 MHz), смеситель, восемь каскадов усиления на промежуточной частоте (4 MHz), детектор и два каскада усиления низкой частоты. Подбор элементов схемы обеспечивал нормальный приём отражённых сигналов с расстояний 4 — 5 *км*.

С такой аннаратурой получались отражения с расстояний порядка 8—20 км, которые были вполне устойчны во времени. При увеличении расстояния между передатчиком и приёмником

Описание азнационных радиоальтиметров, действие которых основано на отражении разловоли от земли. можно (найти в статьях Матсуо 43 и Эспеншида и Ньюхоуза 44.

до 150, 900 и 2000 м интенсивность отражённых сигналов не мелялась. Дальнейшее исследование показало, что отражённая интенсивность сильно зависит от расположения передающего вибратора. На рис. 13 приве-

дены осниялограммы, соответствующие различным условиям онытов: a—горизонтальный вибратор с рефлектором, расположенный на лияни восток—запад: b— то же расположение вибратора, ио без рефлектора; c—горизонтальный вибратор без рефлектора, расположенный по линии север—юг; d—вертикальный вибратор без рефлектора.

При расположениях a и b было нолучено по два отражения с 8 п 14,8 к.и; при расположении c – одно отражение с 15,6 к.и; при расположении d — серия отражений с 8 до 15 к.и (кривая e соответствует эталонирующей частоте 3 000 MHz). Другие опыты на частоте 11,5 MHz, с мощностью около 50 kW в импульсе, дали отражение с расстояния в 17 к.и.



5-20 *к.м.*, то названные авторы объяснили полученные ими результаты отражением от гор, в чём вряд ли можно сомневаться. Действительно, за это говорит и постоянство отражений во времени, и зависимость их от ориентировки вибраторов.

Очевидно, что в этих опытах отсутствуют те тропосферные отражения, о которых сообщают Ватсон Ватт, Колвел, Энглунд и др. (см. выше). Вряд ли это обстоятельство хоть сколько-нибудь компрометирует все опыты с отражением. Скорее приходится считать, что в условиях опытов в Тромсё атмосферные условия не благоприятствовали созданно тех резких слоёв неоднородности, которые необходимы для получения таких отражений. Что такие обстоятельства, повидимому, встречаются, можно усмотреть и из результатов Вайника² в Англин, который также не обнаружил отражений (во всяком случае, регулярных) при своих, -- правда, преследовавших совсем иные цели,--опытах.

Укажем также, что Гиш и Букер ⁹, сравнивая результаты опытов Колвела и Фрайнда с результатами Ватсон Ватта и др., высказали предположение, что условия онытов в Америке и Англии могут быть весьма различными.

Что же касается возможности отражения у. к. в. от самолётов¹), то хорошую иллюстрацию такого отражения при волие $\lambda = 4.7 \ m$ приводят Энглунд, Кроуфорд и Мэмфорд³⁰. На рис. 14 даны записи поля.



Рыс. 13. Отражение от гор (Тромсё); длина волны 7,3 м (Харанг н Штофреген)

Первое упомвнание по этому вопросу см. в статае Тревора и Катерл 45а.

полученные при полётах аэроплава над линней связи. Частые изменения поля объясняются быстрым изменением длины пути отражённых (от самолёта) лучей, интерферирующих с основным полем в точке приёма.



Время в часах и минитах

Рис. 14. Изменения поля, вызывлемые отражением у. к. в. от самолёта (Энглунд н др.)

Некоторые данные по этому вопросу содержатся в статьях Райса ^{45b}. Берроуза, Десино и Ханта ^{45c} и облорной статье И. В. Бренева ^{45d}. О возможности такого отражения упоминают также Эппльтон и Пиддингтон ¹⁷.

§ 3. «ТРОПОСФЕРНЫЕ ВОЛНЫ» И МЕТОДИКА ИХ РАСЧЁТА

1. Постулировав существование в тропосфере отражающих слоёв с относительно резкими изменениями Е и их стабильность, можно



Рис. 15. Схематический ход основных лучей. определяющих поле «тропосферной» волны

определить напряжённость поля, создаваемого в точке приёма в результате отражения от этих слоёв.

Первая попытка расчёта такого поля принадлежит Энглунду, Кроуфорду и Мэмфорду ⁸⁰, рассмотревшим случай равных высот передатчика и приёмника. Этот случай схематически показан па

рис. 15. Очевидно, что наличие огражающего слоя должно привести к понаданию в точку приёма минимально четырёх лучей, совокупность которых определяет собой напряжённость поля стропосферной» волны. Будем вести все рассуждения, полагая слой резко ограниченным.

Если бы диэлектрический коэффициент воздуха между землёй и отражающим слоем не зависел от высоты, то рефракция отсутствовала бы и все траектории лучей были бы прямолинейными. Однако, с увеличением высоты є убывает, следствием чего и является рефракционное искривление всех траекторий. Указанные авторы постулируют линейное убывание є с высотой (между землёй и слоем) и заменяют истинный земпой раднус a эквивалентным раднусом $a_{e} = 1.33 a$, после чего считают траектории всех лучей прямолинейными ⁴).

Подагая, что отражающий слой тропосферы расположен на высоте 1500 м и характеризуется значением $\Delta \varepsilon = 10^{-5}$. Энглунд, Кроуфорд и Мэмфорд вычислили (для излучаемой мощности $P_2 = 1 \text{ kW}$) зависимость напряжённости поля тропосферной волны от расстояния при высоте перетающей антенны h = 42 m.

высоте приёмной антенны : = 5 м и длине волны A == 4.7 .W. На рис. 16 даны две кривые, соответствующие случаям вертикальной (A_V) и горизонтальной (Ан) поляризаний. Сам расчёт в статье не приведён. Для сравнения на этом же чертеже приведены диффракционные кривые для переда-MODEM ($\varepsilon == 80$; чи нал $z = 5 \cdot 10^{-11} \text{ CGSM}$). Kpuвая для вертикальной поляризации (Ву) вычислена но формуле Введенского 47, кривая для горизонтальной поляризации (*B_H*)—по формуле Грэй ⁴⁸.



Рис. 16. Теоретические кривые зависимости напряжённостей полей тропосферных и диффрагированных волн от расстояния (Энглуид, Кроуфорд и Мэмфорд)

При вычислении этих кривых Энглунд и др. ввели в диффракционные формулы эквивалентный земной раднус $a_e = 1,33 a$. Такая замена, по их мнению, позволяет учесть влияние средней рефракции на диффракцию. Однако, как мы это указали в нашей статье ¹, законность такого приёма, приводящего к уменьшению наклона прямолинейной части диффракционных кривых (начерченных в логарифмическом масштабе), является по меньшей мере недоказанной ²). В настоящее время одним из нас получена диффракционно-рефракционная формула, показывающая, что величина a_e влияет существенно отличным образом на ход кривых ^{13, 48а}. Благодаря этому диффракционно-рефракционные кривые идут не в ы ше диффракционных кривых без учёта рефракции, а ниже (в рассматриваемом случае на 7–12 db в зависимости от расстояния), причём это относится как к вергикальной, так и к горизонтальной иоляризациям.

¹) Неудачная попытка более строгого учёта рефракции, основанная на фактической зависимости с от высоты, содержится в работе Эккарта и Плендля ⁴⁶, критика которой дана в нашей статье¹.

²) Единственной попыткой такого обоснования является работа Эккерслея и Миллингтона ⁴⁹, применивших метод фазовых интегралов. Разбор их вывода пока ещё не сделан.

2. Из рис. 16 ясно, что вблизи горизонта, расстояние до которогоири данных *h* и *z* равняется 36 *км* (с учётом поправки на среднюю рефракцию), диффракционное поле на 30---40 db превышает поле тропосферной волны [(или с указанной (¹а) поправкой на 20---30 db]. В этой зоне, по соображениям Энглунда и др., приём должен быть относительно устойчивым¹). В точке приёма (Ист-Моричс), расположенной на расстоя-



Рис. 17. Теоретическая зависимость поля тропосферной волны (в db относительно поля свободного пространства) от высоты отражающего слоя. Расстояние 112 κm , $\lambda = 4,7 m$ (Энглунд, Кроуфорд и Мэмфорд) нин 112 км от передатчика, напряжённости полей тропосферных и дифрагирующих волн уже вполне сравнимы; это останется верным и при внесении указанной поправки. Интерференция этих полей, по мнению Энглунда и др., делает приём ва таких расстояниях менее устойчивым.

Наконец, на ещё больших расстояниях диффракционное поле становится совсем незначительным и прнём обусловливается лишь тропосферной волной. Естественно, что при исчезновении слоя такой прнём пропадает. Очень возможно, что именно этим и объясняются случаи относительно весьма сильного, но и весьма непостоянного приёма метровых волн из расстояниях порядка 500—800 к.м. описанные Охманом и Плендлем ⁵⁰.

На рис. 17 дана зависимость поля тропосферной волны от высоты

отражающего слоя и значения $\Delta \varepsilon$, вычисленная Энглундом и др. для приёма в Ист-Моричсе (112 км). Вследствие зависимости коэффициента отражения слоя от поляризации влияние высоты отражающих слоёв также зависит от поляризации. При вертикальной поляризации (h = 42 м и z = 5m) поле монотонно падает вплоть до высоты слоя в 4700 \dot{x} : в то же время при горизонтальной поляризации (h = 45 м и z = 9,5 м) на высоте 3000 м имеет место глубокий минимум. Однако, при совсем низкорасположенных слоях влияние поляризации несущественно.

Располагая экспериментальными данными (за 45 дней) о наличии отражающих слоёв, их высоте и $\Delta \varepsilon$, указанные авторы сопоставили значения напряжённости поля, вычисленные на основании теоретических соображений, с фактически наблюдёнными. Результаты этого сопоставления даны на рис. 18.

Треугольничками показаны отношения расчётных полей тропосферных волн к полю «свободного пространства» (А-компонента). Отношения диффракционных полей, вычисленных по формуле Введенского (но с экви-

¹) Высказав такое суждение, Энглуид, Кроуфорд и Мэмфорд, повидимому исдооценили влияние изменений средней рефракции на диффракционное поле см. § 4).

валентным земным радиусом a_e), к полю свободного пространства (*B*-комнонента) показаны кружками. Вертикальные линии соответствуют относительным значениям наблюдённых полей. Верхние концы этих линий дают максимальные значения полей, а нижние концы — такие «средние» поля, которые превышаются в течение $50^0/_0$ времени наблюдения и лежат выше полей, измеренных в остальные $50^0/_0$ времени.

В тот период, когда слоёв не наблюдалось, вапряжённости полей, вычисленные по диффракционным формулам с *a_c*, превосходили наблюдённые в средвем на 8 db; песмотря на это указанные авторы склонных



Рис. 18. Сопоставление теоретических и экспериментальных данных при раднопередаче на 112 км. $\lambda = 4,7$ м; вертикальная поляризация; h = 42 м; z = 5 м. $1 \rightarrow$ явно выраженный слой с $\Delta z \approx 10^{-5}$; 2 -слоя мет; 3 -слабый слой с $\Delta z \approx 10^{-5}$; 4 - неопределённый слой; 5 - возможный слой ниже 400 м; $\Delta -$ вычисленная A-компонента; o - вычисленная B-компонента (Энглунд, Кроуфорд и Мэмфорд)

видеть в приводимом сопоставлении хорошее подтверждение справедливости своих расчётов. Однако, в свете указанной выше диффракционно-рефракционной формулы последнее рассуждение находит себе полное объяснение. Действительно, для расстояния в 112 км мы по новой формуле находим значения поля на 10 db меньшие, чем по формуле, применённой Энглундом и др., что и совпадает вполне удовлетворительно с наблюдёнными им значениями поля при отсутствии слоёв.

3. В 1940 г. Нортон⁵¹ опубликовал в материалах Американской федеральной комиссии связи расчёт поля тропосферных волн. Постулировав резкую границу отражающего слоя (рис. 19), он воспользовался обычными выражениями для коэффициентов отражения Френеля.

При горизонтальной поляризации \overline{E} для этого коэффициента, как известно ¹), имеем:

$$F = \frac{\cos \varphi - V \varepsilon_2 - \sin^2 \varphi}{\cos \varphi + V \varepsilon_2 - \sin^2 \varphi} \,.$$

¹) См., например. ³¹, § 2.1.

Из этого выражения ввиду чрезвычайной малости $\Delta \varepsilon = \varepsilon_2 - \varepsilon_1 \approx \varepsilon_2 - 1$ приближённо нолучаем:

$$F \approx -\frac{\Delta z}{4\cos^2\varphi} \left(1 - \frac{\Delta z}{4\cos^2\varphi} - \dots\right). \tag{11}$$

Аналогично, при вертикальной поляризации для коэффициента отражезния имеем:

$$f = \frac{\frac{\varepsilon_2}{\varepsilon_1} \cos \varphi - \sqrt{\frac{\varepsilon_2}{\varepsilon_1} - \sin^2 \varphi}}{\frac{\varepsilon_2}{\varepsilon_1} \cos \varphi + \sqrt{\frac{\varepsilon_2}{\varepsilon_1} - \sin^2 \varphi}}$$

откуда приближённо получаем:

$$f \approx \frac{\Delta z}{2} - \frac{\Delta z}{4 \cos^2 \varphi} - \left(\frac{\Delta z}{4 \cos^2 \varphi}\right)^2.$$
(12)

Если пренебречь рефракцией в атмосфере на пути к отражаю-



Рис. 19. Обозначения см. в формуле 13

ндему слою, то угол падения у (рис. 18) определится так:

$$\operatorname{tg} \varphi = \frac{a \sin \vartheta}{a \left(1 - \cos \vartheta\right) + H}$$

это при относительно малых $R = 2R_{\pm}$ приводит к формуле:

$$\cos^{2} \varphi = \frac{\left(\frac{R^{2}}{8a^{2}} + \frac{H}{a}\right)^{2}}{\frac{R^{2}}{4a^{2}}\left(1 + \frac{H}{a}\right) + \left(\frac{H}{a}\right)^{2}}.$$
 (13)

26

На рис. 20 даны значения коэффициентов отражения, вычисленные Нортоном по формулам (11) и (13) для слоёв на высотах 0,75; 1,5 и З км при трёх значениях $\Delta \epsilon$: 10⁻⁴, 10⁻⁵ и 10⁻⁶.

Из рис. 18 следует, что φ имеет наибольшее значение при $R = 2R_t$, где $R_t = \sqrt{2aH}$ расстояние до горизонта для точки (отражения), расположенной на высоте H. В этом случае

$$\cos^2 \psi_{\max} = \frac{4H}{2a+3H} \,.$$

чем и определяется та область, в когорой возможна приближённая «отражательная» трактовка рассматриваемых явлений. Однако, Нортон пользуется этим значением φ_{max} и при расстояниях, превышающих R_0 , пытаясь таким путём связать диффракционное распространение вокруг земли с отражением от слоя.

Очевидно, что строгое решение этой диффракционной задачи потребовало бы математической трактовки в духе известной работы Ватсона ⁵², посвящённой диффракции радиоволн в пространстве между поверхностью земли и окружающим её концентрическим ионизированным слоем.

4. Ограничившись рассмотрением лучей, испытывающих однократное



Рис. 20. Коэффициенты отражения от слоя и интерференционные множители. Горизонтальная поляризация (Нортон).

отражение от слоя, Нортон совместил точки этого отражения в одну¹). При радиопередаче в пределах горизонта (по отношению к точке отражения от слоя) приближённую формулу для напряжённости поля (амплитудное значение) можно представить в виде

$$E := \frac{300 \, V \,\overline{P_{\Sigma}}}{R} \, F \cdot 2 \, \sin\left(\frac{4\pi h' H'}{\lambda R}\right) \cdot 2 \, \sin\left(\frac{4\pi z' H''}{\lambda R}\right). \tag{14}$$

Первый множитель этой формулы определяет поле уединённого элементарного диполя («поле свободного пространства»), убывающее обратно пропорционально расстоянию; коэффициент отражения F учитывает ослабление поля при отражении от слоя (горизонтальная поляризация). Остальные два множителя учитывают интерференционную структуру поля («интерференционные множители»). Здесь h', H', z' и H"--- так называемые

¹) На примере плоской земли и плоского отражающего слоя (см. приложение 1) легко убедиться, что при переносе всех точек отражения этих лучей в одну фазовые соотношения практически не нарушаются. В реальном случае сферической земли это совмещение менее строго. Однако, вряд ли имеет смысл детально учитывать это обстоятельство ввиду заведомо неправильной формы отражающего слоя и преисбрежения всеми остальными лучами.

«приведённые высоты», определяемые по приближённым формулам¹):

$$\begin{split} h' &= h - \frac{R^2}{2a_e} \left(\frac{h}{h+H}\right)^2 \quad \text{w} \quad H' = H - \frac{R^2}{2a_e} \left(\frac{H}{H+h}\right)^2 \\ \text{origino} \\ z' &= z - \frac{R^2}{2a_e} \left(\frac{z}{z+H}\right) \quad \text{w} \quad H'' = H - \frac{R^2}{2a_e} \left(\frac{H}{H+z}\right)^2. \end{split}$$

На рис. 20 приведены зависимости интерференционных множителей $\xi(h, H, R) = A_1$ и $\xi(z, H, R) = A_2$ от расстояний R_1 и R_2 , равных 0,5 R,



Рис. 21. Теоретическая зависимость поля тропосферной волны от расстояния. $\lambda = 6 \, M$; $h = 305 \, M$; $z = 9 \, M$; $H = 1.5 \, \kappa M$; $\Delta \varepsilon = 10^{-5}$; $P_{\Sigma} =$ = 1 kW (Нортон)

вычисленные Нортоном для частоты высотах $h == 305 \, \text{M}.$ 50 MHz при z = 9 *м* и H = 1.5 *км*. Различие этих кривых объясняется тем, что h > z, вследствие чего разности хода между интерферирующими лучами (прямыми и отражёнными от земли) различны. На рис. 21 дана зависимость поля тропосферной волны от расстояния $R = R_1 + R_2$, вычисленная Нортоном по формуле (14) для случая горизонтальной поляризации при h = 305 м и z = 9 м. Значение $\Delta \varepsilon$ принято равным 10^{-5} и H = -= 1,5 км. Для сравнения на этом же рисунке приведена диффракционная кривая, вычисленная Нортоном для передачи над сушей (є = 15 и $\sigma = 5 \cdot 10^{-14} \text{ CGSM}$).

Нортон рассматривает влияние изменений $\Delta \varepsilon$ в пределах от 10^{-4} до 10^{-6} ; высоты слоя H в пределах от 0,75 до 3,0 *км*; высоты передатчика *h* в пределах от 30 до 300 *м* и, наконец, частоты в пределах от

50 до 300 MHz. Из приведённых им кривых следует, что увеличение $\Delta \varepsilon$ увеличивает поле тропосферной волны; увеличение H уменьшает это поле при малых R и увеличивает его при больших R; увеличение частоты также увеличивает поле (в пределах некоторых расстояний). Эти кривые показывают, что при метеорологически возможных вариациях $\Delta \varepsilon$ и H ноле тропосферных волн может изменяться в сотни раз. Поэтому, несмотря на общий геофизический интерес всех этих расчётов, их практическая ценность пожа что ещё весьма проблематична.

Возникает вопрос о необходимости учёта влияния всех остальных лучей, испытывающих многократное отражение от слоя и от земли. Приближённый учёт совокупности всех этих лучей показывает, что при имеющей место малой величине коэффициента отражения от слоя можно

и анало

¹⁾ См., например, ³¹, § 6.1, разд. 2. Вопрос о более точном определении приведённых высот рассмотрен. Аренбергой и Перецом ³¹а.

ограничиться лишь учётом лучей, однократно отражающихся от слоя. В силу этого формула (14) может рассматриваться как вполне достаточное приближение (см. приложение 1). При этом очень вероятно, что, проведя достаточно, последовательно анализ для всей совокупности дучей, можно притти к результатам, близким к тем, которые должна дать строгая теория, базирующаяся, может быть, на указанной работе Ватсона.

Таким образом, приведённые расчёты пока что способны лишь дать нредставление о величине флуктуаций наблюдаемых полей вследствие тропосферных отражений. Возможно, что впоследствии организуется специальная «служба тропосферы», аналогичная достаточно широко практикуемой ныне «службе ионосферы» и более целеустремлённая, чем существующая ныне метеорологическая служба. Может быть, тогда подобные расчёты получат гораздо более прочный фундамент.

Укажем также, что если бы мы имели дело не с зеркально отражающим слоем, а с отдельной глобулой, находящейся на высоте H, то тогда цоле у такой глобулы от передатчика, распо-

ложенного в пределах её горизонта, приближённо равнялось бы

$$E_1 \approx \frac{300 \, \sqrt{P_{\Sigma}}}{R_1} \cdot 2 \sin\left(\frac{2\pi h' H'}{\lambda R_1}\right).$$

Далее, рассматривая эту глобулу как некий фиктивный излучатель, для поля,

создаваемого ей в точке приёма (также расположенной в пределах горизонта), мы имели бы выражение

$$E \approx \frac{KE_1}{R_2} 2 \sin\left(\frac{2\pi z'H''}{\lambda R_2}\right) =$$
$$= K \frac{300 \sqrt{P_2}}{R_1 R_2} 2 \sin\left(\frac{2\pi h'H'}{\lambda R_1}\right) \cdot 2 \sin\left(\frac{2\pi z'H''}{\lambda R_2}\right). \tag{15}$$

Здесь К --- некий диффракционный коэффициент, учитывающий характер «вторичного излучения» глобулы; R₁ и R₂ -- расстояния, в данном случае не обязательно равные друг другу (рис. 22).

Сравнивая эту формулу с формулой (14), мы видим, что в случае глобулы имеет место множитель $\frac{K}{R_1R_2}$, где $R_1 \neq R_2$, который в случае зеркально отражающего слоя переходиг в множитель $\frac{F}{R_1 + R_2}$, гле $R_1 = R_2$ = R₀. Совокупность отдельных глобул может дать ещё более сложную картину поля. Выше нами были приведены некоторые соображения Пиддингтона¹⁸, относящиеся к этому вопросу (см. § 2, пункт 5).

5. Все предыдущие рассуждения, касавшиеся тропосферных воли, постулировали отсутствие дисперсии. Правда, по мнению Холмса 53, во влажном воздухе, под действием радиоволи, возможны колебания молекул воды, дипольный момент которых испытывает в электрическом поле Земли воздействие направляющей нары сил. Эго вводит в рассмотрение



Рис. 22. Схематический ход луз чей при отражении от глобулы

дисперсию радиоволи, что, разумеется, сильно усложняет все теоретические выкладки. Однако, как показывает В. Л.Гинзбург^{53а}, посылки Холмса не соответствуют действительности.

§ 4. ВАРИАЦИИ ПОЛЯ ПРИ ПРИЁМЕ У. К. В.

1. Для практических приложений вопросом кардинальной важности являются оценка устойчивости приёма на у. к. в. и зависимость этой устойчивости от расположения корреспондирующих пунктов, рельефа местности и Характера почвы, длины волны и её поляризации, времени суток и сезона и, наконец, метеорологических условий. Все эти факторы, разумеется, взаимодействуют, и разделение их влияния неизбежно сопряжено с весьма значительной дозой условностей. Однако, без такого разделения, естественно, нельзя обойтись.

Экспериментальные работы по распространению у. к. в. до 1935— 1936 гг. почти не содержали в себе каких-либо количественных данных, касающихся постоянства силы приёма в различных условиях, и давали лишь весьма расплывчатую качественную оценку¹). Работы последних лет, где применялась современная аппаратура, дали весьма значительный количественный материал, правда, относящийся, главным образом, к распространению волн только метрового диапазона.

Большая часть этих работ принадлежит американским авторам, поэтому, естественно, все эти исследования относятся к климатическим условиям Америки (главным образом, к районам окрестностей Нью-Йорка). Литературных сведений, касающихся исследований в других странах, несравненно меньше; они исчерпываются данными исследования приёма телевизионных передач вблизи Лондона и, повидимому, специально поставленным исследованием по распространению метровых волн в Германии.

Вопросы устойчивости приёма на дециметровых волнах обследованы весьма неполно. В этом диапазоне имеются только некоторые скудные количественные данные, относящиеся к условиям США и Ламанша.

2. Взаимное расположение корреспондирующих пунктов, разумеется, не может не влиять на устойчивость связи на у. к. в., ибо от этого расположения в сильной степени зависит соотношение земной и тропосферной компонент поля в данной точке приёма. По этой же причине важен характер рельефа местности и почвы между корреспондирующими пунктами.

Ещё в 1935 г. Берроуз, Десино и Хант⁶¹, экспериментировавшие на волне в 8,65 *м*, отметили прогрессивное увеличение фэдингов при увеличении расстояния²). Это положение полностью подтверждается результатами более поздней работы Мак-Лина и Викайзера⁶². Их передающая антенна (горизонтальные вибраторы) была установлена на Эмпайр Стет

¹) См.³¹, табл. 18 (стр. 257), касающуюся опытов Жуо⁵⁴ (Франция), Маркони ⁵⁵ (Италия), ВЭИ³² (СССР.) Гершенбергера ⁵⁶ (США), Линденблада ⁵⁷ (США) и НКСвязи СССР, а также некоторые данные об опытах Шольца ⁵⁸ (Германия), Колстера ⁵⁹ (США) и Тревора и Джорджа ⁶⁰, приведённые там же на стр. 268 и 269.

²) Подробнее об этой работе см. ³¹, стр. 268.

Бильдинг на высоте около 396 *м* над землёй. Наблюдения на частотах 52 MHz и 49,5 MHz велись одновременно в трёх пунктах, расположенных на расстояниях 51, 115 и 275 *км*. Первый из этих пунктов находился в пределах горизонта передатчика.

Таблица З'

Расположение	День, db		Ночь, db		Нанбольшие
		max	min	max	за день
Нью-Брунсвик (51 км) Моплеглен (115 км) Ройстертоун (275 км)	$\begin{array}{c} 0.5\\ 2\\ 15\end{array}$	2 17 40+	$\substack{0,5\\2\\3}$	3 30 35	$10 \\ 25 \\ 49 +$

Вариации поля при приёме на 52 MHz

В табл. З даны значения максимальных и минимальных изменений поля (в децибелах), имевшие место в течение 30-минутных дневных и ночных наблюдений в указанных пунктах (июнь-июль 1937 г.). Последняя графа таблицы даёт максимальные вариации поля за день.

Эта таблица подтверждает увеличение глубины вариаций поля с расстоянием. Очевидно, что при небольших расстояниях такая зависимость, главным образом, обусловлена рефракцией у. к. в. в самых нижних слоях тропосферы; при увеличении расстояний начинает играть роль изменение относительной величины земной и тропосферной компонент поля. В этом можно убедиться на основании опытов Энглунда, Кроуфорда и Мэмфорда³, которые вели свои наблюдения вблизи Нью-Йорка на расстояниях 62,7 км (приём на холме) и 65,9 км (приём за холмом). При передаче на волне в 4 м передающая антенна была поднята на высоту 9,15 м, излучаемая мощность была около 0,5 W; при работе на волне в 2 м высота передающей антенны была 4,33 м, излучаемая мощностьоколо 2-4 W; поляризация горизонтальная.

Как видно из записей поля (рис. 2), уже цитированных нами ранее, приём за холмом сопровождался более глубокими вариациями поля, что следует отнести за счёт ослабления земной компоненты поля.

3. Что касается влияния высоты поднятия антенн, то при высотах, обеспечивающих возможный максимум земной компоненты поля, приём должен обладать наибольшей устойчивостью. Эта устойчивость должна достигаться не только относительно большой, по сравнению с тропосферной, компонентой поля, но также и тем, что при таких «оптимальных» высотах вариации коэффициентов, карактеризующих среднюю рефракцию у. к. в. в тропосфере, должны оказывать минимальное влияние.

Базируясь на этом положении, Крогер, Тревор и Смит⁶⁸ в качестве меры борьбы с фэдингом рекомендовали расположение передающих и приёмных атненн, обеспечивающих разность хода между прямым и отражённым (от поверхности Земли) лучами, равную $\Delta r = \frac{\lambda}{2}$. Однако, как: показывают элементарные расчёты (см. приложение II), практическое выполнение этого условия потребовало бы сооружения очень высоких мачт, поэтому Крогер и др. рекомендуют ограничиваться менышими высотами, например обеспечивающими разность хода $\Delta r = \frac{\lambda}{6}$. С учётом изменения фазы поля при отражении от земли такое значение Δr соответствует сдвигу фаз между прямыми и отражёнными лучами 120°. При этом поле в точке приёма численно равно полю уедивённого излучателя. Однако, нет нужды специально доказывать, что это равенство не может быть истолковано как исключение влияния Земли и никоим образом как исключение тропосферной волны. Поэтому рекомендуемое указанными авторами значение $\Delta r = \frac{\lambda}{6}$ не соответствует каким-либо особенным условиям распространения у. к. в. Очевид ю, что при значени $\Delta r > \frac{\gamma}{6}$ поле будет менее чувствительным к вариациям Δr и при $\Delta r < \frac{\lambda}{6}$ —более чувствительным.

Сюда же можно отнести указания Ферсона и Ульриха⁶⁴, которые отметили, что передача через Ламанш на волне в 6 *м* была значительно более устойчивой, чем передача на волне в 17 *см*. Это можно объяснить тем, что разность фаз между прямым и отражённым лучами, выражаемая через $\frac{2\pi\Delta r}{\lambda}$, очевидно, гораздо более чувствительна к изменению рефракционных коэффициентов при более короткой волне, чем при более длинной. Огсюда напрацивается вывод о большей относительной устойчивости поля при передачах на более длинных волнах. Однако, последние опыты Энглунда и др.³ показывают, что подобное заключение не всегда справедливо. Действительно, из их наблюдений над устойчивостью поля



Рис. 23. Записи поля при одновременном приёме на близко расположенные приёмники. Расстояние от передатчика 90 км (Шольц и Эгерсдёрфер)

при передачах на волнах 4, 7; 4 и 2 *м* указанного вывода сделать никак нельзя (см. рис. 2).

4. Весьма интересным представляется вопрос об одновременности варнаций полей. наблюдаемых при приёме в различных пунктах. Эгерсдёрфер²⁷, Шольц н исследовавшие специально этот вопрос, указывают, что при разносе приёмных станций на 14 км совпадения в кривых записей поля двух близко расположенных передатчиков, работавших на волнах длиною 7,5 и 7,18 м,

при приёме на расстоянии 200 км, как правило, не наблюдалось. Хорошее совпадение получалось только при значительно более близком расположении приёмников. Рис. 23 даёт представление о характере таких записей, нодучаемых при приёме воли в 6,77 и 7.06 м на расстоянии 90 км (Берлин – Внилебен).

Ценные указання по этому вопросу приводит Вайник², изучавний распространение вертикально поляризованных воли в 6,66 и 7,23 *м* с передатчиков Лондонского телецентра Александра-Палас¹). Точка приёма находилась на 900 *м* ниже линии горизовта. При наблюдениях Вайник пользовался двумя отдельными приёмниками с вертикальными полуволновыми вибраторами, поднятыми на высоту $\frac{\lambda}{2}$ над землёй. Напряжения от этих приёмников подводились к общему катодному осщиллографу.

На рис. 24 даны записи поля, полученные при разносе приёмников в направлении, перпендикулярном к линии связи, на 3, 27 и 100 длин



Рис. 24. Записи поля при приёме на два отдельных разнесённых приёмника. Разнос: $a \rightarrow - - - на = 3\lambda; b \rightarrow - - на = 27\lambda; c - - - на = 100\lambda$ (Вайник)

волн. Как видим, при разносе в 3), как быстрые, так и постоянные варианиш поля полностью совпадают; при большем разносе быстрый фэдинг уже не совпадает. При дальнейшем увеличении расстояния между приёмниками прекращается также и совпадение медленного фэдинга. Очевидно, что, развивая подобные эксперименты, можно оценить степень искажённости фронта волны.

Что касается влияния поляризации, то здесь по имеющимся теоретическим и экспериментальным данным следует чётко различать случай распространения у. к. в. над морем от случая распространения над сушей. Это объясняется тем, что при распространении у. к. в. над морской водой при сравнительно небольших высотах земная компонента поля при его вертикальной поляризации значительно больше, чем при горизонталь-

З Успехи физич. наук, т. XXVI, вып. 1.

¹⁾ С подробным описанием этого центра можно ознакомиться по статье Мак-Намара и Биркиншау ⁶⁵, в которой даны результаты изменений напряжённости поля в Ломдоне и его предместьях. Некоторые данные по этому вопросу см. также ³¹, стр. 129.

ной. При распространении же у. к. в. над сущей земная компонента поля сравнительно мало зависит от применяемой поляризации.

Для примера мы приведём записи поля (рис. 25), полученные Энглундом и др. ³⁰ при передаче над морем на расстоянии 112 км. Передача



Рис. 25. Записи поля при передаче над морем. Различные поляризации (Энглунд, Кроуфорд и Мэмфорд)

на волне 4,74 *м* велась на двух поляризациях одновременно. Передающие антенны находились на берегу моря на высоте 42 *м*, антенны приёмника были расположены почти у края воды на высоте 5 *м*. Эти авторы работали с ромбическими антеннами, V-образными и полуволновыми. Как видим,



Рис. 2. Записи поля при передаче над сушей. Различные поляризации (Энглунд, Кроуфорд и Мэмфорд)

глубина замираний при горизонтальной поляризации значительно больше, чем при вертикальной.

На рис. 26 мы приводим результаты записей поля, полученные Энглундом и др. ³ при разных поляризациях при передачах над сушей на волне в 2 *м* на расстоянии в 65,9 *км*. Из этих кривых следует, что заметной разницы в медленных вариациях поля при передаче над сушей не наблю-

дается. Однако, быстрые вариации поля могут быть весьма различными. 5. Количественное сопоставление результатов, полученных различными авторами, представляется весьма затруднительным не только ввиду различия в расстояниях, но также и ввиду различия в характере местности. Кроме того, картина еще более запутывается случайным выбором времени экспериментирования, его общей продолжительности и различием в методах обработки.

Нервые систематические наблюдения за устойчивостью поля на метровых волнах, повидимому, относятся к 1935 г. Р. Хэлл²⁶, на которого вноследствии ссылались многие авторы, он бликовал тогда некоторые кривые, характеризующие вариации поля при рациопередаче на волпах около 5 м, на расстояниях порядка 175 км.

В своей более поздней работе 66 он дал описание анцаратуры, из когорой следует огметить интеграгор для анализа записей поля.

На рис. 27 дан общий вид усгановки, состоящей из приёмника, нишушего прибора и группы электрических часов, включаемых посредст-

вом реле. Для поочерёдного включения этих часов служило специальное приспособление из рейки с контактами, укреплённой на раме пишущего прибора. Контакты были расположены так, что перевод замыкающего приспособления с одного на другой соответствовал перемещению на 5 db сгрелки рекордера, записывающего уровень сигнала. Вначале замыкания этих контактов произ-

водились вручную самим экспериментатором, замыкавшим тог контакт, около которого находилась стрелка рекордера. Впоследствии эго устройство было автоматизировано. Сравнение показаний отдельных часов с показаниями главных непрерывно идущих часов позволяло определить процент времени, в течение которого сигналы имели тот или иной уровень. Замена циферблатов часов шкалами со 100 делениями позволила время, соответствующее данному уровню сигнала, сразу огсчитывать в процентах от всего времени наблюдения. Некоторые данные о подобных устройствах можно найти также в статье Гроскопфа и Фохта 67.

6. Большим пособием, ставящим вопрос о систематизации наблюдений за устойчивостью приёма у. к. в. на техническую почву, является введение временных характеристик устойчивости приёма. Пример такой характеристики, составленной Энглундом и др.³, мы видели на рис. 3. Эта характеристика построена на основании обработки наблюдений за вариациями поля за весь 1938 г. при приёме волны в 2 м на расстоянии в 65,9 км. По оси ординат отложено время, в течение которого сигнал был выше его расчетного значения; последнее в данном случае было равно полю свободного пространства (0 db).

Из этой кривой следует, что сигнал был меньше поля свободного пространства только 130, всего времени, причём ниже, чем 5 db, он был только в течение 0,10,0 всего времени. Такие слабые поля ночти всегда имели место ночью и в летние месяцы (см. ниже). Сигналы ниже на 10 db наблюдались примерно лишь за 99,5% всего времени; сигналы особенно высокого уровня, доходящего до превышения в 13 db, наблюдались только в течение 0,10/0 всего времени.



Рис. 27. Общий вид регистрирующего устрой-ства анализатором уровия сигналов (Р. Хэлл)

Кривые, характеризующие время, в течение которого вариации поля имеют тот или иной размах, приводят также Берроуз, Десино и Хант ⁴⁵, экспериментировавшие на волне в 2 M на расстоянии порядка 60 κM . Передающие и приёмные антенные устройства состояли из четырёх и шести горизонтальных полуволновых вибраторов. Передающая антенна была поднята на высоту 70 M над уровнем местности (143 M над уровнем мо-



Рис. 28. Процент времени, в течение которого вариации поля (за час) меньше указанных (Берроуз, Десипо и Хант)

ря); высота подъёма приёмных антенн составляла 24 м и 50 м над уровнем местности (70 м и 73 м над уровнем моря). Судить об устойчивости сигналов при приёме на конце линий связи можно по рис. 28, на котором указан процент времени, в течение которого вариации поля за 1 час меньше приведённых. Например, поля, вариации которых за 1 час были меньше 1 db, наблюдались за 40% всего времени, и т. д.; при этом за нулевой уровень принято среднее годовое поле за 1936 г. Берроуз, Десино и Хант дают также кривую, хоро-

ию совпадающую с кривой Энглунда и др., приведённой нами на рис. 3. Сопоставление отдельных кривых, полученных разными авторами

в Америке, даёт в общем неплохое совпадение. Однако, нрактика построения подобных кривых пока что, к сожалению, ограничивается только США. Это обстоятельство не позволяет сделать чёткого суждения относительно влияния климатических условий на устойчивость приёма у. к. в., а следовательно, и на возможность перенесения опыта одной страны (например, США) на условия другой.

Что касается диапазона дециметровых волн, то литературных данных, касающихся устойчивости поля при их приёме, известно весьма мало. Некоторый количественный материал, характеризующий эту устойчивость, содержится в статье Ферсона и Ульриха ⁶⁴. Эти авторы экспериментировали на волне в 19,4 *см* (см. ³¹, стр. 50 и 270) на расстоянии в 56 *км* (Лими--- Сент — Энглевер). Однако, сделать какие-либо достаточно чёткие количественные выводы на основании их работы весьма трудно.

Существуют также указания Крогера, Тревора и Смита⁶³, касающиеся устойчивости поля при приёме воли в 60 *см* на расстоянии 48 *км*. Эти авторы указывают, что при приёме в пределах горизонта «фэдинг больине 10 db возникал редко и то только на короткие периоды, меньшие часа». Как видим, все эти сведения крайне скудны, и вопрос об устойчивости приёма дециметровых воли нуждается в серьёзном систематическом изучении.

7. Все американские авторы единодушно отмечают существование чёткого сезонного и суточного хода фэдинга, причём указывают, что основ-

ные тенденции этого хода не зависят ни от длины волны, ни от поляризации. На рис. 29 дана сводка двухлетинх наблюдений Энглунда и др. ³,

дающая весьма ясное представление о характере сезонного хода.

Суточный ход достаточно чётко иллюстрируется другой диаграммой, приведённой на рис. 30. Из этой диаграммы следует, что наиболее устойчивый приём наблюдается в полуденные часы; иногда такой приём длится несколько (4 --- 6) часов. В ночные же часы, как правило. наблюдаются интенсивные флуктуации поля. Однако, **ЭТОТ** суточный ход сильно зависит от времени года. Ярче всего суточный ход выражен летом, в зимние же месяцы суточный ход выражен менее чётко.

К этому прибавляется ещё тот факт, что средняя величина поля также имеет суточный и сезонный ход, на что указывают как американские, так и английские авторы. Так, Жуо⁵⁴, Колстер⁵⁹, Тревор и др.⁶¹ отмечают, что среднее





Так, Ферсон и Ульрих 64 считают возможной девиацию дениметровых волн, за счёт которой они отнесли часть наблюдённых ими вариаций поля. Однако, приводимые ими данные столь неубедительны, что они сами в них не уверены.

Более чёткие высказывания по этому поводу принадлежат Вайнику², специально изучавшему этот вопрос в продолжение двух месяцев. Из приводимых им результатов следует, что при приёме



Рис. 29. Зависимость глубниы вариаций поля от времени года (Энглунд, Кроуфорд и Мэмфорд)

н Джордж⁶⁰, Р. Хэлл²⁶, Берроуз дневное поле слабее, чем ночное.

Аналогично средний уровень сигналов зимой сильнее, чем летом.

8. Весьма существенным моментом, играющим особо важную роль для оценки возможности пеленгации на метровых и дециметровых волявляется нах. BOILDOC 0 постоянстве направления прихода воли в точку приёма. В последнее время этот вопрос постепенно начинает освещаться литературе. в

волн в 7,3 *м* на расстоянии порядка 70 *км* девиация принимаемого луча может иметь чрезвычайно большие значения, доходящие до <u>++</u> 11,5°.

Эти цифры очень удивляют, и вообще весь этот весьма важный вопрос пока что ещё весьма мало изучен и требует к себе самого пристального внимания.

9. Корреляцию распространения у. к. в. с метеорологическими факторами стали искать с того самого момента, когда начала укрепляться мысль о преломлении у. к. в. в тропосфере. Отрывочные сведения по этому вопросу восходят ещё к Жуо⁵⁴, отметившему, что в жаркие солнечные дни приём на волнах 5—6 м (линия Ницца—Корсика, $R = 205 \ \kappa M$) был слабее, чем в пасмурные. Намёки на корреляцию с погодой можно найти также в исследованиях Маркони ⁵⁵ по распространению дециметровых волн ($\lambda = 57 \ cm$, $R = 175 - 270 \ \kappa M$). В опытах экспедиции ВЭИ ⁸² на Чёрном море ($\lambda = 60 \ cm$, $R = 40 - 100 \ \kappa M$) намечалась корреляция с ильного приёма с наличием рефракционной видимости Понтийских гор, находящихся за горизонтом. Скиллинг и др. ⁶⁸, Энглунд и др. ⁶⁹, Колстер ⁵⁹, Тревор и Джордж ⁶⁰ также отмечали связь между силой приёма и метеорологическими факторами в широком смысле этого слова (суточные и сезонные изменения силы



Рис. 31. Отражение радионмпульсов ($\lambda = 125 \, M$) из тропосферы при движении воздушных масс (Фрайнд и Колвел)

ображения нашли своё подтверждение в работе Фрайнда и Колвела¹⁶. Там приведена специальная диаграмма (рис. 31), иллюстрирующая связь между высотой отражения волн в 125 *м* из тропосферы и движением воздушных масс. . Рис. 32 из более поздней статьи Фрайнда⁷⁰ даёт изменение высоты отражающего слоя в южном Лексингтоне (США, Массачузетс) во время тропического шторма (ночь с 5 на 6 ноября 1939 г.). Центр шторма характеризовался устойчивым отражением. При прохождении холодного фронта высота отражающего слоя сильно уменьшалась. Это находится в хорошем согласии с кривыми распределения температуры и влажности воздуха по высоте, полученными во время этого шторма. В дискуссии но поводу статьи Фрайнда Дайамонд⁷¹ высказал ряд соображений о

приёма у. к. в).

Р. Хэлл²⁶, повидимому, первый отметил роль температурных инверсий при распространении у. к. в. в тропосфере и указал на важность определения вертикального градиента температуры. В его статьях содержатся определённые указания о корреляции между штормами и сильными сигналами; он указал также на влияние вторжения масс тролического воздуха, следствием которого обычно является повышение температуры на высотах порядка 2000 — 3 000 м усилением одновременным с сигналов. Впоследствии эти сокоэффициенте отражения. Порядок получаемых им величин примерно такой же, как и у других авторов.

Попытки установления корреляции с погодой делали также Ферсон и Ульрих ⁶⁴ ($\lambda = 17 \, cm, R = 56 \, \kappa m$). Однако, выявить из приводимых

ими данных (см. ³¹, стр. 270) скольконибудь чёткие результаты весьма затруднительно. Из их выводов стоит отметить утверждение, что устойчивый прнём может иметь место в двух случаях: 1) когда воздух, находящийся в состоянии турбулентного движения, не содержит неоднородностей слоистого характера и «карманов», сильно отличающихся по температуре и влажности, и 2) в случае статического равновесня воздуха.

Полноценные данные по этому вопросу стали появляться только с того момента, когда исследователи начали сочетать изучение распространения у. к. в. с одновременными наблюдениями за со-



Рис. 32. Отражение радиоволн во время тропического шторма (Фрайнд)

стоянием тропосферы. Как одну из первых работ в этом направлении следует отметить работу Энглунда и др. ⁷², в которой они отметили связь между силой приёма у. к. в. и влажностью воздуха (см. ³¹, стр. 263 и ¹). Ряд сведений можно почерпнуть из работ Берроуза и др. ⁴⁵, Энглунда и др. ³⁰, Шольца и Эгерсдёрфера ²⁷, Вайника ² и Колвела, который в сотрудничестве с Фрайндом, Боуэном и Томасом ⁸, ¹¹, ¹², ¹⁵, ³³, ³⁶, ³⁷ посвятил свою деятельность изучению влияния метеорологических факторов на распространение радиоволн всех диапазонов. Наибольший интерес представляют работы Фрайнда и Колвела ¹⁶, Фрайнда ³⁴, ⁷⁰ и Энглунда и др. ³. Некоторые сведения можно почерпнуть и у Феррелла ⁷³ и Нуазе ⁷⁴. В СССР этими вопросами занимаются Насилов ⁷⁵ и Баракан ⁷⁶.

Суммируя все эти данные, можно считать, что ясная тихая погода благоприятствует появлению фэдингов; ветер и дождь снижают фэдинги. Однако, из этого правила нередко бывают исключения. Грозы и бури, происходящие на пути распространения у. к. в., как правило, ослабляют фэдинги. Полное спорадическое пропадание приёма замечается в тихие ясные ночи. Установить более чёткие закономерности и облечь их в количественные формы пока не удаётся. Очевидно, что для установления таких закономерностей необходимы дальнейшее накопление экспериментальных данных и их систематизация.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Всё изложенное позволяет составить довольно стройное представление о распространении у. к. в. в тропосфере. Однако, эти рассуждения способны дать лишь качественное объяснение намечающимся закономерностям; для количественного суждения, необходимого для рационального проектирования радиолиний, этих данных ещё недостаточно. Одним из самых неясных моментов, затрудняющих проектирование, является вопрос о влиянии климатических условий, который изучён ещё весьма мало. Как недостаток, всё ещё присущий почти всем соответствующим работам, следует отметить, что метеорологические измерения обычио производятся на поверхности Земли в одном определённом пункте, где-либо на линии связи или вблизи от одного из корреспондирующих пунктов и лишь иногда при различных высотах при помощи самолёта. Поэтому при линиях связи относительно большой протяжённости метеорологические сведения оказываются недостаточными для установления чётких количественных соотношений.

Надо полагать, что планомерное развитие этих работ позволит установить достаточно чёткую корреляцию между распространением у. к. в. и метеорологическими факторами. Это может дать возможность использования данных, получаемых из анализа распространения у. к. в., при составлении прогнозов погоды. Пока по этому поводу имеются лишь отдельные неясные указания. Решающая роль в изучении этого круга вопросов принадлежит массовому эксперименту.

Приложение I

Рассмотрим случай плоской земли (рис. 33). Пусть передатчик помещён в точке *А*. Тогда для поля в точке *B*, создаваемого лучами с однократным отражением от слоя, пмеем:

$$E_1 = 300 \, \sqrt{P_{\Sigma}} \cdot F_1 \left(\frac{e^{jkr_1}}{r_1} + \frac{e^{jkr_2}}{r_2} - \frac{e^{jkr_3}}{r_3} - \frac{e^{jkr_4}}{r_4} \right) e^{-j\omega t}.$$

При этом модуль коэффициента отражения от земли принят равным 1, а его фаза 180°.





Считая все лучи параллельными, находим, что

$$r_1 = \rho_1 - (h+z)\sin\theta_1; \quad r_2 = \rho_1 + (h+z)\sin\theta_1;$$

 $r_3 = \rho_1 - (h-z)\sin\theta; \quad r_4 = \rho_1 + (h-z)\sin\theta_1,$

rge

$$\varphi_1 = V R^2 - (2\overline{H})^2 \approx R \quad \text{if} \quad \sin \theta_1 = \frac{2H}{\beta_1}$$

Эго даёт:

 $E_1 = \frac{300 \, V \overline{P_{\Sigma}}}{R} \cdot F_1 \cdot 2 \sin \left(kh \sin \theta\right) \cdot 2 \sin \left(kz \cdot \sin \theta\right) \cdot e^{-f \left(\omega t - ky - \tau\right)},$

откуда приближённо имеем:

$$E_{10} \approx \frac{300 \sqrt{P_{\Sigma}}}{R} F_1 \cdot 2 \sin\left(\frac{2\pi hH}{\lambda R_1}\right) \cdot 2 \sin\left(\frac{2\pi zH}{\lambda R_1}\right).$$

что соответствует формуле (14) для сферической земли.



Рис. 34. Случай двукратного отражения

Аналогично для поля в точке B, создаваемого лучом, n раз отразнышимся от слоя, можно получить:

$$E_{n\theta} = \frac{300 V P_{\Sigma}}{2n} (-1)^{n+1} F_n^n \cdot 2\sin(kh\sin\theta_n) \cdot 2\sin(kz\sin\theta_n).$$

Здесь (см., например, построение для n = 2 на рис. 34)

$$\rho_n = \sqrt{R^2 + (n2H)^2} \approx R \quad \text{if} \quad \sin \theta_n = \frac{n2H}{\gamma_n}.$$

Общее поле, создаваемое в точке В всей совокупностью таких лучей, приближённо определяется как

$$E_0 = \frac{300 \, \sqrt{P_{\Sigma}}}{R} \, 4 \, \sum_{n=1}^{n=\infty} (-1)^{n+1} \cdot F_n^n \sin(n\alpha) \cdot \sin(n\beta).$$

где

$$\alpha = \frac{4\pi hH}{\lambda R_1} \quad \text{if} \quad \beta = \frac{4\pi zH}{\lambda R_1}.$$

Положим для простоты $F_n = F_1$ и h = z, тогда

$$E_{0} = \frac{300 \sqrt{P_{\Sigma}}}{R} \sum_{n=1}^{n=\infty} (-F)^{n} \left(2 - e^{j2\pi a} - e^{-j2\pi n}\right) =$$

= $\frac{300 \sqrt{P_{\Sigma}}}{R} \cdot F \cdot 2 \left(\frac{1 - F_{1}}{1 + F_{1}}\right) \left(\frac{1 - \cos 2\pi}{1 + F_{1}^{2} + 2F\cos 2\pi}\right).$

Так как коэффициент отражения F₁ весьма мал, то в пределе

$$E_0 = \frac{300 \sqrt{P_{\Sigma}}}{R} F_1 \cdot 4 \sin^2 \left(\frac{4\pi hH}{\lambda R_1}\right) = E_1.$$

Таким образом, при приближённом подсчёте поля в точке B, ввиду малости коэффициентов отражения от слоя (эффект чего ецё усиливается уменьшением F по мере возрастания угла падения), действительно можно ограничиться лишь учётом лучей «первого» порядка. Этот результат может быть распространён и на случай сферической земли, на чём мы останавливаться не будем. Укажем также, что вопрос о распространении радиоволн между двумя параллельными плоскостями (земля и цонизированный слой) был рассмотрен Кенриком ⁷⁷.

Приложение II

Поле в точке приёма, расположенной в пределах горизонта, может быть приближённо представлено (см. ³¹, стр. 46, 60 и 42) как

$$\Xi = \frac{300 \sqrt{P_{\Sigma}}}{R} 2 \cdot \sin\left(\frac{\tau \Delta r}{\lambda}\right),$$

где $\Im r = \frac{2h'z'}{R}$. Отсюда, исходя из условия $\frac{dE}{d(\Delta r)} = 0$, находим, что поле E наименее «чувствительно» к вариациям разности хода (Δr) при $\Delta r = \frac{\lambda}{2}$. Так как исходная формула для E получена в предположении скачка фазы при отражении от земли в 180°, то при указанном значении $\Delta r = \frac{\lambda}{2}$ оба луча в точке приёма находятся в фазе. Это соответствует максимальному полю в точке приёма; при этом «ось лепестка» диаграммы нзлучения (см. ³¹, стр. 39) проходит через точку приёма.

Укажем также, что при равных высотах h и z их значения, соответствующие заданной разности хода (с учётом средней рефракции по концещии эквивалентного радиуса), определялотся как

$$h = z = \frac{R^2}{8a_e} + \sqrt{\frac{R}{2}} \Delta r.$$

В табличке даны значения *h* для некоторых *R* и λ при разности хода . $\Delta r = \frac{\lambda}{2}$, если принять, что $a_e = ma = \frac{4}{3}a$.



Если взять *m* несколько отличным от $\frac{4}{3}$, например $\frac{5}{4}$, результат изменится лишь весьма мало.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Б. Введенский и А. Аренберг, Усисхи физич. наук. 25, 273, 1941.
- 1а. Б. Введенский, Изв. Акад. Наук СССР, сер. физ., 6, № 1-2, 1942.
- 2. A. Waynick, Proc. I. R. E., 28, 468, 1940.
- 3. C. Englund, A. Crawford and W. Mumford, Proc. I. R. E., 28, 360, 1940.
- 4. R. Watson Watt, A. Wilkins and E. Bowen, Proc. Rov. Soc., (A) 161, 181, 1937.
- 5. G. Breit and M. Tuve, Phys. Rev., 28, 554, 1926. 6. S. Mitra and P. Syam, Nature, 135, 953, 1935.
- 7. С. Чэпмен, Некоторые явления верхних слоёв атмосферы, Москва, ГТТИ, 1934.
- 8. R. Colwell and A. Friend, Nature, 137, 782, 1936.
- 9. R. Watson Watt, L. Bainbridge-Bell, A. Wilkins and E. Bowen. Nature, 137, 866, 1936.
- 10. S. Mitra, Nature, **137**, 867, 1936. 11. R. Colwell, A. Friend, N. Hall and L. Hill, Nature, **137**, 245, 1936.
- 12. R. Colwell and A. Friend, Phys. Rev., 50, 632, 1936.
- H. Bakshit and J. Bhar, Nature, 138, 283, 1936.
 F. Drake, G. Pierce and M. Dow, Phys. Rev., 35, 613, 1930.
- 15. A. Friend and R. Colwell, Proc. I. R. E., 25, 1531, 1937.
- 16. A. Friend and R. Colwell, Proc. I. R. E., 27, 626, 1939; A. Friend, Bull. Am. Met. Soc., 20, 202, 1939.
 17. E. Appleton and J. Piddington, Proc. Roy. Soc., (A) 164, 467, 1938.
- 18. J. Piddington, Proc. Phys. Soc., 51, 1, 129, 1939; Proc. I. R. E., 27, 753. 1939.
- 19. O. Gish and H. Booker, Proc. I. R. E., 27, 117, 1939. 20. L. Harangu. W. Stoffregen, Hochfreq. Techn. u. Electroak., 55, 105, 1940.
- 21. P. Ferrell, Radio (S. Barbara, California), № 256, 20, 1941.
- 22. В. Гемфрис, Физика воздуха, Москва, ОНТИ, 1938. 23. А. Вегенер, Термодинамика атмосферы, Москва, ОНТИ, 1935.
- 24. Е. Пальмен, Аэрологические исследования атмосферных возмущений, Москва, ГТТИ, 1934.
- 25. The Observatories Yearbook, Air Ministry, Meteorological Office, 1935.
- 26. R. Hull, Q. S. T., 19, № 6, 13, 1935.
- 27. W. Scholz u. L. Egersdörfer, Telegr. Fernsp. Funk u. Ferns. Techn., 28, 77, 1939.
- 28. C. Englund, A. Crawford and W. Mumford, Nature, 137, 743, 1936.
- 29. E. Appleton and M. Barnett, Proc. Roy. Soc., (A) 109, 621, 1926.
- 30. C. Englund, A. Crawford and W. Mumford, Bell Syst. Techn. Journ., 17, 489, 1938.
- 31. Б. Введенский и А. Аренберг, Распространение ультракоротких радиоволн, Москва, Связьрадиоиздат, 1938.
- Зіа. А. Аренберги Р. Перец, Изв. Акад. наук СССР, Отд. техн. наук. №1--2, 19, 1942.
- 32. Б. Введенский и А. Аренберг, Распространение ультракоротких волн, Москва, Связьтехиздат, 1934.
- 33. R. Colwell and A. Friend, Nature, 144, 31, 1939.

- 33. R. Colwell and A. Friend, Nature, 144, 31, 1939.
 34. A. Friend, Bull. Am. Met. Soc., 22, 53, 1941.
 35. A. Friend, J. Aeronaut. Sciences, 7, 351, 1940.
 36. C. Tomas and R. Colwell, Phys. Rev., 56, 1214, 1939.
 37. R. Colwell, Proc. I. R. E., 28, 292, 1940.
 38. L. Stoodley, Nature, 145, 743, 1940.
 39. C. Darvin, Phil. Trans. Camb., 23, 137, 1924.
 40. D. Hartree, Proc. Phil. Soc. Camb., 25, 97, 1929.
 41. K. Escretziang, Ann. Diversit, (5), 11, 1931.

- 41. K. Försterling, Ann. Physik, (5) 11, 1, 1931.
- 42. Nature, 137, 897, 1936.

- 43. S. Matsuo, Proc. I. R. E., 26, 848, 1938.
- 44. L. Espenschid and R. Newhouse, Bell Syst. Techn. Journ., 18, 222. 1939.
- 45a. B. Trevor and P. Carter, Proc. I. R. E., 21, 399, 1933.
- 45b. Rice, Gen. El. Rev., 39, 363, 1936.
- 45с. С. Виггоws, А. Decino and L. Hunt, Proc. I. R. E., 26, 516, 1938. 45d. И. Бренев, Морской сборник, № 11, 75, 1939.
- 46. G. Eckart u. H. Plendl, Hochfreq. Techn. u. Electroak., 52, 44, 1938.
- 47. Б. Введенский, Techn. Physics USSR, 2, 624, 1935; Журнал технич. физики, 6, 163, 1936.
- 48. M. Gray, Phil. Mag., 27, 421, 1939.

- 48a. Б. Введенский, Изв. Акад. Наук СССР, сер. физ. (в печати). 49. Т. Eckersley and G. Millington, Phil. Trans. London, 237, 273, 1938. 50. W. Ochmanu. H. Plendl, Hochfreq. Techn. u. Electroak, 52, 37, 1938.
- 51. K. Norton, Federal Communic. Commission. № 40003, March 18, 1940.
- 52. G. Watson, Proc. Roy. Soc., (A) 95, 546, 1919.
- 53. M. Holms, J. Frankl. Inst., 225, 309, 1938.
- 53а. В. Гинзбург, Изв. Акад. Наук СССР, сер. физ. (в нечати).
- 54. R. Jouaust, L'onde électr., 9, 5, 1930.
 55. G. Marconi, Marconi Rev., Ne 39, 1, 1932; Ne 40, 1, 1933.
 56. W. Hershenberger, Proc. I. R. E., 22, 870, 1934.
 57. N. Lindenblad, Proc. I. R. E., 23, 1013, 1935.
 58. W. Scholz, E. N. T., 12, 3, 1935.
 59. F. Kolster, Proc. I. R. F., 22, 1335, 1934.
 50. P. Faster and P. Gastra Proc. I. P. F. 93, 461, 1935.

- 60 B. Trevor and R. George, Proc. I. R. E., 23, 461, 1935.
- 61. C. Burrows, A. Decino and L. Hunt, Proc. I. R. E., 23, 1507, 1935.
- 62. K. Macleen and G. Wickizer, Proc. I. R. E., 27, 501, 1939.
- 63. F. Kroger, B. Trevor and E. Smith, RCA Rev., 5, 31, 1940. 64. W. Pherson and E. Ulrich, J. Inst. El. Eng. Wir. Sect., 11, 253, 1936; J. Jnst. El. Eng., 78, 629, 1936.
- 65. T. Mac'namara and D. B'irkinshaw, J. Inst. El. Eng., 83, 729, 1938.
- 66. R. Hull, Q. S. T., 21, 16, 1937.
- 67. I. Schelleng, C. Burrows and E. Ferrell, Prec. I. R. E., 21, 464, 1933.
- 68. C. Englund, A. Crawford and W. Mumford, Proc. I. R. E., 21, 464, 1933.

- 69. A. Friend, J. Aeronaut. Sciences, 7, 347, 1940.
 70. H. Diamond, J. Aeronaut. Sciences, 7, 350, 1940.
 71. C. Englund, A. Crawford and W. Mumford, Bell Syst. Techn. Journ., **14**, 369, 1935.
- 72. P. Ferrell, Radio (S. Barbara, California), № 258, 9, 1941.
- 73. P. Noizeux, Revista Telegrafica (Buenos Aires), 29, 31, 1941.
- 74. А. Лондиси Д. Насилов, Журнал технич. физики, 10, 853, 1940. 75. Н. Б. Баракан, Успехи физич. наук, 23, 398, 1940.
- 76. G. Kenrik, Phil. Mag., (7) 6, 289, 1928.