

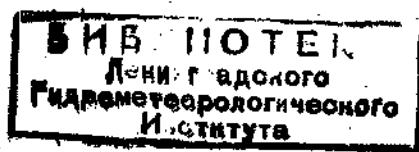
551.5
С19

В. Д. СТЕПАНЕНКО

РАДИОЛОКАЦИЯ В МЕТЕОРОЛОГИИ

(РАДИОМЕТЕОРОЛОГИЯ)

690207



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ
ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛЕНИНГРАД • 1966

В книге систематически излагаются вопросы теории и практики использования радиолокационных методов исследования тропосферных образований. В ней рассматривается также влияние тропосферы на распространение УКВ.

Книга написана с использованием отечественных и иностранных источников. Она рассчитана на работников метеослужбы и может быть использована студентами и слушателями метеорологической специальности в качестве учебного пособия. Можно также надеяться, что книга заинтересует радиоспециалистов, занимающихся разработкой и эксплуатацией радиолокационной техники.



ОТ АВТОРА

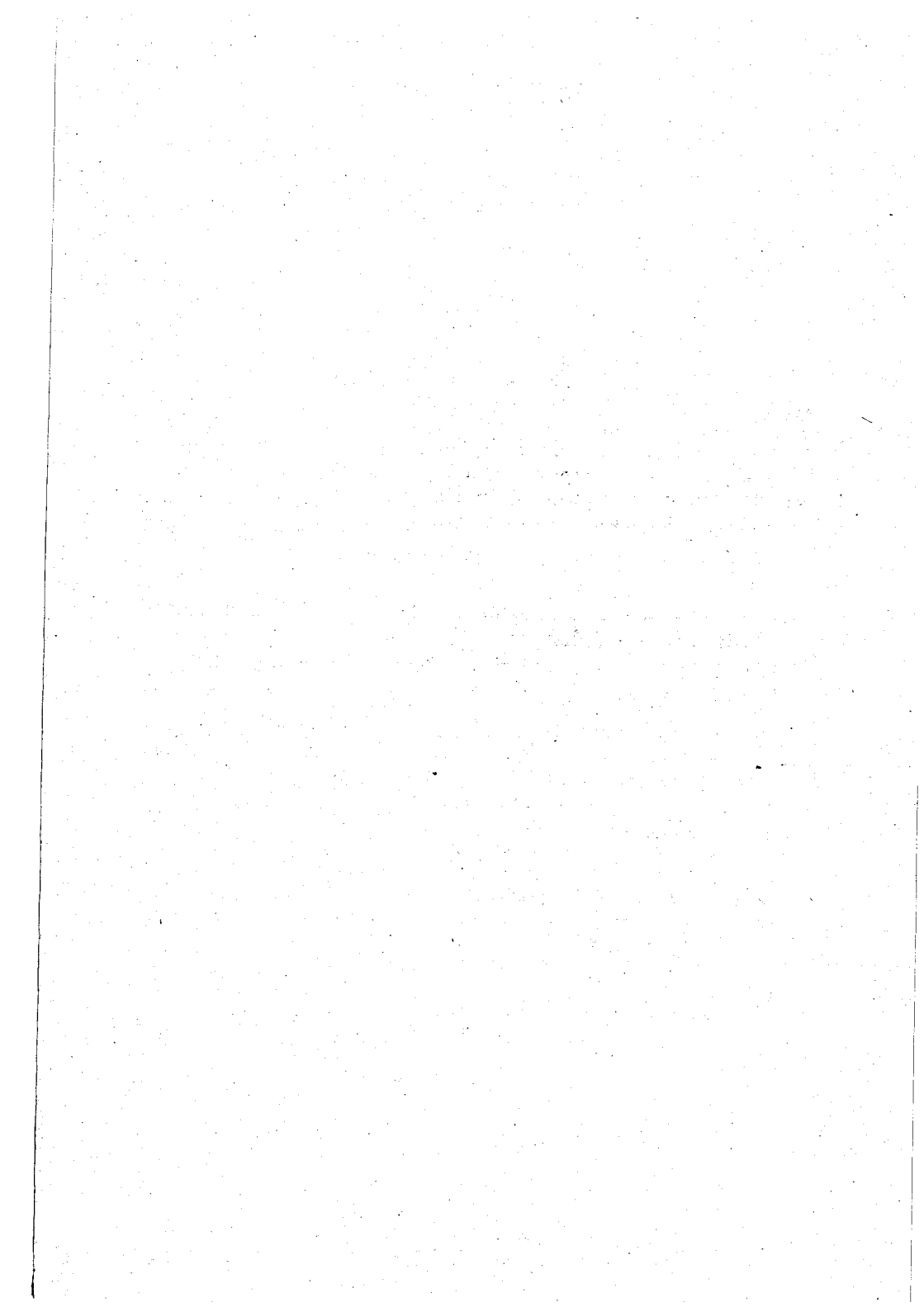
При написании книги автор имел целью систематизировать и обобщить исследования советских и иностранных ученых по вопросам использования радиолокационных методов наблюдений и измерений для изучения атмосферных образований, а также влияния метеорологических условий на распространение УКВ и радиолокационное обнаружение объектов.

Основное внимание обращено на физическое объяснение принципов, лежащих как в основе измерений, так и в основе влияния метеорологических условий.

Автор выражает глубокую признательность профессору И. М. Безуглому, взявшему на себя труд по редактированию книги и оказавшему помощь при ее подготовке к изданию.

Автор выражает благодарность В. В. Костареву, А. Г. Горелику, А. А. Черникову, А. Б. Шупяцкому, рецензировавшим рукопись и давшим ряд ценных советов, а также В. И. Степаненко, С. М. Гальперину и Н. Ф. Павлову за оказанную большую помощь при работе над рукописью.

Автор заранее благодарен всем, кто выскажет какие-либо замечания и пожелания.



ВВЕДЕНИЕ

Радиометеорология представляет собой смежную область метеорологии, радиофизики и радиотехники, изучающую влияние тропосферы на распространение радиоволн. Возникла она около 20 лет назад в связи с появлением радиолокации.

Радиометеорология изучает электромагнитные свойства тропосферы как среды для распространения радиоволн, обуславливающие поглощение, рассеяние энергии радиоволн и их преломление. Результаты радиометеорологических исследований используются в метеорологии, радиотехнике и радиофизике.

В метеорологии зависимости между условиями распространения радиоволн и состоянием атмосферы используются для создания радиотехнических методов измерений и исследований.

В радиотехнике и радиофизике результаты радиометеорологических исследований используются для выяснения законов распространения радиоволн в тропосфере, которые необходимы при расчетах дальности действия, точности определения координат и помехозащищенности различных радиотехнических систем.

Радиолокационные станции для метеорологических целей начали использоваться последние 25 лет. Вначале, когда радиолокационные станции были ограничены метровыми и дециметровыми волнами, они применялись для измерения ветра на различных высотах путем пеленгации пассивных отражателей, подвешенных к резиновым оболочкам, наполненным водородом. Так как потолок ветрового зондирования ограничивался размерами этого пассивного отражателя, последний стал заменяться радиопередатчиком, сигналами которого управляли чувствительные элементы радиозонда. С помощью такой аппаратуры, кроме данных о ветре, представилось возможным получать до больших высот также данные о температуре, влажности и давлении воздуха. Появился так называемый метод комплексного температурно-ветрового зондирования атмосферы. Введение этого метода вызвало необходимость создания специальных

наземных радиотехнических установок метеорологического назначения, позволяющих определять координаты радиозонда с одновременным приемом сигналов температуры, влажности и давления воздуха. Эти установки получили название радиотеодолитов.

Для дальнейшего повышения точности и потолка зондирования атмосферы передатчики радиозондов, работавшие ранее независимо от наземной аппаратуры, стали заменяться передатчиками, отвечающими на запрашивающий импульс радиотеодолитов.

Использование радиолокационных установок для обнаружения и исследования облаков и осадков, а позднее турбулентных и конвективных образований атмосферы стало возможным только тогда, когда был освоен сначала сантиметровый, а затем миллиметровый диапазоны волн. С применением этих диапазонов волн величина рассеянной и отраженной энергии от атмосферных образований становится достаточной для их обнаружения. Сначала появилась возможность обнаруживать ливневые осадки, сигналы от которых иногда превышали сигналы наземных и воздушных целей. Тот факт, что интенсивные осадки обнаруживались почти всеми радиолокационными станциями сантиметрового диапазона волн, обусловил довольно быстро развитие радиолокационной службы штормовых оповещений о ливнях и грозах. При этом с достаточной для практики точностью определялись координаты, размеры, форма, направление и скорость смещения и тенденция в развитии обнаруженных очагов осадков.

Исследования с помощью радиолокационных наблюдений за осадками помогают выяснить механизм их образования в различных формах облаков, находящихся на разных стадиях своего развития. В частности, был обнаружен так называемый слой таяния, верхняя граница которого почти совпадает с уровнем нулевой изотермы; исследовано также влияние твердой фазы на образование осадков; выяснены основные признаки, отличающие грозы от ливней, и т. д.

В синоптической практике данные радиолокационных станций помогают уточнять положение атмосферных фронтов, их направление, скорость перемещения и тенденцию развития посредством обнаружения зон осадков, связанных с этими фронтами.

Одновременно с этим исследовались возможности количественных дистанционных измерений интенсивности дождя. Были разработаны специальные наземные и самолетные радиолокационные станции для обнаружения зон осадков.

Радиолокационные наблюдения и измерения оказались весьма полезными для оценки условий распространения радиоволн в тропосфере, их рассеяния и поглощения.

В настоящее время во многих странах наряду с пунктами температурно-ветрового зондирования атмосферы существуют радиолокационные пункты штормового оповещения и предупреждения. Эти пункты оснащены метеорологическими радиолокационными станциями или радиолокационными станциями, модернизированными с учетом особенностей наблюдений за метеорологическими целями. Появились также метеорологические радиолокационные станции, позволяющие обнаруживать не только осадки, но также облака и диэлектрические неоднородности атмосферы в виде инверсий, конвективных и турбулентных образований.

Быстрое развитие и внедрение радиолокационных методов в практику метеорологических и аэрологических наблюдений объясняется следующим:

1. Дальность видения и объемы пространства, охватываемые радиолокационной станцией, гораздо больше дальностей и объемов, доступных для визуальных наблюдений.

2. Время, необходимое для получения общей картины распределения наблюдаемых метеорологических объектов в пределах радиуса действия радиолокатора, очень мало — оно не превосходит нескольких десятков секунд.

3. В пределах радиуса действия станции могут быть получены как горизонтальные, так и вертикальные разрезы атмосферы.

4. В течение продолжительного времени возможно проведение непрерывных измерений и наблюдений характеристик метеорологических объектов, в том числе таких, какими являются очаги гроз и ливней, полеты в которых на современных самолетах исключены.

5. Радиолокационные наблюдения и измерения возможны в любое время суток, так как они не зависят от условий визуальной видимости, ограничивающих использование оптических приборов.

6. Проведение радиолокационных измерений характеристик атмосферных образований, какими являются интенсивность осадков, водность облаков, распределение размеров капель и кристаллов в облаках, а также параметры, характеризующие турбулентность в атмосфере, не нарушает естественного состояния полей указанных характеристик, как это имеет место при самолетном, аэростатном и радиозондировании.

Особую ценность радиолокационные методы метеорологических наблюдений имеют в прибрежных районах и в условиях «обрезанной» синоптической карты, когда обычные метеорологические и аэрологические данные над морями и неосвещенными районами суши отсутствуют.

Применение радиолокационных станций сделало возможным определение с достаточной для практики точностью скорости и направления ветра в свободной атмосфере при любых условиях

погоды днем и ночью и до гораздо больших высот, чем в случае теодолитных наблюдений за шаром-пилотом.

Наряду с вопросами, относящимися к использованию радиолокационных установок в метеорологии, исследовалось влияние метеорологических условий на радиолокационное обнаружение целей. Для РЛС, работающих в метровом и дециметровом диапазонах волн, это влияние сказывается на дальности обнаружения целей, главным образом вследствие рефракции. Для сантиметровых и миллиметровых РЛС, кроме этого, определенные метеорологические условия вызывают сильное ослабление радиоволн, появление мешающих отражений от осадков, маскирующих полезные сигналы.

Дальность радиолокационного обнаружения целей зависит от рефракции потому, что электромагнитные волны распространяются в неоднородной среде — тропосфере. Траектория распространения этих волн определяется вертикальным и в общем случае пространственным распределением коэффициента преломления воздуха, который в свою очередь зависит от изменения плотности воздуха с высотой и содержания в нем водяного пара. Вертикальное распределение температуры и влажности воздуха в нижних слоях тропосферы характеризуется большой временной и пространственной изменчивостью. Это вызывает соответствующие изменения в пространственном распределении коэффициента преломления, траектории радиоволн и, наконец, в дальности радиолокационного обнаружения.

В настоящее время влияние метеорологических условий на рефракцию радиоволн при их распространении над водной поверхностью изучено лучше, так как оно резче сказывается и легче выявляется.

Практика использования радиолокационных станций показывает, что при одних метеорологических условиях дальность обнаружения надводных целей может быть больше формулярной дальности в 80—100 раз, а при других — меньше формулярной в несколько раз. Значение же фактической дальности радиолокационного обнаружения надводных целей, равное формулярной, наблюдается всего в 20—30% случаев.

ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫЕ ВОЛНЫ И ИХ СВОЙСТВА

§ 1.1. Распространение электромагнитных волн¹

Известно, что при колебательном движении электрических зарядов возникают переменные магнитные поля. Вследствие электромагнитной индукции изменение магнитного поля вызывает появление переменного электрического поля. Характеристикой величины и направления указанных полей является их напряженность. Последняя определяется токами и зарядами, а также зависит от времени и положения точки наблюдения. Системы связанных друг с другом электрических и магнитных полей образуют электромагнитные поля. Переменные электромагнитные поля, распространяющиеся в пространстве, называются электромагнитными волнами.

Наиболее простой вид электромагнитных волн наблюдается в случае, когда вектор напряженности электрического поля E и вектор напряженности магнитного поля H изменяются по закону простого гармонического колебания.

Процессы, происходящие при распространении электромагнитных волн, описываются системой уравнений Максвелла. В общем случае эта система, записанная в векторной форме, выглядит следующим образом:

$$\epsilon \frac{\partial E}{\partial t} + \sigma E = \text{rot } H, \quad -\mu \frac{\partial H}{\partial t} = \text{rot } E,$$

$$\text{div } E = \frac{\rho}{\epsilon}, \quad \text{div } H = 0.$$

¹ Вопросы, рассматриваемые в этой главе, более подробно изложены в работах М. В. Шулейкина, А. Н. Шукина, А. Г. Аренберга, А. Я. Альперта, М. П. Долуханова и др. [1—9]. Здесь же мы остановимся на некоторых основных физических положениях, не прибегая при этом к сложным математическим выкладкам, следуя в основном работам А. Г. Аренберга и М. П. Долуханова.

Здесь σ — удельная электрическая проводимость (1/ом·м), ε — электрическая проницаемость (ф/м), μ — магнитная проницаемость гн/м.

Для свободного пространства $\varepsilon_0 = \frac{1}{36\pi} \cdot 10^{-9}$ ф/м, а магнитная проницаемость $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ гн/м.

Кроме приведенных абсолютных значений ε и μ , пользуются так называемыми относительными значениями электрической и магнитной проницаемостей. Относительные проницаемости выражаются следующим образом:

$$\varepsilon' = \frac{\varepsilon}{\varepsilon_0} \quad \text{и} \quad \mu' = \frac{\mu}{\mu_0}.$$

В случае идеального однородного диэлектрика $\sigma=0$, $\varepsilon' = \text{const}$, $\mu' = 1$.

Предполагается также, что в идеальном однородном диэлектрике отсутствуют свободные заряды. Обозначив плотность зарядов в кулонах на м³ через ρ , будем иметь $\rho=0$.

Тогда для диэлектрической среды уравнения Максвелла примут следующий вид:

$$\begin{aligned} \varepsilon \frac{\partial E}{\partial t} &= \text{rot } H, & -\mu_0 \frac{\partial H}{\partial t} &= \text{rot } E, \\ \text{div } E &= 0, & \text{div } H &= 0. \end{aligned}$$

Пусть в пространстве существуют плоские волны. Плоской называется волна, имеющая плоский фронт. В свою очередь фронтом волны называется поверхность, все точки которой в каждый данный момент времени характеризуются одинаковыми значениями фаз.

Тогда решение указанной системы уравнений Максвелла будет таким:

$$\begin{aligned} E_x &= 0, & H_x &= 0, \\ E_y &= 0, & H_y &= \pm \frac{\sqrt{\varepsilon'}}{120\pi} E_m \cos \omega \left(t \pm \frac{x}{v} \right) \text{ а/м}, \\ E_z &= E_m \cos \omega \left(t \pm \frac{x}{v} \right) \text{ в/м}, & H_z &= 0, \\ v &= \frac{1}{\sqrt{\varepsilon\mu_0}} \text{ м/сек.}, & \omega &= 2\pi f. \end{aligned}$$

Последние формулы дают возможность наглядно показать пространственные соотношения между векторами E и H (рис. 1.1). На рис. 1.1 волны распространяются вдоль оси x .

Анализ формул и рисунка показал, что для плоских радиоволн, распространяющихся в идеальном однородном диэлектрике, характерны следующие основные свойства:

1) отсутствуют продольные составляющие электрических и магнитных полей. В связи с этим плоские радиоволны относятся к классу поперечных волн;

2) в любой точке пространства векторы E и H остаются взаимно перпендикулярными и, кроме того, перпендикулярными направлению распространения электромагнитной волны;

3) распространение электрического и магнитного полей волны происходит с одинаковой скоростью

$$v = \frac{1}{\sqrt{\epsilon\mu_0}} = \frac{3 \cdot 10^8}{\sqrt{\epsilon'}} \text{ м/сек.};$$

4) амплитуда напряженности магнитного поля волны определяется по известной амплитуде электрического поля с помощью соотношения

$$H_m = \frac{\sqrt{\epsilon'}}{120\pi} E_m.$$

Распространение плоских радиоволн в однородной полупроводящей среде. На практике большое значение имеют случаи распространения радиоволн в полупроводящих средах.

Пусть электрическое поле волны меняется во времени по гармоническому закону $E = E_m e^{i\omega t}$, где E_m — амплитудное, а E — мгновенное значение напряженности электрического поля волны. Дифференцирование указанного равенства по времени приводит к соотношению

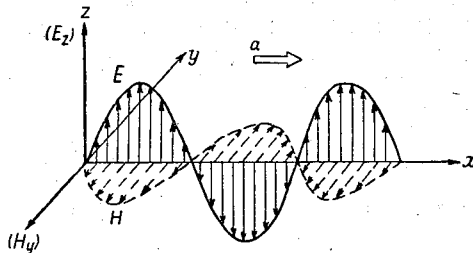


Рис. 1.1. Распространение плоской волны в идеальном однородном диэлектрике.

$$E = - \frac{i}{\omega} \frac{\partial E}{\partial t}.$$

Подставляя его в первое уравнение Максвелла, получим

$$\left(\epsilon - i \frac{\sigma}{\omega} \right) \frac{\partial E}{\partial t} = \text{rot } H.$$

Если теперь сравнить полученное векторное уравнение с уравнением Максвелла для идеального диэлектрика, то можно заметить, что электрическая проницаемость является комплексной величиной $\epsilon_k = \epsilon - i \frac{\sigma}{\omega}$ и потому называется комплексной электрической проницаемостью.

Таким образом, можно считать, что полупроводящая среда, характеризующаяся параметрами ϵ и σ , ведет себя по

отношению к радиоволне с частотой ω как диэлектрик, имеющий комплексное значение электрической проницаемости. Ввиду этого нет необходимости специально рассматривать вопрос о распространении радиоволн в полупроводящей среде, так как все выводы, относящиеся к распространению в такой среде, можно получить с помощью соответствующих формул для идеального диэлектрика. При этом в формулах нужно заменять вещественную электрическую проницаемость на ее комплексное значение ϵ_k .

По аналогии с предыдущим будем иметь

$$\epsilon'_k = \frac{\epsilon_k}{\epsilon_0} = \epsilon' - i \frac{\sigma}{\epsilon_0 \omega} = \frac{\epsilon - i \frac{\sigma}{\omega}}{\epsilon_0}.$$

Подставляя сюда значение ϵ_0 , получим

$$\epsilon'_k = \epsilon' - i \cdot 60 \lambda \sigma.$$

Теперь определим выражение для напряженности электрического поля волны, распространяющейся в полупроводящей среде.

Если

$$E_z = E_m e^{i\omega \left(t - \frac{x}{v}\right)},$$

где $v = \frac{c}{\sqrt{\epsilon'_k}}$, а $\sqrt{\epsilon'_k} = \sqrt{\epsilon' - i \cdot 60 \lambda \sigma} = n - ip$ (считая $p = \frac{\sigma}{\epsilon_0 \omega}$), тогда

$$E_z = E_m e^{-\frac{\omega}{c} p x} e^{i\omega \left(t - \frac{x n}{c}\right)}.$$

Если перейти к обычной тригонометрической форме записи, то последнее уравнение будет

$$E_z = E_m e^{-\frac{\omega}{c} p x} \cos \omega \left(t - \frac{x}{v}\right).$$

Для определения выражения напряженности магнитного поля запишем

$$H_y = -\frac{\sqrt{\epsilon'_k}}{120\pi} E_m e^{-\frac{\omega}{c} p x} e^{i\omega \left(t - \frac{x}{v}\right)}.$$

Так как

$$\sqrt{\epsilon'_k} = n - ip = \sqrt{n^2 + p^2} e^{-i \arctg \frac{p}{n}},$$

получим

$$H_y = - \frac{\sqrt{n^2 + p^2}}{120\pi} E_m e^{-\frac{\omega}{c} p x} \cos \left[\omega \left(t - \frac{x}{v} \right) - \arctg \frac{p}{n} \right].$$

Остальные составляющие электрического и магнитного полей тождественно равны нулю.

Структура электромагнитного поля при распространении в полупроводящей среде показана на рис. 1.2.

Из анализа последних формул и рисунка следует, что существуют некоторые особенности распространения плоских радиоволн в однородной полупроводящей среде:

- 1) при распространении радиоволны испытывают поглощение, которое приводит к уменьшению амплитуд H и E . Степень этого уменьшения характеризуется множителем $e^{-\frac{\omega}{c} p x}$;
- 2) в любой точке пространства магнитное поле сдвинуто относительно электрического поля по фазе на угол $\varphi = \arctg \frac{p}{n}$;
- 3) амплитуда H_m связана с амплитудой E_m новым выражением

$$H_m = \frac{\sqrt{n^2 + p^2}}{120\pi} E_m.$$

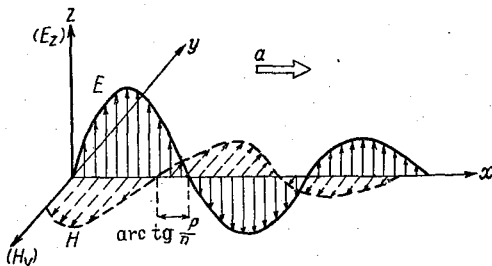


Рис. 1.2. Распространение плоской волны в полупроводящей среде.

§ 1.2. Энергия и поляризация радиоволн

При возникновении электромагнитных волн происходит переход энергии, поступающей в антенну от генератора высокой частоты, в энергию электромагнитного поля. Указанный процесс называется электромагнитным излучением. Мощность этого излучения представляет собой количество электромагнитной энергии, расходуемой в единицу времени.

Распространяясь в пространстве, радиоволны переносят электромагнитную энергию. Направление переноса энергии совпадает с направлением распространения радиоволн.

Плотность потока электромагнитной энергии и направление ее переноса определяют с помощью вектора Умова—Пойнтинга, который показывает, какое количество указанной энергии протекает за 1 сек. через площадку в 1 м^2 , расположенную перпендикулярно направлению движения волны. В свою очередь

вектор Умова—Пойнтинга S перпендикулярен векторам E и H , и для определения его направления пользуются правилом «буравчика» (рис. 1.3). Учитывая это и выражая напряженность электрического поля в вольтах на метр (в/м), а магнитного — в амперах на метр (а/м), получим следующее соотношение для среднего за период значения указанного вектора: $S = EH$.

Так как $H = \frac{E}{120\pi}$ а/м, то $S = \frac{E^2}{120\pi}$ вт/м.

Величина вектора S позволяет определить количество электромагнитной энергии, протекающей через заданную поверхность. В частности, с помощью вектора S можно рассчитать ту часть мощности, которая воспринимается приемной антенной из

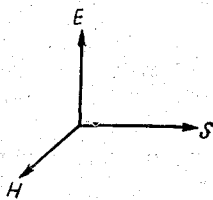


Рис. 1.3. К объяснению вектора Умова—Пойнтинга.

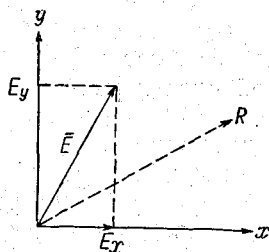


Рис. 1.4. К объяснению поляризации волн.

общей энергии электромагнитных волн, излучаемой передающей антенной.

Для сферических волн плотность потока энергии S обратно пропорциональна квадрату расстояния R^2 , поскольку с увеличением радиуса сферы R площадь ее поверхности возрастает пропорционально R^2 . Отсюда на единицу поверхности сферы приходится энергия, пропорциональная $\frac{1}{R^2}$. В случае плоских волн величина вектора S не зависит от расстояния.

При распространении радиоволн довольно существенную роль играет их поляризация. Этот термин определяет неодинаковость напряженности электрических и магнитных полей в различных направлениях, перпендикулярных направлению распространения волны.

Поляризация электромагнитной волны зависит от трех параметров $E_{x,m}$, $E_{y,m}$ и α , определяющих величины составляющих вектора напряженности поля:

$$E_x = E_{x,m} \sin \omega t, \quad E_y = E_{y,m} \sin (\omega t + \alpha),$$

где $E_{x,m}$ и $E_{y,m}$ — амплитуды составляющих вектора электрического поля по осям x и y , α — разность фаз между колебаниями

E_x и E_y , которые изменяются соответственно от нуля до $E_{x, m}$ или $E_{y, m}$.

Пусть радиоволна распространяется по направлению R (рис. 1.4). Пусть $E_{x, m} \neq E_{y, m}$ и $\alpha = (n - 1)\pi$, где n — целое число. В этом случае вектор E составляет постоянный угол с осью x и его величина меняется от E до нуля. Такая волна называется линейно поляризованной, так как колебания вектора E , а следовательно, и вектора H происходят в одних и тех же взаимно перпендикулярных плоскостях, проходящих через R .

В простейшем случае такой вид поляризации создается антеннами в виде одиночных стержневых вибраторов, а также и более сложными системами. Плоскость, проходящая через направление распространения волны R и вектор E , называется плоскостью поляризации волны. Излучение вертикальных вибраторов определяют как вертикально поляризованное, ибо в этом случае плоскость поляризации везде вертикальна. В отличие от этого, горизонтально поляризованными волнами называют такие, у которых вектор E горизонтален, а вектор H находится в вертикальной плоскости. Волны с такой поляризацией возникают при излучении горизонтальных вибраторов и других соответствующих устройств. Очевидно, для приема вертикально поляризованных волн следует применять вертикальные вибраторы, а для горизонтально поляризованных волн — горизонтальные.

Если $E_{x, m} \neq E_{y, m}$, а разность фаз $\alpha = (2n - 1)\frac{\pi}{2}$, электромагнитная волна будет эллиптически поляризованной, так как векторы E и H вращаются с частотой ω в плоскости, перпендикулярной R , и их концы описывают эллипсы, которые носят название поляризационных. Форма этих эллипсов зависит от соотношения между горизонтальными и вертикальными составляющими полей и сдвига фаз по времени между ними.

При равенстве $E_{x, m} = E_{y, m}$ и $\alpha = (2n - 1)\frac{\pi}{2}$ эллиптическая поляризация переходит в круговую, так как проекция вектора E на плоскости x, y описывает окружность. Такие волны могут создаваться специальными антеннами, например, состоящими из горизонтальных и вертикальных вибраторов, токи которых имеют относительный сдвиг фаз $\pm 90^\circ$, или особыми решетками.

В радиолокации круговая поляризация используется для ослабления маскирующего действия эхо-сигналов дождей.

При облучении тел сложной формы линейно поляризованными волнами отраженные волны могут быть с эллиптической поляризацией. Это связано со сложной пространственной структурой токов, возникающих в таких объектах. Вследствие этого в радиолокации можно принимать волны не только на поляризации, соответствующей антенне передатчика, но отчасти и на другой.

§ 1.3. Зоны Френеля

Представление о зонах Френеля основывается на принципе Гюйгенса. Гюйгенс утверждает, что каждая точка фронта распространяющейся волны, образованной каким-либо первичным источником, в свою очередь является источником новой сферической волны. С помощью принципа Гюйгенса можно рассчитать величину вектора E для любой точки пространства, если известны значения электромагнитного поля на некоторой поверхности. Этот принцип позволяет решить важную задачу

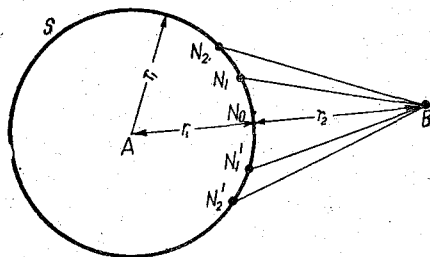


Рис. 1.5. К объяснению зон Френеля на поверхности сферы.

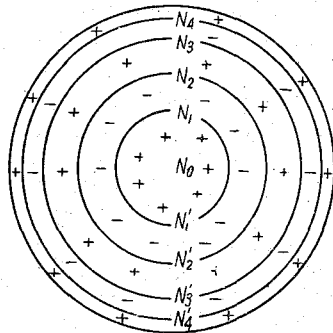


Рис. 1.6. Зоны Френеля на поверхности сферы.

о том, какая часть пространства существенно участвует в процессе распространения волн.

Действительно, проведем из точки A (рис. 1.5) как из центра сферу радиусом r_1 , которая будет представлять собой поверхность фронта волны. Пусть r_2 обозначает расстояние вдоль прямой AB от пункта приема B до поверхности сферы Φ . Из точки B проведем несколько прямых, которые пересекают сферу Φ в местах, находящихся от этой точки на расстояниях $r_2 + \frac{\lambda}{2} = BN_1$; $r_2 + 2\frac{\lambda}{2} = BN_2$ и $r_2 + n\frac{\lambda}{2} = BN_n$.

Семейства прямых, равных $BN_1, BN_2, \dots, BN_n$, образуют конические поверхности. При пересечении этих поверхностей со сферой образуется ряд концентрических окружностей. Если наблюдатель находится в точке B , то вид этих окружностей может быть показан с помощью рис. 1.6. Зоны, расположенные на поверхности сферы между соседними окружностями, называются зонами Френеля. Первая зона Френеля ограничена одной окружностью. Все остальные зоны представляют собой кольцевые области.

Рассматривая действие воображаемых источников вторичных волн (виртуальных источников), находящихся в первой зоне Френеля, можно заметить, что фаза их колебаний по отношению к фазе колебаний виртуального источника, расположенного в точке N_0 , отличается не более чем на π . Это объясняется тем, что разности хода, равной $\frac{\lambda}{2}$, соответствует разность фаз π .

Колебания, создаваемые виртуальными источниками, находящимися в пределах второй зоны, отличаются по фазе от колебаний источника N_0 на угол от π до 2π . Характеризуя колебания, создаваемые всей второй зоной, можно отметить, что они отличаются от колебаний всей первой зоны на величину π . Для третьей зоны это отличие составляет 2π и т. д. На рис. 1.6 эта особенность условно обозначена знаками $+$ и $-$.

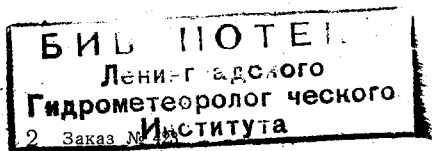
Нетрудно показать, что все зоны Френеля имеют одинаковые площади. Однако, несмотря на то что вследствие равенства площадей эти зоны одинаково «освещаются» из точки A , их действие на наблюдателя, находящегося в точке B , различно, поскольку нормали к зонам образуют тем больший угол с направлением на точку B , чем больше номер зоны Френеля. Отсюда вытекает, что действие каждой зоны на наблюдателя, расположенного в точке B , уменьшается с увеличением номера зоны Френеля.

Если просуммировать напряженности полей всех зон с учетом фаз колебаний, то результирующая напряженность поля, создаваемая источником в точке приема B , окажется равной половине напряженности поля, создаваемого первой зоной Френеля. Таким образом, можно считать, что именно половина первой зоны ограничивает ту область пространства, которая играет существенную роль при распространении волн.

Радиус первой зоны Френеля можно определить по формуле

$$b_1 = \sqrt{\frac{r_1 r_2 \lambda}{r_1 + r_2}}.$$

Обычно для радиоволн $\lambda < 100$ м радиус первой зоны гораздо меньше длины трассы. Так, например, при длине трассы $r_1 + r_2 = 10$ км на волнах длиной $\lambda = 10$ м, $\lambda = 1$ м, $\lambda = 0,1$ м и $\lambda = 0,01$ м радиусы первой зоны Френеля соответственно равны 79, 25, 7,9 и 2,5 м.



Глава 2

РЕФРАКЦИЯ РАДИОВОЛН

§ 2.1. Диэлектрическая проницаемость и коэффициент преломления воздуха

На процессы распространения радиоволн существенное влияние оказывает атмосферная рефракция. Она заключается в том, что благодаря диэлектрической неоднородности атмосферы электромагнитные волны распространяются не прямолинейно, а криволинейно. В частности, общеизвестным следствием атмосферной рефракции является то, что небесные светила, наблюдаемые не у зенита, как бы смещаются по отношению к их действительному положению, причем это смещение тем больше, чем ближе светило к горизонту.

Если визируемая точка расположена вне пределов атмосферы, рефракция называется астрономической; в случае же когда визируемая точка расположена в пределах атмосферы, рефракция называется земной.

Несмотря на общую сущность радиорефракции и оптической рефракции, они несколько отличаются. Это обусловлено тем, что воздействие среды, в которой распространяется электромагнитная энергия, зависит от частоты. Так, содержащиеся в воздухе молекулы водяных паров, имеющие постоянный электрический дипольный момент, под влиянием световых волн не успевают менять свою ориентировку с частотой колебаний этих волн, которая достигает 10^{14} гц. Вследствие этого водяной пар почти не влияет на степень оптической рефракции.

При распространении в атмосфере радиоволн, частота колебаний которых гораздо ниже частоты световых волн, молекулы водяных паров приводятся в колебательное движение, оказывая влияние на степень радиорефракции (за счет уменьшения скорости распространения волны). Под влиянием радиорефракции

траектория радиоволн искривляется в большей степени, чем траектория световых лучей, и подвергается большим изменениям, чем при оптической рефракции. Дисперсия, т. е. зависимость n и ϵ воздуха от частоты, в диапазоне радиоволн более 1,3 см не наблюдается.

Диэлектрическая проницаемость газа определяется его молекулярным весом, плотностью, абсолютной температурой и электрическим свойством молекул.

При рассмотрении диэлектрической проницаемости влажного воздуха последний принимают как смесь сухого воздуха и водяного пара.

Для сухого воздуха диэлектрическая проницаемость описывается следующим соотношением:

$$(\epsilon - 1) 10^6 = k_1 \frac{p}{T}, \quad (2.1)$$

где p — давление воздуха в миллибарах, T — температура в $^{\circ}\text{K}$, k_1 — постоянный коэффициент, равный 156 в диапазоне $\lambda \geq 2$ см.

Левая часть соотношения (2.1) записывается так потому, что диэлектрическая проницаемость воздуха очень мало отличается от единицы. Вследствие этого удобно рассчитывать не само значение ϵ , а величину $(\epsilon - 1) 10^6$.

Диэлектрическая проницаемость сухого воздуха, за исключением резонансных частот для кислорода, сохраняет одну и ту же величину во всем диапазоне электромагнитных волн, включая световые волны. Проницаемость влажного воздуха, состоящего из смеси сухого воздуха и водяного пара, зависит от частоты. Это вызвано тем, что молекулы воды имеют полярный характер и обладают постоянным дипольным моментом. В оптическом диапазоне частот молекулы воды являются электрически поляризуемыми. В диапазоне радиочастот они не только поляризуются, но и переориентируются, следуя изменениям электрического поля. В итоге диэлектрическая проницаемость водяного пара в диапазоне радиоволн оказывается выше, чем в оптическом диапазоне.

Для водяного пара в диапазоне радиоволн

$$(\epsilon - 1) 10^6 = \frac{k_1}{T} \left(\frac{k_2 e}{T} - \frac{e}{T} \right), \quad (2.2)$$

где e — упругость водяного пара в мб, k_2 — постоянный коэффициент, равный 4800.

Диэлектрическая проницаемость влажного воздуха — величина суммарная. Следовательно, выражение, характеризующее диэлектрическую проницаемость такого воздуха, будет выглядеть следующим образом:

$$(\epsilon - 1) 10^6 = \frac{k_1}{T} \left(p + \frac{k_2 e}{T} - \frac{e}{T} \right)$$

или после подстановки значений k_1 и k_2

$$(\varepsilon - 1) 10^6 = \frac{156}{T} \left(p + \frac{4800e}{T} - \frac{e}{T} \right). \quad (2.3)$$

При наблюдаемых в атмосфере значениях T , p и e формула дает погрешности в определении диэлектрической проницаемости влажного воздуха, не превышающие 0,5% во всем диапазоне радиоволн при $\lambda \geq 1,3$ см.

Так как коэффициент преломления n равен $n = \sqrt{\varepsilon}$ и, следовательно, $n - 1 \approx \frac{1}{2}(\varepsilon - 1)$, можно легко получить выражение для коэффициента преломления влажного воздуха:

$$(n - 1) 10^6 = \frac{78}{T} \left(p + \frac{4800e}{T} - \frac{e}{T} \right). \quad (2.4)$$

Из формул (2.3) и (2.4) вытекает, что с возрастанием давления воздуха и упругости водяного пара происходит увеличение ε и n . В то же время повышение температуры воздуха приводит к уменьшению ε и n .

Физически это понятно, так как с увеличением давления воздуха связано увеличение его плотности, а с повышением температуры — расширение и уменьшение плотности.

Для облегчения вычислений диэлектрической проницаемости и коэффициента преломления воздуха при различных p , T и e используются различные графики и номограммы. В качестве примера на рис. 2.1 показана одна из используемых номограмм [1]. С помощью этой номограммы можно, например, найти, что при $p = 1000$ мб, $f = 80\%$ и $t = 10^\circ \text{C}$ $N = (n - 1) 10^6 = 324$ «N-единиц».

При метеорологических измерениях в свободной атмосфере измеряется не упругость водяного пара, а относительная влажность воздуха. Затем вычисляется удельная влажность, представляющая собой количество граммов водяного пара, содержащегося в одном килограмме влажного воздуха.

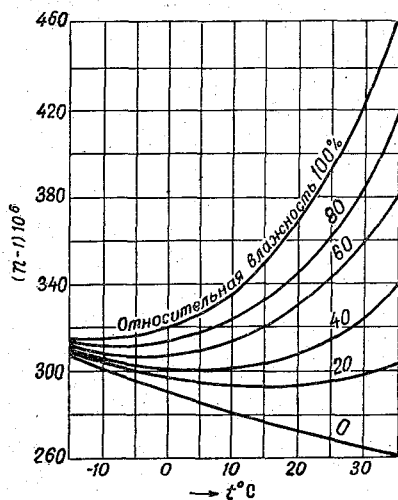


Рис. 2.1. Коэффициент преломления воздуха в зависимости от температуры и относительной влажности воздуха при давлении 1000 мб.

С достаточной для практики точностью можно считать, что

$$q = 622 \frac{e}{p} \text{ г/кг.} \quad (2.5)$$

Подставляя значение q из (2.5) в (2.4) и пренебрегая из-за малости третьим слагаемым в (2.4), получим

$$(n-1)10^6 = \frac{78p}{T} + 6 \cdot 10^2 \frac{pq}{T^2}. \quad (2.6)$$

В формуле (2.6) удельная влажность q в г/кг. Эта формула удобна тем, что все входящие в нее значения (p , T и q) публикуются в метеорологических и аэрологических ежегодниках и справочниках.

Как следует из формулы (2.6), погрешности в определении коэффициента преломления зависят от погрешностей измерения основных метеорологических элементов p , t и q . Для оценки влияния этих погрешностей продифференцируем уравнение (2.4) по переменным $N = (n-1)10^6$, p , t и e , опуская для простоты третье слагаемое ввиду его малости. В результате получим следующее соотношение, характеризующее максимальную погрешность в определении N :

$$dN = \frac{78}{273+t} dp + \frac{3,8 \cdot 10^5}{(273+t)^2} de + \frac{1}{(273+t)^2} \left[78p + \frac{7,6 \cdot 10^5 e}{273+t} \right] dt. \quad (2.7)$$

Пусть измерения давления, влажности и температуры воздуха производятся со следующими абсолютными погрешностями: $dp=0,1$ мб, $de=0,1$ мб и $dt=0,1^\circ\text{C}$. Тогда первое слагаемое при температуре воздуха $t=0^\circ\text{C}$ примет значение 0,029, второе слагаемое — 0,508, а третье при $p=1050$ мб и $e=6$ мб равно 0,09.

В результате получим

$$dN = 0,029 + 0,508 + 0,09 = 0,717 \text{ «N-единиц»}.$$

Приведенная выше погрешность определения N характерна для наземных измерений метеорологических элементов. По измерениям в свободной атмосфере эти погрешности, естественно, больше, особенно по данным самолетного зондирования и подъемов радиозондов.

Представление о точности измерения температуры, влажности и давления воздуха при самолетном зондировании можно получить при рассмотрении табл. 2.1, взятой из работы [15].

Чтобы пользоваться данными таблицы для оценки точности измерений N , необходимо определить связь между ошибкой измерения упругости водяного пара de и ошибкой измерения относительной влажности $ди$. С этой целью обозначим упругость насыщения водяного пара при температуре t через e_0 . Тогда

$e = e_0 \frac{u}{100}$. В результате для постоянной температуры t имеем:

Таблица 2.1

Прибор	Средняя квадратическая ошибка измерений		
	$t^{\circ}\text{C}$	$p\text{ мб}$	$u\%$
Метеорограф СМ-43	0,5—0,7	3—4	5—7
Метеорограф А-10	0,3—0,4	2—3	3—5
Электрометеорограф ЭМ—ЦАО	0,3—0,4	2—3	2—4
Аэростатный метеорограф АМ—ЦАО	0,2	1,1	1,5

$\partial e = e_0 \frac{\partial u}{100}$. Отсюда можно непосредственно получить данные для $\frac{\partial e}{\partial u}$ (в мб на 1%) при постоянных p и t . Затем, умножая полученные результаты на $\frac{\partial n}{\partial e}$, можно определить искомые значения $\frac{\partial n}{\partial u}$ (в N -единицах на 1%).

Ниже представлены значения $\frac{\partial n}{\partial u}$ и $\frac{\partial e}{\partial u}$ при различных температурах в нижней тропосфере:

$t^{\circ}\text{C}$	32,2	15,5	0
$\frac{\partial e}{\partial u}$ мб/1%	0,30	0,20	0,06
$\frac{\partial n}{\partial u}$ N -ед/1%	1,21	0,92	0,30

Теперь можно легко получить среднюю квадратическую погрешность определения N , используя данные о точности самолетных аэрологических приборов (табл. 2.1).

Если измерения метеорологических элементов в свободной атмосфере проводятся с помощью самолетного метеорографа А-10, то при $t=0^{\circ}\text{C}$ и $u=100\%$

$$dN = 0,58 + 0,135 + 0,90 = 1,61 \quad N\text{-ед.}$$

Отсюда следует, что для более точного определения коэффициента преломления воздуха на высотах необходимо повысить точность измерения метеозлементов в свободной атмосфере, доведя ее до точности измерения у поверхности земли.

В табл. 2.2 по данным о погрешностях различных аэрологических приборов приводятся величины средних квадратических ошибок в расчете N по результатам аэрологических измерений [15].

Таблица составлена Л. А. Пахомовым и др. [15] на основании среднего вертикального распределения метеорологических эле-

Таблица 2.2

Средние квадратические ошибки определения коэффициента преломления по данным аэрологического зондирования атмосферы

Прибор	Высота, км						
	0	1	2	3	5	7	10
Радиозонд А-22-III	1,5	1,4	1,2	1,1	1,0	1,1	1,2
Самолетный метеорограф СМ-43 . .		1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	
Самолетный электрометеорограф ЭМ—ЦАО		1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	
Аэростатный метеорограф АМ—ЦАО	0,6	0,5	0,5	—	—	—	—

ментов, типичного для центральных районов Европейской территории СССР.

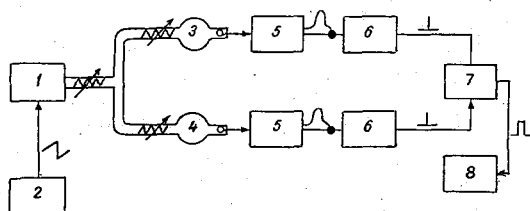


Рис. 2.2. Блок-схема рефрактометра.

1 — клистрон, 2 — генератор пилообразных напряжений, 3 — измерительный резонатор, 4 — эталонный резонатор, 5 — усилитель, 6 — генератор прямоугольных импульсов, 7 — преобразователь, 8 — регистратор.

Из таблицы видно, что наименьшие случайные ошибки определения коэффициента преломления воздуха будут при использовании данных аэростатного зондирования. В этом случае надежно обеспечивается необходимая точность измерения N , равная одной N -единице. В два раза худшие результаты получаются при использовании данных радиозондирования. Поэтому ими можно пользоваться лишь при различных статистических обработках. Для выяснения же физических связей между вертикальным распределением коэффициента преломления и особенностями распространения радиоволн нужно пользоваться данными аэростатного и самолетного зондирования.

В последние годы разработаны приборы, позволяющие проводить непосредственные измерения изменчивости диэлектрической проницаемости и коэффициента преломления воздуха. Эти приборы получили название рефрактометров. Существует несколько вариантов отечественных и иностранных конструкций приборов, используемых на самолете и на земле [7]. Основной частью рефрактометра являются два полых резонатора, частоты колебаний которых сравниваются между собой (рис. 2.2).

Один резонатор — измерительный, а другой — эталонный. Измерительный резонатор имеет отверстия, через которые проходит воздух, и, следовательно, его колебания зависят от диэлектрической проницаемости воздуха. Эталонный резонатор герметизирован.

Оба резонатора возбуждаются от общего клистронного генератора, модулированного по частоте. Снимаемые с резонаторов напряжения имеют вид резонансных кривых и в дальнейшем используются для управления шириной прямоугольных импульсов. Эти импульсы усиливаются, преобразуются, осредняются и подаются на вход самописца. Самописец отградуирован так, что его показания пропорциональны изменению частоты измерительного резонатора, т. е. $\Delta f \approx \Delta n$.

Чувствительность приборов такова, что изменения коэффициента преломления Δn на одну N -единицу обуславливают изменение частоты измерительного резонатора Δf на 9,4 кгц. Это соответствует перемещению стрелки самописца на 4,7% всей шкалы. Скорость движения ленты самописца порядка 2,5—3 мм/сек. Постоянная времени около 0,5 сек.

С целью уменьшения влияния температуры оба резонатора изготавливаются из инвара. Для изменения настройки и производства измерений в достаточно широких пределах изменений n эталонный резонатор имеет плунжер с микрометрическим винтом.

При установке прибора на самолете измерительный резонатор крепится снаружи фюзеляжа там, где влияние завихрения незначительно.

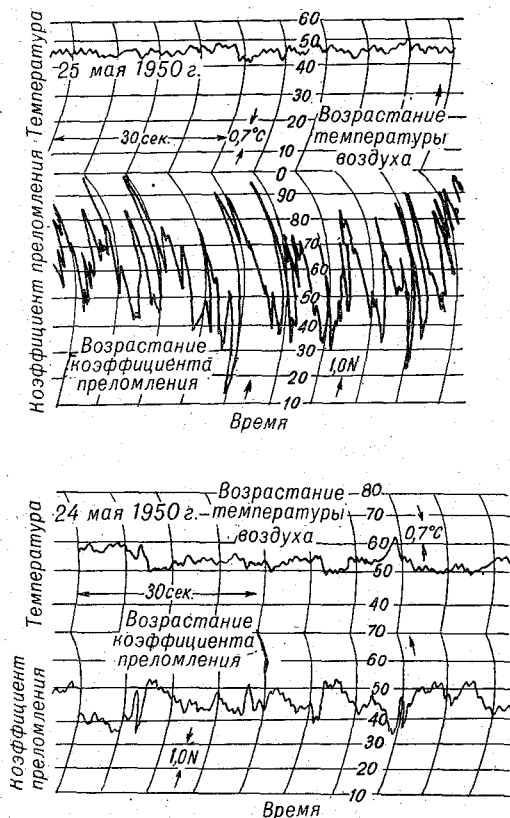


Рис. 2.3. Одновременные записи флуктуаций коэффициента преломления и температуры воздуха у земной поверхности.

На рис. 2.3 представлены записи изменений n , полученные в работе [7] с помощью рефрактометра, и изменений температуры t .

§ 2.2. Изменчивость коэффициента преломления в тропосфере

Из формул (2.3) и (2.4) видно, что для расчета ε и n необходимо располагать данными о температуре, влажности и давлении воздуха.

У земной поверхности значения $(n - 1)10^6$ в разных метеорологических условиях колеблются в пределах

$$260 \leq (n - 1)10^6 \leq 460.$$

Для определения изменения коэффициента преломления n с высотой, пользуясь его значением у земли, необходимо измерять p , t и e с высотой.

Для решения ряда задач, связанных с расчетом дальности обнаружения объектов, дальности радиосвязи и т. д., при проектировании аппаратуры пользуются стандартной радиоатмосферой, которая введена по аналогии с авиационной стандартной атмосферой, используемой в аэронавигации и аэродинамических расчетах.

Имеется несколько определений стандартной радиоатмосферы. Широко используемой является радиоатмосфера, в которой принято линейное уменьшение температуры воздуха с высотой, равное $6,5^\circ$ на километр, уменьшение давления по барометрическому закону и убывание влажности воздуха по следующему эмпирическому соотношению, полученному А. Х. Хргианом:

$$q_h = q_0 e^{-h(b - hc)},$$

где h выражено в км, а постоянные b и c зависят от сезона года и находятся в следующих пределах: $0,1112 \leq b \leq 0,2181$ и $0,0286 \leq c \leq 0,0375$.

В табл. 2.3 приведены основные параметры стандартной радиоатмосферы [15]. В этой таблице приводятся также и некоторые параметры, используемые в радиотехнике, о которых речь будет идти в следующих параграфах. В частности, дается вертикальный градиент коэффициента преломления в тропосфере $\frac{dn}{dh}$; приведенный коэффициент преломления M ; отношение эквивалентного радиуса Земли к истинному радиусу k_p и отношение радиуса кривизны радиолуча к кривизне Земли m .

Стандартная атмосфера основана на том, что до высоты нескольких километров n зависит от h линейно, при этом для средних широт $\frac{dn}{dh} = -4 \cdot 10^{-8}$ 1/м.

Однако в конкретных метеорологических условиях часто наблюдаются сложные пространственно-временные изменения температуры и влажности воздуха, что приводит к сложным пространственно-временным изменениям коэффициента преломления воздуха.

Различают следующие основные изменения коэффициента преломления в тропосфере: сезонные, суточные и непериодические, обусловленные турбулентности атмосферных движений.

На рис. 2.4 представлен годовой ход изменения коэффициента преломления на различных высотах над Москвой [14]. Из рисунка видно, что наиболее отчетливо сезонные изменения выражены в нижней тропосфере до высот 1,5—2 км. На высотах более 7—8 км среднемесячное значение n постоянно в течение всего года. Максимальные значения n наблюдаются летом (в июле), наименьшие — зимой с минимумом в январе. Указанный годовой ход коэффициента преломления обусловлен главным образом годовым ходом влажности воздуха с максимумом в теплое полугодие.

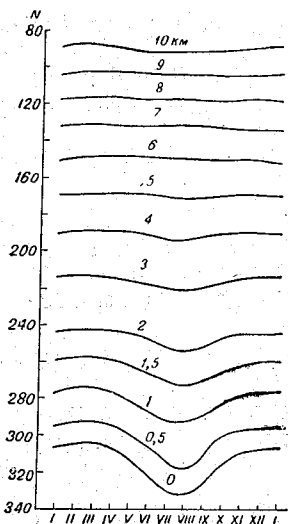


Рис. 2.4. Годовой ход изменения N на различных высотах (Москва).

Таблица 2.3

Стандартная радиоатмосфера

h км	p мб	t° К	q г/кг	N N-ед.	$\frac{dN}{dz} 10^6$ см ⁻¹	M	m	k_p
0,0	1013,2	288,16	8,5	335,3	47,94	335,3	1,439	— 3,274
0,5	954,6	284,96	7,6	313,8	44,80	392,3	1,399	— 3,504
1,0	900,0	281,66	6,6	293,1	41,50	450,0	1,359	— 3,782
1,5	845,5	278,46	5,7	273,1	38,26	508,5	1,323	— 4,102
2,0	794,9	275,16	4,8	254,6	35,05	568,5	1,287	— 4,478
2,5	746,7	271,96	4,0	237,5	32,11	629,9	1,256	— 4,888
3,0	701,0	268,66	3,3	221,9	29,42	692,7	1,230	— 5,335
4,0	616,2	262,16	2,1	193,8	24,67	821,7	1,181	— 6,362
5,0	540,0	255,66	1,3	170,5	21,03	955,3	1,155	— 7,464
6,0	471,7	249,16	0,7	150,2	18,06	1091,8	1,130	— 8,691
7,0	410,3	242,66	0,4	133,0	15,89	1232,0	1,112	— 9,878
8,0	355,9	236,16	0,2	117,8	14,15	1373,5	1,099	—11,093
9,0	307,3	229,66	0,15	104,4	12,82	1517,1	1,089	—12,243
10,0	264,3	223,16	0,1	92,3	11,56	1661,9	1,080	—13,578

Наиболее значительны суточные изменения коэффициента преломления в нижнем километровом слое атмосферы, так как они обусловлены большими суточными изменениями температуры и влажности воздуха. Как известно, эти изменения температуры над континентами в общем имеют простой ход: максимум температуры наблюдается после полудня, а минимум — перед восходом Солнца.

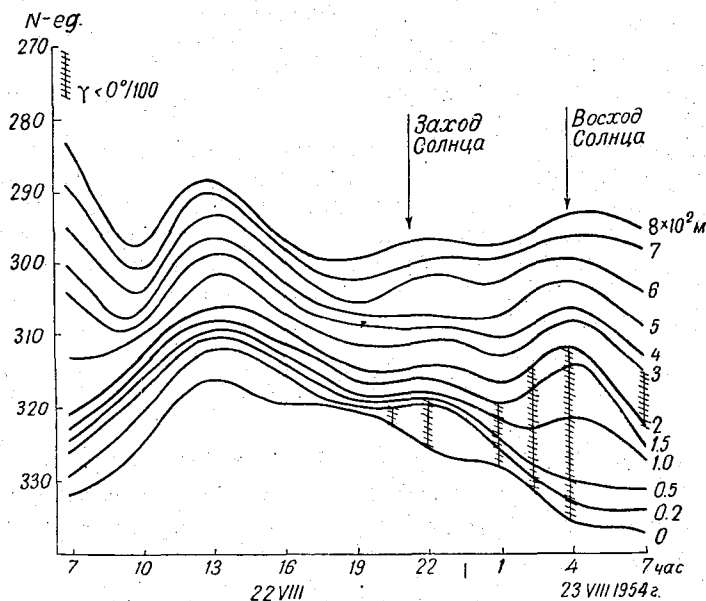


Рис. 2.5. Суточное изменение N в нижних слоях атмосферы 22—23 VIII 1954 г. при безоблачной погоде по данным ЦАО.

Суточный ход упругости водяных паров наиболее развит летом. С восходом Солнца над сушей вследствие усиленного испарения с почвы упругость водяных паров в приземном слое начинает возрастать и достигает максимума около 10 час. Однако после восхода Солнца усиливаются конвекция и турбулентность, благодаря которым происходит все увеличивающийся отток водяного пара вверх. В результате после 10 час. упругость водяного пара в приземном слое уменьшается и достигает минимума к 14—16 час. К вечеру турбулентность и связанный с ней отток водяного пара вверх ослабевают, поэтому упругость водяного пара несколько возрастает. Затем она вновь уменьшается из-за ослабления испарения с почвы до минимума к восходу Солнца.

На рис. 2.5 показано суточное изменение n в нижнем слое атмосферы при безоблачной погоде 22—23 VIII 1954 г. по данным ЦАО.

На изменения коэффициента преломления большое внимание оказывают инверсии температуры. При этом повышение температуры с высотой нередко сопровождается падением или слабым изменением удельной влажности с высотой. Эти условия приводят к более резкому, чем обычно, уменьшению n в слое инверсии.

Рефракция радиоволн в атмосфере определяется не абсолютным значением коэффициента преломления, а быстротой его изменения с высотой, т. е. вертикальным градиентом n или ϵ [1, 2, 3]. Горизонтальными градиентами коэффициента преломления и диэлектрической проницаемости воздуха обычно пренебрегают вследствие их малости, хотя в отдельных случаях этого делать нельзя.

Следует также отметить, что в действительных условиях довольно редко можно полагать постоянными вертикальные градиенты n или ϵ вдоль линии распространения радиоволн.

На практике вертикальный градиент коэффициента преломления определяется как отношение разности значений $n_2 - n_1$ в двух точках, расположенных по вертикали на высотах h_2 и h_1 , к разности указанных высот:

$$\frac{dn}{dh} \approx \frac{\Delta n}{\Delta h} = \frac{n_2 - n_1}{h_2 - h_1}. \quad (2.8)$$

Вертикальный градиент $\frac{dn}{dh}$ имеет размерность 1/м. Из формулы (2.8) видно, что уменьшение коэффициента преломления воздуха с высотой ($n_2 < n_1$) соответствует отрицательному значению $\frac{dn}{dh}$.

Аналогично определяется вертикальный градиент диэлектрической проницаемости ϵ :

$$\frac{d\epsilon}{dh} \approx \frac{\Delta \epsilon}{\Delta h} = \frac{\epsilon_2 - \epsilon_1}{h_2 - h_1},$$

при этом вследствие того что $n - 1 \approx \frac{\epsilon - 1}{2}$, то

$$\frac{dn}{dh} \approx \frac{1}{2} \frac{d\epsilon}{dh}.$$

Зависимость $\frac{dn}{dh}$ от влияющих факторов можно определить, продифференцировав уравнение (2.4) по переменной h , опуская из-за малости третье слагаемое. Тогда

$$\frac{dn}{dh} 10^6 = \frac{78}{T} \frac{\partial p}{\partial h} + \frac{3,8 \cdot 10^5}{T^2} \frac{\partial e}{\partial h} - \frac{1}{T^2} \left(78p + \frac{7,6 \cdot 10^5 e}{T} \right) \frac{\partial T}{\partial h}. \quad (2.9)$$

Из этого уравнения следует, что с уменьшением давления воздуха и упругости водяных паров с высотой уменьшается и n . На-

оборот, уменьшение температуры соответствует увеличению коэффициента преломления.

Если подставить в уравнение (2.9) наблюдаемые в нижних слоях атмосферы значения метеорологических элементов и их вертикальных градиентов, можно количественно определить $\frac{dn}{dh}$.

Действительно, пусть $p=1000$ мб, $T=300^\circ\text{K}$, $e=10$ мб, $\frac{\partial p}{\partial h} = -10^{-1}$ мб/м, $\frac{\partial T}{\partial h} = 10^{-2}$ град/м, $\frac{\partial e}{\partial h} = -10^{-2}$ мб/м. В этом случае

$$\frac{dn}{dh} 10^6 = -2,6^{-2} - 4 \cdot 10^{-2} + 1,1 \cdot 10^{-2} = 5,5 \cdot 10^{-8} \text{ 1/м.}$$

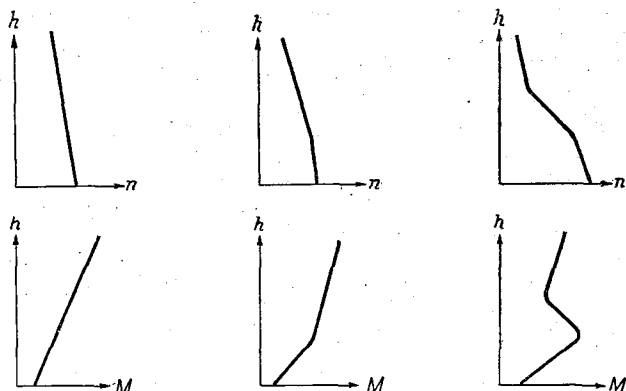


Рис. 2.6. Основные типы изменения n и M с высотой.

Вследствие того что вертикальный градиент давления в каком-либо слое изменяется в очень узких пределах, на изменение N с высотой оказывают влияние только изменения значений температуры и влажности воздуха. Очевидно, что наибольший вклад в вертикальный градиент коэффициента преломления при заданных условиях вносит градиент влажности $\frac{\partial e}{\partial h}$.

Для стандартной, или нормальной, атмосферы считают, что в нижней тропосфере n зависит от h линейно и $\frac{dn}{dh} = 4,8 \cdot 10^{-8} \text{ 1/м}$. Однако в реальных условиях часто наблюдаются сложные изменения температуры и влажности воздуха по высоте.

На рис. 2.6 представлены основные типы кривых, характеризующих изменение коэффициента преломления n с высотой, и

соответствующие им кривые так называемого приведенного коэффициента преломления M (см. § 2.3).

Из рис. 2.6 следует, что коэффициент преломления n может сложным образом изменяться с высотой. В некоторых случаях знак $\frac{dn}{dh}$ изменяется, переходя через значение $\frac{dn}{dh} = 0$ в слое тропосферы толщиной в несколько метров.

В настоящее время при расчетах дальности распространения радиоволн, а следовательно, и дальности обнаружения объектов в пределах горизонта и при $\frac{dn}{dh}$ меньше критических значений учитывают влияние тропосферной рефракции, основываясь часто на лучевой трактовке вопроса. Это позволяет составить хотя и приближенное, но наглядное представление о влиянии рефракции на распространение УКВ.

Общая же теория распространения УКВ в неоднородной тропосфере изложена в основополагающих работах В. А. Фока, Б. А. Введенского, А. Г. Аренберга и др. [10, 16, 19, 20, 21].

§ 2.3. Искривление траектории распространения радиоволн

Пусть атмосфера состоит из большого числа тонких слоев воздуха, каждый из которых характеризуется своим постоянным коэффициентом преломления. Если бы эти слои были плоскими, то искривление траектории радиолуча происходило бы по закону

$$n_i \sin \varphi_i = \text{const}, \quad (2.10)$$

где φ_i — угол скольжения луча к поверхности слоя.

Благодаря концентричности воздушных слоев указанный закон несколько изменится (рис. 2.7). Если в пределах каждого слоя считать распространение радиоволн прямолинейным, то для точки A с учетом (2.10) можно записать:

$$n_1 \sin \varphi_1 = n_2 \sin \varphi'_1.$$

Из $\triangle AOB$ имеем

$$\sin \varphi'_1 = \frac{R_2}{R_1} \sin \varphi_2.$$

В результате уравнение, характеризующее закон преломления электромагнитных волн для двух сферических слоев, будет таким:

$$n_1 R_1 \sin \varphi_1 = n_2 R_2 \sin \varphi_2.$$

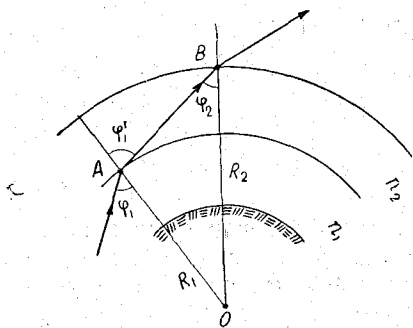


Рис. 2.7. Искривление траектории радиолуча вследствие концентричности воздушных слоев.

Отсюда для системы сферических слоев имеем

$$n_i R_i \sin \varphi_i = \text{const}, \quad (2.11)$$

где R_i — расстояние от центра Земли до точки атмосферы с коэффициентом преломления n_i .

Пусть уравнение (2.11) будет применено для двух точек, одна из которых находится на поверхности Земли, а другая — на высоте h . В результате получим

$$n_0 R_3 \sin \varphi_0 = n (R_3 + h) \sin \varphi, \quad (2.12)$$

где R_3 — радиус Земли.

Так как $n = n_0 + \frac{dn}{dh} h$, предыдущее соотношение переписывается в следующем виде:

$$R_3 \sin \varphi_0 = \left(1 + \frac{1}{n_0} \frac{dn}{dh} h\right) (R_3 + h) \sin \varphi.$$

Здесь φ_0 — угол между радиолучом и поверхностью Земли. Далее

$$\sin \varphi_0 = \left[1 + \frac{1}{n_0} \frac{dn}{dh} h + \frac{h}{R_3} + \frac{1}{n_0} \frac{h^2}{R_3} \frac{dn}{dh}\right] \sin \varphi.$$

Так как $\frac{h}{R_3} \ll 1$ и $\frac{dn}{dh} \ll 1$, то, пренебрегая последним членом из-за его малости, получим

$$\sin \varphi_0 = \left[1 + h \left(\frac{1}{R_3} + \frac{1}{n_0} \frac{dn}{dh}\right)\right] \sin \varphi. \quad (2.13)$$

Проведем анализ полученного соотношения. Предположим, что рефракция отсутствует, т. е. $\frac{dn}{dh} = 0$. В этом случае радиоволны распространяются в однородной среде, следовательно, их траектория прямолинейна и учитывается только сферичность Земли

$$R_3 \sin \varphi_0 = (R_3 + h) \sin \varphi.$$

При наличии рефракций, когда $\frac{dn}{dh} \neq 0$, согласно формуле (2.13), градиент показателя преломления в атмосфере оказывает такое же влияние на траекторию луча, какое оказывала бы Земля с кривизной не $\frac{1}{R_3}$, а $\left(\frac{1}{R_3} + \frac{1}{n_0} \frac{dn}{dh}\right)$.

Если $\frac{dn}{dh} = \text{const}$, уравнение (2.13) можно рассматривать

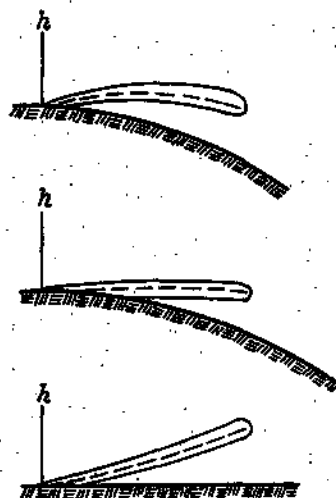


Рис. 2.8. Изменение кривизны радиолуча при переходе от сферической Земли к плоской.

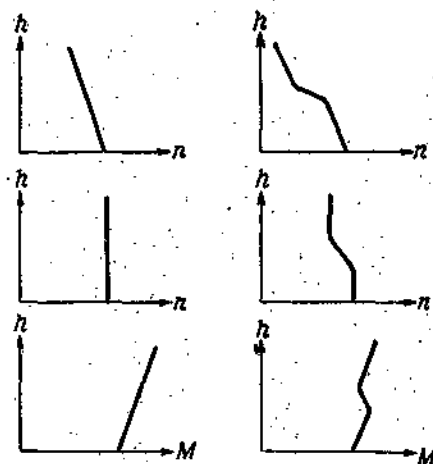


Рис. 2.9. Изменения коэффициентов n и M с высотой при переходе от сферической Земли к плоской.

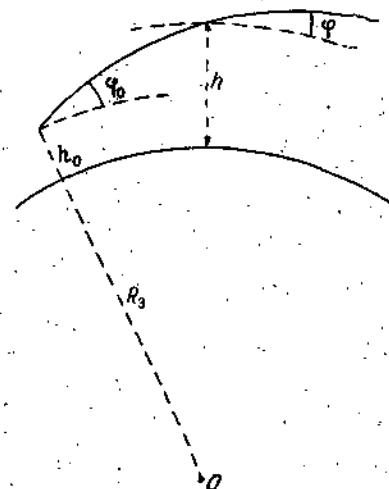


Рис. 2.10. К методике определения траектории радиолуча в нестандартной тропосфере.

находится на высоте h_0 над Землей и радиолуч направлен к горизонту под углом φ_0 (рис. 2.10).

При малом изменении коэффициента преломления с высотой можно использовать лучевую трактовку. Тогда дифференциальное уравнение траектории распространения радиоволн в тропосфере относительно Земли может быть представлено в следующем виде:

$$\frac{d^2h}{dL^2} - \left(\frac{2}{R_3 + h} + \frac{1}{n} \frac{dn}{dh} \right) \left(\frac{dh}{dL} \right)^2 - \left(\frac{R_3 + h}{R_3} \right) \left(\frac{1}{R_3 + h} + \frac{1}{n} \frac{dn}{dh} \right) = 0. \quad (2.22)$$

Влияние рефракции сказывается при малых углах траектории радиолучей относительно горизонта, не превышающих нескольких градусов. Вследствие этого $\left(\frac{dh}{dL} \right)^2 \ll 1$. Отсюда вытекает, что вторым слагаемым уравнения (2.22) можно пренебречь и получить следующее уравнение искривления радиолуча:

$$\frac{d^2h}{dL^2} = \left(\frac{R_3 + h}{R_3} \right) \left(\frac{1}{R_3 + h} + \frac{1}{n} \frac{dn}{dh} \right). \quad (2.23)$$

Так как радиус Земли гораздо больше высоты распространения радиоволн ($R_3 \gg h$) и n очень мало отличается от единицы, предыдущее соотношение можно переписать следующим образом:

$$\frac{d^2h}{dL^2} = \left(\frac{1}{R_3} + \frac{dn}{dh} \right). \quad (2.24)$$

После интегрирования этого уравнения получим

$$\left(\frac{dh}{dL} \right)^2 = 2 \int \left(\frac{1}{R_3} + \frac{dn}{dh} \right) dn + \text{const}. \quad (2.25)$$

Если угол φ является углом наклона радиолуча к горизонту в точке h , то

$$\varphi^2 = \left(\frac{dh}{dL} \right)^2 = 2 \int_{h_0}^h \left[\frac{1}{R_3} + n(h) \right] dn + \varphi_0^2. \quad (2.26)$$

Решение уравнения дает

$$\frac{\varphi^2 - \varphi_0^2}{2} = \frac{h - h_0}{R_3} + n - n_0.$$

Учитывая формулы (2.19) и (2.20) и оперируя модулем приведенного коэффициента преломления, предыдущее соотношение перепишем в следующем виде:

$$\frac{\varphi^2}{2} - \frac{\varphi_0^2}{2} = (M - M_0) 10^{-6}. \quad (2.27)$$

Из анализа последнего уравнения вытекает, что при $M - M_0 < 0$ траектория радиолуча прижимается к Земле; при $M - M_0 > 0$, траектория уходит от Земли. Наконец, когда $M - M_0 = 0$, траектория радиолуча параллельна Земле.

Практически для построения траектории радиолуча поступают следующим образом. Если угол наклона траектории радиолуча к горизонту равен φ , то его можно выразить как $\varphi \approx \text{tg } \varphi = \frac{dh}{dx}$, где x — горизонтальное расстояние от передатчика. Тогда с учетом (2.27)

$$x = \int \frac{dh}{\varphi} = \int \frac{dh}{\sqrt{\varphi_0^2 + 2(M - M_0) 10^{-6}}} \quad (2.28)$$

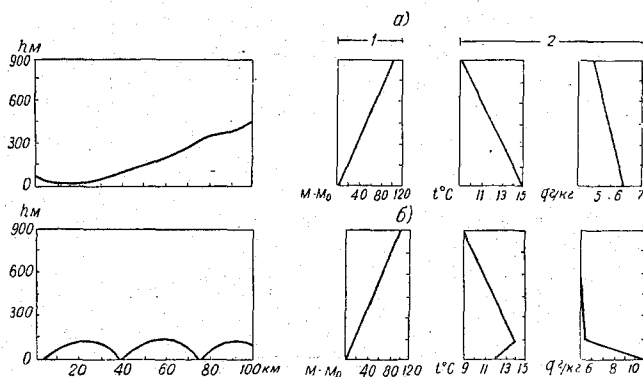


Рис. 2.11. Ход радиолучей при различных значениях $\frac{dM}{dh}$ (а) и M — кривые в стандартных условиях (б).

На рис. 2.11 а дано изображение хода радиолучей при различных значениях вертикального градиента приведенного коэффициента преломления $\frac{dM}{dh}$, обусловленного различным вертикальным изменением температуры и влажности воздуха в нижних слоях тропосферы. В стандартных условиях M -кривая представляет собой прямую линию, идущую под определенным постоянным углом вверх и вправо (рис. 2.11 а). Если имеется искривление или скачкообразное изменение $M(h)$, то это свидетельствует о нестандартных условиях распространения (рис. 2.11 б).

§ 2.4. Различные типы рефракции. Атмосферные волноводы

В тропосфере наблюдается весьма большое многообразие изменений метеорологических элементов с высотой. Следствием этого является и многообразие изменений коэффициента прелом-

ления воздуха с высотой. В зависимости от изменения $n(h)$ и различают следующие связанные с ним типы рефракции: отрицательную рефракцию, отсутствие рефракции и положительную рефракцию [9, 12, 14].

Если метеорологические условия таковы, что коэффициент преломления n увеличивается с высотой ($\frac{dn}{dh} > 0$), траектория радиоволн обращена выпуклостью вниз; в этих случаях рефракция считается отрицательной. Это может наблюдаться при чрезмерно сильном понижении температуры с высотой и повышении влажности воздуха.

При отсутствии атмосферной рефракции ($\frac{dn}{dh} = 0$) радиоволны распространяются по прямолинейным траекториям.

Если наблюдается уменьшение коэффициента преломления с высотой ($\frac{dn}{dh} < 0$), рефракция считается положительной. При этом типе рефракции траектории радиоволн обращены выпуклостью вверх. Частным случаем положительной рефракции является рассмотренная выше нормальная рефракция ($\frac{dn}{dh} = -4 \cdot 10^{-8} \text{ 1/м}$).

Положительную рефракцию в свою очередь подразделяют на нормальную, повышенную, критическую и сверхрефракцию.

Сначала рассмотрим критическую рефракцию. Она наблюдается тогда, когда изменение коэффициента преломления с высотой происходит так резко, что траектории радиоволн, имевшие у передатчика горизонтальное направление, превращаются в окружности, центры которых совпадают с центром Земли.

Так как у пологих траекторий радиус кривизны ρ выражается через градиент коэффициента преломления n

$$\rho = - \frac{1}{\frac{dn}{dh}}, \quad (2.29)$$

то при $\rho = R_3$ можно найти $\frac{dn}{dh}$ с помощью соотношения (2.29). Так как $R_3 = 6370 \cdot 10^3 \text{ м}$, то критическое значение вертикального градиента коэффициента преломления $\left(\frac{dn}{dh}\right)_{\text{кр}} = -15,7 \cdot 10^{-7} \text{ 1/м}$.

Заметим, что такое значение $\frac{dn}{dh}$ может, например, обуславливаться повышением температуры на 10° на каждые 100 м высоты или уменьшением влажности на 10 мб примерно на 300 м высоты.

При критической атмосферной рефракции траектория пологого радиолуча имеет постоянную высоту над поверхностью Земли, поскольку кривизна радиолуча равна кривизне Земли.

В случае сверхрефракции траектория распространения радиоволн также обращена выпуклостью вверх, но радиус кривизны ее меньше радиуса Земли. В результате радиолуч, выходящий под небольшим углом наклона к горизонту, испытывает полное внутреннее отражение, затем достигает поверхности Земли на некотором удалении от передатчика, опять отражается и т. д.

Таким образом, вследствие довольно большого числа последовательных отражений радиоволны могут достигать отдаленных целей, находящихся далеко за пределами прямой видимости.

Таблица 2.4

Характеристики различных видов атмосферной рефракции

Вид атмосферной рефракции	$\frac{dn}{dh}$ 1/м	$\frac{dM}{dh}$ 1/м	Действительная траектория радиолуча
Отрицательная	> 0	$> 0,157$	
Отсутствие рефракции	0	0,157	
Положительная нормальная	$-4 \cdot 10^{-8}$	0,117	
повышенная	$-4 \cdot 10^{-8} \div -15,7 \cdot 10^{-8}$	0,117—0	
критическая	$-15,7 \cdot 10^{-8}$	0	
сверхрефракция	$< -15,7 \cdot 10^{-8}$	< 0	

В табл. 2.4 даны характеристики различных видов атмосферной рефракции. В таблице наряду с обычным $\frac{dn}{dh}$ для различных видов атмосферной рефракции приведены также значения вертикального градиента приведенного коэффициента преломления $\frac{dM}{dh}$. Эти значения легко получить, пользуясь формулой (2.20). Тогда, полагая радиус Земли $R_3 = 6370 \cdot 10^3$ м, для отсутствия рефракции получим

$$\frac{dM}{dh} = \left(0 + \frac{1}{6370 \cdot 10^3} \right) 10^6 = 0,157 \text{ 1/м;}$$

очевидно, для отрицательной рефракции

$$\frac{dM}{dh} > 0,157;$$

для нормальной рефракции

$$\begin{aligned} \frac{dM}{dh} &= \left(-4 \cdot 10^{-8} + \frac{1}{6370 \cdot 10^3} \right) 10^6 = \\ &= (-4 \cdot 10^{-8} + 15,7 \cdot 10^{-8}) 10^6 = 0,117; \end{aligned}$$

для критической рефракции

$$\frac{dM}{dh} = (-15,7 \cdot 10^{-8} + 15,7 \cdot 10^{-8}) 10^6 = 0;$$

наконец, для сверхрефракции $\frac{dM}{dh} < 0$.

Рассмотрим подробнее особенности распространения радиоволн при наличии сверхрефракции, основываясь на лучевой трактовке и пользуясь M -кривыми, характеризующими изменение приведенного коэффициента преломления M с высотой. С общей теорией волноводного распространения можно ознакомиться в трудах В. А. Фока, П. Е. Краснушкина и др. [14, 20, 21].

Выше было указано, что при сверхрефракции радиоволны испытывают полное внутреннее отражение в некотором слое атмосферы; затем они отражаются от Земли и оказываются, таким образом, сосредоточенными внутри этого слоя. Такие слои воздуха называются атмосферными волноводами по аналогии с металлическими или диэлектрическими волноводами, используемыми в радиотехнике и радиолокации.

Для приземного атмосферного волновода нижней

«стенкой» служит полупроводящая поверхность Земли, а верхней — верхняя граница слоя, где наблюдается сверхрефракция.

Пусть этот слой простирается до высоты h_n , причем внутри слоя $\frac{dM}{dh} < -0,157$ 1/м, на высоте $h_h \frac{dM}{dh} = -0,157$ 1/м, а выше наблюдается нормальное изменение коэффициента преломления. Передатчик располагается на некоторой высоте над поверхностью Земли в точке O (рис. 2.12). Если антенна передатчика вначале излучает электромагнитные волны, траектории распространения которых направлены под большими вертикальными углами к горизонту, то эти траектории, испытывая лишь частичное преломление, проходят сквозь верхнюю границу слоя сверхрефракции и, следовательно, не захватываются этим слоем (кривая 1).

При уменьшении угла наклона антенны можно достичь некоторого критического угла места $\delta_{кр}$, при котором радиолуч имеет радиус кривизны траектории, равный радиусу Земли, и, таким образом, высота его над Землей остается постоянной (кривая 2).

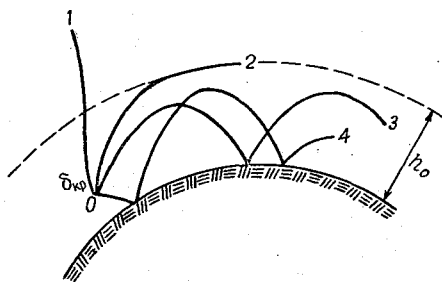


Рис. 2.12. Приземный атмосферный волновод.

Как было указано выше, это явление будет наблюдаться на той высоте $h_{\text{пр}}$, где $\frac{dM}{dh} = -0,157$ 1/м.

Наконец, все радиолучи, имеющие углы места, меньшие чем $\delta_{\text{кр}}$, будут захватываться слоем атмосферной рефракции, испытывать полное внутреннее преломление на какой-то высоте $h < h_k$, затем отражаться от земной поверхности, повторяя неоднократно свою траекторию в указанном слое в пределах больших расстояний (кривые 3 и 4).

Горизонтальная протяженность такого атмосферного волновода ограничивается горизонтальными размерами области, в которой наблюдается соответствующее распределение метеорологических элементов с высотой. Электромагнитная энергия

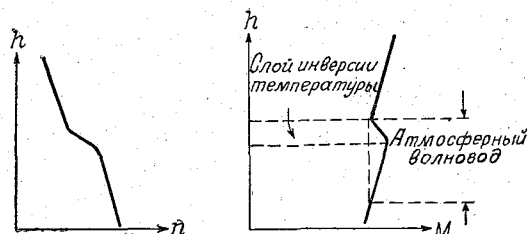


Рис. 2.13. Приподнятый волновод.

в основном сосредоточена в атмосферном волноводе до тех расстояний, пока он является сплошным.

Влияние волноводного распространения можно проследить на примере радиолокационной станции, установленной неподалеку от г. Бомбея на высоте порядка 150 м. При нормальных условиях РЛС обнаруживала корабли в радиусе 30—35 км. Однако в жаркие дни корабли обнаруживались на расстояниях до 300—350 км, а иногда и до 1100 км. Кроме того, были случаи обнаружения отражений от побережья Аравийского полуострова (1600—2700 км) [17].

Различают нижние (приземные или приводные) волноводы и приподнятые волноводы (рис. 2.13). Обычно резких границ в атмосфере такие волноводы не имеют.

Исследования показали, что высота атмосферных волноводов, практически способствующая распространению радиоволн, зависит от длины волны передатчика. Установлено, что волноводное распространение имеет место лишь тогда, когда длина волны передающего устройства значительно меньше высоты атмосферного волновода. Только в этом случае волны захватываются слоем и могут распространяться на большие расстояния.

Связь между наибольшей длиной волны $\lambda_{\text{кр}}$ (критической вол-

ной), которая может захватываться волноводом, и параметрами этого волновода определяется приближенным соотношением

$$\lambda_{кр} = 0,25h \sqrt{\Delta M},$$

где $\lambda_{кр}$ выражено в сантиметрах, а h — высота волновода, определяемая по высоте точки перегиба M -кривой, в метрах; ΔM называется M -дефицит и определяется как разность $\Delta M = M_0 - M_h$; здесь M_0 — начальное значение коэффициента преломления на высоте h_0 , M_h — значение M у точки перегиба M -кривой на высоте h . Для приземных волноводов h довольно редко превышает 30 м (рис. 2.14).

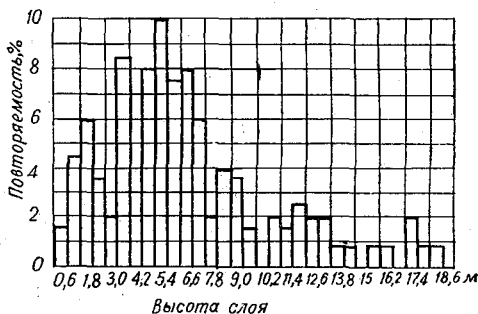


Рис. 2.14. Повторяемость высот атмосферных волноводов.

Отсюда становится ясным, что волноводное распространение в приземном или приземном слое атмосферы практически будут испытывать дециметровые и особенно сантиметровые волны.

§ 2.5. Метеорологические условия при различных видах атмосферной рефракции и оценка дальности радиолокационного обнаружения целей

Выше было указано, что искривление траекторий радиоволн по вертикали происходит вследствие изменения с высотой давления воздуха, его температуры и упругости водяного пара. Так как давление воздуха с высотой падает, то влияние изменения давления на величину изменения коэффициента преломления всегда одного и того же знака. В нижних слоях вертикальный градиент давления воздуха почти постоянен в каждом слое атмосферы, а при переходе от слоя к слою меняется незначительно. Следствие этого можно не рассматривать зависимость $\frac{dn}{dh}$ от

$\frac{dp}{dh}$ и считать, что в естественных условиях в тропосфере временное и пространственное изменение коэффициента преломления с высотой вызывается соответствующими изменениями в распределении температуры и влажности воздуха.

В связи с этим представляется возможным определить градиенты коэффициента преломления, зная распределение температуры и влажности в нижней тропосфере из данных метеорологических измерений, а также провести анализ условий

распространения, а затем и прогноз дальности радиолокационного обнаружения.

Прогноз радиолокационной дальности обнаружения при распространении радиоволн над морем составляется по методике, разработанной И. М. Безуглым [12]. В основу этой методики положены непосредственные связи, установленные по результатам одновременных радиолокационных и метеорологических наблюдений, между дальностью обнаружения и значениями метеорологических элементов приземного слоя. При этом путем анализа физических свойств нижних приземных слоев атмосферы выбираются такие метеорологические параметры, которые определяются трансформацией воздушных масс, а следовательно, и распределением коэффициента преломления.

Целесообразно различать следующие четыре основных случая изменения дальности радиолокационного обнаружения в зависимости от состояния нижних слоев тропосферы.

1. Пониженная дальность радиолокационного обнаружения. К случаям пониженной дальности радиолокационного обнаружения относятся такие, когда фактическая дальность обнаружения становится меньше, чем формулярная дальность. Нетрудно себе представить, что такие случаи могут иметь место лишь при скорости падения коэффициента преломления с высотой, меньшей чем в стандартной атмосфере, при постоянстве коэффициента преломления или при увеличении его с высотой, т. е. при отрицательной рефракции.

Чаще всего пониженная дальность радиолокационного обнаружения обусловлена малыми значениями вертикального градиента коэффициента преломления, т. е. $\frac{dn}{dh} > -4 \cdot 10^{-8} \text{ 1/м}$. Типичные метеорологические условия для данного случая возникают при прохождении теплого влажного воздуха над холодной водной поверхностью при слабых ветрах. В результате охлаждения нижних слоев воздуха образуется слабовыраженная инверсия температуры и заметно повышается содержание водяного пара с высотой. Обычно при таких условиях образуется так называемый адвективный туман. В связи с указанным распределением метеорологических элементов коэффициент преломления может расти с высотой за счет $\frac{de}{dh} > 0$.

Пониженная дальность радиолокационного обнаружения может также наблюдаться и при низких температурах воздуха, когда влагосодержание воздуха мало. Действительно, при резком изменении температуры воздуха с высотой и очень медленном падении водяного пара, вследствие сильно развитой турбулентности за счет больших вертикальных градиентов температуры, может наблюдаться постоянство или даже увеличение n с высотой.

2. Нормальная дальность радиолокационного обнаружения. В случаях соответствия фактической дальности обнаружения ее формулярным значениям считают, что имеет место нормальная дальность радиолокационного обнаружения, соответствующая стандартному изменению n с высотой, когда $\frac{dn}{dh} = -4 \cdot 10^{-8}$ 1/м. Метеорологические условия (с отклонением $\pm 10\%$), приводящие к такому значению градиента коэффициента преломления, характерны для стандартной атмосферы, когда вертикальный градиент температуры в тропосфере равен $0,6^\circ/100$ м и градиент влажности $0,1$ мб/10 м. Такое распределение указанных метеорологических элементов наблюдается в хорошо перемешанной атмосфере при умеренных ветрах, обуславливающих повышенную турбулентность. Следует, однако, иметь в виду, что нормальная дальность радиолокационного обнаружения может наблюдаться и при других вертикальных распределениях $T(h)$ и $e(h)$, отличных от стандартных, но в суммарном воздействии обуславливающих стандартное значение $\frac{dn}{dh}$.

Над морем довольно часто нормальная дальность радиолокационного обнаружения наблюдается при длительном движении воздушной массы при умеренных ветрах, когда испарение уравнивается оттоком водяного пара вверх. В этом случае в нижних слоях атмосферы значение относительной влажности составляет $80-90\%$, упругость же водяного пара уменьшается с высотой в среднем со скоростью $0,1$ мб/10 м, вертикальный градиент температуры равен $0,08^\circ\text{C}/10$ м. При этих значениях вертикальных градиентов $\frac{dT}{dh}$ и $\frac{de}{dh}$ влияние последнего на величину $\frac{dn}{dh}$ в $3-4$ раза больше, чем первого. Вследствие этого, несмотря на падение температуры с высотой, происходит уменьшение коэффициента преломления n с высотой со скоростью, соответствующей скорости в стандартной атмосфере, т. е. $\frac{dn}{dh} = -4 \cdot 10^{-8}$ 1/м и фактическая дальность радиолокационного обнаружения становится равной формулярной дальности.

3. Повышенная дальность радиолокационного обнаружения. Характерным для этих случаев обнаружения является то, что значение вертикального градиента коэффициента преломления по абсолютной величине больше, чем в стандартной атмосфере, но меньше так называемого критического градиента коэффициента преломления, равного $\frac{dn}{dh} = -1,57 \cdot 10^{-7}$ 1/м. При $\frac{dn}{dh} > -1,57 \cdot 10^{-7}$ 1/м траектория горизонтальных радиолучей пересекается с земной поверхностью.

Повышенная дальность радиолокационного обнаружения

весьма часто наблюдается над морями при скорости ветра, превышающей 7—8 м/сек. Относительная влажность воздуха при этом может быть 80—90%, разность температур воды и воздуха близка к нулю. Перепад упругости водяных паров по высоте создается за счет повышенного испарения при больших скоростях ветра.

4. Сверхдальнее радиолокационное обнаружение. Случаи сверхдального радиолокационного обнаружения наблюдаются тогда, когда $\left| \frac{dn}{dh} \right| < -1,57 \cdot 10^{-7}$ 1/м, т. е. n очень резко падает с высотой, и образуется атмосферный волновод. Такие условия возникают при следующих основных метеорологических ситуациях:

а) при перемещении теплых сухих масс воздуха с континента на более холодную морскую поверхность в летнее время. При этом наблюдается сильное испарение с водной поверхности. При слабом перемешивании упругость водяных паров e уменьшается с высотой, а температура растет.

Волноводное распространение может иметь место и в случае перемещения холодного воздуха над теплым морем, когда, несмотря на относительно быстрое падение температуры с высотой, все же вследствие резкого уменьшения упругости водяного пара с высотой наблюдаются значения $\frac{dn}{dh}$, превышающие критические;

б) над сушей при ясной безоблачной погоде ночью при возникновении приземных радиационных инверсий температуры, сопровождающихся образованием росы. Утром с восходом солнца и усилением испарения происходит заметное уменьшение e с высотой;

в) в областях повышенного давления вследствие оседания воздуха на верхних уровнях при образовании так называемой инверсии сжатия, сопровождающейся, как правило, значительным падением упругости водяного пара. В этих случаях образуются приподнятые атмосферные волноводы, иногда они сливаются с приземными, образуя высокие волноводы.

На практике прогнозируются градации (баллы) отношений фактической радиолокационной дальности обнаружения к формулярной $\frac{R}{R_{\Phi}}$. Это отношение также зависит от типа рефракции.

Каждому типу рефракции присвоен определенный балл указанного отношения, который находится по данным метеорологических наблюдений и измерений или по синоптической карте.

Ниже приводится табл. 2.5, характеризующая баллы радиолокационной дальности обнаружения при различных типах рефракции.

Для прогноза баллов дальности радиолокационного обнаружения используют зависимость указанных баллов от относительной влажности воздуха и скорости ветра для теплой и холодной воздушных масс.

Таблица 2.5

Тип рефракции	Величина $\frac{R}{R_{\Phi}}$	Характеристика дальности радиолокационного обнаружения	Балл
Отрицательная	$< 0,9$	Пониженная	1
Стандартная	$0,9-1,1$	Нормальная	2
Положительная	$1,1-2,0$	Повышенная	3
Сверхрефракция	$> 2,0$	Сверхдальняя	4

Прогноз условий распространения радиоволн в свободной атмосфере — задача более трудная по сравнению с прогнозом для приземных или приводных слоев. В свободной атмосфере на дальность радиолокационного обнаружения и устойчивость наблюдения целей прежде всего влияют N -инверсии, которые изучены чрезвычайно мало. Метеорологические способы прогнозирования их параметров (высоты, перепада N , наклона) не разработаны. Одной из причин этого является недостаточная точность современных радиозондов, не позволяющая определять вертикальное распределение коэффициента преломления с достаточной точностью. Вследствие этого приходится пользоваться данными самолетного или аэростатного зондирования, организация которых значительно сложнее.

Условия распространения радиоволн в свободной атмосфере анализируются с помощью пространственных вертикальных разрезов поверхностей равных значений коэффициента преломления $(n-1)10^6 = N = \text{const}$ (рис. 2.15).

Для оценки распространения радиоволн определяется наличие слоев с резким изменением коэффициента преломления N . При этом особым слоем считается слой, в котором $\frac{dN}{dh} > 0,157$. Далее определяются высота, толщина и углы наклона этого слоя к горизонту по трассе. Наконец, с помощью экспериментально полученных соотношений определяется устойчивость сигнала при разных углах места антенны по характеру пространственного расположения слоев с резким изменением $\frac{dN}{dh}$.

Качественное представление о влиянии различного пространственного распределения коэффициента преломления на зоны обнаружения для РЛС можно получить при анализе рис. 2.16.

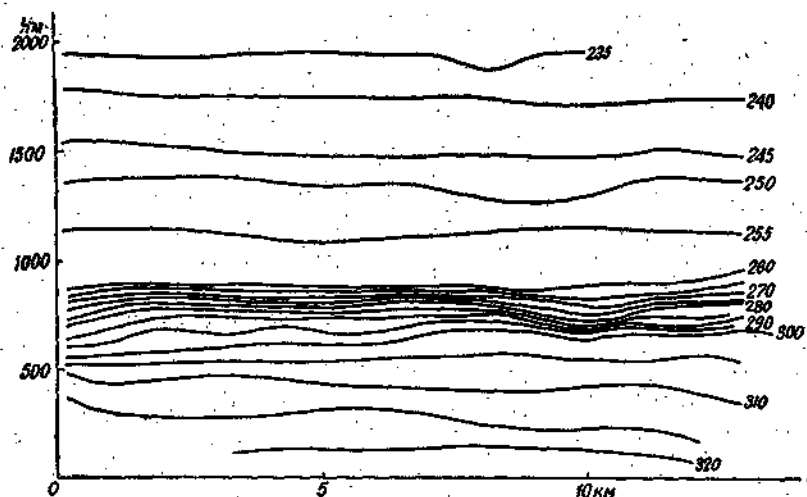


Рис. 2.15. Вертикальный разрез поверхностей равных значений ($n - 1$) $10^6 = N = \text{const}$.

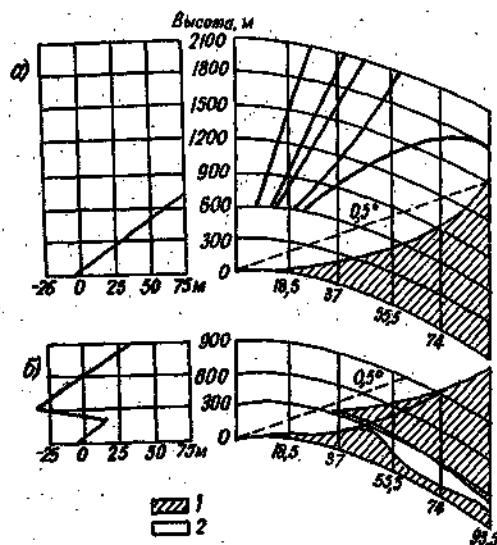


Рис. 2.16. Возможные изменения зон обнаружения РЛС при атмосферных волноводах. $\lambda = 150$ см, высота антенны 30 м. Величина $M - M_{30}$ — разность значений M для данной высоты и высоты 30 м.

1 — слепая зона, 2 — зона обнаружения.

Случай *а* относится к условиям распространения в стандартной атмосфере, а случай *б* — к распространению при наличии приподнятого волновода. В последнем случае зона возможного обнаружения самолетов несколько расширяется. При этом появляется возможность обнаружения самолетов, летящих на высотах 100—300 м, до удалений порядка 95 км. В то же время несколько ухудшается возможность их обнаружения при полете на высотах 300—500 м.

В настоящее время на основании исследований метеорологических условий, приводящих к той или иной дальности радиолокационного обнаружения, составляются так называемые радиоклиматические карты. На этих картах представлены вероятности, или повторяемости, различных дальностей радиолокационного обнаружения по отношению к дальности обнаружения в стандартных условиях над различными географическими районами в разные месяцы [4, 8, 12].

Наряду с указанными характеристиками на радиоклиматические карты наносят также значения устойчивости той или иной дальности радиолокационного обнаружения. При этом под устойчивостью понимается время, в течение которого наблюдалась данная дальность радиолокационного обнаружения.

§ 2.6. Углы рефракции

В § 2.3 было показано, что искривление траектории радиоволн зависит от изменения коэффициента преломления n с высотой. Вследствие этого углы прихода радиоволн также зависят от указанного изменения n или в конечном итоге — от законов изменения температуры, влажности и давления воздуха с высотой. Для определения этих углов вводится понятие угла рефракции. Под этим углом понимается угол между прямой, соединяющей точки начала и конца траектории, и касательными, проведенными в указанных точках (рис. 2.17).

В свою очередь углом выхода δ_1 называется угол между горизонтом в точке *A* и касательной в этой точке. Угол прихода δ_2 определяется аналогично для точки *B*.

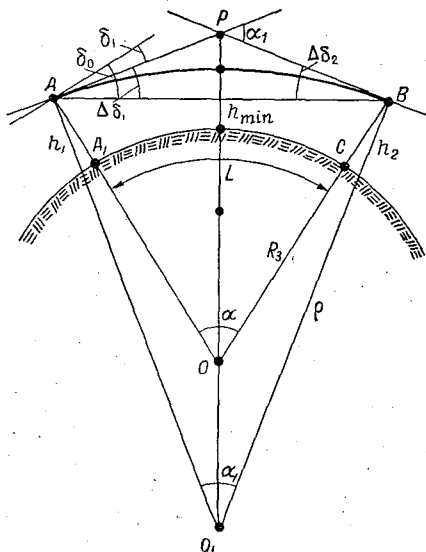


Рис. 2.17. К определению угла рефракции при $h_1 = h_2$.

При радиолокационном обнаружении эти углы совпадают, так как прием и передача осуществляются на одну антенну.

Достаточно просто угол рефракции определяется для случая равных высот передатчика и приемника или для случая, когда одна из высот равна нулю. Рассмотрим первый случай, считая, что коэффициент преломления воздуха уменьшается с высотой линейно, т. е. $\frac{dn}{dh} = \text{const}$ и просвет $h_{\min} > 0$. Тогда на основании формулы (2.29) радиус кривизны траектории распространения радиоволн также является величиной постоянной ($\rho = \text{const}$). Следовательно, траекторию можно представить в виде части окружности, проходящей через точку A , где расположен передатчик, и точку B , где расположен приемник. Центр этой окружности будет находиться в точке O_1 .

Из рисунка следует, что дуга AB описывается равенством

$$\widehat{AB} = (\rho + h_1) \alpha_1. \quad (2.30)$$

Дуга $\widehat{AB}$ мало отличается от дуги $\widehat{AC} = R$, так как $h_1 = h_2$ много меньше радиуса Земли ($OC = R_3$). Следовательно,

$$\widehat{AB} = R = \rho \alpha_1 = R_3 \alpha_1.$$

Из рис. 2.17 также следует, что угол рефракции (угол выхода) равен $\Delta\delta_1 = \frac{\alpha_1}{2}$. Отсюда угол рефракции будет

$$\Delta\delta_1 = \frac{R}{2\rho}.$$

Так как для пологих траекторий $\rho = -\frac{1}{\frac{dn}{dh}}$, то угол рефракции в радианах выразится следующим образом:

$$\Delta\delta_1 = -\frac{R}{2} \frac{dn}{dh} = -\frac{R}{4} \frac{d\varepsilon}{dh}. \quad (2.31)$$

С помощью полученного соотношения можно, например, определить, что при нормальных условиях распространения ($\frac{dn}{dh} = -4 \cdot 10^{-8}$ 1/м) и расстоянии $R = 100$ км угол рефракции $\Delta\delta_1 \simeq 7$ мин., а при критической рефракции ($\frac{dn}{dh} = -1,57 \cdot 10^{-7}$ 1/м) $\Delta\delta_1 = 2$ мин.

В реальных условиях могут иметь место другие соотношения между высотами передатчика и приемника (высотами радиолокационной станции и целью), а также нелинейная зависимость $n(h)$. В этих случаях расчет углов рефракции значительно сложнее.

Применительно к распространению микрорадиоволн в тропосфере Б. А. Введенский и М. И. Пономарев получили следующую формулу:

$$\Delta\delta_1 = \delta_0 - \delta_1 = \arctg \sqrt{\frac{r_1^2 - r_0^2}{\frac{\gamma}{\beta} + r_0^2}} - \arctg \frac{\cos \frac{R}{R_0} - \frac{r_1}{r_0}}{\sin \frac{R}{R_3}}. \quad (2.32)$$

В формуле (2.32) $r_1 = R_3 + h_1 = R_3 + h_2$; $r_0 = R_3 \pm h_{\min}$; γ и β — коэффициенты, определяющие закон изменения n с высотой.

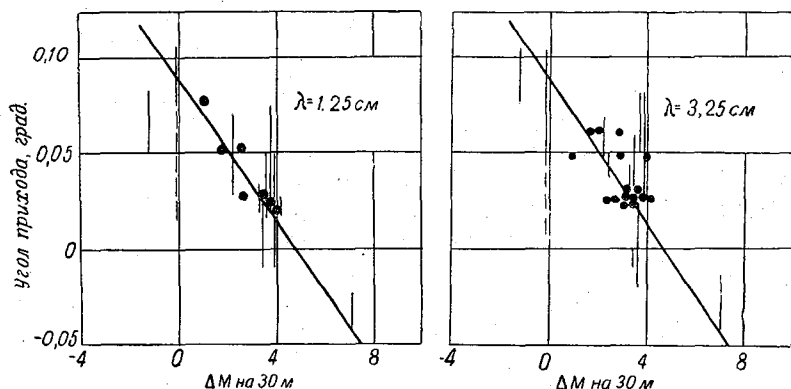


Рис. 2.18. Зависимость углов прихода в вертикальной плоскости от $\frac{dM}{dh}$ для сухопутной трассы длиной 20,4 км.

Решение указанного уравнения при $R=300$ км, $h_1=10$ м и $h_2=6,4$ км и нормальных условиях распространения дает величину угла рефракции $\Delta\delta_1$ порядка четверти градуса.

Что касается углов прихода, то их легко выразить через приведенные коэффициенты преломления и углы выхода δ_1 с помощью соотношения

$$\delta_2 = \sqrt{\delta_1^2 + 2(M_2 - M_1) 10^6}. \quad (2.33)$$

Легко видеть, что угол прихода δ_2 отличается от угла выхода на слагаемое, величина которого определяется разностью приведенных коэффициентов преломления $M_2 - M_1$.

Экспериментальное изучение вертикальных углов прихода на волнах $\lambda=1,25$ см и $\lambda=3,25$ см на двух трассах длиной 20 и 36 км показало, что существует удовлетворительное совпадение между теоретическими и опытными данными (рис. 2.18) [18].

На рисунке измеренные углы прихода или диапазоны изменения этих углов нанесены в зависимости от вертикального

градиента приведенного коэффициента преломления, отнесенного к интервалу высот $\Delta h = 30$ м. Исходные данные получены из одновременных радио- и метеоизмерений. Сплошные линии характеризуют расчетные зависимости изменения углов прихода с изменением указанного градиента.

Как видно из рисунка, углы прихода при наблюдаемых метеорологических условиях небольшие, порядка сотых и десятых долей градуса. Разброс точек, по-видимому, объясняется ошибками измерений и тем, что иногда во время опытов измерения углов прихода и метеоизмерения не были синхронными.

Несмотря на небольшие значения углов прихода и углов рефракции, их необходимо учитывать при оценке точности определения углов места и высот летательных аппаратов радиолокационными методами, координат светил, при проектировании антенн, ретрансляционных линий и т. д.

В частности, при определении углов рефракции космических источников радиоизлучения можно использовать теорему Лапласа. Согласно этой теореме, углы рефракции определяются значениями коэффициента преломления n_0 у поверхности Земли, не зависят от его изменения с высотой $n(h)$ и выражаются соотношением вида

$$\Delta\delta \approx n_0 \left(\operatorname{tg} z - \frac{\kappa}{790} \operatorname{tg}^3 z \right),$$

где n_0 — коэффициент преломления у поверхности Земли, z — зенитный угол, κ — некоторое дробное положительное число.

Пределы применимости указанного соотношения зависят от требуемой точности измерений. Так, согласно Д. М. Высоковскому, А. В. Шабельникову и др., при точности в несколько секунд теорему Лапласа можно применять для $z < 70^\circ$, а при точности в 1 мин. — для $z < 87^\circ$.

В настоящее время при определении угловых высот объектов широко используются таблицы поправок на рефракцию.

§ 2.7. Влияние флуктуаций диэлектрической проницаемости и коэффициента преломления на распространение радиоволн

Выше указывались особенности периодических изменений n и ϵ на различных высотах в течение суток. Однако диэлектрическая проницаемость и коэффициент преломления могут также испытывать случайные изменения независимо от времени. Эти изменения вызываются турбулентными движениями воздуха, когда температура, влажность и давление воздуха непрерывно флуктуируют около своих средних значений.

Серийные метеорологические и аэрологические приборы, обладая сравнительно большой инерцией, позволяют определять именно средние значения метеорологических элементов. В резуль-

тате при рассуждениях в предыдущих параграфах мы также использовали средние значения ϵ и n .

Если теперь обозначить через ϵ и n мгновенные значения диэлектрической проницаемости и коэффициента преломления воздуха, то их флуктуации выражаются так:

$$\Delta\epsilon = \epsilon - \bar{\epsilon} \text{ и } \Delta n = n - \bar{n}.$$

Величина Δn имеет порядок 10^{-6} . Вследствие этого пользуются величиной $\Delta N = \Delta n \cdot 10^6$, выражая ее в N -единицах.

Благодаря турбулентности воздуха и обязанным ей флуктуациям диэлектрической проницаемости происходит флуктуация амплитуд и фаз принятых сигналов. Последнее влияет на точность определения координат объектов с помощью систем автоматического сопровождения, на точность радиолокационного определения интенсивности осадков и влажности облаков и т. д.

Кроме того, для расчетов, связанных с дальним тропосферным распространением УКВ, также необходимо иметь данные о $\Delta\epsilon$ и о масштабах диэлектрических неоднородностей l . Под этим масштабом понимается среднее расстояние, на котором флуктуации $\Delta\epsilon$ происходят практически независимо друг от друга.

Используя работы А. Н. Колмогорова, А. М. Обухова, посвященные изучению теории турбулентности в атмосфере, А. В. Красильников [13] показал влияние температурных неоднородностей на флуктуации амплитуды и фазы сигналов в точке приема. Эти неоднородности, всегда имеющиеся в атмосфере, переносятся ветром и перемешиваются полем случайных скоростей.

Флуктуации температуры в двух точках потока 1 и 2 описываются следующим соотношением:

$$(\overline{T_1 - T_2})^2 = B^2 S_{1,2}^{2/3}, \quad (2.34)$$

где $T_1 = \bar{T} + \Delta T_1$, а $T_2 = \bar{T} + \Delta T_2$; B — характеристика поля флуктуаций температуры, размерность которой град.см $^{-1/3}$, $S_{1,2}$ — расстояние между выбранными точками 1 и 2. Согласно расчетам А. М. Обухова, величина B для условий атмосферы имеет порядок $(2 \div 5) 10^{-2}$ град.см $^{-1/3}$. При этом с увеличением интенсивности поля флуктуаций температуры характеристика B возрастает.

Поскольку диэлектрическая проницаемость сухого воздуха, в соответствии с формулой (2.3), мало отличается от диэлектрической проницаемости влажного воздуха, то можно считать, что

$$(\epsilon - 1) = 1,56 \cdot 10^{-4} \frac{p}{T} = c \frac{p}{T}.$$

Так как флуктуации давления воздуха очень малы, полагают, что случайные изменения диэлектрической проницаемости ϵ вызываются случайными изменениями температуры. В свою очередь причиной указанных изменений температуры является перемешивание температурных неоднородностей полем случайных скоростей. Тогда

$$\epsilon = \bar{\epsilon} + \Delta\epsilon = c \frac{p}{T + \Delta T}$$

или

$$\epsilon = c \frac{p}{T \left(1 + \frac{\Delta T}{T}\right)},$$

вследствие того что $T = \bar{T} + \Delta T$.

Далее, если разложить $\left(1 + \frac{\Delta T}{T}\right)^{-1}$ в ряд и ограничиться только первым членом относительно $\frac{\Delta T}{T}$, то получим

$$\Delta\epsilon \sim - \frac{cp\Delta T}{(\bar{T})^2} = - \eta \Delta T, \quad (2.35)$$

где $\eta = \frac{cp}{(\bar{T})^2}$.

В результате с учетом (2.34) и (2.35) будем иметь следующее соотношение для флуктуаций диэлектрической проницаемости:

$$(\epsilon_1 - \epsilon_2)^2 = (\Delta\epsilon_1 - \Delta\epsilon_2)^2 = \eta^2 B^2 S_{1,2}^{2/3}. \quad (2.36)$$

Левая часть соотношения (2.36) находится путем суммирования большого числа значений $(\epsilon_1 - \epsilon_2)^2$, и сумма затем делится на число взятых слагаемых.

Формула (2.36) устанавливает зависимость между флуктуациями ϵ , происходящими в разных точках с расстояниями S между ними.

Флуктуации диэлектрической проницаемости и коэффициента преломления воздуха исследуются с помощью рефрактометров, о которых говорилось в § 2.1. Кроме того, их можно изучать также, пользуясь данными флук-

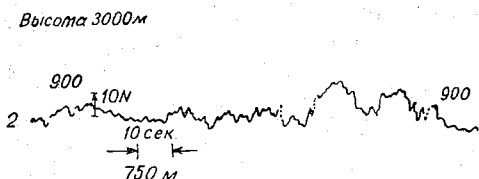
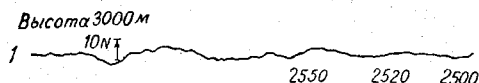


Рис. 2.19. Результаты самолетных записей коэффициента преломления воздуха. Продолжительность одной записи 126 сек., что соответствует расстоянию 10 км.

туаций температуры воздуха, полученных с помощью малоинерционных электрических термометров.

На рис. 2.3 были показаны кривые флуктуаций коэффициента преломления и соответствующие им флуктуации температуры воздуха. Сопоставление двух кривых показывает, что наблюдается удовлетворительная корреляция между флуктуациями ΔN и ΔT . Кривые на этом рисунке относятся к измерениям у земной поверхности.

Примером самолетных измерений флуктуаций ΔN могут служить кривые на рис. 2.19. Скорость полета по горизонтали равнялась 75 м/сек. За время записи самолет пролетел 10 км. Кривая 1 соответствует условиям, при которых наблюдались медленные пространственные изменения N с относительно большой амплитудой, порядка 8—10 N -единиц. Кривая 2 характерна для быстрых флуктуаций N порядка нескольких сотых N -единиц протяженностью от 1,5 до 8 м. Имеют место также флуктуации N , достигающие нескольких N -единиц протяженностью в несколько десятков метров. Наконец, в конце кривой 2 видны глубокие и продолжительные флуктуации коэффициента преломления. Было также установлено, что при входе и выходе из кучевых облаков наблюдается соответственно повышение и понижение коэффициента преломления, достигающее 35—40 N -единиц. Внутри облаков имели место значительные и быстрые флуктуации коэффициента преломления.

Целью обработки записи рефрактометров является определение средней величины флуктуаций коэффициента преломления и масштаба неоднородностей. При этом для оценки флуктуаций N пользуются величинами не $\Delta \bar{N}$, а $\sqrt{(\Delta \bar{N})^2}$. Это вызвано тем, что отдельные флуктуации ΔN , имеющие разные знаки, при суммировании могут погаситься. Если же осреднять не сами флуктуации, а их квадраты, то среднее значение этих квадратов $(\Delta \bar{N})^2$ всегда будет больше нуля, за исключением случаев отсутствия флуктуаций.

На рис. 2.20 показаны результаты обработки записей рефрактометров, анализ которых показывает, что в нижней половине тропосферы флуктуации коэффициента преломления $\sqrt{(\Delta \bar{N})^2}$ не превышают 1,3—1,4 N -единицы [7]. Вероятность того, что $\sqrt{(\Delta \bar{N})^2}$ будет не более 0,25 N -единицы, составляет около 80%. Что касается средних масштабов диэлектрических неоднородностей l , то, согласно кривым на рис. 2.21, l не превышает 130—140 м. Значение $l=40\div 60$ м имеет обеспеченность около 80%.

Считается, что если масштаб неоднородности коэффициента преломления l меньше длины волны λ , то они вызывают рассеяние радиоволн; если же $l > \lambda$, то действие неоднородностей другое.

Можно себе представить, что на трассе имеется как бы случайное распределение большого числа выпуклых и вогнутых линз различной величины. В результате интегрального эффекта такого линзового воздействия изменяется кривизна фронта волны, что сопровождается колебанием траектории распространения радиоволн и приводит в конечном итоге к колебаниям уровня сигнала в точке приема.

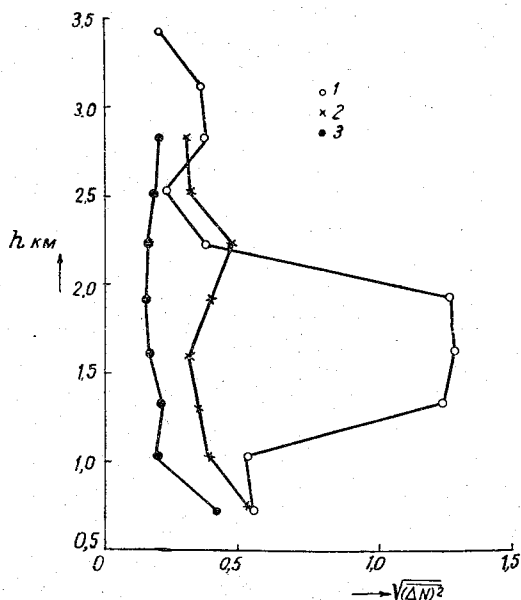


Рис. 2.20. Результаты обработки записей рефрактометров.

1 — Огайо, июль—август, 1952 г., 2 — Вашингтон, август, 1959 г., 3 — Калифорния, октябрь, 1952 г.

Рассмотрение вопроса о флуктуациях амплитуды сигнала с этой точки зрения позволило В. А. Красильникову, ограничиваясь приближением геометрической оптики, получить следующее соотношение для амплитуды радиоволн в точке приема с учетом флуктуаций температуры:

$$\sqrt{\overline{A^2}} = 1,3 \frac{Bpc}{(\bar{T})^2} \frac{R^{3/2}}{\lambda^{1/6} k^{1/6}}, \quad (2.37)$$

где $\sqrt{\overline{A^2}}$ — среднее квадратическое отклонение амплитуды сигнала; p — давление воздуха (см); c — коэффициент, который, согласно (2.3), равен $2 \cdot 10^{-4}$; λ — длина волны (см); $\bar{T}$ — средняя температура воздуха ($^{\circ}\text{K}$); R — длина пути, проходимого вол-

нами от передатчика до приемника (см); k — параметр сглаживания; по экспериментальным данным его значение имеет порядок 2—5.

Как видно, флуктуации логарифма амплитуды сигнала в точке приема увеличиваются с укорочением длины волны и с возрастанием пути, проходимого радиоволнами.

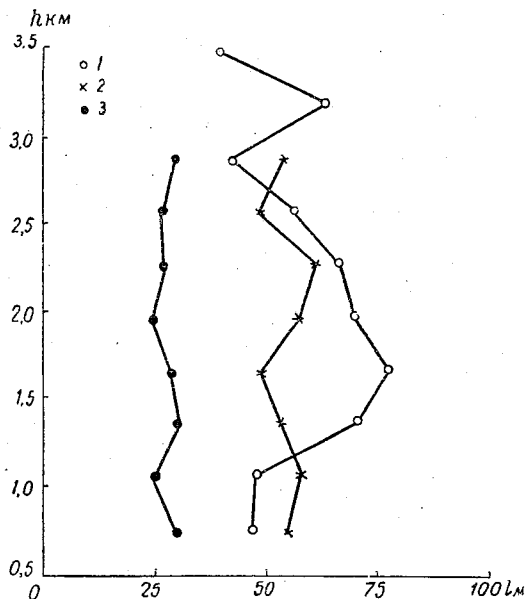


Рис. 2.21. Средний масштаб диэлектрических неоднородностей.

Усл. обозначения см. рис. 2.20.

В качестве примера произведем расчет величины флуктуаций амплитуды сигнала $\sqrt{\overline{A^2}}$, пользуясь формулой (2.37), при следующих условиях: $\lambda = 10$ см, $B = 2 \cdot 10^{-2}$, $c = 2 \cdot 10^{-4}$, $p = 760$ мм = $7,6 \cdot 10^2$ см, $\overline{T} = 3 \cdot 10^2$, $k = 2$ и $R = 10$ км = 10^5 см. Тогда величина флуктуаций равна

$$\sqrt{\overline{A^2}} = 1,3 \frac{2 \cdot 10^{-2} \cdot 2 \cdot 10^{-4} \cdot 7,6 \cdot 10^2 \cdot 10^{15/2}}{(300)^2 \cdot 10^{7/6} \cdot 2^{7/6}} = 0,042.$$

Экспериментальные данные в общем подтверждают зависимости, вытекающие из анализа формулы (2.37). Однако следует иметь в виду, что указанная частотная зависимость флуктуаций амплитуды, описываемая формулой (2.37), с теоретической точки зрения справедлива для не слишком коротких волн. Это объясняется тем, что из-за вязкости воздуха и его теплопроводности

мелкие флуктуации поля скоростей и температуры быстро затухают. Выяснено, что масштаб наименьших подобных флуктуаций составляет несколько сантиметров. Если длина волны соизмерима с наименьшим масштабом температурных пульсаций $l_{\min}$, то частотная зависимость флуктуаций амплитуды уменьшается, а при $\lambda < l_{\min}$ флуктуация амплитуды не будет зависеть от длины волны.

Флуктуации коэффициента преломления вызывают не только флуктуации амплитуды сигнала в точке приема, но также и флуктуации его фазы. При рассмотрении этого вопроса полагают,

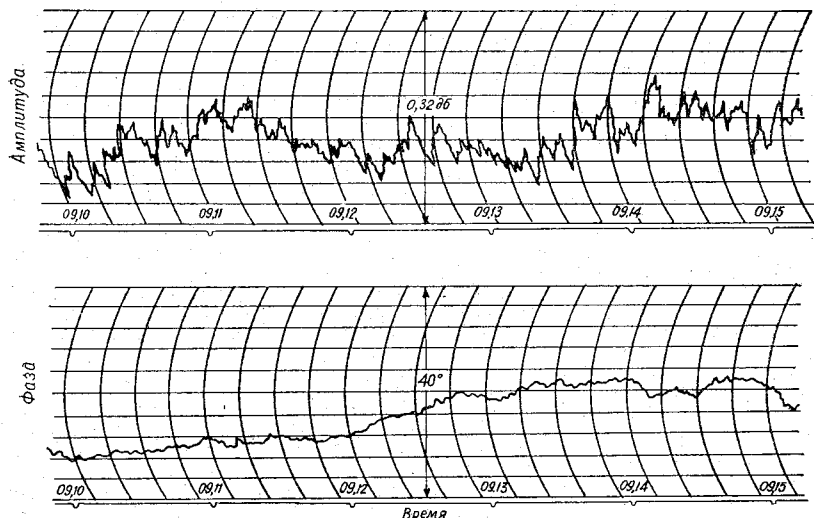


Рис. 2.22. Результаты одновременных регистраций амплитуды и фазы сигнала.

что изменение поля флуктуаций температуры в системе координат, перемещающейся со средней скоростью ветра, невелико по сравнению с локальными изменениями температурных неоднородностей. Существенным оказывается также и направление ветра. Если поток направлен перпендикулярно направлению распространения радиоволн, то флуктуация фазы будет больше по сравнению с тем случаем, когда ветер направлен параллельно распространению радиоволн.

Для первого случая определение флуктуаций фазы во времени $\sqrt{\varphi^2}$ может быть произведено с помощью следующей приближенной формулы:

$$\sqrt{\varphi^2} = 5,4 \frac{B_{\text{пр}} R^{1/2}}{\lambda (\bar{T})^2} t^{5/6}. \quad (2.38)$$

Здесь l определяется как произведение средней скорости ветра $\bar{v}$ на промежуток времени наблюдений Δt , т. е. $l = \bar{v} \Delta t$.

Иногда интересным является определение среднего квадрата флуктуаций разности фаз между двумя приемниками, находящимися на определенном расстоянии b друг от друга. Для этого случая можно воспользоваться следующим соотношением:

$$\sqrt{(\varphi_1 - \varphi_2)^2} = 5,9 \frac{BpcR^{1/2} l^{5/6}}{\lambda (\bar{T})^2}. \quad (2.39)$$

На рис. 2.22 представлены результаты одновременных регистраций амплитуды и фазы сигнала на трассе длиной 16 км для $\lambda = 28,6$ см. Флуктуации амплитуды сигнала не превышали 0,15 дБ. Наряду с быстрыми и неглубокими флуктуациями фазы, не превышающими $1-3^\circ$, наблюдались более глубокие, но медленные изменения порядка 10° , связанные с общим изменением преломляющих свойств воздуха на трассе [5].

Таблица 2.6

Экспериментальные данные по флуктуациям амплитуды сигналов

λ см	Длина трассы, км	Диапазон флуктуаций, дБ		
		максимальный	минимальный	средний
0,86	11,3	4,6	0,2	1,0
0,86	79	16	2,0	6,8
3,2	79	8	1,0	3,1

В табл. 2.6 представлен диапазон флуктуаций амплитуд на $\lambda = 0,86$ см и $\lambda = 3,2$ см.¹

Учет флуктуаций фазы важен при определении точности работы радионавигационных, радиолокационных и пеленгационных систем.

§ 2.8. Дальнее распространение радиоволн за счет рассеяния в тропосфере

В последние годы исследования особенностей распространения УКВ показали, что в области тени (за горизонтом) значения напряженности поля, рассчитанные по дифракционным формулам при учете нормальной рефракции, значительно меньше измеряемых величин напряженностей. При этом, несмотря на то что уровень наблюдаемых на больших расстояниях сигналов обычно характеризуется непрерывными и беспорядочными колебаниями, средняя величина сигнала изо дня в день отличается заметным постоянством.

¹ см. Tolbert S., Stratton A. The propagation of 0,86 cm radio wave. Proceeding of the Conference on Radio Met., No 9—12, 1953.

Было также отмечено, что указанный прием УКВ далеко в области за горизонтом нельзя объяснить одним влиянием сверхрефракции, так как он часто наблюдался и при отсутствии атмосферных волноводов.

Существует несколько теоретических объяснений дальнего тропосферного распространения. Так, по Букеру—Гордону и др., оно обусловлено рассеянием радиоволн неоднородностями турбулентного происхождения. В простейшем случае такие неоднородности могут рассматриваться как шарообразные глобулы, которые по своим преломляющим свойствам отличаются на несколько N -единиц от окружающего воздуха.

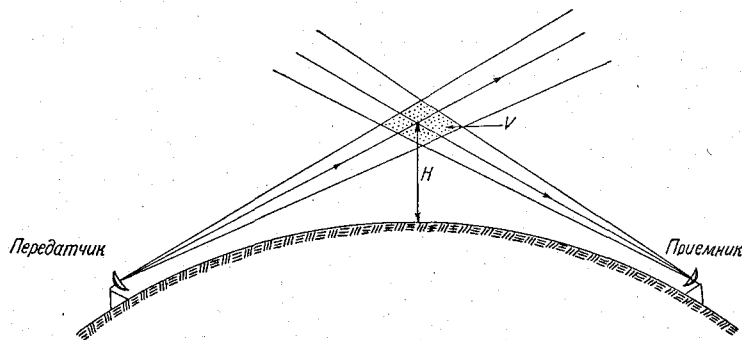


Рис. 2.23. К тропосферному рассеянию.

Если в пределах объема, освещенного передающей и приемной антеннами, характеризующимися достаточной направленностью, имеется совокупность одинаковых глобул, то, зная удельную площадь рассеяния σ , можно определить мощность, поступающую в приемную антенну (рис. 2.23). При масштабе неоднородностей $2\pi l \gg \lambda$ эта площадь приблизительно равна

$$\sigma = \frac{1}{32\pi l} \left(\frac{\overline{\Delta\epsilon}}{\epsilon} \right)^2 \frac{1}{\sin^4 \frac{\theta}{2}},$$

где $\left(\frac{\overline{\Delta\epsilon}}{\epsilon} \right)^2$ характеризует среднюю квадратическую флуктуацию диэлектрической проницаемости; θ — угол пересечения диаграмм направленности передающей и приемной антенн.

Для определения всей рассеянной мощности необходимо произвести соответствующее суммирование по всему объему v .

В результате с помощью выражения вида $P_r = c P_t G^2 \int_v \frac{\sigma}{R_1^2 R_2^2} dv$ можно определить мощность P_r , поступающую в приемную антенну. При расчетах необходимо иметь в виду,

что $\left(\frac{\overline{\Delta\epsilon}}{\epsilon}\right)^2$ оказывается зависящим от высоты рассеивающего объема. В общем виде эта зависимость выражается соотношением типа $\left(\frac{\overline{\Delta\epsilon}}{\epsilon}\right)^2 = c_n h^n$, где n и c_n определяются по экспериментальным данным.

Несколько другое объяснение дальнего тропосферного распространения УКВ предложили В. Н. Троицкий, Старас, Шюпельман, Мим и др. Их гипотеза основывается на том, что рассеяние и отражение радиоволн происходит от приподнятых турбулентных слоев. Поскольку в реальных условиях углы встречи радиоволн с такими слоями не превосходят $0,5-1^\circ$, их отражение может рассматриваться как отражение от слоя с шероховатой поверхностью. Вследствие этого значительная часть энергии волн должна попадать в приемную антенну. Для таких слоев, когда вертикальное распределение ϵ почти симметрично относительно их середины, коэффициент отражения пропорционален корню квадратному из соотношения, в которое входит величина $(\overline{\Delta\epsilon})^2$, а также наибольший и наименьший масштаб диэлектрических неоднородностей l , локализованных в данном слое.

Некоторые авторы полагают, что дальнейшее тропосферное распространение УКВ происходит вследствие когерентного их отражения от протяженных и относительно устойчивых слоев неоднородностей ϵ или градиента $\frac{d\epsilon}{dh}$ подобно отражению радиоволн от слоев ионосферы. Однако такая гипотеза требует корректировки вследствие большой изменчивости полей на больших расстояниях.

В настоящее время накоплен значительный экспериментальный материал о возможности использования дальнего тропосферного распространения УКВ для передачи различной информации (телеграфные разговоры, вещание, телевидение по радиорелейным линиям связи с разнесом промежуточных пунктов на расстояния 600 км и более).

При использовании указанного распространения УКВ необходимо иметь в виду, что вследствие рассеяния радиоволн возможно уменьшение усиления антенн на несколько децибелов, деформация диаграмм направленности антенн и смещение их осевых линий.

Глава 3

ТЕОРИЯ РАДИОЛОКАЦИОННОГО ОБНАРУЖЕНИЯ АТМОСФЕРНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ¹

§ 3.1. Уравнение радиолокации атмосферных образований

Во время действия радиолокационной станции (РЛС) в передатчике генерируются импульсы электромагнитных колебаний высокой частоты продолжительностью τ и мощностью P_t . Эти импульсы излучаются антенной в направлении цели. При изотропном излучении антенны энергия радиоволн распределяется равномерно на единицу площади на любом заданном расстоянии R от передатчика.

Если предположить, что R — расстояние до данной цели (осадки, облака, диэлектрические неоднородности атмосферы), то мощность, приходящаяся на единицу площади шаровой поверхности радиусом R с центром в месте расположения антенны, составит у цели

$$\frac{P_t}{4\pi R^2}.$$

При наличии антенны направленного действия с выигрышем (коэффициентом направленности) G_t мощность, достигающая цели, будет в G_t раз больше, чем при изотропном излучении (рис. 3.1 а), и, следовательно, мощность, приходящаяся на единицу площади цели, составит

$$\frac{P_t G_t}{4\pi R^2}.$$

¹ Приближенная теория радиолокационного обнаружения облаков и осадков была предложена Д. Райдом [24], а также рассматривалась К. С. Шифриным, Р. Векслером и др. [1, 2, 3, 7, 40].

Так как цель обладает площадью поперечного сечения T , то мощность, уловленная целью, будет выражаться следующим соотношением:

$$\frac{P_t G_t T}{4\pi R^2}.$$

При условии, что метеорологические цели (зоны облаков и осадков) являются непоглощающими изотропными отражателями (рис. 3.1 б), отраженная от них мощность, приходящаяся на единицу площади у приемной антенны, составляет

$$\frac{P_t G_t T}{(4\pi R^2)^2},$$

а мощность P_r , улавливаемая антенной с эффективной площадью A , будет выражаться таким образом:

$$P_r = \frac{AP_t G_t T}{(4\pi R^2)^2}.$$

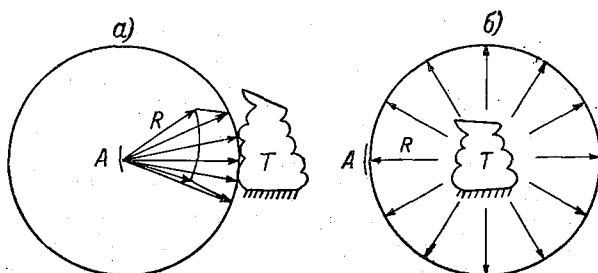


Рис. 3.1. К выводу формулы радиолокации объемных метеорологических целей.

Эта мощность будет определять интенсивность сигнала, который появится на индикаторах радиолокационных станций в промежутки времени между посылками импульсов.

Теоретически установлено, что выигрыш антенны с параболическим рефлектором равен

$$G_t = \frac{4\pi A}{\lambda^2},$$

где λ — длина волны радиолокатора.

Эффективная площадь антенны A , согласно эмпирическим данным, составляет примерно $2/3$ апертурной площади (площади раскрытия) A_p и, следовательно,

$$G_t = \frac{8\pi A_p}{3\lambda^2}.$$

Учитывая значения G_t , получим следующее соотношение для мощности принятого сигнала:

$$P_r = \frac{P_t A_p^2 T}{9\pi R^4 \lambda^2}. \quad (3.1)$$

Выше предполагалось, что цель, являющаяся изотропным отражателем, имеет площадь поперечного сечения T . Однако в действительности различные цели, в том числе и метеорологические, могут рассеивать падающую на них энергию неизотропно. Поэтому в радиолокации вводится понятие эффективной площади рассеяния σ .

Под эффективной площадью рассеяния σ понимается площадь поверхности, расположенная в точке цели перпендикулярно радиолучу, которая, рассеивая равномерно во все стороны всю падающую на нее энергию, создает в точке приема такую же плотность потока, что и реальная цель [4, 8, 11]. Величина σ выражается в м^2 или см^2 , она не зависит ни от интенсивности излучаемой волны, ни от расстояния между целью и станцией, а определяется лишь отражающими свойствами цели.

На основании вышеизложенного уравнение (3.1) для одиночной рассеивающей цели может быть записано следующим образом:

$$P_r = \frac{P_t A_p^2 \sigma}{9\pi \lambda^2 R^4}. \quad (3.2)$$

Формула (3.2) представляет собой общее уравнение радиолокации для различных одиночных целей (самолет, корабль, капля дождя и т. д.), находящихся в непоглощающей среде.

В уравнении радиолокации метеорологических целей, какими являются зоны облаков и осадков, необходимо учесть множественность целей и факт распространения радиоволн в поглощающей среде.

Облака и осадки состоят из взвешенных и выпадающих капель и ледяных кристаллов. Вся совокупность капель и кристаллов в некотором объеме воспринимается как единая цель. Если указанные частицы одинаковы и распределены в пространстве равномерно, то мгновенного обратного рассеяния не будет, поскольку распределение фаз отраженных сигналов таково, что они взаимно уничтожаются. Рассеяние будет иметь место лишь при неравномерном распределении частиц в пространстве. Частицы облаков и осадков движутся независимо друг от друга. В реальных условиях наблюдается случайное распределение этих частиц в пространстве, что обуславливает и случайное распределение фаз отраженных от них электромагнитных волн. Время между посылками двух последовательных импульсов составляет 10^{-2} — 10^{-3} сек. Этого достаточно для некоторого изменения в расположении частиц. В результате мощность принятого

радиолокационной станцией сигнала изменяется от одного зондирующего импульса к другому.

Если за некоторый промежуток времени осреднить мощности указанных сигналов, предполагая отсутствие интерференции между рассеянными полями, то получим некогерентное рассеяние. В этом случае можно записать, что

$$\overline{P}_r = \frac{P_t A_p^2 \sum_i \sigma_i}{9\pi\lambda^2 R^4}. \quad (3.3)$$

В формуле (3.3) суммирование производится по всему объему V , из которого на данном расстоянии R рассеянная энергия поступает обратно в приемник.

Таким образом, мы полагаем, что средняя мощность волны, отраженная от частиц на данном расстоянии, равна сумме мощностей волн, отраженных от всех частиц.

На основании изложенного можно утверждать, что рассеивающая площадь единицы объема метеорологической цели, состоящей из одинаковых частиц, равна произведению числа этих частиц на рассеивающую площадь одной частицы.

Действительная рассеивающая площадь облаков и осадков выражается следующим соотношением:

$$\sigma = V\sigma_0,$$

где V — объем облака или дождя, отраженные сигналы от частиц которого попадают на вход приемника одновременно, σ_0 — суммарная рассеивающая площадь всех капель в единице объема облака или дождя.

Величина σ_0 с учетом распределения частиц по размерам определяется из соотношения

$$\sigma_0 = \sum_D N(D) \sigma(D, \lambda),$$

где $\sigma(D, \lambda)$ — рассеивающая площадь частицы размером D для длины волны λ , $N(D)$ — число частиц размером D в единице объема.

Определим, от какого же объема приходят одновременно на вход приемника отраженные сигналы. От элементарного отражателя, принимаемого за точечную цель, электромагнитные волны приходят в разные моменты времени в течение длительности импульса. Если же цель представляет собой скопление в пространстве частиц облаков и осадков, то к приемной антенне радиолокационной станции приходит одновременно суммарный сигнал от всех частиц, находящихся в объеме, ограниченном по ширине и высоте диаграммой направленности антенны (размерами радиолуча), а по дальности — $\frac{c\tau}{2}$, где τ — продолжительность излученного импульса, а c — скорость

распространения электромагнитных волн в атмосфере, равная скорости света.

Действительно, пусть в некоторый исходный момент времени зондирующий импульс в зоне облаков и осадков занимает объем $ABCD$ (рис. 3.2). За время $\frac{\tau}{2}$ задний фронт пуга воли импульса AD достигнет частиц на поверхности MN , находящейся на расстоянии, равном половине длины импульса $\frac{h}{2}$ от своего первоначального положения. За то же время передний фронт BC , отразившись от частиц, лежащих на его поверхности, тоже достигнет поверхности MN . В дальнейшем задний фронт AD ,

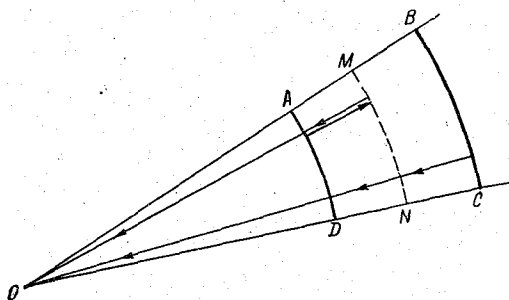


Рис. 3.2. Облученный и отражающий объем импульса.

дойдя до частиц, лежащих на поверхности MN , и отразившись от них, достигнет приемной антенны радиолокатора одновременно со вторичным излучением переднего фронта от частиц, лежащих на поверхности BC . Отсюда следует, что глубина области, из которой в данный момент к радиолокатору приходит вторичное (отраженное) излучение, будет равна

$$R + h - \left(R + \frac{h}{2}\right) = \frac{h}{2} = \frac{c\tau}{2}.$$

Так как обычно $R \gg h$, то объем, полностью заполненный частицами облаков или осадков, отраженная энергия от которых одновременно достигает приемной антенны, будет равен¹

$$V = \frac{1}{2} \pi \left(\frac{R\theta}{2}\right)^2 h. \quad (3.4)$$

Следовательно, этот отражающий объем в два раза меньше облученного объема.

¹ Для простоты объем полагают цилиндрическим. При этом погрешности для большинства радиолокаторов, используемых в метеорологии, начиная с удаления 2 км не превышают 1—2%.

Данное соотношение остается справедливым при любом заполнении цуга волн импульса частицами облаков и осадков, отличным от нуля. Само же значение отражающего объема в общем находится в пределах

$$\frac{1}{2} \pi \left(\frac{R\theta}{2} \right)^2 h \geq V \geq 0$$

в зависимости от степени заполнения импульса частицами облаков и осадков. Для учета этого обстоятельства при расчетах отражающего объема по формуле (3.4) необходимо полученное значение этого объема умножить на коэффициент заполнения k_3 , равный отношению объема импульса, заполненного частицами облаков и осадков, ко всему объему импульса.

Для учета затухания при распространении электромагнитных волн к поглощающей среде нужно ввести коэффициент k , связанный с коэффициентом затухания $\alpha(R, \lambda)$ соотношением

$$k = 10^{-0,2 \int_0^R \alpha(R, \lambda) dR}, \quad (3.5)$$

где $\alpha(R, \lambda)$ — затухание в децибелах для данной λ на единицу расстояния R от передатчика до рассматриваемой точки зоны облака или осадков.

С учетом (3.3), (3.4) и (3.5) можно записать основное уравнение радиолокации атмосферных образований в таком общем виде:

$$P_r = \frac{P_t A_p^2 h \theta^2}{72 \lambda^2 R^2} \sum_D N(D) \sigma(D, \lambda) k_3 k. \quad (3.6)$$

Если P_r является минимально обнаруживаемым сигналом, то расстояние R представляет собой максимальное расстояние обнаружения атмосферного образования.

Соотношение между когерентным и некогерентным рассеянием. Как было указано выше, в основу теории радиолокации атмосферных образований, какими являются облака и осадки, положено допущение о некогерентности рассеяния, т. е. об отсутствии интерференции между полями, излученными отдельными частицами. Однако это предположение при некоторых длинах волн, на которых работают современные радиолокаторы, может не оправдываться. Так, при расстоянии между частицами облаков порядка 1 мм оно, как правило, заметно меньше используемых длин волн. В таких случаях, когда длина волны намного больше расстояния между частицами, рассеивающий объем можно рассматривать как сплошной. Тогда существенную роль в определении мощности отраженного сигнала будет играть интерференция волн, рассеянных отдельными частицами, и при решении задачи об отражении можно

рассматривать атмосферное образование как сплошное тело. При учете влияния интерференции необходимо складывать не интенсивности, а поля, имея в виду соответствующие фазы. Интенсивности всегда складываются, в то время как поля могут и вычитаться, если их фазы противоположны.

К. С. Шифрин [32], проведя тщательное исследование этого вопроса, показал, что средняя величина отраженного сигнала зависит от расстояния между частицами и в общем случае описывается достаточно точно следующим соотношением:

$$S = NS_0 \left[1 + 0,752 \cdot 10^{-3} \frac{\lambda}{B} \left(\frac{\lambda}{l} \right)^3 \right], \quad (3.7)$$

где N — число частиц в единице объема, S_0 — интенсивность вторичного излучения отдельной частицы, λ — длина волны,

l — расстояние между частицами облаков и осадков, B — радиус эквивалентного сферического объема, равного по величине отражающему объему импульса,

$$B = \sqrt[3]{\frac{3}{4} (\theta R)^2 \frac{h}{2}}. \quad (3.8)$$

Произведение NS_0 описывает некогерентное излучение, а слагаемое в квадратных скобках представляет собой поправку на когерентность.

Если обозначить отношение когерентной части отраженной интенсивности к некогерентной через φ , то из (3.7) имеем

$$\varphi = 0,752 \cdot 10^{-3} \frac{\lambda}{B} \left(\frac{\lambda}{l} \right)^3. \quad (3.9)$$

При $\varphi \ll 1$ рассеяние некогерентно; при $\varphi \gg 1$

рассеяние когерентно; при φ , близком к единице, наблюдается такой промежуточный случай, когда необходимо учитывать оба члена в формуле (3.7).

В качестве примера рассмотрим отражение 3 и 10-сантиметровых волн от облаков и осадков.

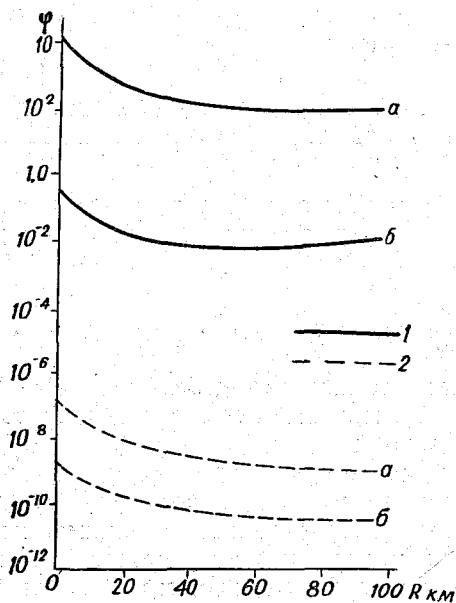


Рис. 3.3. Соотношение между когерентным и некогерентным рассеянием на $\lambda = 3$ см (1) и на $\lambda = 10$ см (2).
а — облака; б — осадки.

Пусть ширина диаграммы направленности у первой РЛС будет 3° , а у второй — 5° . Длительность зондирующих импульсов примем одинаковыми для обеих станций и равными 1 мксек. Тогда $h = ct = 3 \cdot 10^8 \text{ м/сек.} \cdot 10^{-6} \text{ сек.} = 300 \text{ м.}$

Пользуясь соотношениями (3.9) и (3.8), можно рассчитать отношение когерентного рассеяния к некогерентному ϕ для разных дальностей отдельно для облаков и осадков. При этом расстояние между частицами облаков l обычно принимается равным 0,1 см, а для дождя — 10 см [5, 15]. Результат расчетов представлен на рис. 3.3. Из рисунка отчетливо видно, что у РЛС, имеющей $\lambda = 3 \text{ см}$, когерентное рассеяние всегда значительно меньше некогерентного, а для РЛС с $\lambda = 10 \text{ см}$ в случае облучения облаков, наоборот, когерентное рассеяние может значительно превышать некогерентное, особенно на малых дальностях.

§ 3.2. Рассеяние радиоволн сферическими водяными частицами, их диэлектрическая проницаемость

При прохождении электромагнитной волны через облака и осадки в каждой отдельной частице возбуждаются электрические и магнитные диполи, квадруполь и т. д. При этом частицей извлекается некоторое количество энергии из проходящей волны. Часть извлеченной энергии превращается в частице в тепло, а часть вновь излучается в виде рассеянной электромагнитной волны, имеющей одинаковую частоту с проходящей волной.

Выше отмечалось, что количество энергии рассеянной волны в направлении на радиолокационную станцию характеризуется эффективной площадью рассеяния цели.

Полагая волну плоской, можно точно вычислить эту площадь для сферических частиц и приближенно для частиц несложной формы. При этом пользуются теоретическими исследованиями дифракции электромагнитной волны на сфере, выполненными Г. Ми и развитыми К. С. Шифриным, Стреттоном, Д. Райдом и др. [7, 23, 24, 32, 36].

Согласно указанной теории, эффективная площадь рассеяния сферической частицы выражается следующим соотношением:

$$\sigma = \frac{\lambda^2}{16\pi^2} \left| \sum_{n=1}^{n=\infty} (a_n - b_n) \right|^2. \quad (3.10)$$

Коэффициенты a_n и b_n являются амплитудами парциальных волн и определяются по формулам:

$$a_n = i(-1)^n (2n+1) \frac{\psi_n(\rho) \psi'_n(m\rho) - m\psi'_n(\rho) \psi_n(m\rho)}{h'_n(\rho) \psi_n(m\rho) - mh'_n(\rho) \psi_n(m\rho)}, \quad (3.11)$$

$$b_n = i(-1)^n(2n+1) \frac{\psi'_n(\rho) \psi_n(m\rho) - m\psi_n(\rho) \psi'_n(m\rho)}{h'_n(\rho) \psi_n(m\rho) - mh_n(\rho) \psi'_n(m\rho)}, \quad (3.12)$$

где ψ и h определяются соответственно через цилиндрические функции Бесселя первого рода для решения внутри сферы и функции Ханкеля второго рода порядка $n + \frac{1}{2}$ для решения вне сферы. Штрихами обозначено дифференцирование по аргументу.

Коэффициенты a_n и b_n , входящие в соотношения (3.11) и (3.12), зависят от радиуса частицы a , длины волны λ , комплексного показателя преломления m вещества для данной длины волны и номера парциальной длины волны. Функции Бесселя и Ханкеля, с помощью которых выражается указанная зависимость, являются решениями следующего уравнения:

$$\frac{d^2y}{dx^2} + \frac{1}{x} \frac{dy}{dx} + \left[1 - \frac{\left(n + \frac{1}{2}\right)^2}{x^2} \right] y = 0. \quad (3.13)$$

Указанные сферические функции Бесселя и Ханкеля отличаются от обыкновенных функций множителем $\sqrt{\frac{\pi x}{2}}$. Следовательно,

$$\begin{aligned} \psi_n(x) &= \sqrt{\frac{\pi x}{2}} I_{n+\frac{1}{2}} x, \\ h_n(x) &= \sqrt{\frac{\pi x}{2}} H_{n+\frac{1}{2}}^{(2)}(x). \end{aligned} \quad (3.14)$$

Входящая в формулы (3.11) и (3.12) величина ρ выражается соотношением $\rho = \frac{2\pi a}{\lambda}$, где a — радиус частицы.

При вычислении функций и их производных удобно следовать методике К. С. Шифрина. Для этого нужно иметь в виду следующие формулы:

$$\psi_0(\rho) = \sin \rho; \quad \psi_1(\rho) = \frac{1}{\rho} \sin \rho - \cos \rho, \quad (3.15)$$

$$h_0(\rho) = ie^{-i\rho}; \quad h_1(\rho) = e^{-i\rho} \left(1 - \frac{i}{\rho} \right). \quad (3.16)$$

Вычисление функций высоких порядков выполняется с помощью следующего рекуррентного соотношения, связывающего функции различных порядков:

$$\psi_n(\rho) = \frac{2n-1}{\rho} \psi_{n-1}(\rho) - \psi_{n-2}(\rho).$$

Это соотношение верно не только для функций $\psi_n(\rho)$, но и для функции $h_n(\rho)$.

Для производных $\psi'_n(\rho)$ и $h'_n(\rho)$ имеем:

$$\psi'_n(\rho) = \psi_{n-1}(\rho) - \frac{n}{\rho} \psi_n(\rho), \quad (3.17)$$

$$h'_n(\rho) = h_{n-1}(\rho) - \frac{n}{\rho} h_n(\rho).$$

В ряде случаев, когда длина волны значительно больше размеров частиц, при расчетах их эффективной площади рассеяния σ невыгодно пользоваться трудно решаемой функцией (3.10). Ее можно значительно упростить. Действительно, для $\rho = \frac{2\pi a}{\lambda} \ll 1$ в формуле (3.10) можно пренебречь членами, содержащими ρ в степени выше пятой. Тогда

$$\sigma = \frac{\lambda^2}{4\pi} |3(a_1 - b_1) + 4b_2|^2, \quad (3.18)$$

где парциальные коэффициенты a_n и b_n выражаются следующим образом:

$$a_1 = -\frac{i}{45} (m^2 - 1) \rho^5,$$

$$b_1 = -i \frac{2}{3} \left(\frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right) \rho^3 \left[1 + \frac{3}{5} \left(\frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right) \rho^2 - i \frac{2}{3} \left(\frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right) \rho^3 \right],$$

$$b_2 = \frac{i}{15} \left(\frac{m^2 - 1}{2m^2 + 3} \right) \rho^5.$$

При условии, что $\rho \ll 1$, коэффициент b_1 , выражающий парциальное поле электрического диполя, гораздо больше коэффициентов b_2 и a_1 , которые описывают соответственно квадрупольную электрическую и дипольную магнитную волны. Вследствие этого эффективная площадь рассеяния отдельной сферической частицы после подстановки значения b_1 в формулу (3.18) будет выражаться следующим образом:

$$\sigma = \frac{\lambda^2}{\pi} \rho^6 \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2. \quad (3.19)$$

Выражая ρ через диаметр частицы D , получим известную в оптике формулу Релея:

$$\sigma = \frac{\pi^5 D^6}{\lambda^4} \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2. \quad (3.20)$$

0,92 волн
0,19 мкм

При увеличении размеров частиц и, следовательно, параметра ρ интенсивность возбуждения последующих парциальных волн, описываемых коэффициентами a_2, a_3, b_3, b_4 и т. д., возрастает. Для больших частиц интенсивность возбуждения сохраняет заметную величину примерно до $n=\rho$. Интенсивность возбуждения для $n>\rho$ быстро убывает при возрастании n так, что величина параметра ρ определяет собой порядок того номера n , на котором практически можно обрывать бесконечные ряды для интенсивностей.

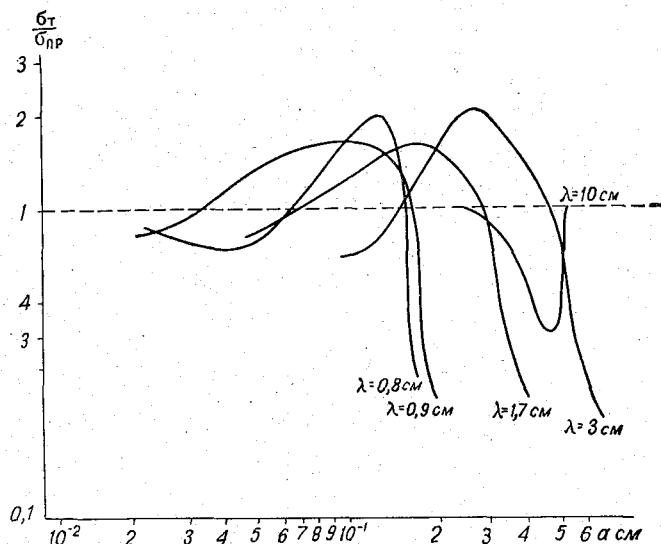


Рис. 3.4. Отношение $\frac{\sigma_\tau}{\sigma_{пр}}$.

Формулой (3.20) в силу ее простоты гораздо удобнее пользоваться, чем общей формулой Ми (3.10). Однако при этом следует учитывать пределы ее применимости, когда расчеты эффективной площади рассеяния σ производятся с допустимой ошибкой. Эти пределы могут быть найдены путем сравнения величины σ , полученной по точной формуле (3.10) и приближенной (3.20) для различных длин волн и разных диаметров капель.

На рис. 3.4 показываются отношения σ_τ , рассчитанного по точной формуле, к $\sigma_{пр}$, рассчитанному по приближенной формуле.

Анализ кривых на этом рисунке показывает, что при некоторых значениях диаметров капель наблюдаются значительные отклонения σ_τ от $\sigma_{пр}$, неодинаковые для различных длин волн.

Из рисунка также видно, что формула (3.20) вполне пригодна для вычисления σ капель, составляющих облака, туманы,

моросящие осадки. Что же касается дождевых капель, и особенно крупных, то использование этой формулы может привести к нежелательным погрешностям, особенно при λ менее 1 см. Однако путем введения поправок в формулу (3.20), равных отношению $\frac{\sigma_r}{\sigma_{пр}}$, можно при расчетах σ дождей учесть эти погрешности. В табл. 3.1 приведены эффективные площади рассеяния различных дождей, рассчитанные подобным образом. При расчетах использовались типичные распределения частиц по размерам в указанных атмосферных образованиях.

Таблица 3.1

Эффективная площадь рассеяния (σ_0 м⁻¹) одного кубического метра дождя при $t=18^\circ\text{C}$

λ см	I мм/час			
	0,25 (моросящий дождь)	2,5 (слабый дождь)	6,0 (умеренный дождь)	20,0 (сильный дождь)
0,5	$6,6 \cdot 10^{-6}$	$1,4 \cdot 10^{-4}$	$2,1 \cdot 10^{-4}$	$3,2 \cdot 10^{-4}$
0,86	$4,8 \cdot 10^{-7}$	$8,8 \cdot 10^{-5}$	$2,4 \cdot 10^{-4}$	$3,2 \cdot 10^{-3}$
1,33	$4,1 \cdot 10^{-8}$	$2,7 \cdot 10^{-5}$	$1,2 \cdot 10^{-4}$	$2,9 \cdot 10^{-3}$
2,0	$2,5 \cdot 10^{-8}$	$5,6 \cdot 10^{-6}$	$3,1 \cdot 10^{-5}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$
3,0	$9,2 \cdot 10^{-10}$	$7,0 \cdot 10^{-7}$	$4,1 \cdot 10^{-6}$	$2,9 \cdot 10^{-4}$
10,0	$9,2 \cdot 10^{-12}$	$2,7 \cdot 10^{-10}$	$1,1 \cdot 10^{-9}$	$5,3 \cdot 10^{-8}$

При рассмотрении данных табл. 3.1 обращает на себя внимание тот факт, что с увеличением интенсивности дождя от слабого ($I=2,5$ мм/час) до сильного ($I=20$ мм/час) σ_0 возрастает незначительно для некоторых λ . Это объясняется тем, что при возрастании интенсивности дождя увеличивается число крупных дождевых капель, эффективная площадь рассеяния которых на данной длине волны вследствие осцилляции функции $\sigma(D, \lambda)$ может быть меньше, чем у капель нескольких меньших размеров. В итоге происходит существенное замедление роста отражающих средств дождя при увеличении его интенсивности, которое при определенном неблагоприятном для данной длины волны распределении дождевых капель по размерам может привести к тому, что интенсивный дождь будет характеризоваться меньшими отражающими свойствами, чем более слабый дождь.

Из сказанного также вытекает возможность некоторого уменьшения эффективной площади рассеяния одного кубического метра дождя с уменьшением длины волны. Это хорошо видно из данных табл. 3.1 для интенсивного дождя — $I=20$ мм/час для $\lambda=0,5$ см и $\lambda=0,86$ см.

Из формул (3.10) и (3.20) вытекает, что эффективная площадь рассеяния σ зависит от комплексного коэффициента

преломления m , который определяется диэлектрической проницаемостью ϵ в рассматриваемом диапазоне. Как указывалось в главе I, диэлектрическая проницаемость является комплексным числом

$$\epsilon = \epsilon' + i\epsilon'',$$

где ϵ' — действительная, а ϵ'' — мнимая часть диэлектрической проницаемости.

Диэлектрическая проницаемость ϵ связана с комплексным показателем преломления m , его действительной частью n и мнимой (индексом поглощения χ) следующим образом:

$$\begin{aligned}\epsilon &= m^2; \quad m^2 = (1 - i\chi^2)n^2; \\ \epsilon' &= n^2(1 - \chi^2); \quad \epsilon'' = 2n^2\chi.\end{aligned}\quad (3.21)$$

Нередко вместо индекса поглощения пользуются показателем поглощения k , где $k = n\chi$. Тогда комплексный показатель преломления равен $m = n - ik$.

Согласно дипольной теории Дебая, вещественная часть диэлектрической проницаемости выражается такой формулой:

$$\epsilon' = n_0^2 + \frac{\epsilon_0 - n_0^2}{1 + \left(\frac{\lambda_s}{\lambda}\right)^2}, \quad (3.22)$$

а мнимая часть такой:

$$\epsilon'' = \frac{\lambda_s}{\lambda} \frac{\epsilon_0 - n_0^2}{1 + \left(\frac{\lambda_s}{\lambda}\right)^2}. \quad (3.23)$$

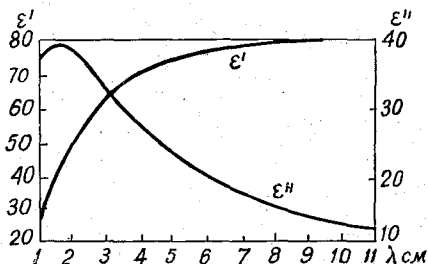


Рис. 3.5. Зависимости ϵ' и ϵ'' от λ для воды.

В формулах (3.22) и (3.23) n_0 — оптический показатель преломления, ϵ_0 — статическая диэлектрическая постоянная, λ_s — так называемая «волна скачка», которой соответствует максимальное значение мнимой части диэлектрической проницаемости. Многочисленные измерения показывают, что $\epsilon_0 = 80,8$, $n_0^2 = 1,8$, а $\lambda_s = 1,6$ см.

На рис. 3.5 показана зависимость ϵ' и ϵ'' от длины волны, рассчитанная различными авторами [7] по формулам (3.22) и (3.23). Экспериментальные данные соответствуют теоретическим расчетам.

С помощью формул, связывающих ϵ' и ϵ'' с n и χ , можно получить следующие полезные соотношения:

$$n^2 = \frac{1}{2} \epsilon' \left[1 + \sqrt{1 + \left(\frac{\epsilon''}{\epsilon'}\right)^2} \right], \quad \chi = \frac{\epsilon''}{2n^2}. \quad (3.24)$$

Таблица 3.2

Значения модуля $\left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2$ для воды при разных длинах волн и температурах

Параметр	Температура, °C	Длина волны, см			
		0,62	1,24	3,21	10,0
$\left \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right ^2$	20	0,8926	0,9193	0,9275	0,9286
	10	0,8726	0,9157	0,9282	0,9313
	0	0,8312	0,9055	0,9300	0,9340
	-8	0,7921	0,8902		
$I_m \left(\frac{m^2 - 1}{m^2 + 1} \right)$	20	0,0915	0,0471	0,1883	0,00475
	10	0,1142	0,0615	0,0247	0,00688
	0	0,1441	0,0807	0,0335	0,1102
	-8	0,173	0,1036		

Соотношения (3.22) и (3.24) дают возможность составить табл. 3.2, данные которой могут быть использованы для точного и приближенного расчетов эффективных площадей рассеяния электромагнитных волн частицами облаков и осадков [3].

Исследование зависимости диэлектрической проницаемости льда показало, что коэффициент преломления n и индекс поглощения χ льда в диапазоне микрорадиоволн почти не зависят от длины волны и температуры. Поэтому для плотности льда 1 г/м^3 величина модуля $\left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2 = 0,197$ во всем диапазоне отрицательных температур и разных λ .

Что касается мнимой части $I_m \left(-\frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right)$, то она мала и слабо растет с увеличением температуры. Ниже представлены значения параметра $I_m \left(-\frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right)$ для льда при разных температурах независимо от частоты:

Температура, °C	0	-10	-20
$I_m \left(-\frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right)$	$9,6 \cdot 10^{-4}$	$3,2 \cdot 10^{-4}$	$2,2 \cdot 10^{-4}$

Так как множитель $\left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2$ в формуле (3.20) в рассматриваемом диапазоне волн для воды приблизительно равен 0,9, а для льда 0,2, эффективная рассеивающая площадь водяной сферической частицы почти в пять раз больше, чем у ледяной сферической частицы таких же размеров.

Зная выражение для эффективной площади рассеяния отдельной сферической частицы, можно определить среднюю мощность принятого радиолокационной станцией сигнала для всех

частиц, находящихся в отражающем объеме на дальности R . Для этой цели воспользуемся соотношениями (3.6) и (3.20), которые с учетом выражений $\theta^2 = \frac{4\pi}{G}$ и $G = \frac{4\pi A}{\lambda^2}$ дают возможность получить основное уравнение радиолокации облаков и осадков для случая некогерентного рассеяния при $\lambda > D$, записанное в следующих трех видах:

$$\bar{P}_r = \frac{\pi^5 P_t A_p h}{48 \lambda^4} \frac{\Sigma ND^6}{R^2} \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2 k k_3, \quad (3.25)$$

$$\bar{P}_r = \frac{\pi^4 P_t G h}{128 \lambda^2} \frac{\Sigma ND^6}{R^2} \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2 k k_3, \quad (3.26)$$

$$\bar{P}_r = \frac{\pi^5 P_t h}{320^2 \lambda^2} \frac{\Sigma ND^6}{R^2} \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2 k k_3. \quad (3.27)$$

Если $\bar{P}_r$ является минимально обнаруживаемым сигналом, то расстояние R представляет собой максимальную дальность обнаружения облаков и осадков. Обычно P_r и P_t выражаются в ваттах, тогда площадь раскрытия антенны A_p — в м²; ΣND^6 — в м⁶/м³; R , h и λ — в метрах. Заметим, что в радиометеорологии ΣND^6 обозначается через Z ($\Sigma ND^6 = Z$) и называется отражаемостью облаков и осадков. Ее значение чаще всего выражается в мм⁶/м³. Множители, стоящие перед ΣND^6 , являются техническими характеристиками радиолокационной станции, которые для данной РЛС являются постоянными.

Формула (3.25) отчетливо показывает существование очень сильной зависимости мощности принятого сигнала от диаметра капель (шестая степень). Например, увеличение диаметра капель в два раза приводит к 64-кратному увеличению мощности принятого сигнала или к 8-кратному увеличению дальности обнаружения. Вследствие этого число капель в единице объема оказывает меньшее влияние как на величину принятого сигнала, так и на дальность обнаружения. Однако не всегда следует пренебрегать мелкими каплями, так как их число в единице объема может быть в 10^7 — 10^8 раз больше, чем крупных.

На рис. 3.6 представлены кривые распределения размеров капель в некоторых формах облаков. Для облаков слоистых форм распределение капель удовлетворительно описывается эмпирической формулой Хргиана—Мазина

$$N(r) dr = cr^2 e^{-br} dr,$$

где $N(r)$ — количество капель, имеющих радиус от r до $r+dr$, c и b — постоянные, зависящие от формы облаков.

Из рис. 3.6 видно, что облачные капли чаще всего ограничиваются размером 50 мк. Правда, последние измерения ЦАО показали, что часто внутри и по краям облаков, не дающих ви-

зуально наблюдаемых осадков, находятся крупные частицы размером 100—200 мк, концентрация которых находится в пределах 10^2 — 10^4 1/м³. Несмотря на малую концентрацию этих частиц, их вклад в мощность отраженного сигнала весьма существен, что в ряде случаев может приводить к ошибкам в определении высот облаков.

Капли мороси и дождя значительно крупнее облачных. Капли мороси имеют радиус 0,025—0,25 мм. Радиус наиболее крупных дождевых капель достигает 3—4 мм. Капли дождя большего радиуса не могут существовать из-за разбрызгивания.

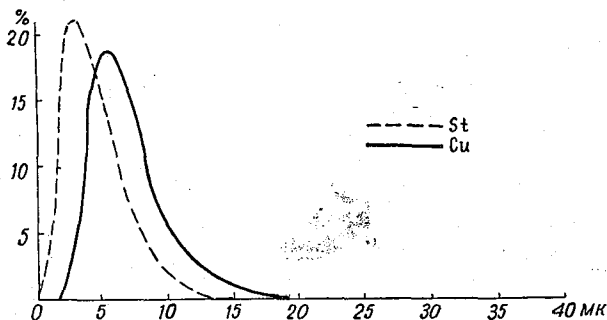


Рис. 3.6. Распределение размеров капель в различных облаках.

Число дождевых капель и капель мороси в одном кубическом метре редко превышает 1000.

Среднее распределение дождевых капель по размерам выражается следующим эмпирическим соотношением:

$$F(r) = 1 - e^{-\left(\frac{r}{\alpha}\right)^n}, \quad (3.28)$$

где функция $F(r)$ характеризует ту часть общего объема воды, которая приходится на капли радиусом от 0 до r ; n — постоянная, равная 2,25.

Параметр α зависит от интенсивности дождя следующим образом (см. [13]):

Интенсивность дождя, мм/час	0,5	1,0	2,5	5,0	10	25
α	1,11	1,30	1,61	1,89	2,22	2,74

На рис. 3.7 показана экспериментальная кривая распределения размеров капель в умеренном дожде.

Облачные и значительное большинство дождевых капель имеют сферическую форму. Однако крупные капли дождя, радиус которых близок к максимальному радиусу (3—4 мм), приобретают во время падения форму сплюснутых эллипсоидов.

Влияние капель различных размеров на отражающую способность хорошо видно из рис. 3.8. На этом рисунке представлен реальный спектр размеров облачных и дождевых капель в слоисто-дождевых облаках, дающих слабый дождь интенсивностью 0,5 мм/час (кривая 1). Кривая 2 характеризует спектр величины отражаемости Z .

Из рисунка следует, что даже весьма малое количество дождевых капель радиусом 2 мм дает основной вклад в величину отражаемости Z . Вместе с тем из сопоставления двух кривых виден вклад числа капель в величину отражаемости Z . Так,

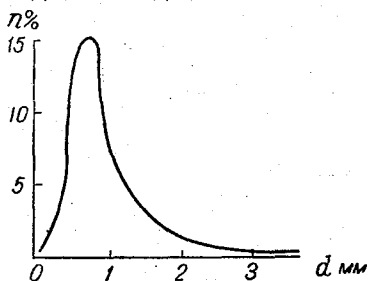


Рис. 3.7. Распределение размеров дождевых капель по экспериментальным данным.

например, при равном числе капель радиусом $r=2$ мм и $r=0,02$ мм отношение их отражаемостей было бы равно 10^{12} . Однако, вследствие того что концентрация первых капель значительно меньше, чем вторых, фактическое отношение отражаемостей равно 10^5 . Интересным является также и то, что суммарная отражаемость капель с $r=0,004 \div 0,03$ мм в $3,5 \cdot 10^3$ раз меньше, чем отражаемость капель $r=0,1 \div 0,2$ мм, а отражае-

мость капель $r=2$ мм в 550 раз больше отражаемости капель радиусом $r=0,004 \div 0,2$ мм.

Совместный анализ кривых, характеризующих распределение размеров капель в облаках разных форм (рис. 3.6), и кривой 2 распределения отражаемостей (рис. 3.8) позволяет установить пределы значений Z для облаков без осадков и дождевых облаков. Для облаков без осадков типа слоистых и кучевых величина Z имеет порядок $10^{-15} - 10^{-14}$ см³. Для слоисто-дождевых облаков $Z=10^{-11} \div 10^{-10}$ см³.

Эффективная радиолокационная площадь рассеяния, как следует из (3.20), обратно пропорциональна четвертой степени длины волны, на которой работает радиолокатор. Это значит, что при уменьшении длины волны увеличивается вероятность обнаружения мелких капель и максимальная дальность обнаружения зон облаков и осадков. Однако при этом происходит увеличение ослабления поля с уменьшением длины волны, что заметно может ограничить максимальную дальность обнаружения зон осадков.

Строго говоря, мощность принятого сигнала зависит от длины волны не только вследствие имеющегося множителя $\frac{1}{\lambda^4}$ в уравнении (3.25), но также и вследствие частотной зависимости проницаемости ϵ . Практически, однако, влияние последнего

фактора невелико. Так, при температуре, равной 20°C , значение ε изменяется от $78,5 - i \cdot 12,3$ для $\lambda = 10$ см до $34,2 - i \cdot 35,9$ для $\lambda = 1,25$ см. Соответствующее изменение множителя $\left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2$

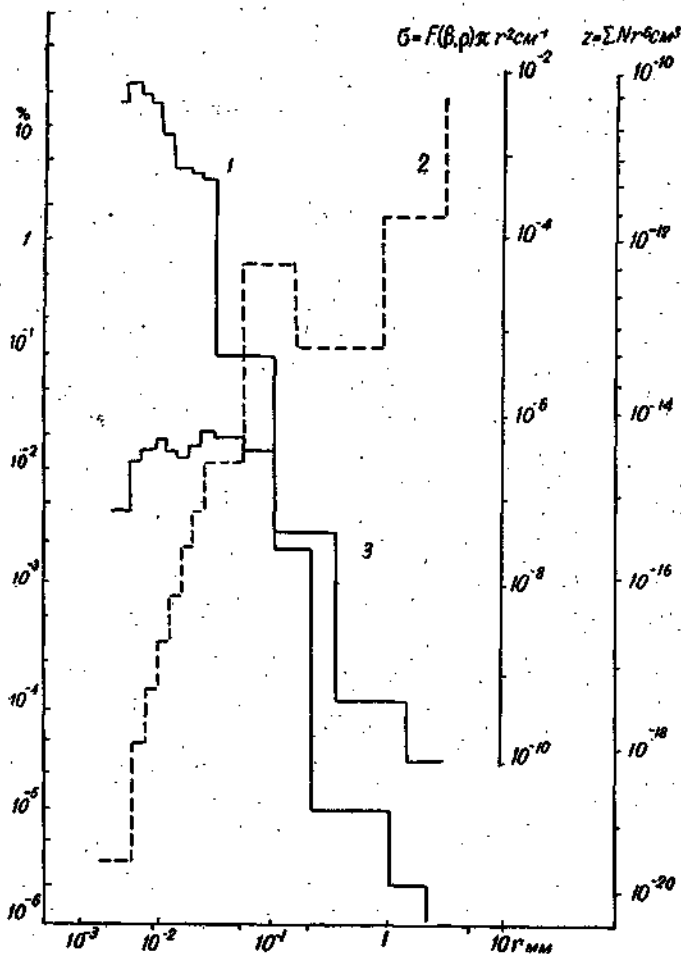


Рис. 3.8. Распределение отражаемости в облаках и осадках.

1 — распределение размеров капель; 2 — распределение отражаемости Z ; 3 — распределение площади рассеяния σ .

в уравнении (3.20) находится в пределах $0,9286 - 0,9193$ (см. табл. 3.2).

Выше рассматривалось рассеяние электромагнитных волн радиодиапазона, когда длина волны λ гораздо больше размеров частиц облаков и осадков. Однако попутно заметим, что практическое значение имеет также случай, когда длина падающей

волны меньше размеров указанных частиц, например при измерении высот нижних границ облаков светолокатором, работающим в оптическом диапазоне.

Общие формулы (3.10) для определения рассеивающей способности аэрозолей позволяют решить и эту задачу.

Следуя К. С. Шифрину [33], можно показать, что рассеивающая способность частиц облаков и осадков, рассчитанная для светового диапазона, на несколько порядков больше, чем в радиодиапазоне. Ее величина определяется по формуле

$$\sigma = \xi \pi a^2, \quad (3.29)$$

где a — радиус капли, а ξ — коэффициент, приблизительно равный 10^{-2} .

На рис. 3.8 представлена кривая 3, характеризующая распределение эффективной площади рассеяния единицы объема слоисто-дождевых облаков и слабого дождя при $\lambda < d$. Как видно, основной вклад в отражающую способность вносят мелкие капли диаметром 4—30 мк из-за их относительно большей концентрации по сравнению с дождевыми каплями.

При радиолокационном обнаружении градин на волнах короче 3 см может оказаться, что длина волны соизмерима с диаметром градин. По расчетам Д. Райда, при $D = 1,2 + 2,3\lambda$ ледяная сферическая частица рассеивает в 10 раз лучше, чем водяная частица тех же размеров. Это интересное явление было проверено опытным путем Д. Атласом и др. Они проводили измерения σ сухих градин и в процессе их таяния. В результате оказалось, что при таянии градин σ может резко уменьшаться и стремиться к значениям, соответствующим σ чисто водяной капли.

Наконец, следует отметить, что электромагнитные волны рассеиваются не только частицами воды или льда, составляющими облака и осадки, но также и твердыми частицами пыли, песчаных бурь и дымов. Так как размеры этих частиц значительно меньше длины волны, то их эффективную площадь рассеяния с достаточной точностью можно определить с помощью соотношения (3.20), используя диэлектрическую проницаемость того вещества, из которого состоят частицы.

Размеры песчинок близки к размерам мелких дождевых капель, поэтому от песчаных бурь можно ожидать отражений, аналогичных отражениям от слабых осадков. Частицы пыли обычно имеют значительно меньшие размеры, не превышающие нескольких микрон. Поэтому эффективная площадь единицы объема пылевого облака весьма мала. Еще более слабыми отражающими свойствами характеризуются частицы дымов, так как их размеры редко превышают 1 мк, а концентрация 1 г/м³. При этих крайних условиях на $\lambda = 1$ см эффективная площадь рассеяния единицы объема дымового облака не превышает 10^{-12} м⁻¹.

Экспериментальная проверка теоретических зависимостей, определяющих величину эффективной площади аэрозолей, была проведена Лабрумом, Хуппером и Киппаксом, Атласом и др. В частности, автором при одновременной работе на двух длинах волн λ_1 и λ_2 , отличающихся в 3,85 раза, была проверена зависимость эффективной площади рассеяния от длины волны согласно формуле Релея (3.20) (см. табл. 3.3.).

Таблица 3.3

Экспериментальные значения отношений $\frac{\sigma_1}{\sigma_2}$ при различных значениях отражаемости облаков и осадков $Z = \sum_i N_i D_i^6$

	Z мм ⁶ м ³				Общее
	0,1—10	10—100	100—1000	1000	
Среднее значение $\frac{\sigma_1}{\sigma_2}$ дб	20,3	18,8	16,2	13,7	17,2
Среднее квадратическое отклонение, дб	4,9	3,8	6,8	5,7	5,4
Число измерений	36	60	29	9	134

Среднее значение отношения $\frac{\sigma_1}{\sigma_2}$ из всех случаев равно 17,2 дб. Согласно формуле Релея, $\frac{\sigma_1}{\sigma_2} \approx 200$ (23 дб).

Следует обратить внимание на довольно большую величину среднего квадратического отклонения отношения $\frac{\sigma_1}{\sigma_2}$, равную 5,4 дб.

Заметным является и то, что наиболее часто повторяющиеся и средние значения отношения $\frac{\sigma_1}{\sigma_2}$ меньше теоретического отношения, полученного по формуле Релея (3.20), на 3 и 5,8 дб соответственно. Это обстоятельство наиболее характерно для дождей, состоящих из крупных капель, для которых формула Релея дает несколько завышенные результаты по сравнению с точной формулой Ми, особенно в миллиметровом диапазоне волн.

§ 3.3. Рассеяние радиоволн несферическими частицами

В предыдущем параграфе при определении эффективной площади рассеяния частиц атмосферных образований предполагалось, что форма частиц сферическая. Данное упрощение

вполне оправдано при вычислении σ капель облаков, а также в ряде случаев и для относительно мелких капель дождей. Однако, как показывают экспериментальные данные, крупные дождевые капли часто не имеют сферической формы. Кроме того, на практике радиолокационные наблюдения могут проводиться не только за чисто водяными облаками, но и за облаками смешанного или чисто ледяного микрофизического строения, форма частиц которых, как правило, отличается от сферической.

Задача о рассеянии несферическими гидрометеорами теоретически исследовалась Атласом, Керкером и Хитчфелдом [37, 38, 17], использовавшими при этом приближенное решение Ганса, который изучал рассеяние света эллипсоидальными частицами. В дальнейшем этот вопрос получил свое развитие в работах А. Б. Шупяцкого и Н. Ф. Павлова [34].

Как известно, для эллипсоида с полуосями a, b, c значение дипольного момента выражается соотношением типа

$$P_a = E_a \frac{abc}{3} \frac{\varepsilon - 1}{1 + (\varepsilon - 1) n_a} \quad (3.30)$$

Здесь ε — диэлектрическая проницаемость, а параметры n_a и аналогично n_b и n_c зависят от формы эллипсоида и определяются так:

$$n_a = \frac{abc}{2} \int_0^\infty \frac{ds}{(s + a^2) R_s}; \quad n_b = \frac{abc}{2} \int_0^\infty \frac{ds}{(s + b^2) R_s};$$

$$n_c = \frac{abc}{2} \int_0^\infty \frac{ds}{(s + c^2) R_s} \quad (3.31)$$

Свойством указанных параметров является то, что при $a > b > c$ соответственно $n_a > n_b > n_c$ и при любых значениях полуосей

$$n_a + n_b + n_c = 1. \quad (3.32)$$

Выражение эллиптических интегралов (3.31) через элементарные функции возможно лишь для двухосных эллипсоидов вращения. Если имеется вытянутый эллипсоид ($a = b < c$) с эксцентриситетом $e = \sqrt{1 - \frac{a^2}{c^2}}$, то

$$n_c = \frac{1 - e^2}{2c^3} \left(\ln \frac{1 + e}{1 - e} - 2e \right), \quad (3.33)$$

а с учетом (3.32)

$$n_a = n_b = \frac{1}{2} - \frac{1}{2} n_c. \quad (3.34)$$

Соответственно для сплюснутого эллипсоида вращения ($a=b>c$, $e=\sqrt{1-\frac{c^2}{a^2}}$) геометрические параметры равны:

$$n_c = \frac{1}{e^2} \left(1 - \sqrt{\frac{1-e^2}{e^2}} \arcsin c \right),$$

$$n_a = n_b = \frac{1}{2} - \frac{1}{2}c. \quad (3.35)$$

Если $a=b=c$, будем иметь сфероид и

$$n_a = n_b = n_c = \frac{1}{3}.$$

Тогда дипольный момент сфероида радиусом a равен

$$P_{\text{сф}} = E_0 \frac{a^3}{3} \frac{\varepsilon - 1}{1 + \frac{\varepsilon - 1}{3}} = a^3 E_0 \left(\frac{\varepsilon - 1}{\varepsilon + 2} \right). \quad (3.36)$$

Соотношения (3.33), (3.34) и (3.35) позволяют вычислить составляющие дипольного момента, а также величину рассеянной энергии вдоль любой оси эллипсоида вращения, поскольку для малых частиц последняя пропорциональна квадрату дипольного момента.

Если электрический вектор падающей плоской поляризованной волны будет параллелен одной из осей эллипсоида, возбуждается составляющая дипольного момента только вдоль этой оси и отсутствует составляющая вдоль оси, перпендикулярной плоскости поляризации радиоволны. Следовательно, рассеянная волна будет иметь ту же плоскость поляризации, что и падающая, и поперечно поляризованная компонента рассеянного поля будет отсутствовать. Если же эллипсоиды произвольно ориентированы по отношению к плоскости поляризации, то возникает деполяризация.

Предположим, что приемно-передающая антенна РЛС вращается в системе координат x, y, z . Ось ox — горизонтальная ось вращения антенны, oz указывает направление прихода плоской поляризованной волны с вектором электрического поля E , находящегося в плоскости xoy . Положение этого вектора будем характеризовать углом α . При $\alpha=0$ наблюдается горизонтальная поляризация, а при $\alpha=90^\circ$ — вертикальная. Возможна также и промежуточная поляризация.

Пусть другая система координат (ξ, η, ζ) будет связана с рассеивающим эллипсоидом. Ось $o\xi$ лежит в направлении его оси вращения, а $o\eta, o\zeta$ направим вдоль двух других осей.

Для того чтобы определить величину энергии, которую принимает антенна РЛС, нужно найти компоненты поля вдоль осей ox, oy, oz .

Составляющие дипольного момента вдоль осей эллипсоида на основании (3.30) связаны с составляющими электрического поля следующим образом:

$$\begin{aligned} P_{\xi} &= \frac{abc}{3} \frac{\varepsilon - 1}{1 + (\varepsilon - 1)n} E_{\xi} = g E_{\xi}; \\ P_{\eta} &= \frac{abc}{3} \frac{\varepsilon - 1}{1 + (\varepsilon - 1)n'} E_{\eta} = g' E_{\eta}; \\ P_{\zeta} &= \frac{abc}{3} \frac{\varepsilon - 1}{1 + (\varepsilon - 1)n''} E_{\zeta} = g' E_{\zeta}, \end{aligned} \quad (3.37)$$

где g и g' введены с целью упрощений.

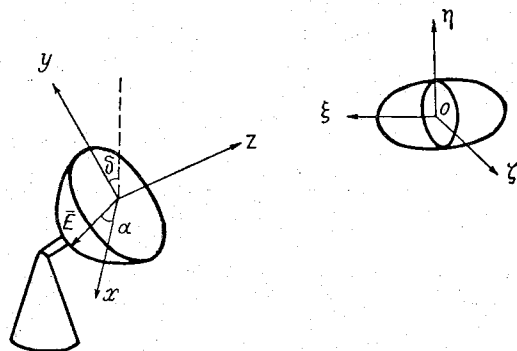


Рис. 3.9. К рассеянию несферическими частицами.

Если волна в точке $z=0$ имеет единичную амплитуду, то компоненты поля, излучаемого антенной, выразятся следующим образом:

$$E_x = \cos \alpha e^{i\omega t}, \quad E_y = \sin \alpha e^{i\omega t}, \quad E_z = 0. \quad (3.38)$$

Выражая направляющие косинусы углов между осью ξ и осями x , y , z соответственно через α_1 , α_2 , α_3 ; осью η — через β_1 , β_2 , β_3 и осью ζ — через γ_1 , γ_2 , γ_3 , получим следующие выражения для составляющих поля в системе ξ , η , ζ с учетом (3.38):

$$\begin{aligned} E_{\xi} &= e^{i\omega t} (\alpha_1 \cos \alpha + \alpha_2 \sin \alpha); \\ E_{\eta} &= e^{i\omega t} (\beta_1 \cos \alpha + \beta_2 \sin \alpha); \\ E_{\zeta} &= e^{i\omega t} (\gamma_1 \cos \alpha + \gamma_2 \sin \alpha). \end{aligned} \quad (3.39)$$

Подставив полученные значения E_{ξ} , E_{η} и E_{ζ} в уравнение

(3.37), легко определить составляющие дипольного момента, возбуждаемого в частице:

$$\begin{aligned} P_{\xi} &= g e^{i\omega t} (\alpha_1 \cos \alpha + \alpha_2 \sin \alpha); \\ P_{\eta} &= g' e^{i\omega t} (\beta_1 \cos \alpha + \beta_2 \sin \alpha); \\ P_{\zeta} &= g' e^{i\omega t} (\gamma_1 \cos \alpha + \gamma_2 \sin \alpha). \end{aligned} \quad (3.40)$$

Вследствие того что направления приема и излучения антенны РЛС совпадают, для определения составляющих дипольного момента у ее поверхности можно использовать те же направляющие косинусы, что и при излучении.

Используя формулы для преобразования координат, а также соотношения между направляющими косинусами, получим:

$$\begin{aligned} P_x &= e^{i\omega t} (g - g') \alpha_1 (\alpha_2 \sin \alpha + \alpha_1 \cos \alpha) + g' e^{i\omega t} \cos \alpha; \\ P_y &= e^{i\omega t} (g - g') \alpha_2 (\alpha_2 \sin \alpha + \alpha_1 \cos \alpha) + g' e^{i\omega t} \sin \alpha; \\ P_z &= e^{i\omega t} (g - g') \alpha_3 (\alpha_2 \sin \alpha + \alpha_1 \cos \alpha). \end{aligned} \quad (3.41)$$

Если облучается сферическая частица, $g = g'$ и

$$g_{\text{сф}} = a^3 \frac{\varepsilon - 1}{\varepsilon + 2} \quad (3.42)$$

и рассеянная энергия поляризована в той же плоскости, что и падающая. При этом в рассеянном поле будут отсутствовать поперечные составляющие поляризации. В тех случаях, когда облучается несферическая частица, все три компоненты в уравнении (3.41) будут отличны от нуля.

Поскольку интенсивность рассеянной энергии пропорциональна квадрату дипольного момента, можно записать, опуская коэффициенты пропорциональности:

$$i_x = \bar{P}_x^2, \quad i_y = \bar{P}_y^2. \quad (3.43)$$

Если вектор электрического поля E параллелен оси x ($\alpha = 0^\circ$), образуется горизонтально поляризованная волна и i_x является параллельной компонентой рассеянной энергии ($I_{\parallel}$).

Тогда только она будет приниматься обычной РЛС, а составляющая вдоль оси i_y , являющаяся поперечно поляризованной компонентой $I_{\perp}$, как правило, не принимается антенной РЛС.

При $\alpha = 90^\circ$ имеет место вертикальная поляризация падающей волны и i_y будет являться параллельной компонентой рассеянного поля, а i_x — поперечной.

Для удобства выразим величину энергии, рассеянной эллипсоидальной частицей, в долях энергии рассеянной равновеликой

по объему сферой. Тогда с учетом (3.43) и (3.44) получим:

$$I_x = \frac{i_x}{i_{\text{сф}}} = \frac{\bar{P}_x^2}{\bar{P}_{\text{сф}}^2} = \frac{|(g - g') \alpha_1 (\alpha_2 \sin \alpha + \alpha_1 \cos \alpha) + g' \cos \alpha|^2}{g_{\text{сф}}^2}, \quad (3.44)$$

$$I_y = \frac{i_y}{i_{\text{сф}}} = \frac{\bar{P}_y^2}{\bar{P}_{\text{сф}}^2} = \frac{|(g - g') \alpha_2 (\alpha_2 \sin \alpha + \alpha_1 \cos \alpha) + g' \sin \alpha|^2}{g_{\text{сф}}^2}.$$

Анализ соотношений (3.44) показывает, что величина относительной энергии, рассеянной эллипсоидальной частицей, будет функцией величин $\frac{g}{g_{\text{сф}}}$ и $\frac{g'}{g_{\text{сф}}}$, которые в свою очередь зависят от диэлектрической проницаемости ϵ и эксцентриситета этой частицы e . Кроме того, рассеянная энергия определяется плоскостью поляризации падающей волны (α) и положением частицы в пространстве ($\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3$).

При рассмотрении ориентации гидрометеоров относительно поля, излучаемого антенной РЛС, целесообразно рассмотреть два случая:

- 1) частицы хаотически ориентированы в пространстве, при этом любое их положение является равновероятным,
- 2) частицы определенным образом ориентированы в пространстве.

Первый случай относится к рассеянию ледяными частицами облаков, а второй, по-видимому, к рассеянию большими дождевыми каплями.

При расчете рассеяния ледяными облаками можно представить, во-первых, что вытянутые кристаллы хаотически располагаются только в горизонтальной плоскости, т. е. ось ξ произвольно располагается в этой плоскости, а во-вторых, что кристаллы вследствие турбулентности воздушного потока в облаках располагаются хаотически по всем направлениям в пространстве.

Зависимость величины рассеянной энергии от положения частицы в соотношениях (3.41) и (3.43) выражается углами $\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3$. Нетрудно показать, что интенсивность этой энергии при хаотически расположенных в горизонтальной плоскости частицах и антенне, направленной вертикально вверх, выразится так:

$$I_{\parallel} = \frac{1}{4g_{\text{сф}}^2} \left(\frac{3}{2} g^2 + gg' + \frac{3}{2} g'^2 \right), \quad I_{\perp} = \frac{1}{8g_{\text{сф}}^2} (g - g')^2. \quad (3.45)$$

Записанные соотношения верны при любой линейной поляризации падающей волны.

На рис. 3.10 показано отношение величины рассеяния параллельно поляризованной волны длиной 3 см к рассеянию сферами одинакового объема в зависимости от фактора формы частицы Φ (отношения оси вращения эллипсоида к его диаметру).

Аналогично можно получить параллельно поляризованную и поперечно поляризованную составляющие волн при хаотически расположенных частицах независимо от угла падения волны и положения плоскости поляризации:

$$I_{\parallel} = \frac{1}{5g_{\text{сф}}^2} \left(g^2 + \frac{4}{3} g g' + \frac{8}{3} g'^2 \right), \quad I_{\perp} = \frac{1}{15g_{\text{сф}}^2} (g - g')^2. \quad (3.46)$$

Решение соотношений (3.46) для разных длин волн представлено на рис. 3.11.

В обоих случаях анализ кривых показывает, что хаотически расположенные эллипсоидальные частицы воды и льда рассеивают энергию больше, чем сферические частицы равного объема. Отсюда должна следовать и большая вероятность радиолокационного обнаружения осадков и облаков, состоящих из несферических, хаотически ориентированных частиц. Этот эффект более выражен у водяных или тающих ледяных частиц, чем у чисто ледяных. В последнем случае только за счет несферичности тающие частицы могут обеспечить возрастание эхосигнала до 10 дБ.

При несферических частицах, хаотически расположенных как в пространстве, так и на плоскости, возникает дополнительная составляющая — энергия обратного рассеяния $I_{\perp}$, плоскость поляризации которой перпендикулярна плоскости поляризации излучающего поля. Как уже отмечалось, она появляется лишь при рассеянии несферическими частицами, так как для сферы $g = g'$ и $I_{\perp} = 0$. Обычно $I_{\perp}$ выражается с помощью коэффициента деполаризации D , представляющего собой отношение поперечно поляризованной компоненты рассеянной энергии к компоненте энергии, рассеянной в плоскости падающей волны,

$$D = \frac{I_{\perp}}{I_{\parallel}} \%. \quad (3.47)$$

На рис. 3.12 представлены значения коэффициента D в зависимости от формы частиц Φ при хаотическом расположении в пространстве эллипсоидальных ледяных и водяных частиц.

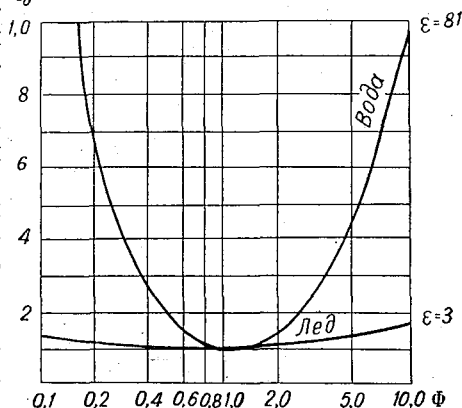


Рис. 3.10. Величина рассеяния параллельно поляризованной волны в зависимости от фактора формы Φ ($\lambda = 3$ см).

Хотя при определенной ориентации частицы поперечная компонента $I_{\perp}$ для нее и может быть равна нулю, в общем для облака или зоны осадков, состоящих из множества хаотически располо-

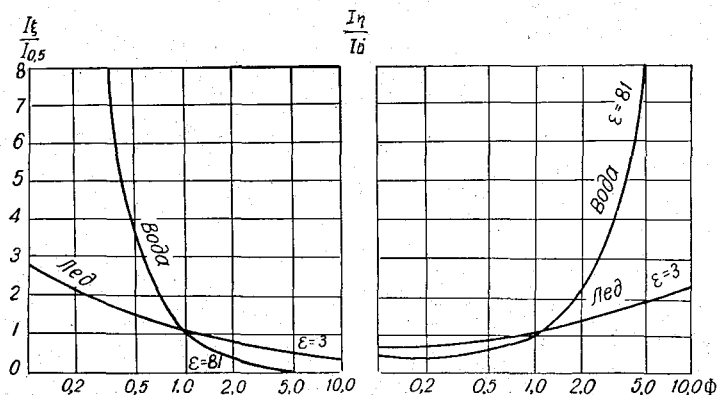


Рис. 3.11. Параллельно поляризованные и поперечно поляризованные составляющие волн при хаотически расположенных частицах.

женных частиц, среднее значение эхо-сигнала $I_{\perp}$ может достигать нескольких десятых долей от основной компоненты $I_{\parallel}$ для

водяных и тающих ледяных частиц (рис. 3.11). Чисто ледяные частицы отражают незначительную (не более нескольких процентов), и, вероятно, необнаружимую часть поперечно поляризованной компоненты $I_{\perp}$.

Выше рассматривалось рассеяние хаотически расположенными в пространстве частицами. Однако экспериментальные исследования показывают, что крупные капли дождя при своем падении приобретают форму, близкую к форме сплюснутого двухосного эллипсоида, большая ось симметрии которого, как правило, расположена в горизонтальной плоскости. Следовательно, в пространстве они располагаются определенным образом, имея

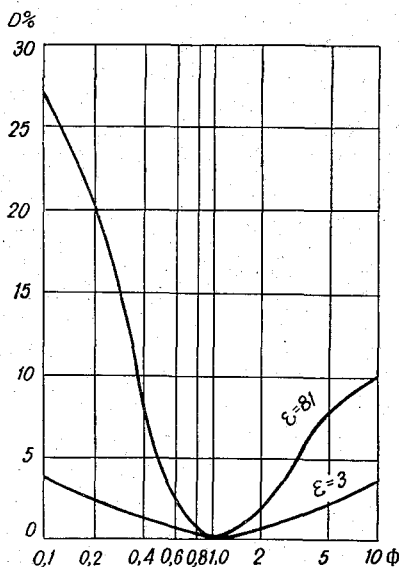


Рис. 3.12. Значения D в зависимости от формы частиц ϕ .

при этом больший размер в горизонтальной плоскости. В этом случае ось вращения капли $o\xi$ направлена вертикально, а оси $o\eta$ и $o\zeta$ — горизонтально.

При горизонтально поляризованной волне ($\alpha=0^\circ$), направленной в горизонтальной плоскости ($\delta=0^\circ$), соотношения (3.44) дают:

$$I_x = \frac{g'^2}{g_{\text{сф}}^2}; \quad I_y = 0. \quad (3.47)$$

При вертикальной поляризации имеем:

$$I_x = 0; \quad I_y = \frac{g^2}{g_{\text{сф}}^2}. \quad (3.48)$$

Результаты расчетов по формулам (3.47) и (3.48) представлены графически на рис. 3.13. Из рисунка видно, что для ориентированных водяных капель, у которых вертикальный размер в 1,5 раза меньше горизонтального, величина рассеянной энергии при горизонтальной поляризации примерно в 1,5 раза больше, а при вертикальной в 1,4 раза меньше по сравнению с энергией, рассеянной равными по объему сферическими каплями.

В общем случае при определенной ориентации частиц облаков и осадков рассеяние должно зависеть от направления плоскости поляризации, т. е. от угла места антенны РЛС.

Если обозначить через δ угол места антенны (угол между осью z и вертикалью на рис. 3.9), то, полагая ориентацию частиц вертикальной (ось $o\xi$), можно записать следующее соотношение для параллельной составляющей рассеянной энергии:

$$I_{\parallel} = \frac{1}{g_{\text{сф}}^2} [(g - g')^2 \sin^4 \delta + 2(g - g')g' \sin^2 \delta + g'^2], \quad I_{\perp} = 0. \quad (3.49)$$

Решение уравнения (3.49) для случая вертикальной поляризации волны, излучаемой антенной, показывает хорошо выраженное влияние угла места антенны на величину рассеянной энергии. Например, для ледяных частиц с коэффициентом формы $\Phi=0,4$ при изменении наклона антенны от 0 до 90° величина рассеянной энергии увеличивается в 5 раз. Поперечно

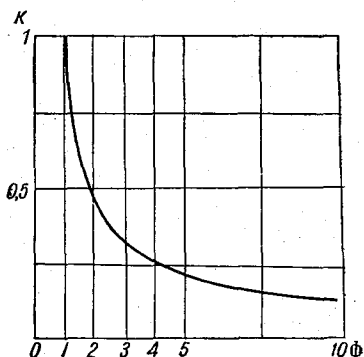


Рис. 3.13. Рассеяние ориентированными в пространстве крупными каплями.

поляризованная составляющая при этом отсутствует. Если же ось симметрии частиц OX расположена произвольно в горизонтальной плоскости, то для антенны с той же вертикальной поляризацией имеем

$$I_{\parallel} = \frac{1}{g_{\text{сф}}^2} \left[\frac{3}{8} (g - g')^2 \cos^4 \delta + (g - g') g' \cos^2 \delta + g'^2 \right], \quad (3.50)$$

$$I_{\perp} = \frac{1}{8g_{\text{сф}}^2} (g - g')^2 \cos^2 \delta.$$

В данном случае изменение угла наклона меньше влияет на величину рассеянной энергии, однако появляется деполяризованная компонента, принимающая максимальное значение при направлении антенны вертикально вверх. Указанные обстоятельства могут быть использованы на практике [17, 34]. В самом деле, если при изменении наклона антенны, излучающей вертикально поляризованную волну, меняется основной сигнал и одновременно обнаруживается деполяризационная компонента, то оси симметрии рассеивающих частиц, имеющих несферическую форму, располагаются в горизонтальной плоскости. Отсутствие деполяризационной компоненты в тех же условиях указывает на то, что оси симметрии частиц ориентированы вертикально. Если же основной сигнал не меняется при изменении угла δ , то присутствие деполяризационной компоненты свидетельствует о хаотически расположенных в пространстве несферических частицах.

В тех случаях, когда падающая волна поляризована в горизонтальной плоскости ($\alpha=0$), для частиц, у которых оси симметрии расположены в вертикальной плоскости, имеем:

$$I_{\parallel} = \frac{g'^2}{g_{\text{сф}}^2}; \quad I_{\perp} = 0. \quad (3.51)$$

Для частиц, расположенных произвольно в горизонтальной плоскости, получим:

$$I_{\parallel} = \frac{1}{8g_{\text{сф}}^2} \left[\frac{3}{8} (g - g')^2 + (g - g') g' + g'^2 \right], \quad (3.52)$$

$$I_{\perp} = \frac{1}{8} (g - g')^2 \cos^2 \delta.$$

Решение уравнений (3.51) и (3.52) показывает, что при данной поляризации основное рассеяние не будет зависеть от угла места антенны, а деполяризационная компонента отсутствует. В то же время при произвольной ориентации частиц в горизонтальной плоскости и вертикальной оси симметрии она пропорциональна $\cos^2 \delta$.

В реальных условиях могут наблюдаться снежные кристаллы, размеры которых достигают 2—3 см. Эти кристаллы имеют сложную форму, и расчет их эффективной площади рассеяния становится чрезвычайно трудным и недостаточно точным. Некоторыми авторами были произведены сравнения отражений от снега и дождя одинаковой интенсивности. Обе интенсивности выражались в мм/час. В результате оказалось, что снег, состоящий из снежинок, весящих от 1 до 2 мг, дает в среднем такое же отражение, как и дождь той же интенсивности.

Снежные кристаллы при выпадении могут образовывать снежные хлопья, размеры которых соизмеримы с длиной волны, а расстояния между ними по сравнению с длиной волны малы, поэтому их излучение когерентно и рассеяние пропорционально числу таких кристаллов в квадрате. Таким образом, снег, выпадающий в виде хлопьев, дает отражение во много раз больше, чем снег, выпадающий в виде отдельных снежинок.

Кроме того, рассеяние от снега существенно зависит от агрегатного состояния воды на поверхности снежных хлопьев или снежинок.

Экспериментальное изучение рассеяния сплюснутыми сфероидами было выполнено Д. Атласом и Р. Векслером на волнах $\lambda = 3,2$ см и $\lambda = 9,7$ см (37). Опыты проводились с 11 неподвижными ледяными сфероидами ($m = 1,78 - 0,0024i$) при $t = 0^\circ$ С и 27 сфероидами из пластмассы ($m = 1,73 - 0,0017i$), комплексный показатель преломления которой близок к показателю преломления воды. Во время опытов можно было изменять поляризацию радиоволн и положение сфероидов.

Было установлено, что используемая выше приближенная теория рассеяния для несферических частиц указанной формы справедлива при величине их большей оси a , не большей $\frac{\lambda}{4}$.

В этом случае рассеяние зависит только от максимального линейного размера частицы и положения плоскости поляризации падающей волны.

Если же $a \geq \frac{\lambda}{4}$, наблюдается еще и сильная зависимость рассеяния от угла поворота частицы вокруг большей оси a .

Определение величины рассеяния не только при линейной поляризации, но и при круговой позволило упомянутым выше авторам получить количественные данные, представленные в табл. 3.4.

Из табл. 3.4 следует, что при вертикальной поляризации в общем наблюдается большее рассеяние, чем при горизонтальной. Круговая поляризация, как и следовало ожидать, обеспечивает меньшее рассеяние. Однако это рассеяние значительно больше, чем для правильных сфер.

Таблица 3.4

Отношение мощностей рассеяния (дБ) сплюснутых сфероидов при различных поляризациях (большая ось сфероида горизонтальна)

в/а	$\rho = \frac{2\pi a}{\lambda} = 0,788$			$\rho = \frac{2\pi a}{\lambda} = 1,58$		
	$\frac{P_{\Gamma}}{P_{\text{В}}}$	$\frac{P_{\text{К}}}{P_{\text{В}}}$	$\frac{P_{\text{К}}}{P_{\Gamma}}$	$\frac{P_{\Gamma}}{P_{\text{В}}}$	$\frac{P_{\text{К}}}{P_{\text{В}}}$	$\frac{P_{\text{К}}}{P_{\Gamma}}$
0,2	8,3	0,9	— 7,4	—2,8	—14,5	—11,8
0,4	1,5	—17,4	—18,9	—0,8	< —20	< —20
0,6	—5,8	—9,2	—3,3	—1,8	—17,4	—15,7
0,8	—2,3	—16,0	—13,8	0,5	< —20	< —20
1,0	0	< —20	< —20	0	< —20	< —20

Указанные данные лабораторных измерений хорошо совпадают с результатами многочисленных радиолокационных наблюдений за естественными атмосферными осадками, проведенных А. Б. Шупяцким и В. Е. Минервиным [18] (табл. 3.5).

Таблица 3.5

Радиолокационные наблюдения за естественными облаками и осадками 15 февраля 1962 г. в 12 час. 34 мин. при различных поляризациях. $H = 0,5$ км

P дБ	$P_{\min}$ дБ	$P_{\max}$ дБ	ΔP дБ	P дБ	$P_{\min}$ дБ	$P_{\max}$ дБ	ΔP дБ
Линейная поляризация				Круговая поляризация			
22,4	20,6	23,7	9,2	18,2	17,0	19,7	3,9
13,0	11,3	13,9		14,2	12,6	16,0	
22,0	20,2	23,5	9,4	18,0	16,7	19,0	4,3
12,3	10,8	13,3	9,4	13,3	11,8	13,9	4,3

Примечание. $\Delta P = \left| \frac{P_{n-1} + P_{n+1}}{2} - P_n \right|$.

Различие в мощностях эхо-сигналов при работе РЛС с разными поляризациями излучения и появление деполяризационной компоненты указывают на возможность использования РЛС для изучения микроструктуры облаков и осадков.

Поскольку деполяризационная компонента обязана рассеянию от частиц, форма которых отличается от сферической, информация от этой компоненты дает возможность определять фазовое состояние облаков и осадков. Реализация этих возможностей была осуществлена А. Б. Шупяцким и В. Е. Минервиным при работе на специально разработанной опытной радиолокационной установке с дополнительным разнесенным приемом

[18]. Установка имела две антенны, одна из которых излучает и принимает эхо-сигналы с линейной, круговой или эллиптической поляризацией, а другая, снабженная вращающимся в фокусе рупором, принимает составляющие рассеянного поля. Достоинством установки является наличие общего приемника, что обеспечивает возможность точного отсчета и сравнения эхо-сигналов различных компонент непосредственно по аттенуатору, расположенному на входе приемника. Экспериментальные наблюдения, проведенные с помощью указанной аппаратуры, в большинстве случаев позволяли делать правильный вывод о фазовом состоянии частиц облаков и осадков.

§ 3.4. Эффективная рассеивающая площадь тающих ледяных частиц

В § 3.3 было рассмотрено рассеяние плоско поляризованных волн частицами облаков и осадков, состоящих либо из воды, либо из льда. Однако в реальных условиях могут наблюдаться тающие ледяные частицы, например при выпадении мокрого снега или града. В этих случаях ледяная частица покрыта пленкой воды и определение ее эффективной площади рассеяния значительно усложняется как за счет сложной формы, так и вследствие фазовой неоднородности. Однако при упрощающем предположении М. Ланглебена и К. Ганна [39], что тающая частица является сферой, решение может быть сделано. При этом полученные результаты могут быть распространены на тающие градины и крупу.

Аден и Керкер предположили, что тающая частица представляет собой сферу. Поскольку она тает, ее можно считать двухслойной. Первый, внешний слой является пленкой воды, второй слой представляет собой ледяное ядро.

Так как ледяные частицы, в том числе и тающие, характеризуются относительно большими размерами, определение их эффективной рассеивающей площади должно производиться с помощью точных формул Ми (3.10). При вычислении коэффициентов a_n и b_n в формуле (3.10) необходимо учитывать различные показатели преломления у внешнего водяного слоя и у внутреннего ледяного ядра. Решение производится с помощью сферических функций Бесселя и Ханкеля n -го порядка. Аргументами функций являются $m_{\text{л}}\rho_{\text{л}}$, $m_{\text{в}}\rho_{\text{л}}$, $\rho_{\text{в}}$ и $m_{\text{в}}\rho_{\text{в}}$. При этом $m_{\text{л}}$ — комплексный показатель преломления льда, $m_{\text{в}}$ — комплексный показатель преломления воды, $\rho_{\text{л}} = \frac{2\pi a_{\text{л}}}{\lambda}$, где $a_{\text{л}}$ — радиус ледяного ядра; $\rho_{\text{в}} = \frac{2\pi a_{\text{в}}}{\lambda}$, где $a_{\text{в}}$ является внешним радиусом водяной оболочки, окружающей ледяное ядро.

При $\rho_{\text{л}} \ll 1$ в формуле (3.10), как и для фазооднородных частиц, можно пренебречь всеми членами суммы, определяющей a_n и b_n , за исключением членов первого порядка.

Расчеты эффективной площади рассеяния на волне $\lambda=0,9$ см и $\lambda=3$ см были выполнены для $\rho=\frac{2\pi a}{\lambda}=0,13$ (рис. 3.14). На рисунке показано изменение отношения эффективной площади рассеяния тающей частицы к эффективной площади рассеяния полностью растаявшей, т. е. водяной частицы $\left(\frac{\sigma_T}{\sigma_B}\right)$ в зависимости от отношения толщины водяной пленки к общему радиусу капли $\frac{a_0 - a_d}{a_0}$ [39]. При этом следует иметь в виду, что для выбранного значения $\rho=0,13$ на $\lambda=0,9$ см первоначальный радиус ледяной частицы a_0 равен 0,018, а на $\lambda=3$ см $a_0=0,06$.

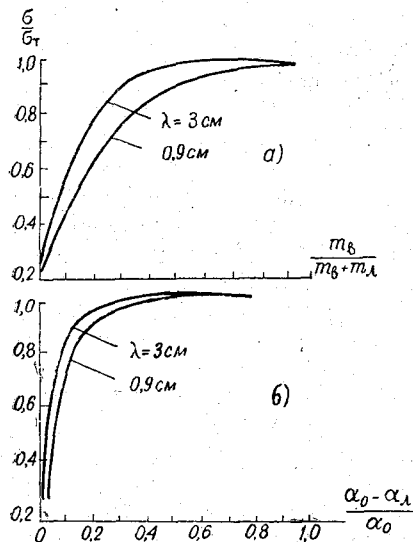


Рис. 3.14. Отношение эффективной площади рассеяния тающей частицы к полностью растаявшей частице (λ равно 0,9 и 3 см).

Характер кривых указывает на очень быстрое увеличение эффективной площади рассеяния даже при небольшом увеличении толщины пленки воды. Например, при толщине пленки воды, составляющей всего 0,05 радиуса ледяной сферы, равного 0,06 и 0,2 см, отражение 3-сантиметровых радиоволн составляет 60% величины отражения, которое наблюдалось бы в случае чисто водяной сферы. При толщине пленки, равной 0,2 радиуса ледяной сферы, отражение указанных волн будет таким же, как от водяной частицы.

На рис. 3.14 также видно, что на более коротких волнах наблюдается несколько меньшая скорость увеличения отражаемости по мере таяния ледяной сферы. Следует, однако, иметь в виду, что

гипотеза, основанная на двухслойности тающих частиц, не является универсальной. Лучше всего она приложима к случаю ледяных частиц с высокой плотностью, которые начинают таять с поверхности и, следовательно, вначале окружены тонкой пленкой воды. В реальных условиях такими частицами могут быть градины и ледяная крупа, находящиеся в начальных стадиях таяния. Однако в тех случаях, когда процесс таяния приближается к завершению, более правдоподобно полагать, что частица состоит из однородной смеси воды и льда.

При таком предположении комплексный показатель прелом-

ления указанной смеси с учетом того, что диэлектрическая проницаемость является величиной суммарной, может быть определен с помощью соотношения, предложенного Д. Райдом [24]:

$$\left(\frac{M_B + M_L}{\rho} \right) \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2 = \left| \frac{m_B^2 - 1}{m_B^2 + 2} \right|^2 \frac{M_B}{\rho_B} + \left| \frac{m_L^2 - 1}{m_L^2 + 2} \right|^2 \frac{M_L}{\rho_L}, \quad (3.53)$$

где m_B и m_L — соответственно комплексные показатели преломления воды и льда; M_B и M_L — массы этих веществ, а ρ_B и ρ_L — их плотности.

Когда частица состоит только из льда, первое слагаемое равно нулю и множитель $\left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2$ в формуле (3.55) для эффективной площади рассеяния равен 0,19. Если же существует смесь воды и льда, то величина $\left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2$ возрастает за счет вклада первого слагаемого в формуле (3.55). Так как для воды в диапазоне волн 1—10 см множитель $\left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2 \simeq 0,9$, то величина указанного множителя для тающей частицы будет меняться от 0,19 до 0,9 в зависимости от соотношения между количеством льда и воды в смеси.

Подобный подход для оценки эффективной площади рассеяния тающих гидрометеоров более всего применим к снежинкам различных размеров, поскольку они характеризуются малой плотностью.

Интересно сравнить изменение величины σ при таянии, когда частица считается двухслойной, с изменением σ , когда она представляет собой однородную смесь воды и льда. Расчеты по формулам (3.53) и (3.20) показывают, что в первом случае при одинаковом количестве воды, образованном при таянии ледяной частицы, скорость изменения σ значительно больше, чем во втором. Данная особенность наглядно иллюстрируется кривыми 1 и 2 на рис. 3.15 [3].

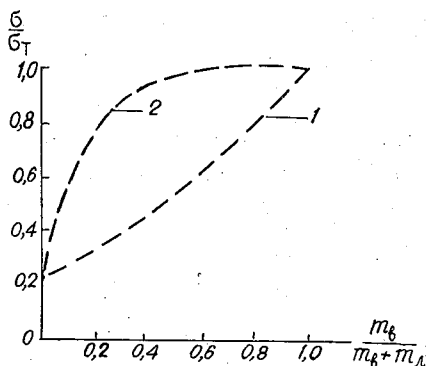


Рис. 3.15. Зависимость эффективной площади рассеяния тающей сферической ледяной частицы от количества воды, образовавшейся при таянии.
1 — двухслойная частица; 2 — частица, состоящая из однородной смеси воды и льда.

§ 3.5. Ослабление микрорадиоволн в тропосфере

В общем случае величина принятого сигнала от облаков и осадков в так называемом свободном пространстве, т. е. вдали от земной поверхности, уменьшается пропорционально квадрату

расстояния. Для одиночных целей, какими являются различные летательные аппараты, это уменьшение пропорционально расстоянию в четвертой степени. Указанное различие, как нетрудно видеть, объясняется тем, что отражающий объем зон облаков и осадков с увеличением дальности возрастает пропорционально квадрату расстояния.

Кроме ослабления энергии электромагнитных волн за счет расстояния, т. е. за счет того, что энергия расширяющегося луча приходится на большую поверхность, необходимо учитывать также ослабление благодаря следующим причинам: поглощению и молекулярному рассеянию атмосферными газами, рассеянию и поглощению частицами облаков и осадков, а также частицами песчаных бурь, пыли и дымов.

Убывание мощности электромагнитных волн за счет поглощения и рассеяния их энергии происходит по экспоненциальному закону. Поэтому в формулы мощности принятого сигнала от различных целей (3.2) вводится коэффициент $k=e^{-\Gamma}$, учитывающий ослабление радиоволн за счет указанных причин.

Если при отсутствии ослабления среднюю мощность на входе приемника обозначить $\bar{P}_{r,0}$, то при наличии ослабления она будет

$$\bar{P}_r = \bar{P}_{r,0} e^{-\Gamma}, \quad (3.54)$$

где $e^{-\Gamma}$ — множитель ослабления, Γ — коэффициент суммарного ослабления.

В общем случае величина Γ определяется протяженностью и ослабляющими свойствами среды в направлении распространения радиоволн:

$$\Gamma = 2 \int_0^R \alpha'(R) dR, \quad (3.55)$$

где R — расстояние от радиолокатора до цели, $\alpha'(R)$ характеризует закон изменения ослабляющих свойств среды в направлении радиолуча; множитель 2 учитывает, что электромагнитная волна дважды проходит путь R .

Тогда уравнение (3.54) примет вид

$$\bar{P}_r = \bar{P}_{r,0} e^{-2 \int_0^R \alpha'(R) dR}. \quad (3.56)$$

В случае однородной атмосферы, когда ослабление не изменяется вдоль радиолуча, коэффициент $\Gamma = 2\alpha'R$ и мощность принятого сигнала

$$\bar{P}_r = \bar{P}_{r,0} e^{-2\alpha'R}, \quad (3.57)$$

где α' — коэффициент ослабления (непер/км).

Принимая за единицу сравнения в десятичной шкале увеличение или уменьшение десятичного логарифма на 0,1, мы можем сравнивать мощности в десятых долях логарифма десяти. Эта единица сравнения обозначается через децибел (дБ).

Тогда уравнение (3.56) можно переписать в другом виде:

$$10 \lg \frac{\bar{P}_r}{\bar{P}_{r,0}} = -2 \int_0^R \alpha(R) dR; \quad \bar{P}_r = \bar{P}_{r,0} \cdot 10^{-0,2 \int_0^R \alpha(R) dR} \quad (3.58)$$

или при $\alpha = \text{const}$

$$\bar{P}_r = \bar{P}_{r,0} \cdot 10^{-0,2\alpha R}. \quad (3.59)$$

В последнем соотношении ослабление $\bar{P}_r$ выражено в децибелах, так как коэффициент ослабления α обычно берется в децибелах на километр (дБ/км).

Главным преимуществом выражения ослабления в децибелах является то, что при расчетах общего ослабления на трассе можно просто складывать все потери мощности, вызванные различными факторами.

Из газов, составляющих атмосферу, электромагнитная энергия ослабевает наиболее сильно в кислороде и водяном паре, главным образом за счет поглощения. Ослабление в газах происходит потому, что электромагнитная волна взаимодействует с дипольными молекулами указанных газов атмосферы и вызывает их вынужденные колебания. Молекулы кислорода магнитно взаимодействуют с полем радиоволн, а молекулы водяного пара электрически взаимодействуют с этим полем.

Согласно квантовой теории, каждому типу колебаний соответствует некоторый определенный уровень энергии молекул. При перемещении молекулы на новый энергетический уровень требуется сообщить ей определенное количество энергии, равное

$$\Delta Q = \frac{h_{\text{П}} c}{\lambda} \text{ эрг}, \quad (3.60)$$

где c — скорость распространения электромагнитных волн, $h_{\text{П}}$ — постоянная Планка, λ — длина волны.

Таким образом, проходящая волна передает молекулам газа дискретные порции энергии ΔQ , которая расходуется на перевод молекулы с более низкого на более высокий энергетический уровень. При обратном переходе молекула излучает энергию. Однако вследствие того что это излучение беспорядочное, оно не может суммироваться с энергией приходящей волны. В итоге будет наблюдаться уменьшение ее амплитуды.

Формула (3.60) показывает, что поглощение энергии молекулами газов происходит порциями (квантами), различными для разных длин волн.

Для кислорода и водяного пара имеются области частот, где поглощение велико за счет резонансных явлений.

У кислорода область резонансных частот поглощения лежит вблизи волн 0,5 и 0,25 см, где ослабление у земли может дости-

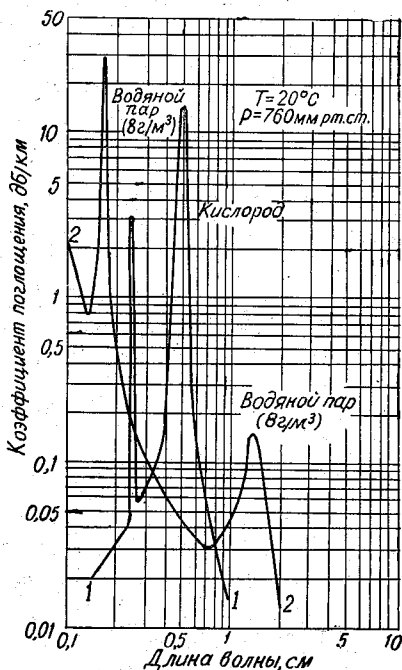


Рис. 3.16. Ослабление радиоволн газами атмосферы у поверхности земли.

гать 14 и 3 дБ соответственно (кривая 1 на рис. 3.16). Кривая 1 нанесена в предположении, что давление воздуха равно 760 мм, а температура 20°С.

С увеличением высоты благодаря уменьшению плотности воздуха поглощение уменьшается. Например, в интервале длин волн от 0,7 до 10 см поглощение в кислороде уменьшается пропорционально уменьшению квадрата давления.

При неизменном давлении поглощение в кислороде постепенно возрастает с понижением температуры. При температуре 20°С оно на 78% меньше, чем при —40°С.

Ослабление в водяном паре зависит от его содержания в воздухе. Резонансное поглощение у водяного пара наблюдается на волнах 1,35 и 0,16 см. На этих длинах волн при удельной влажности 7,5 г/м³, характерной для умеренных широт, ослабле-

ние соответственно равно 0,2 и 20 дБ/км (кривая 2 на рис. 3.16). Следует отметить, что поглощение водяным паром прямо пропорционально удельной влажности воздуха. При понижении температуры оно медленно возрастает. Например, при температуре —40°С оно на 20—45% больше, чем при температуре 20°С.

Для расчетов полного поглощения энергии радиоволн газами атмосферы в зависимости от высоты используется следующее соотношение:

$$\alpha(h) = \alpha_k e^{-\frac{h}{5,3}} + \alpha_0 \rho_0 e^{-\frac{h}{2,1}}, \quad (3.61)$$

где α_k — удельный коэффициент поглощения в кислороде у земли

(дБ/км); α_0 — удельный коэффициент поглощения в водяном паре у земли (дБ/км · г/м³); ρ_0 — удельная влажность воздуха у земли (г/м³); h — высота (км).

С помощью указанной формулы можно также определять поглощение в газах при углах места антенны $5^\circ \leq \delta \leq 90^\circ$. В этих случаях длина пути, проходимого радиоволнами, рассчитывается как $l = h \operatorname{cosec} \delta$.

В тех случаях, когда распространение электромагнитных волн происходит в зонах облачности и осадков, к молекулярному ослаблению в газах атмосферы добавляется ослабление за счет рассеяния и поглощения энергии частицами облаков и осадков. Это ослабление принято характеризовать эффективными площадями поглощения частиц σ_{π} и общими эффективными площадями рассеяния σ_p .

Указанные площади определяются следующим образом:

$$\sigma_{\pi} = \frac{P_{\pi}}{P_0}, \quad \sigma_p = \frac{P_p}{P_0}, \quad (3.62)$$

где P_{π} и P_p — соответственно значения мощности, теряемой падающей волной за счет поглощения и рассеяния (вт); P_0 — плотность потока мощности падающей волны (вт/см²).

Таким образом, эффективная площадь поглощения σ_{π} представляет собой такую площадь, умножив которую на плотность потока мощности падающей волны, мы получаем величину мощности, теряемую указанной волной. Аналогично общая эффективная площадь рассеяния σ_p характеризует потерю мощности за счет рассеяния. В случае поглощения энергии частицами последние нагреваются, а в случае рассеяния теряют энергию и охлаждаются.

Из соотношения (3.62) получаем, что на элементарном участке пути dR соответственно поглощаются и рассеиваются следующие величины мощности на N одинаковых частицах:

$$dP_{\pi} = -N\sigma_{\pi}P_0 dR, \quad dP_p = -N\sigma_p P_0 dR. \quad (3.63)$$

Здесь N — число частиц в см³.

Отсюда вытекает, что потеря мощности в результате поглощения и рассеивания на всем пути распространения волны определяется из соотношений, полученных после интегрирования (3.63):

$$\ln \left(\frac{P_{\pi}}{P_0} \right) = -N\sigma_{\pi}R, \quad \ln \left(\frac{P_p}{P_0} \right) = -N\sigma_p R. \quad (3.64)$$

Принимая некогерентность рассеяния, учитывая распределение частиц по размерам и переходя к децибелам $\left(4,343 \ln \frac{P}{P_0} = \right.$

$= 10 \lg \frac{P}{P_0}$), получаем уменьшение мощности за счет поглощения и рассеяния в децибелах на километр:

$$\alpha_{\pi} = 10 \lg \left(\frac{P_{\pi}}{P_0} \right) = 4,343 \cdot 10^5 \sum N_i \sigma_{\pi i} \text{ дБ/км}, \quad (3.65)$$

$$\alpha_p = 10 \lg \left(\frac{P_p}{P_0} \right) = 4,343 \cdot 10^5 \sum N_i \sigma_{pi} \text{ дБ/км}.$$

Величины α_{π} и α_p соответственно называются коэффициентами поглощения и рассеяния волн. На практике важно знать полное ослабление электромагнитной волны, которое определяется следующим образом:

$$\alpha_t = \alpha_{\pi} + \alpha_p = 4,343 \cdot 10^5 \sum N_i \sigma_{ti} \text{ дБ/км}. \quad (3.66)$$

Если же число частиц N_i определяется в кубическом метре, то

$$\sigma_t = 0,4343 \sum N_i \sigma_{ti}, \quad (3.67)$$

где $\sigma_{ti} = \sigma_{\pi i} + \sigma_{pi}$ и называется общей или полной эффективной площадью ослабления сферической частицы.

Тогда общее уменьшение принимаемой мощности за счет ослабления электромагнитной волны в облаках и осадках может быть выражено так:

$$P_r = P_0 \cdot 10^{-0,2 \int \alpha_t(R) dR}, \quad (3.68)$$

где α_t — полный коэффициент ослабления в облаках и осадках.

Эффективные площади σ_{ti} , $\sigma_{\pi i}$ и σ_{pi} точно определяются по полным формулам Ми (3.10).

Однако для частицы малых размеров, когда ее радиус a гораздо меньше длины волны $\rho = \frac{2\pi a}{\lambda} \ll 1$, можно использовать более простые формулы:

$$\sigma_{pi} = \frac{128\pi^5 a^6}{3\lambda^4} \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2, \quad (3.69)$$

$$\sigma_{\pi i} = \frac{8\pi^2 a^3}{\lambda} I_m \left(-\frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right). \quad (3.70)$$

Из сравнения указанных формул видно, что при $\rho \ll 1$ эффективная площадь поглощения гораздо больше полной эффективной площади рассеяния $\sigma_{\pi i} \gg \sigma_{pi}$. Вследствие этого общая эффективная площадь ослабления $\sigma_{ti} = \sigma_{\pi i} + \sigma_{pi}$ практически равна эффективной площади поглощения частицы.

В диапазоне радиоволн условие $\rho \ll 1$ всегда выполняется при распространении в облаках без осадков, так как в этом случае радиус частиц не превышает 100—200 мк. Тогда ослабле-

ние может быть легко вычислено с помощью формул (3.69) и (3.70).

Поскольку частицы облаков сравнительно малы, то при расчете ослабления можно пользоваться их водностью w .

Эта микрофизическая характеристика облачности более удобна, чем распределение частиц по размерам. Водность определяется так: $w = \frac{4}{3} \pi \rho_0 \sum_i a_i^3$, где ρ_0 — плотность воды или льда.

Для воды ρ_0 близко к единице и ослабление при распространении радиоволн в капельножидких облаках выражается следующим образом:

$$\alpha_t = \left[0,4343 \frac{6\pi}{\lambda} I_m \left(-\frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right) \right] w, \quad (3.71)$$

где w — водность облаков (г/м³).

Расчеты, произведенные по формуле (3.71) для разных длин волн и температур представлены в табл. 3.6 [2, 3, 23, 25, 26]. При расчетах предполагалось, что водность капельножидких и кристаллических облаков $w = 1$ г/м³, а мнимая часть соотношения (3.71) $\frac{m^2 - 1}{m^2 + 2}$ дана в § 3.2.

Установлено, что в диапазоне $\lambda = 0,5 \div 10$ см величина множителя, заключенного в квадратных скобках формулы (3.71), пропорциональна $\frac{1}{\lambda}$ [23]. Тогда эта формула может быть переписана в следующем виде:

$$\alpha_t = \frac{0,438w}{\lambda^2} \text{ дБ/км.} \quad (3.72)$$

Формула (3.72) справедлива при температуре 18°С и характеризуется погрешностью, не превышающей 5%. С помощью этой формулы можно определить величину ослабления радиоволн, зная водность облаков и туманов. Для практических целей при расчетах ослабления иногда удобно пользоваться вместо водности w значением видимости S в указанных атмосферных образованиях. Хотя однозначного соответствия между w и S не имеется, приближенная эмпирическая связь между ними существует:

Водность, г/м ³	2,3	0,85	0,48	0,23	0,13	0,085
Видимость, м	30	60	90	150	225	300

Пользуясь данными этой таблицы и формулой (3.72), можно построить кривые, характеризующие ослабление микрорадиоволн в облаках и туманах с различной водностью или видимостью. Анализ этих данных позволяет сделать важные выводы, касающиеся ослабления микрорадиоволн при распространении в облаках без осадков и в туманах. Прежде всего наблюдается

Таблица 3.6

Ослабление микрорадиоволн в облаках $\left(\frac{\text{дБ/км}}{\text{г/м}^3}\right)$

Темпера- тура, °C	Длина волны, см							
	0,2	0,5	0,9	1,24	1,8	3,2	5,0	10,0

Водяные облака

20	6,78	1,57	0,647	0,311	0,128	0,0483	0,0168	0,0043
10	9,55	1,98	0,681	0,406	0,179	0,0630	0,0124	0,0047
0	11,30	2,62	0,99	0,532	0,267	0,0858	0,036	0,0090
—8	—	—	1,25	0,684	0,34	0,112	—	—

Ледяные облака

0	$1,75 \cdot 10^{-2}$	$1,0 \cdot 10^{-2}$	$8,74 \cdot 10^{-3}$	$6,35 \cdot 10^{-3}$	$4,36 \cdot 10^{-3}$	$2,46 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-4}$	$3,5 \cdot 10^{-4}$
—10	—	—	$2,93 \cdot 10^{-3}$	$2,11 \cdot 10^{-3}$	$1,46 \cdot 10^{-3}$	$8,19 \cdot 10^{-4}$	—	—
—20	—	—	$2,0 \cdot 10^{-3}$	$1,45 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$5,63 \cdot 10^{-4}$	—	—

значительная частотная зависимость ослабления. При уменьшении длины волны в три раза ослабление в облаках увеличивается почти на порядок величины. Особенно заметно ослабление на волнах менее 1 см. При часто встречающейся водности жидкой фазы в облаках $w=0,2$ г/м³ [13, 15] величины ослабления на длинах волн $\lambda=0,5$ см и $\lambda=0,2$ см соответственно равны $\alpha_t=0,396$ дБ/км и $\alpha_t=1,71$ дБ/км. Заметно также увеличение ослабления с понижением температуры.

На волне $\lambda \geq 3$ см ослаблением в любых облаках без осадков практически можно пренебрегать.

Различная величина ослабления микрорадиоволн в облаках объясняется зависимостью комплексного коэффициента преломления от длины волны, температуры и фазового состояния облачных частиц. В частности, последнее обстоятельство приводит к тому, что ослабление в кристаллических облаках примерно на два-три порядка меньше, чем в капельножидких облаках той же водности. Если при этом учесть еще и то, что водность кристаллической фазы в ледяных облаках не превышает десятых и сотых долей грамма в м³, то ослаблением в таких облаках во всем диапазоне микрорадиоволн также можно пренебрегать.

При распространении микрорадиоволн в осадках, размеры частиц которых намного больше размеров облачных элементов, приближенная формула (3.72) дает слишком большие погрешности. Вследствие этого величину полной эффективной площади ослабления σ_t необходимо определять, пользуясь точными формулами Ми. При расчетах σ_t , которое равно сумме σ_d и σ_r , для больших частиц осадков не всегда можно пренебрегать и σ_r .

Результаты вычислений, выполненные по точной формуле, для различных размеров дождевых капель и длин волн представлены в табл. 3.7 и 3.8.

Таблица 3.7

Полная эффективная площадь (см²) ослабления σ_t различных дождевых капель

D см	λ см			
	1,25	3	5	10
0,05	$6,19 \cdot 10^{-5}$	$9,19 \cdot 10^{-6}$	$2,84 \cdot 10^{-6}$	$6,9 \cdot 10^{-7}$
0,10	$9,6 \cdot 10^{-4}$	$1,52 \cdot 10^{-4}$	$2,75 \cdot 10^{-5}$	$5,84 \cdot 10^{-6}$
0,15	$5,66 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-4}$	$2,16 \cdot 10^{-5}$
0,20	$1,89 \cdot 10^{-2}$	$5,53 \cdot 10^{-3}$	$3,79 \cdot 10^{-4}$	$5,76 \cdot 10^{-5}$
0,25	$5,04 \cdot 10^{-2}$	$1,63 \cdot 10^{-2}$	$9,85 \cdot 10^{-4}$	$1,46 \cdot 10^{-4}$
0,30	$1,13 \cdot 10^{-1}$	$3,73 \cdot 10^{-2}$	$2,24 \cdot 10^{-3}$	$2,59 \cdot 10^{-4}$
0,35	$2,15 \cdot 10^{-1}$	$6,65 \cdot 10^{-2}$	$4,59 \cdot 10^{-3}$	$4,81 \cdot 10^{-4}$
0,40	$3,66 \cdot 10^{-1}$	$1,08 \cdot 10^{-1}$	$8,68 \cdot 10^{-3}$	$8,44 \cdot 10^{-4}$
0,45	$5,66 \cdot 10^{-1}$	0,152	$1,54 \cdot 10^{-2}$	$1,4 \cdot 10^{-3}$
0,50	$7,62 \cdot 10^{-1}$	0,215	$2,59 \cdot 10^{-2}$	$2,25 \cdot 10^{-3}$
0,55	1,01	0,272	$4,18 \cdot 10^{-2}$	$3,74 \cdot 10^{-3}$

Таблица 3.8

Полная эффективная площадь (см^2) рассеяния σ_p различных
дождевых капель

D см	λ см		
	3	5	10
0,05	$3,62 \cdot 10^{-8}$	$4,7 \cdot 10^{-9}$	$2,93 \cdot 10^{-10}$
0,10	$2,35 \cdot 10^{-6}$	$3,04 \cdot 10^{-7}$	$1,88 \cdot 10^{-8}$
0,15	$2,74 \cdot 10^{-5}$	$3,51 \cdot 10^{-6}$	$2,15 \cdot 10^{-7}$
0,20	$1,58 \cdot 10^{-4}$	$1,97 \cdot 10^{-5}$	$1,21 \cdot 10^{-6}$
0,25	$6,06 \cdot 10^{-4}$	$7,56 \cdot 10^{-5}$	$4,62 \cdot 10^{-6}$
0,30	$1,98 \cdot 10^{-3}$	$2,32 \cdot 10^{-4}$	$1,38 \cdot 10^{-5}$
0,35	$5,36 \cdot 10^{-3}$	$5,97 \cdot 10^{-4}$	$3,50 \cdot 10^{-5}$
0,40	$1,31 \cdot 10^{-2}$	$1,36 \cdot 10^{-3}$	$7,85 \cdot 10^{-5}$
0,45	$2,96 \cdot 10^{-2}$	$2,86 \cdot 10^{-3}$	$1,59 \cdot 10^{-4}$
0,50	$6,36 \cdot 10^{-2}$	$5,61 \cdot 10^{-3}$	$3,01 \cdot 10^{-4}$

Сравнение данных, помещенных в табл. 3.7 и 3.8, показывает, что ослабление происходит главным образом за счет поглощения, а не рассеяния, так как эффективная площадь поглощения $\sigma_{\text{п}} = \sigma_i - \sigma_p$ гораздо больше полной эффективной площади рассеяния σ_p .

С уменьшением диаметра капель различие между $\sigma_{\text{п}}$ и σ_p возрастает, так как для малых капель $\sigma_p \sim \frac{D^6}{\lambda^4}$, а $\sigma_{\text{п}} \sim \frac{D^3}{\lambda}$. При увеличении диаметров капель это различие уменьшается.

Согласно формуле (3.66), для расчета ослабления в дождях необходимо знать распределение капель по размерам и их концентрацию. Поскольку определять эти величины трудно, в практике метеорологических наблюдений дожди характеризуются интенсивностью I (количеством осадков, выпадающих в единицу времени), выражаемой в мм/час.

Интенсивность дождя зависит от массы воды в каплях и скорости их падения. Установившаяся скорость падения капель описывается формулой

$$v_i^2 = \frac{2}{3} \frac{\rho_v g}{\rho c_d} D_i, \quad (3.73)$$

где ρ_v — плотность воды, g — ускорение силы тяжести, ρ — плотность воздуха, c_d — коэффициент сопротивления воздуха сферической капли.

Согласно экспериментальным данным, уравнение (3.73) может применяться до значений $D=4$ мм. При больших размерах капель сопротивление воздуха вызывает их деформацию. В результате скорость падения больших капель почти не изменяется при увеличении их размеров. Однако дождевые капли диамет-

ром более 5 мм не могут существовать в реальных условиях из-за того, что они разбрызгиваются. Поэтому соотношение (3.73) можно применять практически для всех дождевых и облачных капель.

Интенсивность дождя определяется абсолютной скоростью дождевых капель $v_{ai} = v_i - v_z$, где v_z — вертикальная составляющая скорости ветра. Тогда соотношение для парциальной интенсивности дождя I_i с массой каплей M_i будет

$$I_i = 3,6 \cdot 10^6 v_{ai} \frac{4}{3} \pi \rho_v a_i^3 N_i \text{ мм/час,} \quad (3.74)$$

где v_{ai} — абсолютная скорость капли (см/сек.), a_i — радиус капли (см).

В дожде наблюдаются капли различных размеров. Следовательно, общая интенсивность дождя есть сумма парциальных интенсивностей: $I = \sum I_i$.

Так как полное ослабление электромагнитной волны при прохождении зоны дождя, согласно (3.66), составляет $\alpha_t = 4,343 \cdot 10^5 \sum N_i \sigma_{ti}$, то, выражая N_i с помощью соотношения (3.74), получим

$$\alpha_t = \frac{0,4343}{3,6} \sum \frac{I_i^2 a_i}{v_{ai} V_{oi}}, \quad (3.75)$$

где V_{oi} — объем капли радиусом a_i .

Обозначим отношение $\frac{\alpha_{ti}}{v_{ai} V_{oi}} = c_i$. При данной длине волны и температуре это отношение постоянно, так как коэффициент α_{ti} при этих условиях постоянный. Тогда величина полного коэффициента ослабления в дожде будет

$$\alpha_t = 0,126 \sum I_i c_i. \quad (3.76)$$

Анализ соотношения (3.76) показывает, что ослабление в дожде с общей интенсивностью I мм/час линейно зависит от парциальных интенсивностей дождя I_i , обусловленных группами капель различных размеров. Однако не наблюдается строгой зависимости между величиной ослабления α_t и общей интенсивностью дождя I ; она имеет место лишь для некоторых средних условий. Это приводит к тому, что дожди с одинаковой интенсивностью I мм/час в частном случае могут вызывать различное ослабление.

Для типичных распределений дождевых капель, наблюдающихся в дождях различной интенсивности, указанное обстоятельство можно учесть путем введения эмпирических коэффициентов β и γ в формулу

$$\alpha_t = \beta I^\gamma, \quad (3.77)$$

где α_t выражено в дБ/км, I — в мм/час.

Значения коэффициентов β и γ для разных длин волн при температуре 18° С приведены ниже (см. [3]):

λ см	0,9	1,24	1,8	3,2	5,6	10
β	0,22	0,12	0,045	0,0074	0,0022	0,0003
γ	1,00	1,05	1,14	1,31	1,17	1,00

Рассчитанные значения коэффициента ослабления в дожде α по формуле (3.77) с использованием данных этой таблицы представлены графически на рис. 3.17, которым удобно пользоваться на практике.

Из рисунка, например, видно, что ослабление в умеренном дожде ($I=5$ мм/час) на волне $\lambda=1$ см равно 1 дБ/км, а на волне $\lambda=3$ см оно равно 0,09 дБ/км. Графики на указанном рисунке рассчитаны для температуры 18° С. Для определения величины ослабления при других температурах можно пользоваться данными табл. 3.9.

Таблица 3.9

Поправочные коэффициенты к графикам на рис. 3.17 для разных температур

I мм/час	λ см	t °С				
		0	10	18	30	40
0,25	0,5	0,85	0,95	1,00	1,02	0,99
	1,25	0,95	1,00	1,00	0,90	0,81
	3,2	1,21	1,10	1,00	0,79	0,55
	10,0	2,01	1,40	1,00	0,70	0,59
2,5	0,5	0,87	0,95	1,00	1,03	1,01
	1,25	0,85	0,99	1,00	0,92	0,80
	3,2	0,82	1,01	1,00	0,82	0,64
	10,0	2,02	1,40	1,00	0,70	0,59
12,5	0,5	0,90	0,96	1,00	1,02	1,00
	1,25	0,83	0,96	1,00	0,93	0,81
	3,2	0,64	0,88	1,00	0,90	0,70
	10,0	2,03	1,40	1,00	0,70	0,59
50,0	0,5	0,94	0,98	1,00	1,00	1,00
	1,25	0,84	0,95	1,00	0,95	0,83
	3,2	0,62	0,87	1,00	0,99	0,81
	10,0	2,01	1,40	1,00	0,70	0,58
150	0,5	0,96	0,98	1,00	1,00	1,00
	1,25	0,86	0,96	1,00	0,97	0,87
	3,2	0,66	0,88	1,00	1,03	0,89
	10,0	2,00	1,40	1,00	0,70	0,58

Если учесть геометрические размеры и интенсивность реальных дождей, то можно сделать заключение, что для волн длиннее

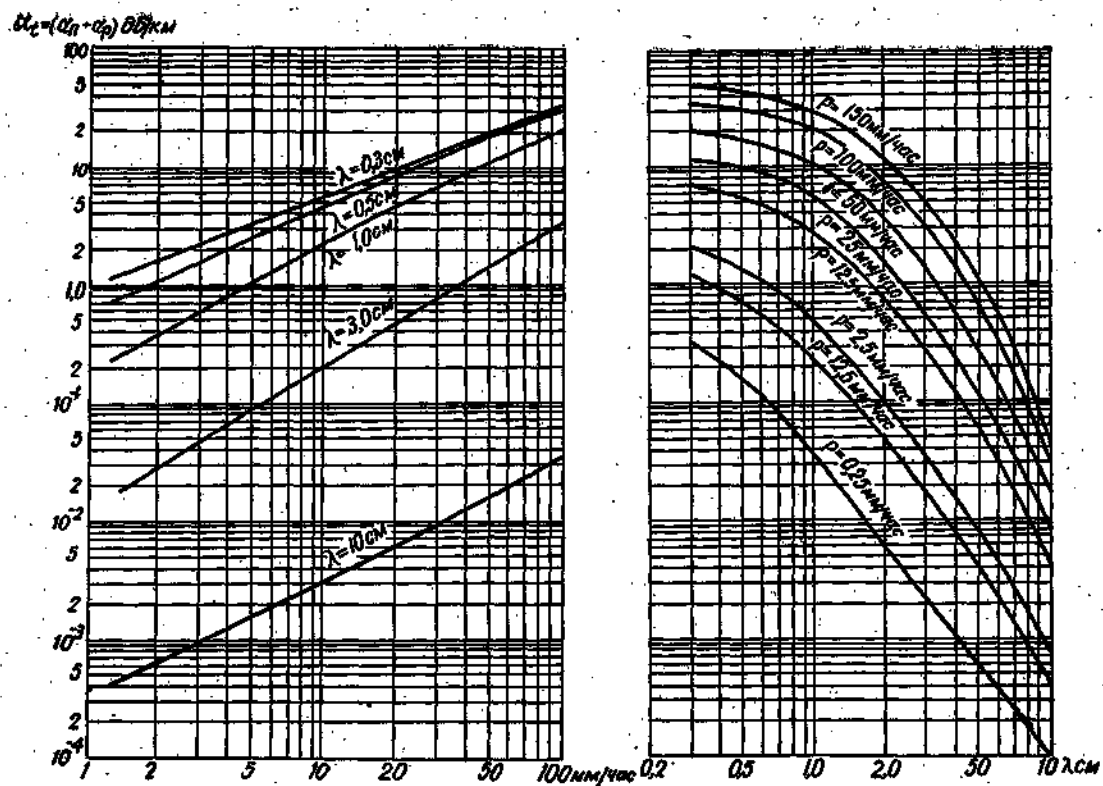


Рис. 3.17. Ослабление радиоволн в различных дождях.

10 см ослабление в дождях несущественно и им можно пренебречь. Ослабление энергии волн от 10 до 3 см может иметь существенное значение довольно редко, а именно при выпадении очень интенсивных дождей.

Рассматривая ослабление в дожде, необходимо иметь в виду, что, хотя интенсивность дождя и может быть большой в данном пункте в течение короткого периода времени, однако для ощутимого ослабления зона дождя должна иметь большую протяженность. По этой причине кратковременные сильные ливни могут иметь меньшее значение, чем умеренные обложные дожди, охватывающие большие районы.

Ослабление энергии волн короче 3 см в дожде быстро возрастает с уменьшением их длины, а энергия волн короче 1 см ослабляется значительно даже в умеренных дождях.

Расчет ослабления радиоволн, распространяющихся в граде или снеге, становится трудным из-за отличия формы градин и снежинок от сферы. Полагая форму градин сферической, можно рассчитать ослабление в зоне града с помощью соотношения (3,65). Результаты расчетов показывают, что для града, состоящего из сухих частиц диаметром 1 см и дающего интенсивность 1 мм/час в переводе на воду, значения коэффициентов ослабления для λ , равного 1, 3 и 10 см, соответственно равны $7,3 \cdot 10^{-2}$; $8,6 \cdot 10^{-3}$; $7,5 \cdot 10^{-5}$ дБ/км.

Сравнение этих данных с соответствующими величинами коэффициентов ослабления в дожде (рис. 3.17) показывает, что ослабление в сухом граде на один-полтора порядка меньше, чем в дожде той же интенсивности. Однако градины часто бывают покрыты пленкой воды. В этих случаях ослабление в граде может быть больше, чем в дожде, так как размеры градин достигают нескольких сантиметров.

Ослабление микрорадиоволн в сухом снегопаде еще меньше, чем в сухом граде, поскольку плотность льда и снежинок меньше, чем градин. К тому же интенсивность снегопада не превышает нескольких мм/час в переводе на воду. Следует указать, что при распространении энергии в снегопаде ее ослабление за счет рассеяния может быть соизмеримо с ослаблением за счет поглощения. Однако это ослабление все же мало и в сантиметровом диапазоне волн им можно пренебрегать. Исключение составляет мокрый снег. Согласно исследованиям М. В. Колосова, Н. В. Роговой и др., оно может равняться ослаблению в дожде той же интенсивности, а в некоторых случаях даже превышать его.

Выше были указаны теоретические величины ослабления отдельно для облаков, дождя, снегопада и града. Экспериментальная проверка полученных результатов, как нетрудно представить, сопряжена с преодолением больших трудностей, связанных с необходимостью измерения концентрации и распределения час-

тиц по размерам, водности облаков и интенсивности осадков по трассе.

Такая проверка, в частности, была проведена А. Я. Усиковым, И. Х. Ваксером, Кингом, Робертсоном и др. [25, 26]. Она показала, что теоретические данные в общем согласуются с экспериментальными.

В пыльных бурях и дымах также отмечается ослабление микрорадиоволн. Расчет величины ослабления для этих условий упрощается, поскольку размеры частиц песка и дыма гораздо меньше длины волны. Следовательно, можно пользоваться формулой (3.68). Так, например, на волне $\lambda=0,4$ см для частиц песка вещественная и мнимая части диэлектрической проницаемости соответственно равны 4 и 1. Если количество песка $0,1$ г/м³, то ослабление будет порядка $0,2$ дБ/км.

§ 3.6. Коэффициент заполнения

При определении мощности отраженных сигналов от облаков и осадков, в отличие от определения мощности этих сигналов, одиночных целей, или для оценки их максимальной дальности обнаружения необходимо обязательно иметь в виду величину так называемого коэффициента заполнения, который, как было указано раньше, представляет собой отношение объема зондирующего импульса в пространстве, заполненного частицами облаков и осадков, ко всему объему импульса [14, 19]. Величина коэффициента заполнения в общем случае зависит от геометрических размеров облучаемых зон облаков и осадков и геометрических размеров зондирующего импульса. В свою очередь размеры зондирующего импульса зависят от ширины диаграммы направленности антенны, длительности импульса передатчика и расстояния до облаков и осадков [см. формулу (3.4)].

С увеличением расстояния между радиолокатором и зонами облаков и осадков высота электромагнитного луча над поверхностью Земли даже при углах места антенны 0° и менее возрастает вследствие кривизны Земли. А так как зоны облаков и осадков имеют ограниченные размеры по вертикали, то начиная с некоторого расстояния электромагнитный луч окажется над верхней границей указанных выше зон.

Зависимость высоты луча от расстояния при угле места антенны 0° и нормальной рефракции УКВ выражается следующим простым соотношением:

$$H = \frac{R^2}{16,9} + a, \quad (3.78)$$

где H — высота луча над поверхностью Земли (м); R — расстояние до зоны облачности и осадков (км); a — высота антенны РЛС над поверхностью Земли (м).

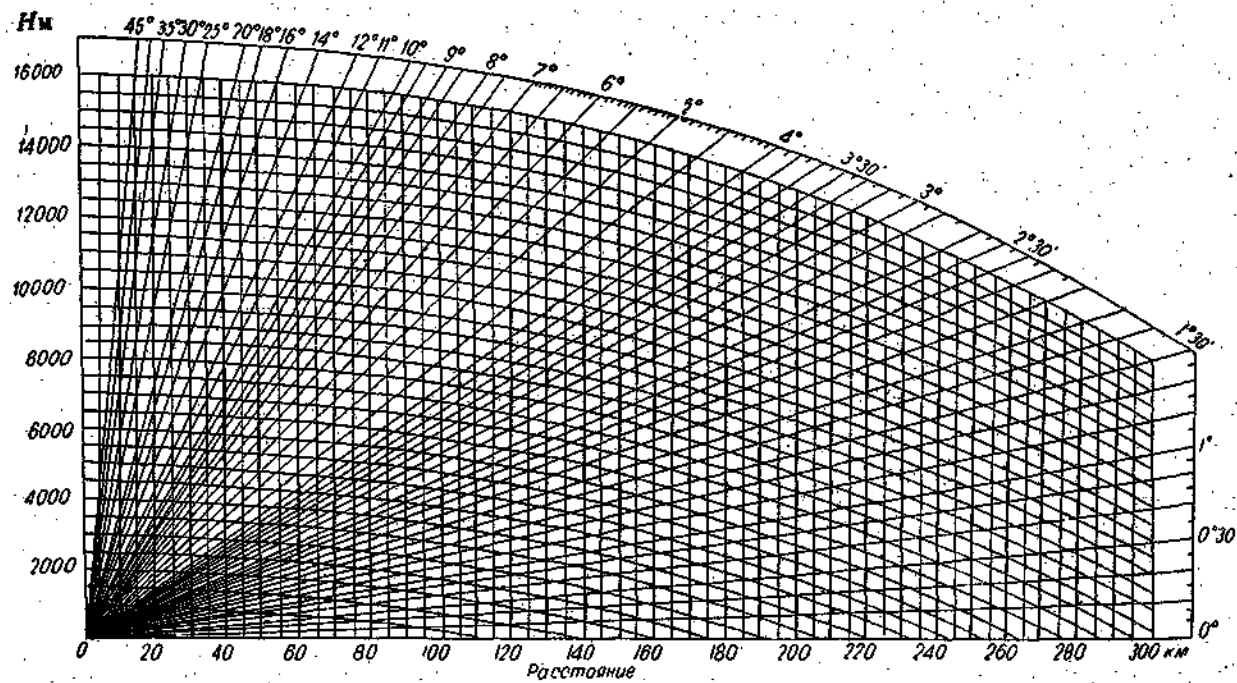


Рис. 3.18. Зависимость высоты радиолуча от дальности при различных углах места.

На рис. 3.18 представлены зависимости высоты радиолуча от дальности при различных углах наклона антенны РЛС. Кривые рассчитаны с учетом стандартной рефракции и кривизны Земли.

Для небольших дальностей до зон облаков и осадков высота луча над поверхностью Земли даже при большой ширине луча меньше высоты верхней границы указанных зон и коэффициент заполнения k_z равен единице (рис. 3.19). Далее имеет место такой интервал дальности, где луч постепенно оказывается все менее и менее заполненным частицами облаков и осадков. Здесь

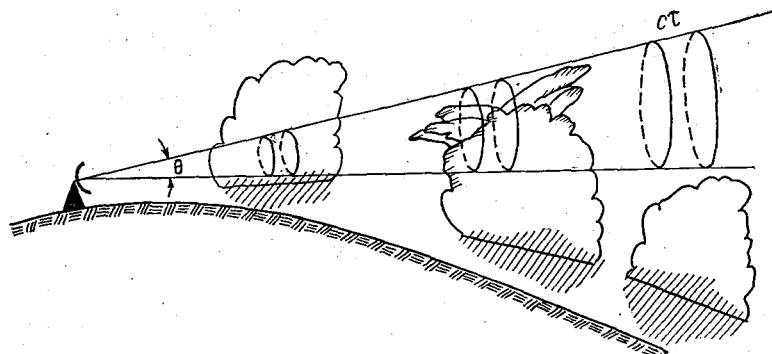


Рис. 3.19. К определению коэффициента заполнения зондирующего импульса (k_z).

коэффициент заполнения становится меньше единицы и на некотором расстоянии обращается в нуль. Очевидно, что это расстояние является максимально возможной дальностью обнаружения и не зависит ни от технических характеристик радиолокатора, ни от отражающей способности зон облаков и осадков.

При обнаружении слоисто-дождевых облаков и обложных осадков, а также фронтальных кучево-дождевых облаков и связанных с ними ливневых осадков, отличающихся большими горизонтальными размерами, коэффициент заполнения будет зависеть от дальности, ширины диаграммы направленности антенны и вертикальной протяженности этих зон¹. Значение его может быть определено с помощью следующего приближенного выражения:

$$k_{z, в} = \frac{H_0 - \left(\frac{R^2}{16,9} + a \right)}{R\theta_2}, \quad (3.79)$$

где H_0 — высота верхней границы отражающей части облаков и

¹ Предполагается, что геометрические размеры отражающего импульса в радиальном направлении $\frac{c\tau}{2}$ малы по сравнению с размерами облаков и осадков. Это справедливо, так как даже при $\tau = 2 \div 3$ мксек. $\frac{c\tau}{2} = 300 - 450$ м.

осадков (м); θ_2 — ширина диаграммы направленности антенны в вертикальной плоскости (радианы).

Числитель представляет собой вертикальные размеры импульса, заполненного облаками и осадками, а знаменатель — общий вертикальный размер этого импульса.

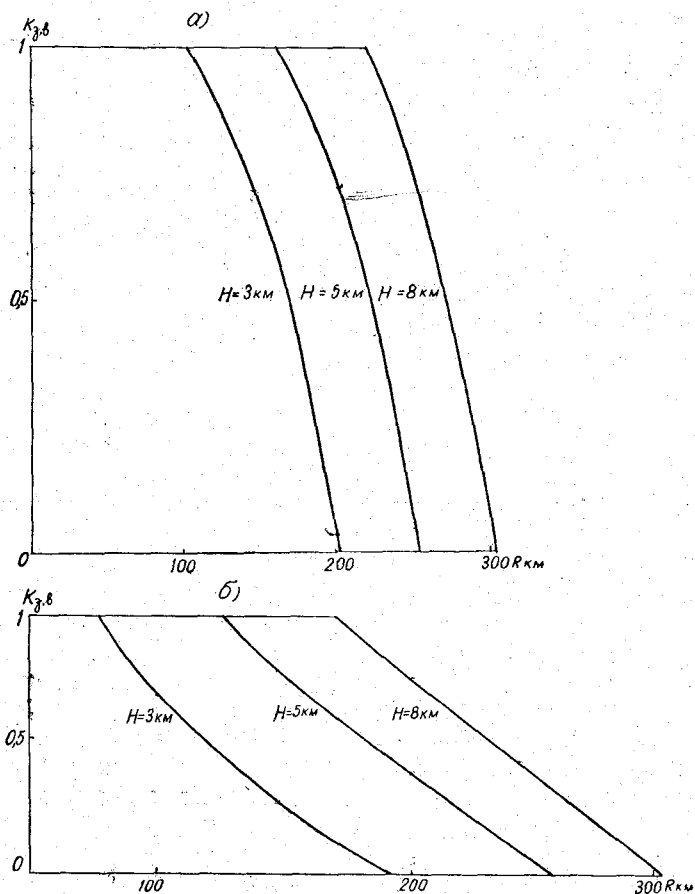


Рис. 3.20. Зависимость коэффициента заполнения $k_{з, в}$ от удаления метеорологической цели.

а) ширина диаграммы направленности $\theta = 0,7^\circ$, б) $\theta = 2^\circ$.

На рис. 3.20 в качестве примера приведены зависимости коэффициента заполнения $k_{з, в}$ от дальности для радиолокаторов, имеющих ширину диаграммы направленности в вертикальной плоскости $0,7^\circ$ (а) и 2° (б) при угле места антенны 0° . При одинаковой вертикальной протяженности облаков и осадков ко-

эффицент заполнения на дальности 150 км для первой диаграммы направленности примерно в три раза больше, чем для второй. Характерным является также и то, что для широкой диаграммы направленности величина $k_{з, в}$ равна единице до удалений порядка 110 км при вертикальных размерах метеоцели порядка 5 км, а для узкой — до 170 км. Для этой же метеоцели изменение коэффициента заполнения в пределах $1 = k_{з, в} \leq 0$ происходит в случае широкой диаграммы направленности на дальностях от 110 до 250 км, а для узкой диаграммы направленности от 170 до 250 км.

Таким образом, несмотря на то что коэффициент заполнения обращается в нуль на одном и том же расстоянии до метеоцели, независимо от ширины диаграммы направленности расстояние, на котором он становится меньше единицы, разное для разных диаграмм направленности. Для узких диаграмм это расстояние больше, чем для широких.

При ширине диаграммы направленности $10\text{--}15^\circ$ коэффициент заполнения будет меньше единицы начиная практически с 20—30 км.

В тех случаях, когда наблюдаются внутримассовые ливни и грозы или кучевые облака, горизонтальные размеры которых редко превышают 8—10 км, коэффициент заполнения значительно быстрее уменьшается с увеличением расстояния до метеоцели, так как он представляет собой произведение $k_{з} = k_{з, в} \cdot k_{з, г}$, где $k_{з, г}$ находится в пределах от 0 до 1 и характеризует заполнение в горизонтальном направлении. При этом значение $k_{з, г}$ можно рассчитывать по следующей приближенной формуле:

$$k_{з, г} = \frac{L}{R\theta_1}, \quad (3.80)$$

где θ_1 — ширина диаграммы направленности в горизонтальной плоскости, L — размер метеоцели в горизонтальном направлении, перпендикулярном радиолучу.

Коэффициент заполнения необходимо учитывать и при обнаружении периферийных частей зон облаков и осадков, для которых значение $k_{з}$ будет сначала возрастать от 0 до 1 (при полном погружении в указанные атмосферные образования зондирующий импульс весь заполнен частицами облаков и осадков), а при выходе импульса от 1 до 0 за промежуток времени, равный длительности импульса τ .

Следовательно, при облучении периферийных частей облаков и осадков наблюдается плавное увеличение или уменьшение мощности принятого сигнала за указанное время. Для одиночных целей характерно резкое увеличение мощности эхо-сигнала за время τ .

Из анализа формул (3.79) — (3.80) и рис. 3.20 вытекает, что

для обеспечения дальностей обнаружения облаков и осадков, близких к дальностям прямой видимости (дальности радиогоризонта), необходимо у радиолокационных станций метеорологического назначения иметь как можно более узкие диаграммы направленности антенн. Ибо только в этом случае коэффициент заполнения будет равен единице даже для метеорологических целей, находящихся на расстояниях, близких к радиогоризонту.

Кроме того, при таких диаграммах направленности повышается точность радиолокационного определения интенсивности дождя и водности облаков, так как всегда можно считать $k_3 = 1$.

§ 3.7. Технические параметры радиолокационных станций, используемых для метеорологических целей

Радиолокационные станции метеорологического назначения имеют много общего с радиолокаторами, используемыми для других целей. Так же как и другие РЛС, они состоят из передатчика, генерирующего электромагнитную энергию; антенны, излучающей эту энергию и принимающей эхо-сигналы; приемника, который усиливает и преобразует эхо-сигналы в видеопульсы; индикаторов, обеспечивающих визуальное наблюдение эхо-сигналов и их регистрацию.

Однако существуют специфические требования, предъявляемые к РЛС метеорологического назначения, которые обусловлены особенностями метеорологических целей. К ним прежде всего относятся: 1) исключительно большой диапазон эффективных площадей рассеяния атмосферных образований, достигающий 100 дБ, причем большое число таких атмосферных образований, как неплотные мелкокапельные облака без осадков, характеризуется весьма малыми значениями эффективных площадей рассеяния, создающих очень слабые отраженные сигналы, а) значительные вертикальные и горизонтальные размеры указанных метеочелей, как правило, превышающие геометрические размеры зондирующего импульса; 3) относительно малая скорость движения и большая пространственно-временная изменчивость.

В связи с этим для обеспечения наибольшей дальности обнаружения радиолокационные станции метеорологического назначения должны обладать максимально возможными значениями мощности передатчика и чувствительности приемника или, как говорят, энергетическим потенциалом.

Ясно, что, чем больше мощность излучаемого импульса P_t , тем больше и принятая мощность, а следовательно, и дальность радиолокационного обнаружения. Под мощностью P_t понимается средняя мощность за время, равное длительности импульса τ . Для данной РЛС максимум мощности ограничивается характеристиками магнетрона. У современных типовых РЛС P_t имеет

значение от нескольких десятков до нескольких тысяч киловатт [11]. Такие большие мощности достигаются тем, что магнетрон работает в течение очень короткого промежутка времени. Наглядное представление о максимальных импульсных мощностях и коэффициентах полезного действия типовых магнетронов на различных длинах волн можно получить из следующей таблицы:

λ см	1,2	3	10
Мощность, квт	100	500	3000
К. п. д., %	30	40	60

Наряду с мощностью излучаемого импульса P_t , пользуются понятием средней мощности $P_{ср}$ за период повторения импульсов $T_{п}$. В тех случаях, когда импульс имеет прямоугольную форму, эта мощность определяется соотношением

$$P_{ср} = \frac{\tau}{T_{п}} P_t = P_t \tau F_{п},$$

где $F_{п}$ — частота повторения импульсов, равная $\frac{1}{T_{п}}$.

Величина средней мощности гораздо меньше импульсной мощности. Например, при $P_t = 100$ квт, $F_{п} = 1000$ имп/сек., $\tau = 1$ мсек., $P_{ср} = 10^5 \cdot 10^{-6} \cdot 10^3 = 100$ вт.

Частота повторения импульсов $F_{п}$ ограничивается заданной максимальной дальностью действия РЛС ($R_{\max}^0$). Действительно, для того чтобы обеспечить однозначность в измерении дальности, сигнал, отраженный от наиболее удаленной цели, должен возвратиться в течение промежутка времени, не превышающего периода повторения импульсов, т. е. должно выполняться следующее неравенство:

$$T_{п} > \frac{2R_{\max}^0}{c}. \quad (3.81)$$

Отсюда частота повторения импульсов должна удовлетворять условию

$$F_{п} < \frac{c}{2R_{\max}^0}. \quad (3.82)$$

Число импульсов, облучающих цель, при заданной ширине диаграммы направленности обратно пропорционально скорости обзора (скорости вращения антенны). Выше указывалось, что радиолокационные станции метеорологического назначения должны иметь узкие диаграммы направленности. При таких диаграммах направленности скорость обзора должна быть мала, а частота повторения импульсов максимально возможной с тем, чтобы обеспечить достаточно большое число импульсов, облучающих цель, и, следовательно, более надежное обнаружение.

Нижний предел мощности, которая после отражения от цели может быть обнаружена, ограничивается чувствительностью приемника, зависящей от внутренних шумов и шумов, наводимых в антенне.

Под чувствительностью приемного устройства РЛС понимается величина минимальной мощности $P_{\min}$ на его входе, при которой отраженный сигнал может быть надежно выделен на индикаторе на фоне внутренних флуктуационных шумов приемника.

Обозначим минимально необходимое для надежного обнаружения отношение $\frac{P_{\text{сигн}}}{P_{\text{шум}}}$ на выходе линейной части приемника через m_p . Это отношение называется коэффициентом различимости. Тогда реальную чувствительность можно представить в виде соотношения

$$P_{\min} = m_p P_{\text{ш}}. \quad (3.83)$$

Величина коэффициента различимости зависит от многих факторов: типа индикаторов, свойств нелинейных элементов приемника, частоты посылки импульсов и т. д.

Мощность шумов приемника ($P_{\text{ш}}$), пересчитанная на его вход, равна

$$P_{\text{ш}} = N_{\text{ш}} k T \Delta f, \quad (3.84)$$

где $N_{\text{ш}}$ — коэффициент шума приемника, k — постоянная, равная $1,38 \cdot 10^{-23}$ вт·сек/град., T — температура приемника (°К), которую обычно считают равной 300° К, Δf — полоса пропускания приемника (гц).

Коэффициент шума $N_{\text{ш}}$ характеризуется следующим отношением:

$$\frac{(\text{сигнал/шум}) \text{ на входе}}{(\text{сигнал/шум}) \text{ на выходе}}.$$

Следовательно, это отношение показывает, во сколько раз реальный приемник ухудшает отношение сигнал/шум по сравнению с идеальным нешумящим приемником.

Величина коэффициента шума различна на различных частотах и зависит от типа электронных приборов и приемных устройств (рис. 3.21). С помощью рис. 3.21, заимствованного у Макэскила [16], можно определить, что наименьшими значениями коэффициента шума характеризуются квантовые и параметрические усилители. Вплоть до длины волны около 1 см коэффициент шума у этих усилителей не превышает 1—2 дБ. Кристаллические смесители имеют большой коэффициент шума. Кроме того, у них наблюдается заметная зависимость $N_{\text{ш}}$ от частоты.

С помощью соотношения (3.83) и рис. 3.21 можно получить величину чувствительности $P_{\min}$ для различных усилителей и частот. Так, например, при ширине полосы пропускания приемника $\Delta f = 10^6$ гц и коэффициенте различимости $m_p = 3$ чувствительность приемника с кристаллическим смесителем на волне $\lambda = 30$ см равна

$$P_{\min} = 3 \cdot 10^{0,64} \cdot 1,38 \cdot 10^{-23} \cdot 300 \cdot 10^6 = 5,4 \cdot 10^{-14} \text{ Вт},$$

а на волне $\lambda = 1,8$ см

$$P_{\min} = 1,2 \cdot 10^{-13} \text{ Вт}.$$

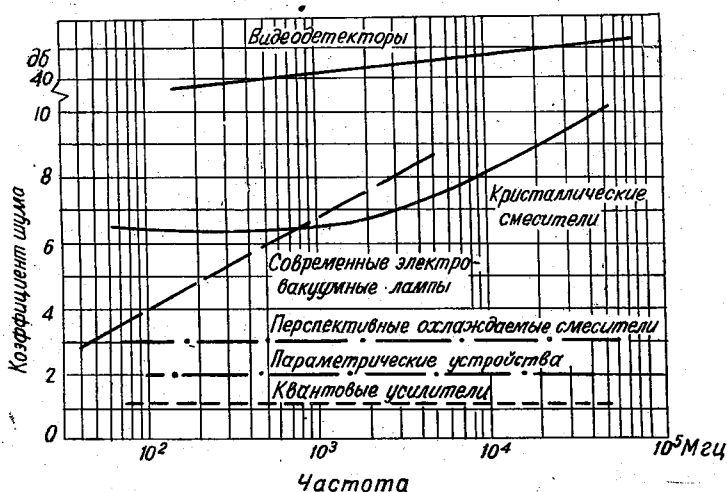


Рис. 3.21. Коэффициент шума на различных частотах.

Для приемников с квантовыми усилителями коэффициент шума не зависит от длины волны, и чувствительность приемника для нашего примера равна

$$P_{\min} = 1,6 \cdot 10^{-14} \text{ Вт}.$$

При радиолокации неплотных мелкокапельных облаков чувствительность приемника РЛС, использующей даже квантовые усилители, может оказаться недостаточной для их обнаружения. Вследствие этого применяются различного рода накопители сигналов, повышающие чувствительность радиолокационных приемников.

Применение накопителей в радиолокационных станциях метеорологического назначения упрощается в связи с большими геометрическими размерами облаков и осадков.

Теоретические исследования показали, что увеличение отношения сигнал/шум по напряжению пропорционально квадратному корню из времени, в течение которого происходит накопление отраженных сигналов.

Накопитель, разработанный В. В. Костаревым и А. Г. Гореликом, обеспечивает повышение чувствительности приемника примерно на полтора порядка [9]. Испытания накопителя, проведенные этими авторами, а также С. М. Гальпериным, К. С. Жупахиным и др., показали целесообразность его использования при обнаружении слабоотражающих метеоцелей и определении их геометрических характеристик.

Чувствительность радиолокационных приемников может изменяться регулятором их усиления. С помощью регулировки усиления возможен прием сигналов без ограничения их амплитуды из-за насыщения. Диапазон обнаружения сигналов, не достигающих уровня насыщения, называется динамическим диапазоном приемника радиолокационной станции.

Поскольку интервал изменений сигналов, отраженных от метеорологических целей, весьма большой (100—120 дБ), для увеличения динамического диапазона приемников РЛС выгодно применять различные схемы, в которых мощные эхо-сигналы усиливаются в меньшей степени, чем слабые эхо-сигналы.

Чувствительность приемника радиолокатора, согласно формуле (3.84), ухудшается при увеличении полосы пропускания Δf . От полосы пропускания зависит не только чувствительность, но и интенсивность принятого сигнала. При очень узкой полосе сигнал на выходе приемника будет малым, так как будет пропущена лишь малая доля энергии импульса. Следовательно, для получения достаточной амплитуды сигнала на выходе необходимо увеличить полосу пропускания частот. Однако с увеличением полосы растут пропорционально и шумы.

В. И. Сифоров показал, что наибольшее отношение сигнал/шум достигается при некотором оптимальном значении полосы пропускания $\Delta f_{\text{опт}}$. Оптимальная полоса пропускания определяется соотношением $\Delta f_{\text{опт}} \approx \frac{1}{\tau}$.

Для одиночных целей длительность излученного импульса почти равна длительности принятого импульса.

Облака и осадки являются объемными целями больших размеров. Вследствие этого длительность принятых от них импульсов гораздо больше длительности излученных импульсов. Например, при ширине зоны осадков в 15 км длительность принятого импульса равна 50 мксек. Если приемник имеет оптимальную полосу пропускания 10^6 гц, что соответствует длительности излученного импульса $\tau = 1$ мксек., то для приема импульса длительностью $\tau = 50$ мксек. оптимальная полоса пропускания должна быть равна $\Delta f_{\text{опт}} = 2 \cdot 10^4$ гц.

Таким образом, в отличие от приемников РЛС, предназначенных для обнаружения одиночных целей, приемники метеорологических радиолокаторов должны обладать гораздо более узкой оптимальной полосой пропускания частот.

Радиолокационные приемники обычно имеют одну постоянную полосу пропускания. Вместе с тем длительность принятых импульсов от метеорологических целей изменяется в зависимости от геометрических размеров этих целей. Следовательно, будет изменяться и оптимальная полоса пропускания, которая может не совпадать с реальной полосой пропускания приемника. В результате прием будет неоптимальным. Насколько это существенно, можно видеть из рис. 3.22, построенного по экспериментальным данным. Из рисунка видно, что для нашего примера произведение $\Delta f \cdot \tau = 10^6 \cdot 50 \cdot 10^{-6} = 50$, что соответствует неоптимальности, большей чем 9 дБ.

Повышения чувствительности (оптимального приема) можно было бы достичь путем сужения полосы пропускания с 10^6 до $2 \cdot 10^4$ гц. Однако следует иметь в виду, что из-за нестабильности работы систем автоматической подстройки частоты при узкой полосе пропускания не всегда можно обеспечить на практике указанное повышение. Дело усложняется еще и тем, что изменение полосы должно быть разным в зависимости от геометрических размеров облаков и осадков.

На практике приемник метеорологического радиолокатора имеет одну полосу пропускания, которая обычно шире оптимальной, что приводит к неоптимальному приему отраженных сигналов с точки зрения отношения сигнал/шум, особенно при обнаружении зон облаков и осадков, характеризующихся большой протяженностью.

При этом соображения об ухудшении разрешающей способности по дальности при увеличении длительности излученного импульса не играют большой роли, так как для метеорологических целей, обладающих значительной пространственно-временной изменчивостью, не требуется очень большой точности в определении расстояния.

От длительности импульса τ зависит также минимальная дальность действия РЛС $R_{\min}$. На индикаторе станции может

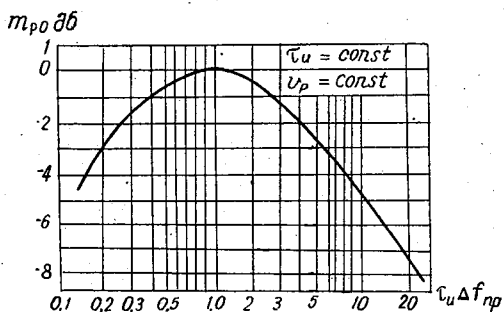


Рис. 3.22. Зависимость отношения сигнал/шум от полосы пропускания Δf .

быть выделен сигнал от цели тогда, когда цель находится на расстоянии, при котором отраженный от нее сигнал не будет накладываться во времени на зондирующий импульс передатчика. Наложение этих сигналов будет происходить в тех случаях, когда $R_{\min} > R$, где

$$R_{\min} = \frac{c}{2} (\tau + \tau_b). \quad (3.85)$$

Как видно из формулы (3.85), $R_{\min}$ зависит не только от длительности зондирующего импульса τ , но также и от промежутка времени τ_b , в течение которого антенный переключатель и приемник не пропускают через себя отраженные сигналы.

Величина τ_b определяется временем восстановления разрядника антенного переключателя и временем, в течение которого возможна перегрузка приемника импульсами передатчика, просочившимися через антенный переключатель.

Для метеорологических радиолокаторов, служащих для штормовых предупреждений о ливнях и грозах, длительность импульса обычно берется равной 1—3 мксек. Если РЛС используется для измерения высот облачных слоев, то для обеспечения удовлетворительной точности длительность импульсов должна быть порядка 0,2—0,3 мксек. [3.12].

Мощность принятого сигнала, как следует из основного уравнения радиолокации облаков и осадков (3.25), прямо пропорциональна эффективной площади приемной антенны A . На практике нельзя неограниченно увеличивать эту площадь не только из-за громоздкости, больших ветровых нагрузок, зоны формирования диаграммы направленности, но также и вследствие того, что с увеличением размеров антенны уменьшается точность ее изготовления.

Для наземных РЛС удовлетворительная точность изготовления может быть обеспечена лишь тогда, когда диаметр раскрыва антенны D не превышает 400÷500 λ . Отсюда можно найти, что для $\lambda = 0,8$ см предельный диаметр антенны должен быть порядка 4 м, а для $\lambda = 3$ см он равен 15 м.

Эффективные площади антенн радиолокационных станций метеорологического назначения могут быть от долей квадратного метра и до 8—10 м². В некоторых случаях эффективные площади антенн достигают нескольких сотен квадратных метров. Например, одна из радиолокационных станций, разработанная в ЦАО для вертикального зондирования тропосферы, имеет площадь раскрыва антенны, равную 300 м² [14]. Если антенна представляет собой параболический рефлектор, то эффективная площадь определяется как $A_{\text{эф}} = \frac{\pi D^2}{4} k$, где $k = 0,3 \div 0,7$.

Размеры антенны определяют ширину диаграммы направленности. Как известно, ширина диаграммы направленности

определяется по точкам половинной мощности в вертикальной и горизонтальной плоскостях и обозначается соответственно θ_1 и θ_2 . При этом всегда следует иметь в виду, что имеется некоторое количество излученной энергии за точками половинной мощности.

Ширина диаграммы направленности в той или другой плоскости θ_1 и θ_2 определяется через размеры отражателя антенны в этой плоскости D_1 и D_2 . Она определяется выражениями:

$$\theta_1 = 68,8 \frac{\lambda}{D_1} \quad \text{или} \quad \theta_2 = 68,8 \frac{\lambda}{D_2} \text{ град.}$$

Для обеспечения относительно большой мощности принимаемых от метеочелей сигналов P_r , а также значений коэффициента заполнения k_3 , близких к единице, и высокой угловой разрешающей способности радиолокаторы метеорологического назначения должны иметь как можно более узкие диаграммы направленности антенн типа «игольчатый луч». При этом обзор облаков и осадков практически не ухудшается из-за больших геометрических размеров указанных метеорологических целей.

Такие диаграммы направленности формируются круглыми параболическими отражателями антенны. Радиолуч в поперечном сечении круглый и может быть представлен как конус с вершиной у антенны радиолокатора. Ширина диаграммы направленности антенн метеорадиолокаторов обычно находится в пределах от долей градуса до $2-3^\circ$.

Важной технической характеристикой РЛС является длина волны. Вопросом выбора длины волны для РЛС метеорологического назначения занимались Е. М. Сальман, В. Хичфельд, В. Д. Степаненко и др. [19, 28, 31, 36]. При выборе длины волны учитываются прежде всего соображения, связанные с интенсивностью рассеяния и ослабления.

Эффективная площадь рассеяния частиц облаков и осадков, линейные размеры которых значительно меньше длины волны, пропорциональна $\frac{1}{\lambda^4}$. Следовательно, с точки зрения отражения выгодно использовать как можно более короткие волны. Однако возрастание ослабления падающей и отраженной электромагнитной энергии на очень коротких волнах может быть больше, чем компенсация за счет более высокой отражательной способности, что в конечном итоге приводит к уменьшению дальности обнаружения.

Длина волны также влияет на погрешности в определении геометрических размеров и угловых координат метеорологических целей, которые в значительной мере определяются шириной диаграммы направленности антенны. Чем шире диаграмма направленности, тем эти погрешности больше. Наоборот, сужение диаграммы направленности уменьшает указанные погрешности.

В то же время при заданных размерах антенны ее ширина диаграммы направленности зависит от длины волны. Использование более коротких волн обеспечивает и получение более узких диаграмм направленности. Вследствие этого на более коротких волнах улучшается разрешающая способность РЛС по направлению.

Вопрос о выборе длины волны с точки зрения ослабления и рассеяния необходимо решать с учетом тех метеорологических условий распространения, которые в климатическом отношении характерны для данного географического района.

Максимальная дальность обнаружения облаков и осадков пропорциональна корню квадратному из произведения их площади рассеяния на коэффициент ослабления, т. е.

$$R_m \sim \sqrt{\sigma k}. \quad (3.86)$$

Выше было указано, что эффективная рассеивающая площадь единицы объема облаков и осадков обратно пропорциональна длине волны в четвертой степени, т. е. $\sigma \sim \frac{1}{\lambda^4}$.

При данных метеорологических условиях коэффициент ослабления также зависит от длины волны. Однако эта зависимость сложная и обычно выражается графически (см., например, рис. 3.16, 3.17).

Выражение для коэффициента, учитывающего ослабление радиоволн в однородной тропосфере, можно записать так:

$$k = 10^{-0,2[\alpha_1 R_m + \alpha_2 \omega R_2 + \alpha_3 I R_3]}. \quad (3.87)$$

Первое слагаемое в показателе степени учитывает ослабление в газах атмосферы (R_m — максимальная дальность обнаружения в км, α_1 — коэффициент ослабления в кислороде и водяном паре в дБ/км), второе — ослабление в облаках (R_2 — протяженность облаков в направлении распространения радиоволн в км, ω — их водность в г/м³, α_2 — коэффициент ослабления в облаках в $\frac{\text{дБ/км}}{\text{г/м}^3}$), а третье слагаемое учитывает ослабление в дожде (R_3 — протяженность зоны дождя в направлении распространения радиоволн в км, I — его интенсивность в мм/час, α_3 — единичный коэффициент ослабления в дожде в $\frac{\text{дБ/км}}{\text{мм/час}}$).

Чтобы определить оптимальную длину волны для метеорологической станции, надо найти максимум функции $f(\sigma, k)$ формулы (3.86), который соответствует оптимальной длине волны. Нужные для расчетов величины представлены в табл. 3.1 и 3.7 и на рис. 3.17. Результаты расчетов удобно представить

в виде графиков (рис. 3.23), построенных для сантиметрового и миллиметрового диапазонов волн.

Рассмотрим сначала случаи, характерные для РЛС при работе в режиме штормововещения о ливнях и грозах.

Кривые на рис. 3.23 относятся к обнаружению ближней по отношению к радиолокационной станции границы очагов осадков, находящихся на удалениях 50, 150 и 250 км, при наличии экранирующих облаков и отсутствии экранирующих осадков. Горизонтальная протяженность этих облаков принята равной $\frac{1}{3}$ удаления R зоны осадков от радиолокационной станции, а их средняя водность $w = 0,3 \text{ г/м}^3$. Указанные условия являются, по-видимому, характерными для теплого времени года при метеорологической обстановке, обуславливающей ливни и грозы.

Из графика видно, что на дальностях порядка 50 км оптимальным оказывается даже 8-мм диапазон волн. Однако на больших расстояниях оптимальными становятся волны 2—3 см. Длина волны $\lambda = 0,34 \text{ см}$ не выгодна из-за большого ослабления в экранирующих облаках ($3,13 \frac{\text{дБ/км}}{\text{г/м}^3}$), а волна

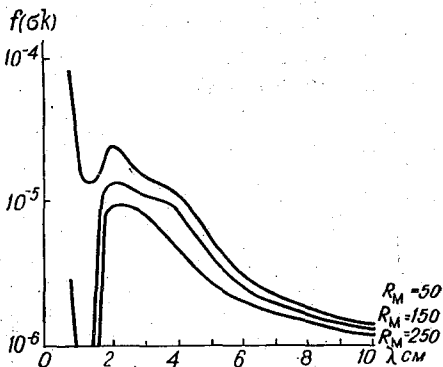


Рис. 3.23. График, характеризующий оптимальные длины волн при обнаружении ближней границы зоны дождя.

1,25 см дает минимум функции $f(\sigma, k)$ вследствие сильного ослабления в водяном паре ($0,16 \text{ дБ/км}$).

В реальных условиях могут наблюдаться случаи, когда между радиолокационной станцией и очагом осадков находятся не только облака, но и другие зоны осадков. В летнее время года, как правило, выпадают ливневые дожди, характерной особенностью которых является относительно небольшая горизонтальная протяженность, редко превышающая 10 км^1 .

Вероятность того, что между радиолокационной станцией и очагом ливневых осадков в пределах 250 км будет находиться другой очаг ливневых осадков, невелика и составляет примерно 10—15%.

Таким образом, для обнаружения ближней к радиолокационной станции границы очага ливневых осадков оптимальными

¹ Имеются в виду внутримассовые ливни и грозы, наблюдающиеся в умеренных широтах нашей страны.

диапазонами волн с вероятностью 85—90% являются 2—3-сантиметровые, что отчетливо видно на рис. 3.23.

Проводя аналогичным образом анализ для обнаружения дальней границы очагов осадков различной интенсивности — от слабого дождя (1 мм/час) до очень сильного ливневого (50 мм/час) — при их ширине 10 км, можно показать, что при слабых и умеренных ливневых дождях в пределах до 250—300 км, а при сильных до 150—200 км оптимальными длинами волн с вероятностью 85—90% являются также 2—3-сантиметровые. Только при обнаружении дальних границ сильных и очень сильных дождей на удалении 250 км, повторяемость которых составляет всего несколько процентов (рис. 8.4), оптимальными становятся длины волн 4—5 см (рис. 3.24).

При работе радиолокационной станции в режиме вертикального или наклонного зондирования в радиусе 10—12 км с целью определения высот облаков оптимум перемещается в сторону более коротких волн, так как высоты облаков ограничиваются, как правило, тропосферой [5, 6].

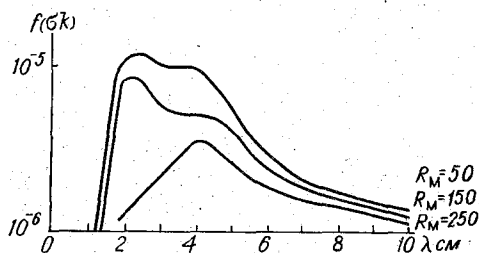


Рис. 3.24. График, характеризующий оптимальные длины волн при обнаружении дальней границы зоны дождя.

Оптимальной длиной волны при определении высот нижних границ неждождевых облаков, когда отсутствуют экранирующие слои облачности, яв-

ляется $\lambda=0,34$ см. Эта же длина волны является оптимальной при определении верхних границ облаков толщиной не более 5—6 км ($\bar{w} \leq 0,2$ г/м³) и всех ледяных облаков. Однако при плотных водяных или смешанных облаках ($\bar{w}=1$ г/м³) оптимальным диапазоном становится $\lambda=0,8$ см.

В пределах 10—12 км $\lambda=0,8$ см является также оптимальной и для обнаружения верхних границ облаков, дающих моросящие и слабые дожди при любой водности, вплоть до 1 г/м³, когда вертикальная протяженность дождя не превышает 5 км. Только тогда, когда наблюдается дождь с интенсивностью не менее 5 мм/час оптимальными длинами становятся 2—3-сантиметровые.

Рассмотрим выбор типов индикаторов РЛС.

В радиолокационных станциях, предназначенных для обнаружения и исследования атмосферных образований, обычно используются индикаторы, выполненные в форме электронно-лучевой трубки. Применяется три типа индикаторов: индикатор кругового обзора (ИКО), индикатор «дальность — высота» (ИДВ), индикатор типа А.

На экране индикатора кругового обзора дается изображение принятых сигналов в полярных координатах при вращении антенны РЛС по азимуту. Экран ИКО показан на рис. 3.25 а. Центр экрана совпадает с местом установки РЛС на местности. Расстояние до целей определяется по радиусам с помощью калибрационных меток или меток дальности, которые на рис. 3.25 а выглядят в виде кругов. Обычно в конструкции РЛС предусматривается возможность использования нескольких масштабов дальности. При переходе с одного масштаба на другой меняется расстояние между метками дальности. Азимут определяется по шкале, нанесенной по окружности экрана. Вокруг центра по экрану равномерно и синхронно с вращением антенны по азимуту перемещается засвечивающий луч (линия развертки).

Если в каком-либо направлении на определенном расстоянии от РЛС имеется цель, отражающая зондирующий импульс, то засвечивающий луч образует на экране яркое пятно, положение которого позволяет определить азимут и расстояние цели по отношению к месту установки РЛС. Экран ИКО обладает значительным послесвечением, в результате чего на некоторое время сохраняется появившееся на нем изображение.

Мощность отраженных сигналов влияет на яркость вызываемых ими на экране световых пятен. Это позволяет в известной степени судить об интенсивности метеорологических целей, какими являются осадки.

На экране индикатора (рис. 3.25 а) пятна представляют собой радиолокационные изображения облаков и осадков. Масштаб изображения равен 0—40 км, так как расстояние между метками дальности равно 10 км.

В индикаторах кругового обзора часто предусматривается возможность смещения начала развертки в сторону от центра (рис. 3.25 б). Это делается с целью увеличения дальности обнаружения в нужном направлении. Такие индикаторы носят название индикаторов со смещенным центром.

С помощью рассматриваемого индикатора можно наблюдать

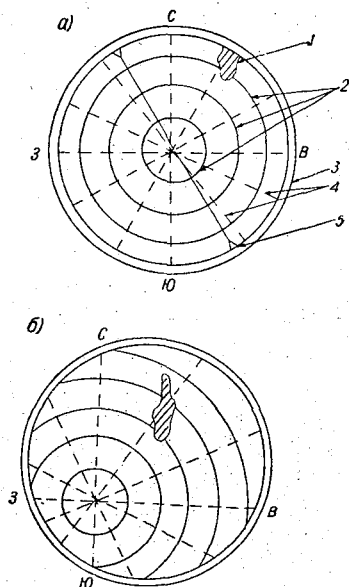


Рис. 3.25. Экран ИКО (а) и экран ИКО со смещенным центром (б).

1 — радиоэхо осадков, 2 — метки дальности, 3 — шкала азимутов, 4 — метки азимутов, 5 — подвижный визир.

местоположение, развитие и перемещение атмосферных образований при выбранном масштабе в пределах площади до нескольких тысяч квадратных километров.

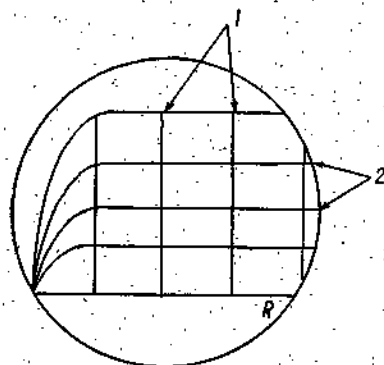


Рис. 3.26. Экран ИДВ.
1 — метки дальности, 2 — метки высоты.

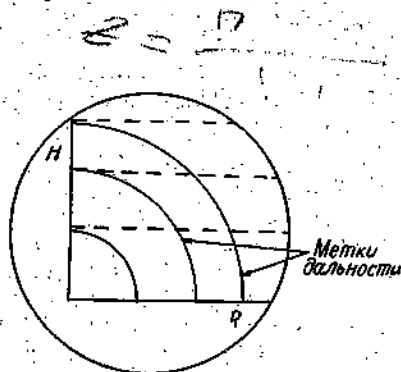


Рис. 3.27. Экран ИДВ с метками дальности в виде четвертей колец.



Рис. 3.28. Экран индикатора типа А.

Другим индикатором радиолокационной станции, предназначенным для получения вертикальных разрезов облаков и осадков, является индикатор дальность—высота (ИДВ). Индикаторы этого типа имеют яркостную отметку целей. Электронный луч в таких индикаторах разворачивается (вращается) синхронно с вращением антенны по углу места и его положение на экране совпадает с вертикальным углом антенны. Радиоэхо изобра-

жаются в координатной системе, где по горизонтальной оси откладывается удаление по горизонту, а по вертикальной — высота. Электронные калибрационные метки на экранах ИДВ могут быть такими, как показано на рис. 3.26, или в виде четвертей колец (рис. 3.27).

В первом случае для более точного определения высоты масштаб по вертикали гораздо крупнее масштаба по оси абсцисс и метки высоты почти параллельны этой оси. Такой индикатор удобен для получения вертикальных разрезов метеоцелей, начиная с удаления 10—15 км, так как на малых расстояниях указанные электронные метки высоты сливаются друг с другом при углах места антенны, превышающих 45° .

Для получения вертикальных разрезов над РЛС, начиная с малых удалений от нее, используются ИДВ с метками дальности в виде четвертей колец. При этом масштаб по вертикальной и горизонтальной осям одинаков.

В индикаторах дальность—высота, так же как и в индикаторах кругового обзора, применяется метод яркостной отметки целей. Эти индикаторы особенно удобны для изучения вертикального строения и эволюции облаков и осадков.

Самым простым из имеющихся типов индикаторов является индикатор типа А с амплитудной отметкой целей. На этом индикаторе расстояние между началом развертки и местом отклонения луча по вертикали определяют удаление цели от РЛС (рис. 3.28).

Таблица 3.10

Основные технические характеристики различных РЛС
метеорологического назначения

Тип станции	Назначение РЛС	Длина волны λ см	Излучаемая мощность в импульсе P_i вт	Чувствительность приемника P_{min} вт	Длительность зондирующего импульса τ мксек.	Ширина диаграмм направленности Φ_1 и Φ_2 град.	Частота посылки зондирующего импульса F сек. ⁻¹
WSR-57	Штормовые предупреждения о ливнях и грозах	10	$5 \cdot 10^5$ $2,0 \cdot 10^5$	$10^{-13} - 10^{-15}$ $10^{-13,4}$	0,5—4 2	1,8 1,5	800—200
CPS-9	Штормовые предупреждения о ливнях и грозах	3,2	$2,5 \cdot 10^5$ $2,5 \cdot 10^5$	$1,6 \cdot 10^{-13}$ $1,6 \cdot 10^{-14}$ $10^{-13,6}$	0,5—5 1	1 0,5	931—186
TPQ-6	Измерение высоты облаков	0,86	$2,5 \cdot 10^4$	10^{-12}	1	0,25	500

С помощью индикатора типа А производятся измерения мощности отраженных сигналов, необходимых для определения количественных характеристик атмосферных образований.

В процессе работы РЛС нужно производить контроль величин мощности, излучаемой передатчиком, и чувствительности

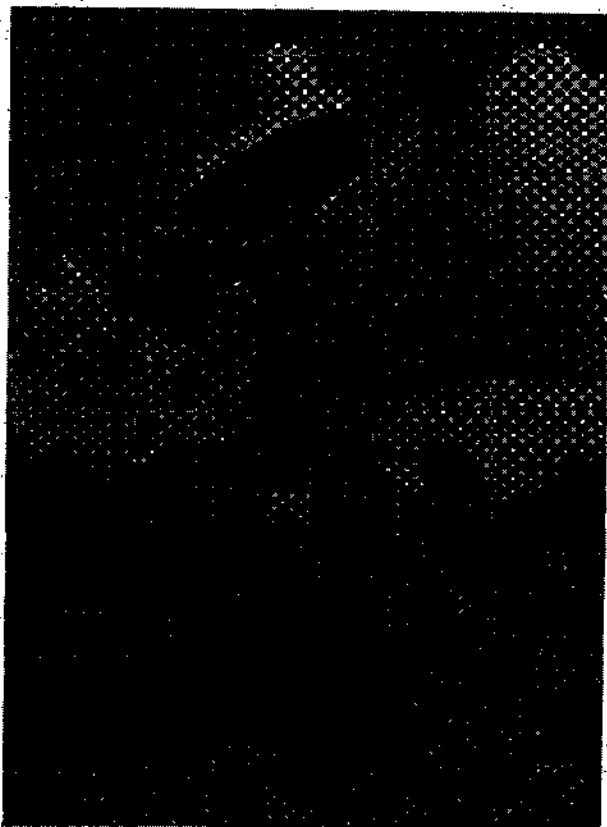


Рис. 3.29. Фото МРЛ-1.

приемника. В современных радиолокационных станциях метеорологического назначения указанный контроль осуществляется с помощью специальной аппаратуры, сопряженной с соответствующими блоками станции.

Учитывая важность изучения статистических характеристик эхо-сигналов от метеорологических целей, позволяющих проводить оценку относительных скоростей частиц облаков и осадков и распределение их по размерам, целесообразно также вклю-

чить в комплект метеорологических РЛС соответствующую аппаратуру для поимпульсной регистрации эхо-сигналов и их обработки.

Выше приводятся основные технические характеристики различных радиолокационных станций метеорологического назначения, работающих на длинах волн 10, 3 и 0,8 см (табл. 3.10) [3].

На рис 3.29 показан общий вид метеорологической радиолокационной станции МРЛ-1, используемой для обнаружения зон осадков и гроз, а также измерения границ облачных слоев.

§ 3.8. Погрешности радиолокационных наблюдений за атмосферными образованиями

Только за последние годы в результате накопленного опыта представилась возможность исследовать ошибки радиолокационных наблюдений за атмосферными образованиями. Влияние различных факторов, искажающих истинные размеры облаков и осадков, рассматривалось В. В. Костаревым, К. С. Шифриным, Д. Атласом, В. Д. Степаненко и др. [13, 27, 35].

Погрешности радиолокационных наблюдений зависят от технических характеристик радиолокационной станции, условий распространения электромагнитных волн на трассе, дальности до метеорологической цели и ее структуры.

С погрешностями сталкиваются как при определении геометрических размеров облаков и осадков, так и при измерении их микрофизических характеристик.

1. Погрешности за счет конечных размеров зондирующего импульса.

Как известно, режим работы передающего устройства и диаграмма направленности антенны обуславливают радиальные и тангенциальные размеры зондирующего импульса.

Конечная величина длительности зондирующего импульса ограничивает нижний предел измерения расстояния и определяет разрешающую способность по дальности, что приводит к искажениям радиальных размеров метеоцелей. Зондирующий импульс в пространстве имеет геометрические размеры в радиальном направлении ct , а на индикаторе $\frac{ct}{2}$. При прохождении импульса через зону облаков и осадков отраженный сигнал возникает в момент соприкосновения переднего фронта импульса с отражающими частицами (передней границей зоны облаков и осадков), затем он увеличивается и достигает наибольшего значения при полном вхождении импульса в отражающую среду. При выходе импульса из этой зоны отраженный сигнал исчезает только тогда, когда задний фронт импульса окажется в пространстве, свободном от частиц облаков и осадков.

На индикаторах РЛС действительное расстояние до цели определяется по переднему фронту импульса. Следовательно, предположив, что на отметчике обнаруживаются любые, даже весьма слабые отраженные сигналы, мы приходим к выводу, что радиальный размер зоны облаков и осадков будет увеличен на $\Delta R = \frac{c\tau}{2}$ (рис. 3.30 а). Если предположить, что отмечается только максимальный сигнал, соответствующий полному проникновению импульса в зону облаков и осадков, то радиальный размер будет уменьшен на ту же величину $\Delta R = \frac{c\tau}{2}$. Очевидно,

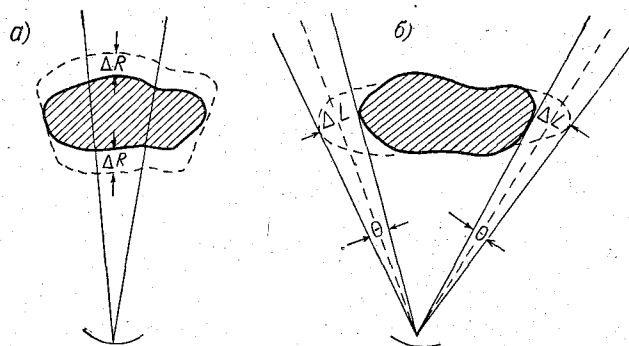


Рис. 3.30. Искажение действительной формы зоны осадков.

а — за счет конечной длительности зондирующего импульса,
б — за счет конечной ширины диаграммы направленности.

ошибка будет исключена, если сигнал появится на отметчике точно при вхождении импульса и исчезнет при выходе его из метеоцели на величину $\frac{c\tau}{2}$.

Таким образом, искажения радиальных размеров метеорологических целей определяются разрешающей способностью РЛС по дальности, которая без учета влияния приемного тракта и индикаторов РЛС равна $\Delta R = \frac{c\tau}{2}$. Эта величина является предельным значением разрешающей способности. Она характерна для индикаторов с амплитудной отметкой цели при достаточно большой скорости развертки и отсутствии искажений принятых сигналов в приемном тракте.

Однако для индикаторов с яркостной отметкой разрешающая способность по дальности нередко ограничивается диаметром пятна, вычерчивающего радиолокационное изображение. Известно, что разрешаемое расстояние по дальности в масштабе

местности определяется через радиальный масштаб изображения следующим образом:

$$\Delta R = \frac{c}{2} \left(\tau + \frac{k}{\Delta f} \right) + \frac{Rd}{D}, \quad (3.88)$$

где c — скорость распространения радиоволн; d — диаметр пятна; D — длина развертки на экране индикатора; Δf — полоса пропускания приемника; $k=1$, если входной сигнал имеет прямоугольную форму; R — расстояние до цели.

Предположив, что $\Delta f = 2 \cdot 10^6$ гц, $d = 1$ мм, $D = 250$ мм и $\tau = 1$ мксек., можно определить разрешающую способность РЛС ΔR на различных удалениях от станции:

Удаление R км	5	25	100	300
ΔR м	244	382	853	2109

Из таблицы видно, что на больших удалениях от РЛС (порядка 300 км) и при длительности импульса 1 мксек. разрешающая способность составляет 2 км. При штормовых оповещениях о ливнях и грозах ошибки в определении расстояния и геометрических размеров указанных метеоцелей в радиальном направлении, равные по величине разрешающей способности, следует признать небольшими. Это обусловлено особенностями строения ливней и гроз и их большой пространственно-временной изменчивостью. Действительно, какое практическое значение при метеорологическом обеспечении имеет то обстоятельство, что расстояние до грозы на удалении 300 км определено с погрешностью 2 км. Другое дело, если определять высоты слоев облачности и осадков, находящихся над станцией. Совершенно ясно, что определение высот с указанными выше погрешностями порядка нескольких сотен метров является весьма грубым, особенно при низкой облачности. Вследствие этого РЛС должна работать с меньшими длительностями зондирующих импульсов τ , т. е. 0,1; 0,2; 0,3 мксек., которые обеспечивают разрешающую способность по дальности порядка нескольких десятков метров.

Рассмотрим теперь влияние конечной величины ширины диаграммы направленности на форму радиоэхо. При вращении антенны радиолокатора по азимуту или углу места линия развертки на индикаторе кругового обзора или индикаторе дальность — высота всегда направлена вдоль оси главного лепестка диаграммы направленности антенны.

Допустим, что отражающим объемом является самолет и мощность отраженного сигнала больше чувствительности приемника даже тогда, когда он облучается краем диаграммы направленности антенны. В этом случае при вращении антенны радиоэхо самолета на ИКО или ИДВ будет представлять собой удлиненную дужку, размеры которой значительно больше действительных размеров самолета.

При равных мощностях излучения искажение радиоэхо будет тем больше, чем шире диаграмма направленности. С увеличением расстояния искажение формы радиоэхо вначале возрастает, а затем с некоторой дальности падает вследствие уменьшения плотности потока электромагнитной энергии, обратно пропорционального R^4 .

Однако при обнаружении целей, подобных самолету, размеры которых малы по сравнению с шириной радиолуча, искажения радиоэхо остаются практически постоянными в течение всего времени облучения антенной. В результате положение указанных целей достаточно точно определяется на индикаторах, если истинным направлением считать направление, соответствующее середине отметки (дужки).

Аналогично сказывается влияние конечной ширины диаграммы направленности антенны на обнаружение зон облаков и осадков. Так как указанные метеорологические цели обладают высокой отражаемостью, радиоэхо на индикаторе может возникнуть еще до того, как ось радиолуча пересечется с целью. В результате тангенциальные размеры облаков и осадков на ИКО будут завышены на величину, равную разрешающей способности в направлении, перпендикулярном радиолучу ΔL (рис. 3.29 б).

Разрешающая способность РЛС в тангенциальном направлении может быть определена с помощью следующего соотношения:

$$\Delta L = \sqrt{(0,7R\theta)^2 + \left(\frac{d}{m_r}\right)^2}, \quad (3.89)$$

где θ — ширина диаграммы направленности в радианах; m_r — тангенциальный масштаб изображения; $m_r = \frac{l}{L}$, где l — тангенциальный размер изображения в масштабе экрана индикатора, L — действительный тангенциальный размер цели.

Так как размеры метеорологических целей соизмеримы с размерами зондирующего импульса, тангенциальный масштаб изображения равен

$$m_r = \frac{l}{L} = \frac{r\theta}{R\theta} = \frac{r}{R},$$

где r — расстояние до метеоцели на экране индикатора.

В качестве примера ниже представлены значения разрешающей способности в тангенциальном направлении ΔL при ширине диаграммы направленности $\theta = 0,7^\circ$, $d = 1$ мм для разных значений R :

R км	5	10	20	40	100	200	300
ΔL м	60	130	260	510	930	3260	4000

Из этой таблицы видно, что при узкой диаграмме направленности разрешающая способность ΔL на малых удалениях изменяется от нескольких десятков до нескольких сотен метров, а на больших — порядка 2—4 км.

При анализе искажений вертикальных размеров метеоцелей, а следовательно, и для оценки точности определения высот облаков и осадков важное значение имеет разрешающая способность РЛС по вертикали (ΔH). В общем случае эта разрешающая способность зависит от разрешающей способности РЛС по дальности (ΔR), тангенциальной разрешающей способности в вертикальной плоскости (ΔL) и угла места антенны. Зависимость ΔH

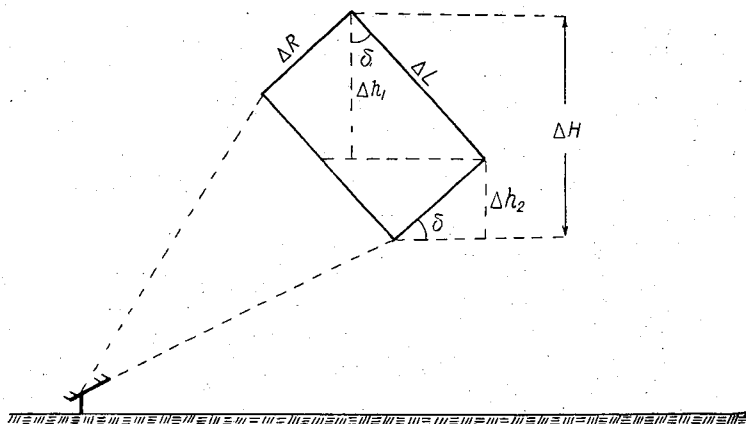


Рис. 3.31. Зависимость разрешающей способности по высоте ΔH от разрешающей способности в радиальном направлении ΔR , в тангенциальном направлении ΔL и угла места антенны δ .

от указанных факторов можно определить с помощью рис. 3.31. На рисунке представлена проекция радиоэхо зондирующего импульса в вертикальной плоскости, стороны которого равны ΔR и ΔL . Антенна РЛС направлена под углом δ к горизонту. Из рис. 3.31 видно, что разрешающая способность по вертикали равна $\Delta H = \Delta h_1 + \Delta h_2$. В свою очередь $\Delta h_1 = \Delta L \cos \delta$, а $\Delta h_2 = \Delta R \sin \delta$.

Используя формулы (3.88) и (3.89), получим окончательное выражение для разрешающей способности по вертикали ΔH

$$\Delta H = \sqrt{(0,7R\theta)^2 + \left(\frac{d}{m_t}\right)^2} \cos \delta + \left[\frac{c}{2} \left(\tau + \frac{k}{\Delta f} \right) + \frac{Rd}{D} \right] \sin \delta. \quad (3.90)$$

С помощью этой формулы можно рассчитывать значения разрешающей способности по вертикали ΔH для станций, имеющих

индикаторы дальность — высота. В табл. 3.11 представлены значения ΔH , полученные при тех же параметрах, которые были использованы для составления предыдущих таблиц.

Таблица 3.11

Разрешающая способность РЛС по вертикали (ΔH км)

δ°	R км			
	5	25	100	300
90	0,24	—	—	—
45	0,23	—	—	—
20	0,14	0,41	—	—
10	0,10	0,36	—	—
5	0,08	0,33	1,00	—
1	0,06	0,30	0,94	4,00

Из данных, помещенных в табл. 3.11, следует, что разрешающая способность по вертикали ΔH улучшается с уменьшением угла места и ухудшается с увеличением расстояния до облаков и осадков. Для станции с указанными параметрами удовлетворительная разрешающая способность ΔH наблюдается до удалений порядка 20—25 км. На больших расстояниях вследствие недостаточной разрешающей способности по вертикали следует ожидать значительных погрешностей в определении высот облаков и осадков, что в целом ряде случаев может не удовлетворять запросы практики метеорологического обеспечения.

2. Влияние боковых лепестков диаграммы направленности. Боковые лепестки диаграммы направленности оказывают существенное влияние на обнаружение облаков и осадков, расположенных на небольших удалениях от РЛС. Обычно уровень первого бокового лепестка на 20—25 дБ ниже уровня основного лепестка диаграммы направленности, а уровень бокового лепестка, направленного под углом 90° к основному, на 40—45 дБ ниже. Наличие боковых лепестков приводит к тому, что на ИКО и ИДВ наблюдается засветка от начала развертки до удалений порядка 0,5—2,5 км, вызванная эхосигналами местных предметов даже при вертикально направленной антенне. Вследствие этого исключается радиолокационное обнаружение и измерение характеристик облаков и осадков, расположенных в пределах указанных расстояний, особенно таких, как высоты облаков, их водность и др.

Кроме того, при выпадении очень сильных дождей на небольших расстояниях от РЛС вследствие очень мощных эхосигналов возможен их прием не только в направлении основного лепестка диаграммы направленности, но и на боковых лепестках. В подоб-

ных случаях разрешающая способность ΔL будет хуже той, которая описывается выражением (3.89).

3. Погрешности за счет «вторичной развертки». Явление вторичной развертки обычно имеет место у РЛС, характеризующихся небольшим радиусом действия, порядка 30—60 км. Это явление обнаруживается на экране отметчика кругового обзора в виде ложных изображений зон осадков.

Вторичная развертка вызывается сигналами от ливневых и грозовых очагов, которые находятся за пределами расчетной дальности действия станции. Отраженные сигналы, создаваемые ими, по интенсивности значительно превосходят обычные и поэтому обнаруживаются на аномально больших расстояниях. Время прохождения радиоволн от передатчика до отражающего очага и приемника при таких больших удалениях больше, чем интервал времени между импульсами. Так как цикл движения пятна развертки начинается каждый раз в момент излучения импульса и заканчивается до посылки следующего импульса, то сигнал, поступающий от ливня, находящегося за пределами дальности действия станции, «запаздывает», поступая на вход приемного устройства после излучения следующего импульса. Вследствие этого его изображение окажется среди изображений сигналов близко расположенных целей, приходящих при последующем цикле работы станции. Дальность при этом оказывается значительно меньше истинной, а форма изображения не соответствует действительным очертаниям зоны осадков. Для определения истинной дальности пользуются соотношением

$$R_n = R' + \frac{c}{2F},$$

где R' — удаление изображения при вторичной развертке, c — скорость распространения света, F — частота повторения импульсов.

Можно себе представить такой случай, когда от момента излучения до поступления отраженного сигнала проходит время, превышающее двойной интервал между импульсами. Однако на практике этот случай маловероятен, так как отраженные сигналы, приходящие от зон осадков, будут недостаточны для обнаружения и, кроме того, высота электромагнитного луча над поверхностью Земли на таких больших расстояниях будет, несомненно, значительно превосходить высоту зон осадков.

Размер отражающей области зоны осадков, создающей изображение вторичной развертки, может быть определен по формуле (при коэффициенте заполнения $k_a = 1$)

$$L_n = L' \frac{R_n}{R'},$$

где L_n — тангенциальный размер изображения, соответствующий

действительной величине зоны осадков, L' — ширина зоны, полученная на отметчике кругового обзора при вторичной развертке.

Можно показать, что существует область, имеющая форму кольца с центром в точке стояния РЛС, внутри которой зоны осадков не обнаруживаются ни в виде обычных светящихся изображений, ни в виде изображений вторичной развертки. Ширина этого «слепого кольца» равна

$$B = \frac{c}{2F} - R_{\max},$$

где $R_{\max}$ — максимальная дальность, которая может быть получена на отметчике кругового обзора.

Изображения, получающиеся при вторичной развертке, имеют характерные признаки, которые позволяют довольно точно отличить их от обычных изображений зон осадков. Эти признаки следующие: 1) высота вершины отражающей зоны мала и обычно вообще не может быть измерена; 2) изображение вытянуто в радиальном направлении.

По изображению вторичной развертки, пользуясь приведенными формулами, можно легко определить истинную дальность и размеры источника отражения, а также скорость и направление перемещения. Направление перемещения определяется непосредственно, значение же скорости нужно умножить на величину

$$\frac{R_n}{R}.$$

4. Погрешности при изменении масштаба вдоль развертки. Кроме рассмотренных выше погрешностей радиолокационного обнаружения облаков и осадков, необходимо иметь в виду погрешности, источником которых является изменение масштаба вдоль развертки на ИКО. В существующих типах радиолокационных станций эти погрешности встречаются довольно часто, они связаны с нелинейностью заряда конденсатора генератора развертки со временем.

Изменение масштаба легко можно обнаружить путем измерения расстояния между соседними масштабными кольцами (метками дальности). Обращает на себя внимание постоянное увеличение расстояния между метками дальности в направлении от центра ИКО к его периферии.

Изменение масштаба вдоль развертки приводит к тому, что изображение слоя таяния при вертикальном сечении слоистодождевых облаков от 0 до 90° выглядит не в виде горизонтальной яркой полосы, а в виде кривой.

Насколько существенно увеличение масштаба вдоль развертки, видно из следующего: на расстоянии 2—3 км это увеличение составляет 30—40%, а на расстоянии 8 км — 50%.

Выясним теперь, к каким искажениям радиолокационных изображений может привести отмеченное выше измерение масштаба

вдоль развертки. Для этой цели рассмотрим в плане обнаружение отдельной зоны осадков, которая движется по направлению к радиолокатору, не изменяя своей площади и конфигурации (рис. 3.32).

Далее для простоты рассуждений будем считать, что отсутствует затухание энергии радиоволн и нет искажений изображений зоны ливня, источником которых является изменение расстояния до него. Наконец, размеры зоны таковы, что можно пренебречь изменением масштаба в пределах ее ширины.

По мере приближения этой зоны к РЛС ее изображение на ИКО будет в радиальном направлении как бы сжиматься. На удалениях 20—25 км видимое «уменьшение» площади зоны на единицу расстояния весьма мало, а в непосредственной близости от РЛС оно достигает большой величины. Это изменение видимой площади прямо пропорционально изменению масштаба вдоль развертки.

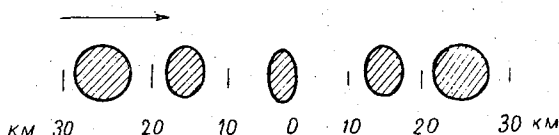


Рис. 3.32. Видимое изменение формы радиоэхо за счет изменения масштаба вдоль развертки.

Если же зона осадков удаляется, то будет наблюдаться обратная картина, т. е. ее изображение по мере удаления от станции будет как бы увеличиваться. В тех же условиях, когда перемещение ливней происходит в направлении, отличном от направления развертки, на экране ИКО «изменение» площади изображения будет меньше. Наконец, когда зона осадков будет перемещаться по окружности, изменение площади вовсе не будет происходить вследствие неизменности масштаба.

Выше было указано, при каких предположениях составлен рис. 3.32. В действительных условиях, когда происходит изменение площади зоны осадков и ее интенсивности во времени и пространстве, а также деформация этой зоны на индикаторах РЛС вследствие ослабления электромагнитных волн, чрезвычайно трудно будет выделить из общего комплекса факторов, обуславливающих изменение площади, радиолокационных изображений, влияние изменения масштаба вдоль развертки.

Эта задача решается гораздо легче в случаях пространственного вертикального зондирования слоисто-дождевой облачности и обложных осадков, когда на ИКО наблюдается яркая полоса.

С практической точки зрения, в пределах 10—20 км вполне допустимо считать яркую полосу (слой таяния) горизонтальной. Однако опыт получения пространственных вертикальных

разрезов показывает, что яркая полоса представляет собой часто кривую полосу, подобную показанной на рис. 4.19. Такая необычная форма яркой полосы как раз и является следствием изменения масштаба вдоль развертки. Искаженную яркую полосу с понижением ее высоты над станцией можно получить и расчетным путем, пользуясь изменением масштаба вдоль развертки и ее высотой.

Из изложенного выше становится ясным, что при определении вертикальной и горизонтальной протяженности атмосферных образований необходимо обязательно учитывать изменение масштаба вдоль развертки. Учет состоит в том, что используется расстояние между теми метками дальности, где наблюдаются атмосферные образования.

5. Погрешности за счет недостаточного энергетического потенциала радиолокатора, дальности и структуры облаков и осадков. Выше рассматривались погрешности радиолокационного обнаружения зон облаков и осадков, когда оператор наблюдает изображение этих зон на экранах отметчиков РЛС. Эти погрешности в той или иной мере влияют на точность определения дальности и геометрических параметров указанных зон и могут быть учтены. Между тем более существенные погрешности, зависящие от технических параметров радиолокатора, дальности и структуры облаков и осадков, часто почти невозможно учесть.

Причины и следствия этих погрешностей становятся более понятными из следующих рассуждений. Если в формуле радиолокации облаков и осадков (3.25), состоящих из жидких частиц, обозначить множитель $\frac{\pi^5 P_t A_p h}{48 \lambda^4} \left| \frac{\varepsilon - 1}{\varepsilon + 2} \right|^2$ через C , она запишется в таком виде:

$$P_r = C \frac{\sum_i N_i D_i^6}{R^2} k k_3.$$

Покажем на примере обнаружения осадков погрешности, связанные с различным значением постоянной РЛС C , которую назовем потенциалом РЛС.

Экспериментальным путем была найдена связь между $\sum_i N_i D_i^6$ и величиной интенсивности осадков I . Для умеренных широт наиболее подходящим является соотношение

$$Z = 220 I^{1.6}, \quad (3.91)$$

где $Z = \sum_i N_i D_i^6$ мм⁶/м³, а I имеет размерность мм/час.

Тогда

$$P_r = C \frac{I^{1.6}}{R^2} k k_3. \quad (3.92)$$

Для дальнейших рассуждений удобно ввести величину $\mu = \frac{P_r}{P_{r \min}}$, где $P_{r \min}$ — минимальное значение мощности принятого сигнала, который еще может быть обнаружен РЛС. Величина μ характеризует яркость изображения на ИКО или ИДВ или высоту импульса на индикаторе дальности. Когда $\mu > 1$, изображение появляется на экране, при $\mu < 1$ изображение исчезает. Следовательно, геометрическое место точек, для которых $\mu = 1$, будет являться границей площади изображений облаков, осадков и других атмосферных образований.

Разделив обе части уравнения (3.92) на $P_{r \min}$, подставив в развернутом виде k и считая коэффициент заполнения $k_3 = 1$, получим

$$\mu = C_2 I^{1.6}(x) (R + x)^{-2} \cdot 10^{-0.2\alpha \int_0^x I(x) dx} \quad (3.93)^1$$

где $I(x)$ — функция распределения интенсивности осадков по пути распространения зондирующего импульса; x — путь, проходимый импульсом в осадках; R — расстояние от станции до передней границы осадков.

После логарифмирования уравнения (3.93) получим

$$\lg \mu = \lg C_2 + 1,6 \lg I(x) - 2 \lg (R + x) - 0,2\alpha \int_0^x I(x) dx. \quad (3.94)$$

Уравнение (3.94) может быть использовано для расчета контура изображения зоны осадков, если μ положить равным единице. При расчетах следует иметь в виду, что для $\lambda \geq 5$ см коэффициент $\alpha \approx 0$, а для $\lambda < 5$ см он быстро возрастает с уменьшением длины волны. Для $\lambda = 3$ см, на которой работает РЛС штормового оповещения, α можно принять равным $0,031 \frac{\text{дБ/км}}{\text{мм/час}}$.

Пусть интенсивность дождя над РЛС $I = 3 \text{ мм/час} = \text{const}$, а действительная ширина зоны дождя равна 50 км. Постоянная этого радиолокатора $C_2 = 28$. Тогда дождь будет обнаруживаться до 10 км. Если же постоянная $C_2 = 150$, что соответствует модернизированной РЛС, дождь будет обнаруживаться до 20 км. Отсюда видно, что геометрические размеры зон дождя, а также и других атмосферных образований существенно зависят от технических характеристик РЛС. Это приводит к тому, что разные РЛС по-разному обнаруживают одни и те же атмосферные образования.

Более того, при наблюдениях с помощью одной и той же РЛС могут возникать искажения, связанные с изменением мощности

¹ Уравнение (3.93) является общим выражением для случая обнаружения осадков, так как оно учитывает функцию распределения интенсивности осадков по пути распространения электромагнитных волн.

передатчика, чувствительности приемника, длины волны и длительности импульса. Однако, как показывает опыт, изменение указанных технических характеристик в случае исправной РЛС не приводит к изменению постоянной C_2 , превышающему 10—20%. Такие изменения постоянной радиолокатора могут приводить лишь к небольшим искажениям изображений атмосферных образований.

Наряду с искажениями, зависящими от технических параметров РЛС, большую роль играют искажения за счет функции распределения осадков вдоль оси распространения электромагнитных волн и дальности до осадков.

На рис. 3.33 показано искажение геометрических размеров отдельного ливня с удалением от типовой РЛС. Предполагается, что ливень в поперечном сечении представляет собой круг диаметром 5 км, а распределение интенсивности осадков в нем пара-

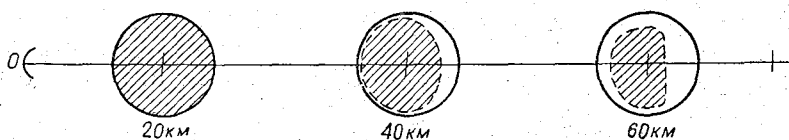


Рис. 3.33. Искажение геометрической формы ливня за счет дальности и ослабления электромагнитных волн.

болическое. Считается также, что во время движения ливня изменение формы и интенсивности осадков в нем не происходит.

Из рисунка видно, как сильно сказывается увеличение дальности на характере изображения одного и того же ливня. Особенно сильно искажаются его тыловые части. Искажение происходит как за счет увеличения дальности, так и за счет затухания радиоволн в ливне. Влияние последнего фактора становится особенно заметным, если между рассматриваемым ливнем и РЛС находятся экранирующие осадки.

Любопытным является то, что для $\lambda = 5$ см увеличение интенсивности зоны осадков постоянно приводит к увеличению мощности принятого сигнала от всех частей зоны и, следовательно, к уменьшению искажения, и наоборот. В последнем случае наступает такой момент, когда вся зона осадков дает сигнал меньше $P_{r \min}$ и изображение осадков или других атмосферных образований на экране индикатора радиолокатора исчезает.

Для $\lambda < 5$ см увеличение интенсивности осадков приводит сначала к увеличению мощности принятого сигнала и, таким образом, к уменьшению искажения. Однако с определенных значений интенсивности и ширины осадков ослабление электромагнитных волн начинает преобладать. Это приводит к уменьшению мощ-

ности принятого сигнала и к увеличению искажения, особенно тыловых частей зоны осадков.

Искажение геометрических размеров атмосферных образований подтверждается результатами одновременных радиолокационных и самолетных наблюдений за кучево-дождевыми и слоисто-дождевыми облаками и связанными с ними осадками. Результаты этих наблюдений показывают, что вертикальная мощность радиоэхо на ИДВ радиолокатора с относительно небольшим значением постоянной (потенциала) C почти всегда значительно меньше вертикальной протяженности кучево-дождевых и слоисто-дождевых облаков.

Что касается искажения горизонтальных размеров, то наиболее искажены слоисто-дождевые облака и связанные с ними осадки, поскольку их изображения на ИКО станций с небольшим потенциалом C , как правило, не превышают 60 км в диаметре. В то же время действительные горизонтальные размеры их исчисляются сотнями километров. В меньшей степени искажаются кучево-дождевые облака вследствие меньших размеров и большей интенсивности выпадающих из них осадков.

Для РЛС с высоким потенциалом искажения геометрических размеров облаков и осадков значительно меньше.

§ 3.9. Метод радиотеплолокации

Метод радиотеплолокации основан на приеме собственного теплового электромагнитного излучения различных объектов в радиодиапазоне. Одним из таких объектов является атмосфера. Первоисточниками этого излучения являются атомы и молекулы вещества. При этом происходит преобразование внутренней тепловой энергии излучающего тела в энергию электромагнитного поля, распространяющегося за пределы излучающего тела. Величина тепловой энергии в основном определяется температурой излучающего тела, поэтому от температуры зависит и средняя мощность излучения. Однако некоторая часть энергии излучения не выходит за пределы излучателя, а отражается от его поверхности и уходит обратно в толщу излучателя, преобразуясь опять в тепло. Поскольку коэффициент отражения зависит от угла падения волн, их длины, вида поляризации, электрических и магнитных свойств вещества излучателя и окружающей среды, конфигурации поверхности излучателя, то мощность излучения также зависит от указанных факторов. Тепловое электромагнитное излучение занимает широкий спектр частот, вплоть до сантиметровых и дециметровых волн.

В связи с тем что принимающий излучение не знает времени выхода волны из объекта, метод радиотеплолокации позволяет обнаруживать только объекты и определять на них направление, но не позволяет измерять расстояние до них. В связи с этим

определение их местоположения затруднительно. В наземных условиях этот недостаток может быть преодолен путем использования нескольких радиотеплолокаторов, установленных на известных расстояниях друг от друга (базовый метод). Если же указанный радиолокатор установлен на летательном аппарате (самолете и др.), то, зная координаты аппарата и угол визирования, можно определить местоположение пеленгуемых объектов на земной поверхности.

Методы радиотеплолокации получили развитие лишь в последние годы, когда были разработаны высокочувствительные приемные устройства, позволяющие выделять сигналы теплового излучения на фоне собственных шумов [20, 21, 22, 30].

1. Основные характеристики теплового радиои́злучения

Мощность излучения. В сантиметровом и миллиметровом диапазонах волн идеальным источником электромагнитного излучения является абсолютно черное тело.

В соответствии со вторым законом термодинамики абсолютно черное тело полностью поглощает падающую на него энергию и обеспечивает максимальное излучение.

В диапазоне радиочастот мощность излучения абсолютно черного тела выражается соотношением Релея—Джинса, которое определяет величину потока мощности, протекающего через единицу поверхности черного тела, перпендикулярную направлению распространения энергии, заключенной в единичном телесном угле при интервале частот 1 гц:

$$P_{\text{ч}} = \frac{2}{\lambda^2} kT, \quad (3.95)$$

где $P_{\text{ч}}$ — мощность излучения (вт/м² гц); λ — длина волны (м); $k = 1,38 \cdot 10^{-23}$ — постоянная Больцмана (вт·сек·град.⁻¹); T — кинетическая температура (°K).

В реальных условиях электромагнитное излучение объектов может отличаться от излучения абсолютно черного тела, выраженного соотношением (3.95). В особую группу выделяется излучение серого тела, когда отношение мощности излучения данного объекта и абсолютно черного тела (при данной температуре) меньше единицы и постоянно для всех частот. Наиболее частым является селективное излучение, когда наблюдаются максимумы и минимумы в ходе кривой, характеризующей зависимость мощности излучения от частоты.

Мощность серого и селективного теплового радиои́злучения можно рассчитать по формуле (3.95), если в качестве множителя правой части ввести коэффициент $Q(\lambda, T)$, определяющий погло-

щательную способность рассматриваемого тела на данной частоте при той же температуре T . Этот коэффициент равен

$$Q(\lambda, T) = \frac{P_r}{P_a}, \quad (3.96)$$

где P_r — мощность радиоизлучения данного тела.

Значение коэффициента $Q(\lambda, T)$ находится в пределах $0 \leq Q(\lambda, T) \leq 1$. Для абсолютно черного тела $Q(\lambda, T) = 1$, а для абсолютно прозрачного $Q(\lambda, T) = 0$.

Таким образом, излучательную способность реальных тел характеризуют излучением абсолютно черного тела, имеющим эффективную температуру $T_{эф}$, при которой оно на данной частоте излучает такую же мощность, как и реальное тело.

Яркостная и антенная температура. Наряду с эффективной температурой вводится понятие яркостной температуры $T_{я}$, которая характеризует небольшие участки реальных тел с одинаковым излучением.

Отсюда эффективную температуру реального тела с неравномерным излучением можно считать осредненной по всей поверхности яркостной температурой $T_{я}$, т. е.

$$T_{эф} = \frac{\int_{\Omega} T_{я}(\varphi, \eta) d\Omega}{\Omega}, \quad (3.97)$$

где Ω — телесный угол излучающего объекта; φ, η — сферические координаты.

Для характеристики мощности, воспринимаемой приемной антенной пассивного радиолокатора, необходимо определить так называемую антенную температуру T_a . В общем случае эта температура определяется следующим соотношением:

$$T_a = T_{я}(1 - \beta_s) \eta k_a + T_0 \beta_s \eta + T_0(1 - \eta), \quad (3.98)$$

где $T_{я}$ — яркостная температура в направлении главного лепестка; k_a — коэффициент заполнения, равный $\frac{\theta_n}{\theta_a}$ (θ_n — телесный угол источника излучения, θ_a — телесный угол диаграммы направленности антенны); β_s — коэффициент рассеяния антенны, а η — ее к. п. д.; T_0 — средняя яркостная температура излучения, попадающего в боковые лепестки; T_0 — температура антенны. Обычно $\beta_s = 0,3$, а $\eta = 0,8$.

Определим яркостную температуру в случае приема радиоизлучения от бесконечно протяженной среды, которая имеет температуру T_2 и коэффициент поглощения Q . Такой средой, в частности, могут являться зоны облаков и осадков. Предположим далее, что антенна находится вне излучающей среды и градиент показателя преломления так мал, что можно пренебречь некоторым отражением от границы среды (рис. 3,34).

Излучение слоя реальных тел толщиной dx , согласно соотношению (3.96), определяется следующим образом:

$$P = QP_{\text{ч}} dx.$$

С учетом ослабления за счет поглощения в среде 2 получим

$$P = QP_{\text{ч}} e^{-\int_0^x Q dx} dx.$$

Полагая $\int_0^x Q dx = \tau$, где τ называется оптической глубиной среды, получим

$$P = QP_{\text{ч}} e^{-\tau} dx. \quad (3.99)$$

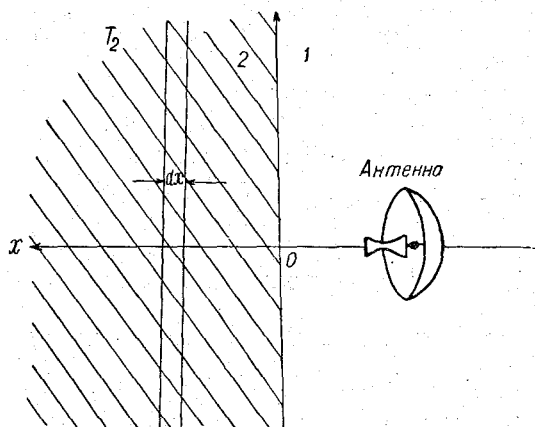


Рис. 3.34. К выводу формулы яркостной температуры $T_{\text{я}}$.

Так как рассматриваемый источник излучения (среда 2) является протяженным, его температура T_2 не зависит от координат.

Тогда, используя соотношения (3.98) и (3.99), получаем выражение, характеризующее вклад в яркостную температуру излучения слоя dx ,

$$dT_{\text{я}} = T_2 Q e^{-\tau} dx. \quad (3.100)$$

Интегрирование этого выражения дает возможность определить яркостную температуру среды вдоль главного лепестка диаграммы направленности

$$T_{\text{я}} = \int_0^{\infty} e^{-\tau} T_2 Q dx.$$

Так как $Q dx = d\tau$, то

$$T_{\text{я}} = \int_0^{\infty} e^{-\tau} T_2 d\tau. \quad (3.101)$$

Для среды конечных размеров с оптической глубиной Δ

$$T_{\text{я}} = T_2 (1 - e^{-\Delta}). \quad (3.102)$$

Теперь учтем отражение энергии радиоизлучения среды 2 от границы раздела сред 1—2. Оно зависит от коэффициента отражения, различного для различных сред, частот, углов падения и поляризаций.

Коэффициент отражения (по мощности) определяется как

$$R_0^2 = \left(\frac{E_{\text{отр}}}{E_{\text{пад}}} \right)^2,$$

где $E_{\text{отр}}$ и $E_{\text{пад}}$ — соответственно амплитуды отраженной и падающей волны на границе раздела сред.

При распространении теплового радиоизлучения среды 2 в среду 1 некоторая его часть отразится от границы сред. В результате поток излучения, прошедший в среду 1 через границу раздела, будет ослаблен на величину $(1 - R_0^2)$. На основании этого можно записать следующее выражение для яркостной температуры, когда антенна расположена в неизлучающей среде:

$$T_{\text{я}} = T_2 (1 - R_0^2) (1 - e^{-\Delta}). \quad (3.103)$$

Анализ соотношения (3.103) показывает, что $T_{\text{я}}$ равна кинетической температуре среды T_2 тогда, когда $R_0^2 = 0$ и $e^{-\Delta} = 0$. Такое радиоизлучение характерно для абсолютно черного тела. В частности, оно может встретиться при условии, когда антенна расположена в самой излучающей среде с бесконечно большой оптической толщиной ($\Delta = \infty$). При этом $R_0^2 = 0$, так как граница сред отсутствует.

С подобного рода условиями встречаются при приеме радиоизлучения атмосферы в миллиметровом диапазоне волн, когда угол наклона антенны к горизонту близок к нулю.

Поскольку отражение радиоволн молекулами газов атмосферы, частицами облаков и осадков в радиодиапазоне весьма мало, яркостная температура атмосферы может быть выражена следующим соотношением:

$$T_{\text{я}} = T_2 (1 - e^{-\Delta}). \quad (3.104)$$

Ослабление радиоволн обычно выражается в децибеллах. Следовательно,

$$e^{-\Delta} = 10^{-0,1 \left[\int_0^R \alpha(\lambda) dR + \int_{R_1}^{R_2} \alpha_1(\lambda) W(R) dR + \int_{R_3}^{R_4} \alpha_2(\lambda) I(R) dR \right]}.$$

Как было указано в § 3.7, первое слагаемое учитывает ослабление в газах атмосферы, второе — в облаках, а третье — в осадках. α , α_1 и α_2 — соответствующие единичные коэффициенты ослабления в дБ/км, $\frac{\text{дБ/км}}{\text{г/м}^3}$, $\frac{\text{дБ/км}}{\text{мм/час}}$.

Тепловое радиоизлучение водной и земной поверхностей в диапазоне микрорадиоволн формируется в тонком поверхностном слое. Вследствие этого из-за очень большой величины Δ в формуле (3.103) член $e^{-\Delta} = 0$.

Тогда

$$T_{\text{я}} = T_2 (1 - R_0^2). \quad (3.105)$$

При обнаружении излучений различных объектов на фоне подстилающей поверхности их различают по разности или контрасту антенных температур. Как следует из соотношения (3.103), температурный контраст может наблюдаться у различных объектов с одинаковой кинетической температурой T_2 , так как объекты могут обладать различными отражающими и поглощающими свойствами.

2. Дальность пассивного радиолокационного обнаружения

Так же как и в активной радиолокации, дальность обнаружения целей с помощью пассивной РЛС зависит от мощности принимаемого сигнала и чувствительности приемника.

При определении мощности поступающего на вход приемника РЛС теплового радиоизлучения объекта, расположенного на расстоянии R от станции, будем полагать, что излучение изотропно и происходит с поверхности объекта S ; антенна направлена на цель, поверхность S которой перпендикулярна осевой линии радиолуча; расстояние R достаточно велико и поэтому эффективная поверхность антенны A видна из каждой точки поверхности S под одним и тем же пространственным углом.

Воспользуемся законом Релея—Джинса, который выражается формулой (3.95) и дает возможность определить мощность теплового радиоизлучения с единицы поверхности в единичном телесном угле при полосе частот Δf . Так как наша цель характеризуется излучающей поверхностью S , то мощность радиоизлучения у цели будет $P' = P_0 S$. При прохождении радиоволн от цели до антенны РЛС их энергия будет ослабевать обратно пропорционально квадрату расстояния. Вследствие этого мощность сигнала, принятого антенной, будет

$$P_{\text{ч}} = \frac{P_0 S A}{R^2} = \frac{2k T_a S A \Delta f}{\lambda^2 R^2}, \quad (3.106)$$

где T_a — антенная температура, определяемая излучательной и отражательной способностью объекта.

Если используются обычные антенны с линейной поляризацией, то в среднем будет принята лишь половина поступающей мощности, ибо в первом приближении можно считать, что различные виды поляризации теплового излучения равновероятны.

В тех случаях, когда мощность принимаемого сигнала больше чувствительности приемника $P_{\min}$, излучающий объект будет обнаружен. Следовательно, максимальная дальность его обнаружения равна

$$R_{\max} = \sqrt{\frac{kT_a SA \Delta f}{\lambda^2 P_{\min}}}. \quad (3.107)$$

Атмосферные образования, какими являются облака и осадки, характеризуются большими геометрическими размерами, превышающими, как правило, поперечные размеры диаграммы направленности у антенны с большим коэффициентом направленного действия. Вследствие этого принимаемая антенной мощность оказывается не зависящей ни от тангенциальных размеров метеоцели, ни от ее удаления.

Действительно, площадь поперечного размера диаграммы направленности на расстоянии R равна $S = \pi \left(\frac{R\theta}{2}\right)^2$. Именно сквозь эту площадь происходит излучение у протяженных метеоцелей. С другой стороны, эффективная площадь параболических антенн A следующим образом связана с шириной диаграммы направленности θ (угловыми размерами радиолуча): $\theta^2 = \frac{\lambda^2}{A}$. На этом основании можно переписать соотношение (3.106) так:

$$P = \frac{\pi}{4} kT_a \Delta f. \quad (3.108)$$

Таким образом, мощность принимаемого сигнала для данного пассивного радиолокатора с полосой пропускания Δf определяется только антенной температурой протяженной метеорологической цели. Эта цель будет обнаружена, если принимаемый сигнал превышает чувствительность приемника.

Количественно чувствительность приемников теплового радиоизлучения оценивается по формуле

$$P_{\min} = \xi \frac{m_p P_{\text{ш}}}{\sqrt{\tau_{\Phi} \Delta f}}, \quad (3.109)$$

где $P_{\text{ш}}$ — мощность внутренних шумов приемника; Δf — полоса пропускания усилителя промежуточной частоты; m_p — коэффициент различимости; τ_{Φ} — постоянная времени приемника — величина обратно пропорциональная ширине полосы пропускания Δf интегрирующего фильтра; ξ — коэффициент, зависящий от способа обработки входного сигнала. Для корреляционного приемника $\xi = 1$, а для модуляционного $\xi = 4\sqrt{2}$ из-за того, что при

модуляции сигнал неполностью используется в течение всего времени приема.

Так как $P_{\text{ш}} = N_{\text{ш}} k T \Delta f$, где $T = 300^\circ \text{K}$, а $N_{\text{ш}}$ — коэффициент шума приемника, то выражение для чувствительности P_{min} можно представить в таком виде:

$$P_{\text{min}} = m_p k T N_{\text{ш}} \xi \sqrt{\frac{\Delta f}{\tau_{\Phi}}}. \quad (3.110)$$

Подставляя в формулу (3.108) вместо принимаемой мощности $P_{\text{ч}}$ соотношение (3.110), получим

$$T_{\text{min}} = \frac{4 m_e T N_{\text{ш}} \xi}{\pi \sqrt{\Delta f \tau_{\Phi}}}. \quad (3.111)$$

Формула (3.111) выражает антенную температуру, соответствующую чувствительности приемника. Вследствие этого ее часто выражают в $^\circ \text{K}$. В качестве примера по формуле (3.111) определим указанную чувствительность при $m_p = 3$; $T = 300^\circ \text{K}$; $N_{\text{ш}} = 10$; $\xi = 5,7$; $\Delta f = 20 \cdot 10^6$ гц; $\tau_{\Phi} = 10$ сек.

$$T_{\text{min}} = \frac{4 \cdot 3 \cdot 300 \cdot 10 \cdot 5,7}{3,14 \sqrt{2 \cdot 10^8}} = 4,6^\circ \text{K}.$$

Из анализа формулы (3.111) видно, что чувствительность пассивной РЛС может быть повышена путем уменьшения коэффициента шума, понижения температуры приемника и расширения полосы пропускания УПЧ.

Для обнаружения зон облаков и осадков с помощью пассивной РЛС, установленной на земле или на самолете, необходимо, чтобы контрасты антенных температур превышали T_{min} . Причем под указанным контрастом понимается разность антенных температур $\Delta T_a = T' - T''$ между T' при направлении на облака и осадки и T'' в направлении, где атмосферные образования отсутствуют.

Если для простоты представить случай обнаружения однослойной облачности, то, пренебрегая космическим излучением в сантиметровом диапазоне из-за его малости, выражение для контраста яркостных температур при наблюдении с земли можно записать в следующем виде, используя соотношение (3.104):

$$\begin{aligned} \Delta T_a = & \bar{T}_1 (1 - e^{-\Delta_1}) + \bar{T}_2 (1 - e^{-\Delta_2}) e^{-\Delta_1} + \\ & + \bar{T}_3 (1 - e^{-\Delta_3}) e^{-(\Delta_1 + \Delta_2)} - T_{\text{атм}} (1 - e^{-\Delta_{\text{атм}}}), \end{aligned} \quad (3.112)$$

где $\bar{T}_1$ — средняя температура подоблачного слоя атмосферы, а Δ_1 — коэффициент поглощения радиоволн в этом слое; $\bar{T}_2$ — сред-

ная температура слоя облаков, а Δ_2 — коэффициент поглощения в облаках; $\bar{T}_3$ — средняя температура надоблачного слоя атмосферы, а Δ_3 — коэффициент поглощения в этом слое; $T_{\text{атм}}$ — средняя температура чистой атмосферы, а $\Delta_{\text{атм}}$ — коэффициент поглощения в этой атмосфере.

При наблюдении этих же облаков сверху необходимо учесть собственное радиоизлучение земной поверхности и радиоизлучение газов атмосферы или облаков, отраженное от Земли. Вследствие этого контраст яркостных температур с учетом соотношения (3.103) будет

$$\begin{aligned} \Delta T_{\text{я}} = & T_{\text{з(в)}} (1 - R_0^2) [e^{-(\Delta_1 + \Delta_2 + \Delta_3)} - e^{-\Delta_{\text{атм}}}] + \\ & + \bar{T}_1 (1 - e^{-\Delta_1}) [e^{-(\Delta_1 + \Delta_2)} + R_0^2 e^{-(\Delta_1 + \Delta_2 + \Delta_3)}] + \\ & + \bar{T}_2 (1 - e^{-\Delta_2}) [e^{-\Delta_3} + R_0^2 e^{-(2\Delta_1 + \Delta_2 + \Delta_3)}] + \\ & + \bar{T}_3 (1 - e^{-\Delta_3}) [1 + R^2 e^{-(2\Delta_1 + 2\Delta_2 + \Delta_3)}] - \\ & - \bar{T}_{\text{атм}} [1 + e^{-\Delta_{\text{атм}}} (R_0^2 - 1)], \end{aligned} \quad (3.113)$$

где $T_{\text{з(в)}}$ — температура земной или водной поверхности, R_0 — модуль коэффициента отражения радиоволн от этой поверхности.

Таблица 3.12

Расчетные значения $T_{\text{я}}$ и $\Delta T_{\text{я}}$ облаков и осадков при наблюдении с Земли (°K)

Атмосферное образование	Наклон антенны δ°							
	90		60		30		10	
	$T_{\text{я}}$	$\Delta T_{\text{я}}$	$T_{\text{я}}$	$\Delta T_{\text{я}}$	$T_{\text{я}}$	$\Delta T_{\text{я}}$	$T_{\text{я}}$	$\Delta T_{\text{я}}$
Слоистые облака (St)	29/3	5/0	34/3	5/0	55/5	8/0	133/17	18/1
Слоисто-дождевые облака (Ns)								
$I=1$ мм/час	120/12	95/9	133/14	105/10	187/23	140/18	262/65	147/49
$I=5$ мм/час	224/30	199/27	234/34	206/30	264/56	217/51	273/135	158/129
Кучево-дождевые облака (Cb),								
$I=20$ мм/час	273/132	248/129	273/146	245/143	273/200	226/195	273/214	158/198

Примечание. В числителе помещены данные для $\lambda=0,8$ см, а в знаменателе — для $\lambda=3$ см.

В табл. 3.12 представлены рассчитанные по формуле (3.112) значения радиояркостных температур $T_{\text{я}}$ и их контрастов $\Delta T_{\text{я}}$ для разных атмосферных образований.

Данные табл. 3.12 рассчитаны при условии стандартного распределения температуры и влажности воздуха и типичных для указанных атмосферных образований геометрических размерах и микрофизических характеристиках.

Указанные расчетные значения $T_{\text{я}}$ и $\Delta T_{\text{я}}$ удовлетворительно согласуются с результатами экспериментальных исследований собственного радиоизлучения атмосферы с Земли, выполненных В. С. Троицким, А. Е. Саломоновичем, О. М. Атаевым, Н. И. Анановым, А. А. Курской, Т. Орхауг и др. [29, 41].

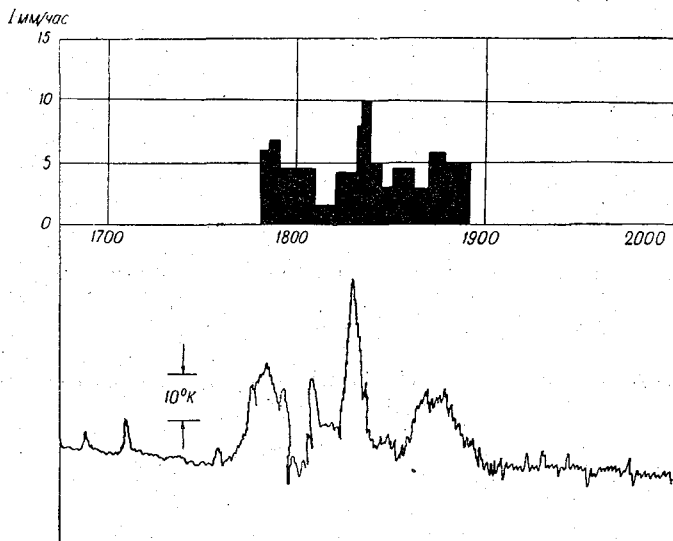


Рис. 3.35.

На рис. 3.35 в качестве примера приведены данные измерений радиоизлучения атмосферы на $\lambda = 3,7$ см при прохождении умеренного дождя.

Несколько других результатов следует ожидать при наблюдении облаков и осадков сверху, с борта летательных аппаратов. Так как в этом случае атмосферные образования приходится рассматривать на фоне водной или земной поверхности, которые также являются излучающими, $\Delta T_{\text{я}}$ должно быть меньше, чем при наблюдении с Земли (табл. 3.13).

В табл. 3.13 приведены данные, относящиеся только к дождевым облакам, поскольку облака без осадков характеризуются весьма малыми значениями $\Delta T_{\text{я}}$. В общем случае контрасты радиоярких температур зависят от длины волны, поляризации, угла скольжения, типа метеообразования, температуры и вида подстилающей поверхности. Последнее определяется коэффици-

ентом отражения R_0 . Для водной поверхности контрасты зон дождей положительны и составляют на волне $\lambda=0,8$ см $60-134^\circ$. На волне $\lambda=3$ см ΔT_{π} в общем меньше. Однако для зон сильных дождей ($I=20$ мм/час) вследствие меньшего ослабления этих волн контрасты могут быть немного больше, чем на $\lambda=0,8$ см.

Таблица 3.13

Контрасты радиояркостных температур ($^\circ\text{K}$) различных дождей, выпадающих над водной поверхностью

λ см	Интенсивность дождя, мм/час	Горизонтальная поляризация			Вертикальная поляризация		
		угол скольжения δ°					
		90	60	30	90	60	30
0,8 3	1	58 8	67 9	98 20	72 8	61 9	35 8
0,8 3	5	103 26	115 32	134 95	128 110	109 25	43 37
0,8 3	20	101 102	110 121	126 174	128 110	96 101	28 55

Контрасты радиояркостных температур при наблюдении облаков и осадков на фоне хвойного леса имеют отрицательный знак. Это вызвано тем, что излучательная способность хвойного леса близка к излучательной способности абсолютно черного тела. В этом случае $R \approx 0$ и при наблюдении сверху районы хвойного леса, над которыми имеются облака и осадки, кажутся «холоднее» районов, где указанные образования отсутствуют.

Контрасты ΔT_{π} в случае других подстилающих поверхностей суши нередко могут быть меньше, чем над водной поверхностью. Это объясняется главным образом большим влиянием собственного радиоизлучения суши по сравнению с излучением воды.

Другое обстоятельство, которое может затруднять интерпретацию радиометрических наблюдений сверху, связано с пространственной неоднородностью температур и коэффициентов отражения.

Для уменьшения его влияния целесообразно, по-видимому, работать на двух длинах волн, на которых коэффициенты отражения мало отличаются, а коэффициенты поглощения в атмосфере отличаются сильно.

Следует указать, что в настоящее время, к сожалению, отсутствуют экспериментальные данные о радиоизлучении облаков и осадков при наблюдении сверху.

Применение радиотеплолокаторов в радиометеорологии позволяет определять полное поглощение в атмосфере и атмосферных образованиях на трассе. Вследствие своей экономичности, малого энергопотребления, веса, габаритов и надежности указанная аппаратура может быть также использована для обзора Земли с космических летательных аппаратов и с самолетов с целью обнаружения зон осадков, определения границ морских льдов, степени волнения моря и температуры морской поверхности.

Глава 4

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ РАДИОЛОКАЦИОННЫХ СТАНЦИЙ ДЛЯ ОБНАРУЖЕНИЯ И ИССЛЕДОВАНИЯ АТМОСФЕРНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

§ 4.1. Организация и проведение радиолокационных наблюдений

Одним из важных мероприятий в организации радиолокационных наблюдений является выбор места установки РЛС. Основное требование, которому должно удовлетворять место установки, — это хорошая обзриваемость по всем направлениям. Радиолокатор по возможности должен быть установлен на высоком месте так, чтобы местные предметы, расположенные вокруг, были ниже антенны РЛС. Учитывая, что РЛС может быть использована и для измерения высот облаков, на аэродроме ее необходимо размещать недалеко от приводных радиостанций. В этом случае измеренные высоты нижней границы облаков будут наиболее показательными для экипажей самолетов, пролетающих облака при посадке.

Установленная на местности РЛС должна быть отгоризонтирована по уровням, расположенным на антенне, и ориентирована по странам света. Ориентирование проводится по эхо-сигналам отдельных местных предметов на ИКО, действительный азимут которых относительно места установки РЛС известен. Для обеспечения большей точности ориентировки выбранные местные предметы должны располагаться не ближе чем в 3—5 км от РЛС. Для точного направления антенны на выбранный местный предмет используется оптический визир, устанавливаемый на антенне так, чтобы его оптическая ось была параллельна электрической оси антенны.

С целью избежания ошибок в определении азимутов и вертикальных углов следует периодически проводить контрольную проверку установки РЛС по горизонтали и ее ориентирования по странам света.

Для обеспечения указанных выше максимальных дальностей обнаружения крупных ливней и гроз, наименьших погрешностей при измерении высот облаков, накопления сравнимого фактического материала перед каждой серией наблюдений необходимо проводить контрольные измерения мощности, излучаемой передатчиком, и чувствительности приемника.

После установки и проверки РЛС необходимо изучить на экране ИКО изображения местных предметов. Для этого проводят наблюдения в ясную или малооблачную погоду и фотографируют изображения этих предметов на экранах отметчиков. Полученные фотоснимки дают возможность отличать изображения облаков и осадков от изображений местных предметов.

Наблюдения за грозовыми и ливневыми очагами и зонами обложных осадков проводятся сначала при работе РЛС в режиме кругового обзора. При этом с целью обеспечения наибольшей дальности обнаружения указанных атмосферных образований угол места антенны следует плавно изменять от 0 до 5° после каждого ее оборота вокруг вертикальной оси. Масштаб на ИКО следует установить максимальный, например 0—300 км, яркость линии развертки и усиление регулировать до получения наиболее ясного и четкого изображения метеорологических целей.

В тех случаях, когда метеорологические цели наблюдаются на расстояниях меньше чем 300 км, необходимо устанавливать масштаб в соответствии с удалением цели. Например, если удаление не превышает 100 км, используют масштаб 0—50 или 0—100 км. × При обнаружении метеорологических целей необходимо прежде всего определить их характер, т. е. классифицировать на грозовые очаги, ливневые или зоны обложных осадков. Такую классификацию можно сделать на основании особенностей эхосигналов метеорологических целей. Особенности эхосигналов ливней и гроз являются:

1) очаговая структура общей карты радиоэхо на ИКО с поперечными размерами отдельных очагов чаще всего в несколько километров;

2) большая вертикальная протяженность радиоэхо — от 3—4 км и выше;

3) большая мощность эхосигналов и высокая яркость отметок на ИКО;

4) сильная временная и пространственная изменчивость радиоэхо;

5) большие дальности обнаружения.

Характерными особенностями эхосигналов зон обложных осадков являются:

1) большие площади, более или менее однородная картина радиоэхо на ИКО;

2) относительно небольшая вертикальная протяженность радиоэхо, чаще всего менее 3—5 км;

3) относительно меньшая мощность эхо-сигналов на индикаторе типа А и яркость свечения отметок на ИКО;

4) наличие хорошо выраженного слоя таяния снежинок в виде яркой полосы на индикаторе высота—дальность;

5) относительно небольшая временная и пространственная изменчивость.

Вертикальная протяженность эхо-сигналов зон осадков может быть получена на индикаторе высота—дальность. Для этого антенну устанавливают неподвижно по определенному азимуту, проходящему через центральные районы грозовых, ливневых очагов или зон обложных осадков, а затем изменяют угол наклона антенны от 0 до 90° и, наоборот, от 90 до 0°.

Полученная картина радиоэхо в вертикальной плоскости дает возможность с помощью масштабных меток определить вертикальную протяженность осадков. Вертикальная протяженность и высота верхней границы осадков на расстояниях, не превышающих 80—100 км, может быть получена и другим способом.

В этом случае, направив антенну на метеорологическую цель, можно медленно увеличивать ее угол места до момента исчезновения радиоэхо на ИКО. Высота вершины радиоэхо и его вертикальная протяженность определяются умножением удаления радиоэхо на синус вертикального угла, при котором изображение цели исчезло.

В настоящее время нет достаточно надежных и простых методов, позволяющих непосредственно на индикаторах РЛС отличать изображение грозовых очагов от ливневых, так как имеются трудности в получении изображений молнии. Вследствие этого приходится использовать косвенные признаки, установленные Е. М. Сальманом, Н. Ф. Котовым, В. М. Мучником и др. Такими признаками являются:

1) большая мощность принятого эхо-сигнала, превышающая 10^{-9} — 10^{-10} Вт;

2) большая вертикальная протяженность радиоэхо, когда его верхняя граница превышает высоту изотермы -22° ;

3) дальности обнаружения свыше 100—150 км.

Наличие одного из указанных признаков является достаточным для того, чтобы источником радиоэхо считать грозу.

Местоположение грозовых и ливневых очагов и зон обложных осадков и их размеры в горизонтальной плоскости характеризуются азимутами и удалениями от станции краев областей (левого, правого, ближнего, дальнего).

В тех случаях, когда геометрические размеры атмосферного образования менее 5—10 км в радиальном или тангенциальном

направлении, определяется только азимут удаления центра его тяжести, а положение краев не определяется.

Скорость и направление движения очагов ливней, гроз и зон обложных осадков определяются по результатам двух или более наблюдений на ИКО, проведенных с интервалом времени в среднем не менее 10—15 мин.

Скорость и направление движения определяются графически с помощью специального планшета. При этом используется перемещение центра тяжести изображения. С целью избежания значительных ошибок в определении скорости и направления движения для повторного наблюдения следует выбирать тот участок радиолокационного изображения метеорологической цели, где не происходит существенных изменений формы за промежуток времени между наблюдениями.

Следует иметь в виду встречающиеся иногда трудности в определении скорости и направления движения метеорологических целей. Например, если ливневый, грозовой очаг или зоны обложных осадков распались в течение интервала времени наблюдений, а вблизи возникло новое атмосферное образование, то оператор может принять его за переместившуюся первоначальную цель и определить тем самым ложное ее смещение. Во избежание таких ошибок наблюдения на ИКО должны проводиться непрерывно.

При определении скорости и направления движения атмосферных образований целесообразно использовать планшет АМП, применяемый при обработке ветровых наблюдений. Изображение указанных образований наносится на целлулоидный диск планшета по известным азимутам и удалениям характерных точек радиоэхо (левой, правой, ближней, дальней). При этом на планшете используется следующий масштаб дальности: если расстояние меньше 100 км, используется масштаб 5 клеточек сетки планшета, равный 5 км; в случае когда расстояние до метеорологической цели превышает 100 км, используется масштаб 5 клеточек сетки, равный 10 км. Через полученные четыре точки проводится плавная замкнутая кривая и отмечается центр тяжести. Аналогично отмечается центр тяжести радиоэхо через промежуток времени, не меньший чем 10—15 мин. Затем для определения скорости и направления движения необходимо:

- 1) соединить центр тяжести прямой линией, поставив стрелку, указывающую направление движения;

- 2) повернуть подвижный диск так, чтобы линия, соединяющая центры тяжести, совпала с одной из вертикальных линий сетки планшета, а стрелка была направлена вверх;

- 3) отсчитать азимут направления движения метеорологической цели по делению шкалы азимутов подвижного диска, совпадающему с отметкой 0° шкалы азимутов планшета;

- 4) определить длину пути, пройденного центром тяжести между наблюдениями;

5) определить скорость движения по формуле

$$v = L \frac{60}{\Delta t}, \quad (4.1)$$

где v — скорость (км/час), L — путь, пройденный центром тяжести (км), Δt — интервал времени (мин.).

Тенденция развития определяется по совокупности нескольких факторов, главными из которых являются временной ход мощности отраженных сигналов на индикаторе типа А и геометрических размеров изображений радиоэхо на индикаторах кругового обзора и высота—дальность. Метеорологическую цель считают развивающейся, если одновременно увеличиваются ее геометрические размеры и мощность эхо-сигнала со временем. Она считается ослабевающей, когда наблюдается уменьшение геометрических размеров и мощности эхо-сигнала. Наконец, при отсутствии временной изменчивости указанных характеристик радиоэхо считается, что выраженной тенденции развития нет. Приближенное определение интенсивности выпадающих осадков по мощности принятого эхо-сигнала, измеряемого с помощью соответствующих приборов, проводится графически. С этой целью используется номограмма, рассчитанная по формуле (5.14) и представленная на рис. 5.7. По известному удалению метеорологической цели от РЛС находят точку на горизонтальной оси дальности. От этой точки поднимаются вертикально вверх до пересечения с линией, соответствующей мощности принятого эхо-сигнала в ваттах. На вертикальной оси отсчитывают искомое значение интенсивности осадков (мм/час). Следует иметь в виду, что наиболее надежные данные получаются для ближних к РЛС областей атмосферных образований и при отсутствии на трассе других экранирующих осадков.

Нередко в пределах дальности действия станции существует значительное количество ливней и гроз, изображения которых беспорядочно распределены на ИКО. В этом случае не следует стремиться к передаче всех сведений, полученных из радиолокационных наблюдений. Необходимо в первую очередь передавать данные о наиболее интенсивных явлениях, находящихся в непосредственной близости от пунктов базирования, маршрутов полетов или перемещающихся к ним.

При использовании РЛС для обнаружения облаков и осадков следует отличать их изображения на ИКО от изображений искусственных целей-отражателей, сбрасываемых с самолета для создания помех. Одним из отличительных признаков изображения искусственных целей является их форма в виде тонких ярких полос.

Передача сведений о результатах радиолокационных наблюдений за метеорологическими целями производится дежурным

метеорологом по следующей схеме кода штормового оповещения КМА-22.

Схема кода (КМА-22) для составления телеграмм штормоповещения:

12345 $\frac{\text{ШШШ}}{\varphi\varphi\lambda\lambda\lambda}$ YYnnK₀ G_мG_мggi 999NN a₁a₁a₁S₁S₁

a₂a₂a₂S₂S₂ t₁t₁B_аMO_z aaaff.

Значения буквенных и цифровых символов кода:

Группа 1

12345 — отличительная группа, указывающая, что далее в телеграмме сообщаются результаты радиолокационных наблюдений за метеорологическими явлениями.

Группа 2

$\frac{\text{ШШШ}}{\varphi\varphi\lambda\lambda\lambda}$ — индекс (координаты) пункта наблюдения.

φφ — широта.

λλλ — долгота (к значениям западной долготы прибавляется 500).

Группа 3

YY — число месяца.

nn — номер телеграммы (для каждого дня месяца номер телеграммы возобновляется).

K₀ — количество зон отражения, о которых сообщаются сведения.

Группа 4

G_мG_м — время наблюдения в часах по московскому декретному счету времени.

gg — минуты.

i — полнота передаваемых данных кодируется по шкале: 1 — передаются все данные наблюдений; 2 — передаются данные о наиболее интенсивных явлениях; 3 — передаются данные только о явлениях, приближающихся к пункту наблюдения.

Группа 5

999 — отличительная группа о зоне отражения за номером.

NN — номер зоны отражения (сохраняется в течение суток).

Группа 6

$a_1a_1a_1$ — азимут первой крайней точки зоны отражения (овала) в градусах.

S_1S_1 — расстояние первой точки от РЛС в км.

Группа 7

$a_2a_2a_2$ — азимут второй крайней точки овала.

S_2S_2 — расстояние второй точки от РЛС в км.

Группа 8

t_1t_1 — ширина зоны осадков (овала) по перпендикуляру, проведенному посередине, к линии, соединяющей вершины овала, в км.

B_a — интенсивность зоны отражения кодируется по шкале: 4 — сильная, 5 — средняя, 6 — слабая.

M — тенденция развития: 7 — развивается, 8 — развития нет, 9 — ослабевает.

O_z — заполнение овала очагами отражения: 1 — сплошная зона, 2 — среднее заполнение (расстояние между очагами меньше их размеров), 3 — слабое (расстояние между очагами больше их размеров).

Группа 9

aaa — азимут направления перемещения очага в градусах (куда движется).

ff — скорость перемещения в км/час.

Примечание. При отсутствии сведений в соответствующих группах проставляется цифра 0.

Для наглядности обработки и кодирования результатов радиолокационных наблюдений за очагами ливней и гроз ниже приводится следующий пример (рис. 4.1). Фотографии на рис. 4.1 сделаны 4 июля 1962 г. с интервалом времени, равным 60 мин., и представляют собой изображения внутримассовых ливневых очагов. Интерес представляет ливневый очаг, находящийся по азимуту 235° на удалении 110 км. Направление движения этого очага (куда движется) равно 70° , а скорость 50 км/час. Интенсивность очага, учитывая, что он обеспечивал эхо-сигнал, средняя мощность которого равна 10^{-9} Вт, следует считать высокой.

В пределах указанного времени наблюдений интенсивность очага несколько увеличивалась.

На основании этого можно составить следующую телеграмму штормового предупреждения:

12345 72345 04011 22403 99901 230120 236115

12471 07050.

Недостатком кода является то, что в нем не предусматривается передача информации о такой важной характеристике, какой является высота границ зон облачности и осадков.

Измерение высот облаков и осадков, расположенных в районе РЛС, проводится в основном при работе станции в режиме

а)

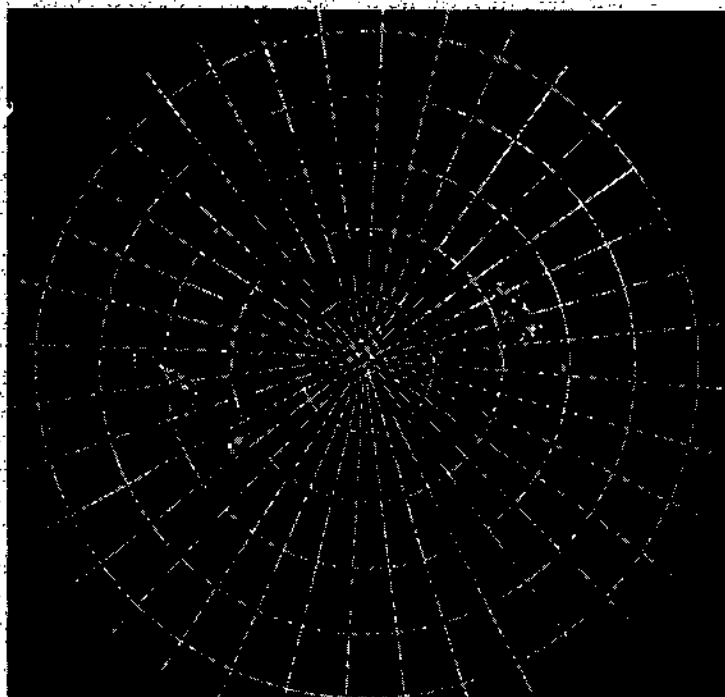


Рис. 4.1. Фотоснимки радиолокационных изображений

а) 21 час 40 мин.;

сканирования антенны по углу места от 0 до 90° в направлении выбранного азимута, так как при этом обеспечивается получение вертикальных пространственных разрезов облаков. Высота облаков и зон осадков определяется по ИДВ.

Для измерения высот облаков в «точке» используется режим вертикального или наклонного зондирования при неподвижной антенне, направленной вертикально вверх или под углом места меньше 90° .

Высоты облаков определяются на ИДВ и индикаторе типа А. При появлении радиоэхо метеорологических целей масштаб раз-

вертки на индикаторах выбирается в зависимости от высоты их верхней и нижней границ. С целью повышения точности измерений следует по возможности использовать наиболее крупный масштаб разверток.

С помощью вертикальных разрезов на ИДВ возможны измерения высот облаков, расположенных на дальностях, где



ливневых очагов на ИКО 4 VII 1962 г.
б) 22 часа 40 мин.

исключается влияние эхо-сигналов местных предметов. Эти сигналы появляются за счет боковых лепестков диаграммы направленности.

При измерениях в режиме вертикального или наклонного зондирования для уменьшения влияния «местников» следует выбирать такие азимуты и углы места антенны, при которых обеспечиваются минимальные дальности их обнаружения.

С целью документации измерений высот облаков, а также наблюдений за грозовыми и ливневыми очагами, зонами обложных осадков, а также облаками без осадков производится

покадровая фотосъемка экранов индикаторов. Фотографии вертикальных размеров облаков и осадков получаются при съемке экрана индикатора высота—дальность. При пленке нормальной чувствительности время выдержки в этом случае равно времени сканирования антенны по углу места от 0 до 90°. Время выдержки при съемке индикатора типа А составляет 0,5—1 сек. При фотографировании изображений метеорологических целей на ИКО указанное время выдержки равно времени одного оборота антенны по азимуту.

Для получения временных вертикальных разрезов атмосферных образований антенна РЛС должна быть неподвижной и направленной вертикально вверх. Неподвижная линия развертки на индикаторе высота—дальность фотографируется с помощью фотокамеры, работающей в режиме протяжки пленки. При всех видах фотографирования должны быть включены метки дальности, зафиксированы масштаб развертки, время и дата.

§ 4.2. Радиолокационные изображения облаков и осадков

В настоящее время накоплен большой фактический материал о радиолокационных изображениях зон атмосферных осадков. Значительно меньше данных, относящихся к результатам радиолокационных наблюдений за облаками без осадков. Это объясняется тем, что их обнаружение возможно только радиолокационными станциями, характеризующимися высоким потенциалом. Такими станциями, в частности, являются наземные метеорологические РЛС.

Анализом и физической интерпретацией радиолокационных отражений занимались Н. Ф. Котов, П. Н. Николаев, В. В. Костарев, В. М. Мучник, Е. М. Сальман, В. Л. Галахов, М. В. Беляков, А. А. Кошевой, М. М. Иоффе, В. Д. Степаненко, Д. Атлас, Р. Векслер, Л. Д. Баттан и др. [2, 6, 8, 12, 13, 18, 19, 20, 24, 25, 26, 31, 33, 34, 37, 39, 44, 63, 64].

При анализе и систематизации радиолокационных изображений облаков и осадков необходимо учитывать, что характер этих изображений зависит не только от типа метеорологической цели, но также от потенциала РЛС, типа индикаторов и методики радиолокационного зондирования.

Ниже рассматривается классификация радиолокационных изображений облаков и осадков для метеорологических РЛС с высоким потенциалом.

Тип I. На ИКО изображение облаков и осадков выглядит в виде резко очерченной полосы, длина которой достигает 200—300 км, а ширина — нескольких десятков километров. Как правило, указанные полосы имеют очаговую структуру.

Горизонтальные размеры отдельных очагов находятся в пределах 5—30 км. Большие оси очагов ориентированы в направле-

нии основной полосы. В одних местах полосы между очагами наблюдаются небольшие промежутки, в других очаги сливаются. Вертикальные размеры очагов велики и могут достигать 8—12 км.

Сопоставление результатов радиолокационных наблюдений с синоптическими данными показывает, что радиоэхо в виде полос обусловлено прохождением холодных фронтов, окклюзий по

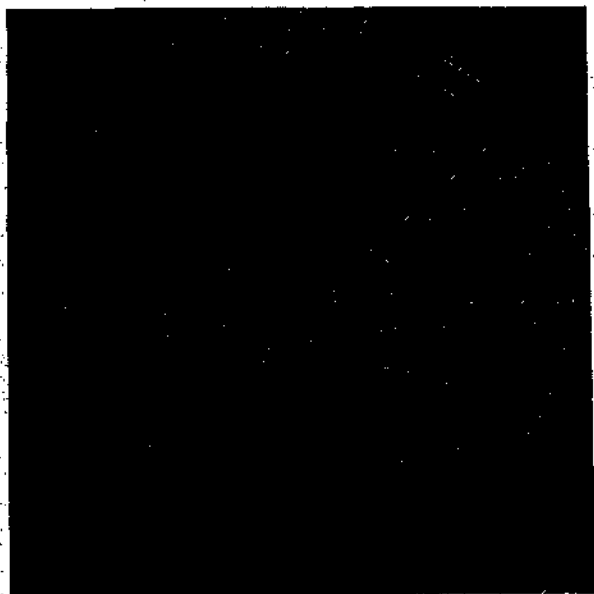


Рис. 4.2. Радиоэхо зон облаков и осадков в виде полосы 6 VII 1962 г., связанных с холодным фронтом. Масштаб 100 км, 8 час. 30 мин.

типу холодного фронта или хорошо выраженных вторичных фронтов. В последнем случае расстояние между отдельными очагами иногда превышает собственные их размеры. Однако ориентация очагов вдоль определенного направления остается.

Выразительным примером изображения метеорологической цели на ИКО в виде четко выраженной полосы является случай 6 VII 1962 г. (рис. 4.2). Эта полоса сохранялась в течение нескольких часов и была обязана мощной кучевой и кучево-дождевой облачности и умеренным и сильным дождям, связанным с холодным фронтом. Полоса ориентирована в меридиональном направлении. Крайние точки полосы располагаются по азимуту 80 и 160° на удалении 30—100 км. С удалением от РЛС ширина

полосы постепенно уменьшается от 20 до 5—7 км. Верхняя граница отражающих частей очагов была около 7 км.

В холодное полугодие интенсивность радиоэхо, обусловленных облаками и осадками, в общем меньше, чем летом, так как преобладают облака слоистых форм, а осадки выпадают часто в виде снега. Вследствие этого фиксируются только наиболее отражающие участки атмосферных образований и структура ра-



Рис. 4.3. Мелкоячейчатое радиоэхо осенних облаков и осадков в виде полосы, связанные с холодным фронтом 27 X 1962 г.

диоэхо представляется мелкоячейчатой. Пример такого изображения радиоэхо, относящегося к прохождению холодного фронта 27 X 1962 г., представлен на рис. 4.3. Вертикальные размеры отдельных очагов на ИДВ не превышают 4,5—5 км (рис. 4.4). Мелкоячейчатая полоса радиоэхо вытянута с юга на север.

В случае малоподвижных холодных фронтов радиоэхо на ИКО может иметь вид деформированной волнообразной полосы (рис. 4.5).

В тех случаях, когда в радиусе действия РЛС проходят вторичные холодные фронты, их изображения на ИКО часто выглядят в виде отдельных очагов, не ориентированных вдоль одной

прямой, имеющих размер 5—10 км и разделенных промежутками. Такие же изображения обуславливаются кучево-дождевыми, мощными кучевыми облаками и ливневыми осадками на основных холодных фронтах, расположенных на больших расстояниях от РЛС.

На рис. 4.6 показана фотография ИКО с изображениями осадков и облаков, которые связаны с вторичным холодным

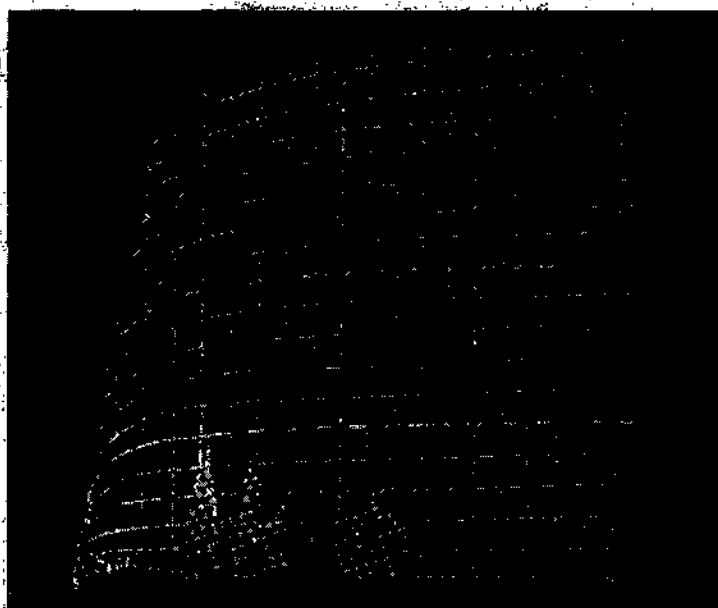


Рис. 4.4. Вертикальный разрез облаков и осадков на ИДВ 27 IX 1962 г. По вертикали — километровые метки высоты, по горизонтали — 10-километровые метки дальности.

фронтом. Хорошо видны две полосы. Одна проходит южнее центра экрана по азимутам 300—125°, а вторая параллельна первой и отстает от нее на 80 км к северу. Длина полос порядка 100—200 км. Обращает на себя внимание то, что в пространстве между полосами изображений метеорологических целей почти нет, а к югу от первой полосы наблюдается очень большое число эхосигналов от мощных кучевых и кучево-дождевых облаков, развивающихся в тылу первого холодного фронта. Вертикальные размеры радиоэхо указанных облаков достигают 6—7 км.

Радиоэхо в виде полос может наблюдаться при развитии внутримассовых очагов ливней и гроз (линий шквалов), длина которых равна 30—150 км. Они менее четко выражены, чем типичные предфронтальные линии шквалов. Характерной особен-

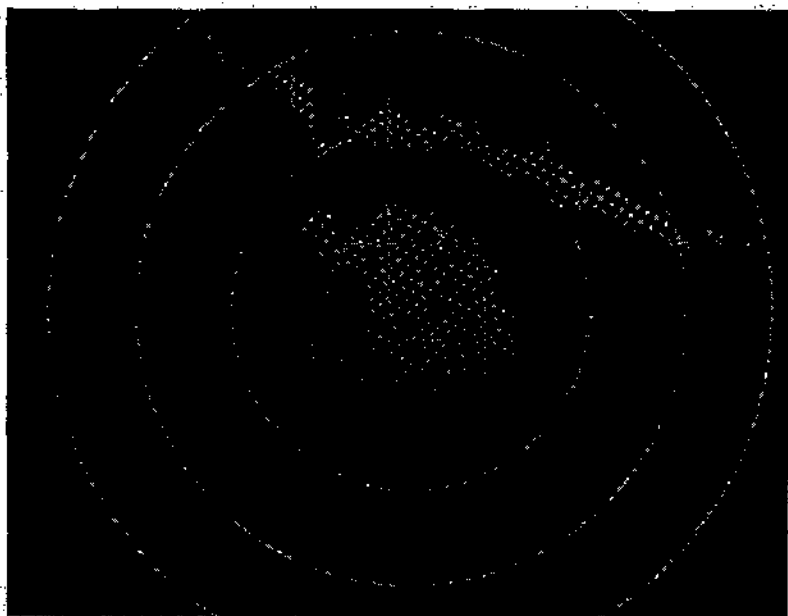


Рис. 4.5. Радиоэхо облаков и осадков в виде волнообразной полосы на ИКО с 10-километровыми метками дальности.

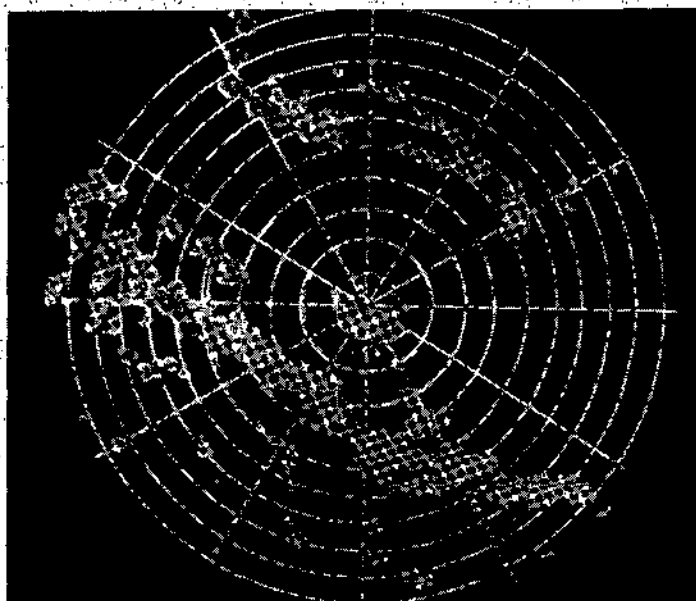


Рис. 4.6. Радиоэхо облаков и осадков, связанных с вторичным холодным фронтом. На ИКО 10-километровые метки дальности.

ностью этих радиоэхо является то, что они, как правило, располагаются в холодной воздушной массе по ветру в слое 0—3 км.

Тип II. Этот тип радиоэхо характеризуется отдельными очагами или группами очагов, беспорядочно разбросанными над большой площадью. Очаги бывают довольно интенсивными и резко очерченными при неустойчивой температурной стратификации и большом влагосодержании воздуха. Радиоэхо подобного



Рис. 4.7. Радиоэхо внутримассовых ливневых и грозовых очагов. На ИКО 10-километровые метки дальности.

типа вызываются внутримассовыми ливнями и грозами. На рис. 4.7 показано изображение на ИКО этого типа радиоэхо 2 VII 1962 г.

Тип III. Радиоэхо этого типа обычно связаны с теплыми фронтами или с фронтами окклюзий по типу теплого фронта, на которых развивается слоисто-дождевая облачность и обложные осадки, занимающие большие площади. В связи с этим радиоэхо третьего типа представляют собой обширные пятна, которые охватывают площади радиусом 100—150 км.

Характерный пример третьего типа радиоэхо показан на рис. 4.8. Как видно из фотографии ИКО, изображение имеет вид неровного пятна, проектирующегося асимметрично по отношению к центру экрана. В восточной половине экрана максимальное

расстояние края пятна от РЛС 150—170 км, а в западной — в основном 50—70 км. Яркость пятна заметно уменьшается к его периферии, где сигнал сливается с шумами приемника.

Поскольку указанный теплый фронт развивался в летнее время, в отдельных его местах наблюдалась кучево-дождевая облачность, сопровождающаяся умеренными ливневыми осадками.

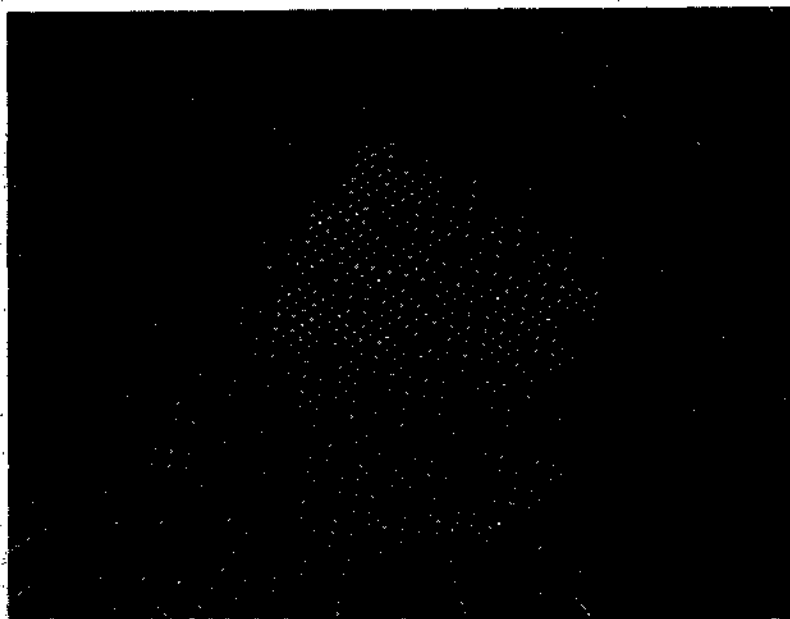


Рис. 4.8. Радиозоно зон обложных осадков, связанных с прохождением теплого фронта 29 VII 1962 г. На ИКО 10-километровые метки дальности.

Такой ливневый очаг хорошо заметен на ИКО по азимуту 245° на удалении около 150 км.

На экране ИДВ (рис. 4.9) вертикальный разрез по азимуту 115° хорошо иллюстрирует особенности строения радиозоно типа III в вертикальной плоскости. Сплошная засветка по горизонту наблюдается до 150 км. Верхняя граница достигает 6—7 км.

Поскольку яркость отметки уменьшается по горизонтали и по вертикали, сливаясь на границах с шумами приемника, есть основание полагать, что геометрические размеры радиозоно меньше действительных размеров зоны слоисто-дождевой облачности и обложных осадков.

То, что горизонтальные размеры радиоэхо облажных осадков меньше действительных, естественно, и объясняется для РЛС с высоким потенциалом главным образом влиянием кривизны Земли. Если бы вертикальные размеры отражающей зоны облаков и осадков сохранялись постоянными по дальности, то при угле места антенны РЛС 0° указанная зона могла бы быть видна

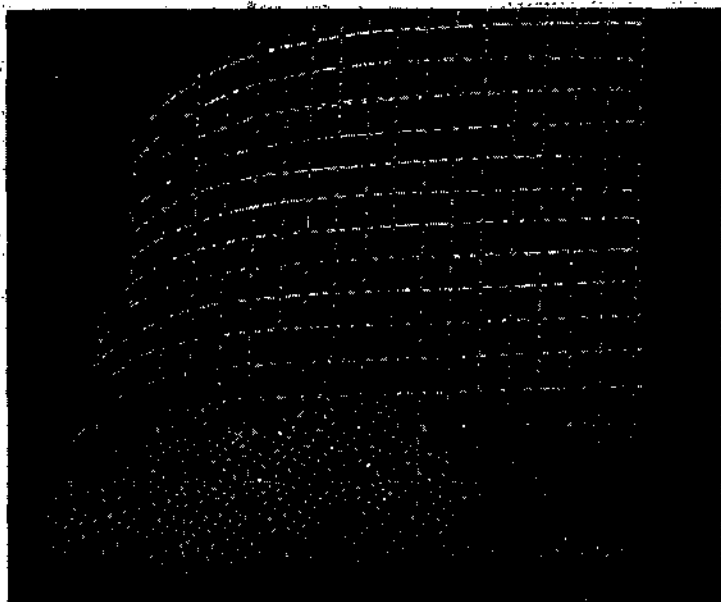


Рис. 4.9. Вертикальный разрез по азимуту 115° слоисто-дождевых облаков 29 VII 1962 г. на ИДВ.

По вертикали — километровые метки высоты, по горизонтали — 10-километровые метки дальности.

только до 250 км при условии, что она достаточно интенсивна, чтобы обеспечивать эхо-сигнал, превышающий шум приемника. Так как в рассматриваемом случае выпадал умеренный дождь, то его дальность обнаружения не превышала 150 км.

Тип IV. Этот вид радиоэхо наблюдается в тропических и субтропических районах и обусловлен облаками и осадками, связанными с тропическими циклонами (тайфунами). Характерной особенностью радиоэхо данного типа является то, что облака и осадки создают круговые или спиральные полосы на ИКО, конвергирующие вблизи центра тайфуна (рис. 4.10).

Однако при прохождении тайфуна над сушей вид радиоэхо становится более сложным. Движение отдельных ячеек радиоэхо

кучево-дождевых облаков в тропическом циклоне сложно, хотя в общем направлено против часовой стрелки. Нередко за 430—640 км впереди системы спиральных полос наблюдаются узкие и четко выраженные линии радиоэхо, которые движутся в направлении тайфуна.

Повторяемость первых трех основных типов радиоэхо, наблюдаемых над Европейской территорией СССР, представлена в следующей таблице:

Тип радиоэхо	I	II	III	Сумма
Число случаев	88	200	114	402

Из этой таблицы следует, что в 50% случаев наблюдается тип II радиоэхо. В два раза реже повторяемость радиоэхо типов I и III.

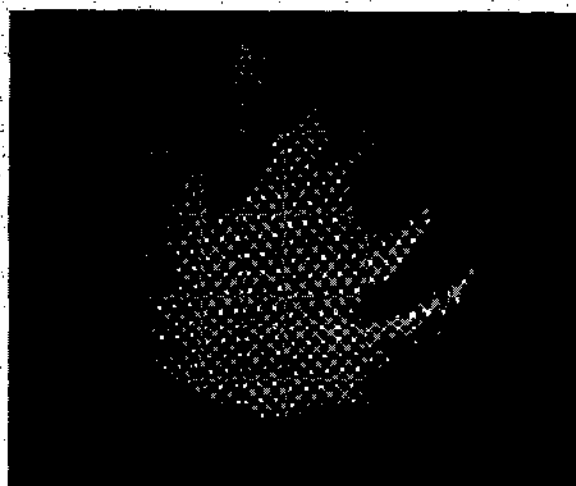


Рис. 4.10. Радиоэхо облаков и осадков тропического циклона (тайфуна) на ИКО.

Повторяемость различных типов радиоэхо по синоптическим объектам представлена в табл. 4.1.

Из табл. 4.1 видно, что преобладающее большинство случаев наблюдений приходится на долю внутримассовых облаков и осадков (около 50% всех случаев). Холодные фронты чаще всего дают на ИКО радиоэхо в виде четко выраженной полосы (тип I).

Для внутримассовых образований в холодном воздухе наиболее характерным является изображение в виде разбросанных по большой площади очагов (тип II).

Таблица 4.1

Синоптические условия	Тип радиоэхо			Сумма
	I	II	III	
Холодный фронт	16	3	2	21
Вторичный холодный фронт	16	23	2	43
Внутримассовые в холодном воздухе	21	143	26	190
Теплый фронт и окклюзия по типу теплого фронта	5	20	85	110

Для теплых фронтов и окклюзий по типу теплого фронта действительно характерным на ИКО является радиоэхо в виде размытых пятен (тип III).

Вместе с тем из таблицы видно, что ни один из синоптических процессов не связан с типом радиоэхо однозначно.

§ 4.3. Радиолокационное исследование кучево-дождевых и грозовых облаков

В результате одновременных радиолокационных, самолетных и наземных наблюдений за кучево-дождевыми облаками было установлено, что указанные облака состоят из одной или нескольких ячеек и характеризуются резко выраженным полем вертикальных скоростей, осадками и электрическим полем. Можно различить три стадии в жизни отдельной ячейки, которые определяются направлением и величиной вертикальных движений воздуха.

Кучевое облако пребывает в первой стадии развития, когда восходящие движения наблюдаются во всей ячейке. Вторая стадия — период зрелости — характеризуется наличием как восходящих, так и нисходящих движений воздуха, выпадением осадков ниже основания облака и возникновением молнии. В третьей стадии происходит распад облака, вследствие того что в нем преобладают слабые нисходящие движения. Наблюдается уменьшение интенсивности осадков и электрической активности [31].

Продолжительность первой стадии, начиная от момента радиолокационного обнаружения облака, порядка 10—15 мин. Вторая стадия, в течение которой выпадает большая часть осадков, продолжается от 15 до 30 мин. Третья стадия длится около 30 мин. Таким образом, продолжительность жизни отдельной ячейки, по данным радиолокационных наблюдений, составляет около одного часа, хотя иногда она бывает и меньше 30 мин.

При продолжительных и непрерывных радиолокационных и самолетных наблюдениях за развивающимися мощными

кучевыми и кучево-дождевыми облаками было установлено, что верхняя граница радиоэхо растет одновременно с ростом действительной верхней границы облака, наблюдаемой визуально. При этом в момент возникновения радиоэхо его вершина располагается значительно ниже визуально наблюдаемой вершины облака. Ко времени максимального развития облака наблюдаемая радиолокационно вершина облака может быть близка к наблюдаемой визуально.

Обычно скорость роста вершины радиоэхо несколько больше, чем скорость роста вершины облака. Однако при определении первой скорости необходимо учитывать то, что увеличение вертикальных размеров радиоэхо со временем, по которым рассчитываются указанные скорости, зависит не только от переноса вверх обнаруживаемых радиолокатором частиц облаков или осадков

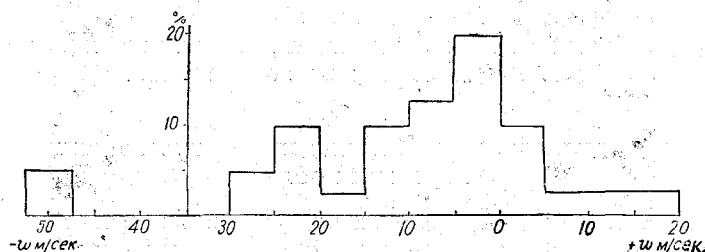


Рис. 4.11. Вертикальные скорости подъема и опускания мощных кучевых и кучево-дождевых облаков.

вертикальными потоками воздуха, но также и от факта возникновения этих частиц на различных высотах внутри облака. На рис. 4.11 представлено распределение вертикальных составляющих скоростей радиоэхо. Скорости подъема радиоэхо для некоторых развивающихся мощных кучевых и кучево-дождевых облаков могут достигать 10—15 м/сек. Скорости опускания вершин радиоэхо обычно больше скоростей подъема [44].

Установлено, что скорости роста вершин радиоэхо облаков, развивающихся в тропиках над континентами, почти в два раза больше, чем у радиоэхо облаков, развивающихся над океанами. Характерной особенностью радиоэхо кучево-дождевых облаков является большая вертикальная протяженность, достигающая в наших умеренных широтах 14—15 км, а в тропиках 17—18 км. На рис. 4.12 показан вертикальный разрез Св с верхней границей на 13 км, проведенный с помощью РЛС.

Анализ большого числа радиолокационных наблюдений показывает, что максимальный горизонтальный размер отдельных кучево-дождевых облаков примерно такой же, как и их вертикальный размер. Группы же кучево-дождевых облаков, связан-

ные с атмосферными фронтами, могут иметь горизонтальные размеры порядка нескольких десятков, а иногда и сотен километров.

По данным В. М. Мучника, максимум повторяемости горизонтальных размеров очагов ливней и гроз лежит в пределах 6—10 км. Свыше 90% указанных зон имеют протяженность менее 40 км и только 2—3% — больше 60 км [34].

Практический интерес представляют данные о времени существования конвективных ячеек радиоэхо. По фотографиям ИКО,



Рис. 4.12. Вертикальный разрез кучево-дождевого облака на ИДВ. Верхняя граница радиоэхо на высоте 13 км.

сделанным через короткие интервалы времени, равные нескольким десяткам секунд, было установлено, что скорости увеличения и уменьшения площадей указанных радиоэхо весьма значительны. Иногда в течение нескольких минут картина радиоэхо может измениться до неузнаваемости.

Эволюция радиоэхо конвективного облака характеризуется сначала увеличением начальной площади, а затем возникновением новых, очень быстро образующихся очагов, которые в дальнейшем с ним сливаются.

Продолжительность существования радиоэхо конвективных облаков в значительной степени зависит от общей метеорологической обстановки, при которой происходит развитие мощных кучевых и кучево-дождевых облаков. По данным Л. Баттана [2], среднее время жизни локальных конвективных ячеек радиоэхо,

полученных с помощью 10-см радиолокатора, составляет 23 мин. Максимальное же время близко к одному часу (табл. 4.2).

Таблица 4.2

Время существования, мин.	Максимальные горизонтальные размеры, км								Число случаев
	0—1,44	1,6—3,04	3,2—4,64	4,8—6,24	6,4—7,84	8,0—9,44	9,6—11,04	10,8—11,64	
0,0—4,9									3
5,0—9,9	1	2							10
10,0—14,9	1	3	6						15
15,0—19,9	1	9	5						18
20,0—24,9		7	6	4	1				8
25,0—29,9		2	5	1					5
30,0—34,9			5						4
35,0—39,9			1	1	2				2
40,0—44,9			1					1	1
45,0—49,9						1			1
50,0—54,9						1			1
Число случаев . .	3	23	29	6	3	2		1	67

Данные таблицы позволяют определить среднее время развития радиоэхо до максимального диаметра, которое оказалось равным 20,3 мин. Среднее же время развития радиоэхо до максимальной высоты составляет 9,5 мин.

Таблица 4.3

Повторяемость (%) радиолокационной отражаемости Z различных облаков

Z мм ⁶ /м ³	Тип облаков								
	слоистые	слоисто-кучевые	молниеносные кучевые	высококучевые	высоко-слоистые	перистые	слоисто-дождевые	кучево-дождевые	кучево-дождевые с грозой
>10—3—10—2	20,2	26,8	—	4,0	12,0	1,4	0,5	—	—
>10—2—10—1	50,6	32,2	6,4	23,0	28,0	32,6	21,1	1,2	—
>10—1—10 ⁰	19,2	19,6	20,7	28,0	38,0	52,8	26,5	9,1	4,1
>10 ⁰ —10 ¹	—	1,0	34,0	29,5	18,0	10,0	18,0	19,5	6,4
>10 ¹ —10 ²	—	0,6	22,4	9,5	2,5	3,0	16,5	21,3	8,1
>10 ² —10 ³	—	—	18,5	1,5	1,5	—	13,0	32,0	23,0
>10 ³ —10 ⁴	—	—	—	—	—	—	3,5	13,7	31,8
>10 ⁴ —10 ⁵	—	—	—	—	—	—	—	3,2	22,0
>10 ⁵ —10 ⁶	—	—	—	—	—	—	—	—	2,4
>10 ⁶ —10 ⁷	—	—	—	—	—	—	—	—	2,2
$\bar{Z}$ мм ⁶ /м ³	0,83	17,61	55,17	1,31	0,78	0,87	350,7	2432,2	19 234,0
Число случаев	46	109	203	143	245	70	555	1066	296

Характерной особенностью радиоэхо кучево-дождевых облаков являются весьма большие значения мощности принимаемых сигналов и их градиентов, обусловленных большой отражательной способностью / и ее пространственной изменчивостью (табл. 4.3).

Кроме того, радиоэхо кучево-дождевых облаков в вертикальной плоскости на ИДВ часто не содержат видимых изображений слоя тающих снежинок.

Как известно, особо важное значение имеет информация о грозовой активности кучево-дождевых облаков. При обычной индикации отраженных сигналов на ИКО, ИДВ и индикаторе типа А непосредственное разделение грозowych очагов от ливневых без специальной аппаратуры, как правило, исключается. Вследствие этого для распознавания этих типов очагов используются косвенные признаки, основанные на различных зависимостях, установленных для различных физико-географических условий и конкретных РЛС путем статистической обработки данных.

Так, радиоэхо грозowych облаков характеризуются большой вертикальной протяженностью и высокими значениями отраженных сигналов. В. М. Мучник [33, 34] получил интересные данные для районов Украины (табл. 4.4).

Таблица 4.4

Повторяемость высот верхних границ радиоэхо грозowych облаков для РЛС с небольшим потенциалом

	Высота радиоэхо, км					Всего
	0-3	3,1-6	6,1-9	9,1-12	12	
Число случаев . .	4	33	51	23	5	116
%	4	28	44	20	4	100

Из табл. 4.4 следует, что наиболее часто высота верхней границы радиоэхо грозowych очагов находится в интервале высот 6-9 км. Однако 32% очагов имели высоту менее 6 км. Встречаются даже радиоэхо гроз с высотой около 3 км. Отдельные же наиболее мощные грозowe облака, простираясь до высот порядка 14 км, проникали в нижнюю стратосферу.

Подобное распределение высот можно объяснить тем, что РЛС обнаруживали грозowe очаги, находящиеся на разных стадиях развития.

При анализе данных табл. 4.4 следует также иметь в виду сильную зависимость максимальных высот радиоэхо грозowych очагов от физико-географических условий, типа погоды и сезона.

Так, например, для наших умеренных широт грозы в сентябре и октябре имеют максимальные высоты радиоэхо порядка 6—6,5 км, что значительно меньше максимальных высот, наблюдаемых летом, и тем более высот, относящихся к более низким широтам, в частности к Огайо, где средняя высота радиоэхо гроз составляет летом 11,1 км.

Другим косвенным критерием разделения ливней и гроз является критерий, предложенный Н. Ф. Котовым [26], который основан на связи между положением радиоэхо и изотермы -14°C .

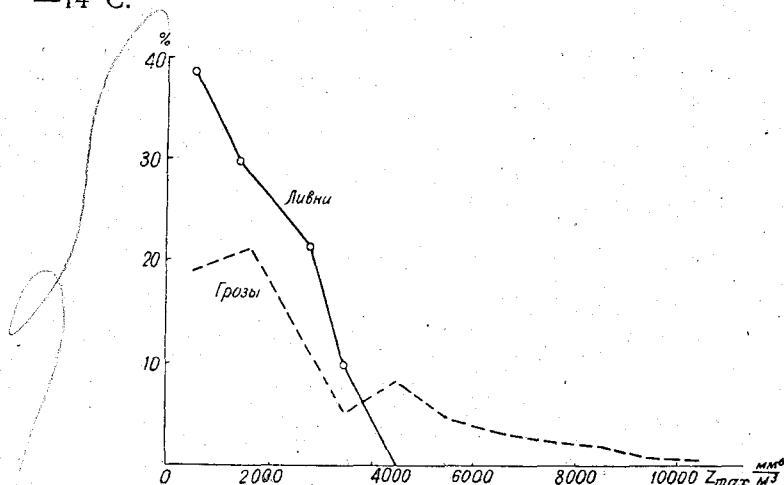


Рис. 4.13. Распределение (%) максимальных значений отражаемости ливней и гроз.

Статистическая обработка 818 серий радиолокационных и радиозондовых наблюдений показала, что в 90% случаев вертикальные размеры ливневых очагов достигают высоты изотермы -14°C . В то же время высота вершин грозовых очагов в 90% случаев больше высоты указанной изотермы. Этим критерием следует пользоваться при сопоставлении высоты изотермы -14°C с высотой вершин радиоэхо кучево-дождевых облаков, расположенных в радиусе 40—50 км от РЛС. Естественно, что такой признак является региональным.

В качестве критерия можно также использовать отношение высот радиоэхо к высоте нулевой изотермы. Согласно Е. М. Сальману [39], среднее значение этого отношения для грозовых облаков, развивающихся летом в наших широтах, равно 0,9, а для ливней — всего 0,2.

Выше указывалось, что характерной особенностью грозовых очагов является то, что они обуславливают значительно боль-

шие, чем в негрозовых очагах, мощности принимаемых сигналов. Это отчетливо видно при сравнении максимальных значений мощностей, создаваемых наиболее крупнокапельными областями указанных атмосферных образований. Измерения отражаемости семи ливней и гроз, выполненные Е. М. Сальманом в районе Ленинграда, показывают, что эта характеристика может являться косвенным признаком электрической активности кучево-дождевого облака (рис. 4.13).

Так, из анализа кривых на рис. 4.13 следует, что при величине $Z \geq 4500 \text{ мм}^6/\text{м}^3$ наблюдаются только грозовые ливни. Для районов Украины В. М. Мучником были получены несколько другие данные. Здесь граничным значением отражаемости является $Z = 20\,000 \text{ мм}^6/\text{м}^3$, которое соответствует интенсивности дождя 24 мм/час.

Кроме того, имеется различие в степени уменьшения отражаемости по высоте в грозовых и ливневых очагах. Е. М. Сальманом [39] экспериментально установлено, что в указанных атмосферных образованиях отражаемость уменьшается с высотой по логарифмическому закону

$$Z = Z_{\max} \cdot 10^{-kH},$$

где $Z_{\max}$ — максимальное значение отражаемости, H — высота (км), отсчитываемая от уровня, соответствующего $Z_{\max}$, k — коэффициент, равный 0,3 для грозовых очагов и 0,9 для ливневых.

Поскольку отражаемость Z и интенсивность осадков в грозах больше, чем в ливневых очагах, дальность обнаружения грозовых очагов также должна быть больше. В частности, для радиолокаторов с небольшим потенциалом (типа «Кобальт») можно считать, что очаги, обнаруженные на дальностях более 50 км, являются грозовыми. Указанная дальность является предельной для ливневых очагов с интенсивностью дождя $I = 24 \text{ мм/час}$.

Исследования, выполненные в последнее время С. Б. Гашиной и Е. М. Сальманом [12], показывают, что для более надежного определения грозоопасности целесообразно пользоваться следующим комплексом признаков, характерных для грозовых очагов: малое изменение $Z(H)$; большие значения отражаемости Z в переохлажденной части облаков; максимальная высота радиоэхо в два раза и более превышает высоту нулевой изотермы; горизонтальные размеры радиоэхо больше вертикальных; распределение высот поля верхней границы радиоэхо отличается большой дисперсией.

Выше рассматривались косвенные признаки, позволяющие с той или иной вероятностью отличать ливневые очаги от грозовых при радиолокационных наблюдениях. Между тем решение указанной задачи может быть произведено на РЛС путем непосредственного приема отраженных сигналов от ионизированных каналов, создаваемых разрядом молнии, либо с помощью

радиопеленгатора, совмещенного с РЛС, который принимает собственное электромагнитное излучение грозových разрядов (атмосферных) и однозначно определяет направление на эти разряды.

Радиолокационное обнаружение разрядов молнии может быть основано на отражении зондирующих импульсов от границ каналов молнии вследствие больших градиентов коэффициента преломления воздуха, возникающих из-за интенсивного нагрева воздуха в канале. Кроме этого, причиной отражений может быть высокая концентрация газовых ионов и свободных электронов в канале разряда.

В таблице представлена концентрация свободных электронов, необходимая для полного отражения различных длин волн:

Длина волны, см . . .	1	3	10	20	50
Концентрация электронов, $1/\text{см}^3$	10^{13}	10^{12}	10^{10}	$3 \cdot 10^9$	$5 \cdot 10^8$

Данные таблицы рассчитаны по формуле

$$f = \sqrt{80,8 N_e}, \quad (4.2)$$

где f — частота (кГц), $f = \frac{c}{\lambda}$, N_e — число свободных электронов в см^3 .

Формула (4.2) и данные таблицы показывают, что на более длинных волнах требуется меньшая концентрация свободных электронов для отражения радиоимпульса.

Согласно предварительным теоретическим исследованиям Д. Атласа и других авторов, при разряде молнии ионизированный канал имеет поперечный размер в несколько сантиметров и начальную концентрацию свободных электронов 10^{12} см^{-3} . Продолжительность существования радиоэхо одной молнии весьма мала и составляет 0,3—0,5 сек. Учитывая такое ограниченное время наблюдений, антенну РЛС часто бывает выгодно устанавливать неподвижно в направлении ожидаемого разряда молнии [64, 65]. Следует указать, что эхо-сигналы интенсивных дождей часто маскируют отражения от разрядов молнии между облаком и земной поверхностью.

В режиме кругового обзора обеспечивается лучшее обнаружение разрядов между облаками, так как их ориентация часто бывает близка к горизонтальной. К тому же длина каналов молнии в этом случае достигает 2—3 десятков километров, и радиоэхо зон дождя не всегда маскирует эхо-сигналы молнии (рис. 4.14). На этом рисунке радиолокационное изображение молнии между облаками располагается на дальностях 25—35 км в секторе, ограниченном азимутами 270—310°. По внешнему виду оно существенно отличается от радиоэхо облаков и осадков, так как представляет собой тонкие извилистые полосы.

В связи с малым временем существования ионизированных

каналов молнии и возможной их маскировкой зонами дождей эхо-сигналы молнии наблюдаются довольно редко на экранах индикаторов РЛС. Поэтому метод непосредственного использования отраженных сигналов от каналов молний для распознавания грозových очагов от ливневых в настоящее время мало эффективен. Эффективность этого метода можно повысить, используя в РЛС метеорологического назначения дециметровые диапазоны волн и повышая скорость вращения антенны.



Рис. 4.14. Радиоэхо молнии на ИКО.

Другим более рациональным и надежным в настоящее время способом разделения зон осадков на ливневые и грозовые является способ, основанный на приеме собственного радиоизлучения грозových разрядов (атмосфериков) моноимпульсным радиопеленгатором, совмещенным с радиолокационной станцией.

При таком способе, разработанном С. М. Гальпериным, индикатор кругового обзора РЛС является одновременно индикатором радиопеленгатора атмосфериков [11]. Пеленгатор обеспечивает пеленг независимо от направления антенны РЛС. Наблюдение линии пеленга на ИКО облегчается длительным послесвечением экрана.

При наличии изображений ливневых и грозových очагов на ИКО только в направлении грозových очагов на экране индикатора будут наблюдаться линии пеленга (рис. 4.15).

Пеленгатор работает на частоте 6—10 кГц, так как именно в этом диапазоне имеется характерный максимум излучения электромагнитной энергии.

Как правило, молния представляет собой многократный разряд. Иногда при фронтальных грозах она может содержать до 20 отдельных разрядов, чаще 5—6.

Важной характеристикой атмосфериков является форма принимаемого импульса, излучаемого грозовым разрядом. Форма принимаемого импульса зависит от расстояния между грозовым разрядом и точкой приема. Многочисленные наблюдения показывают, что на расстояниях до 200—300 км от источника излучения

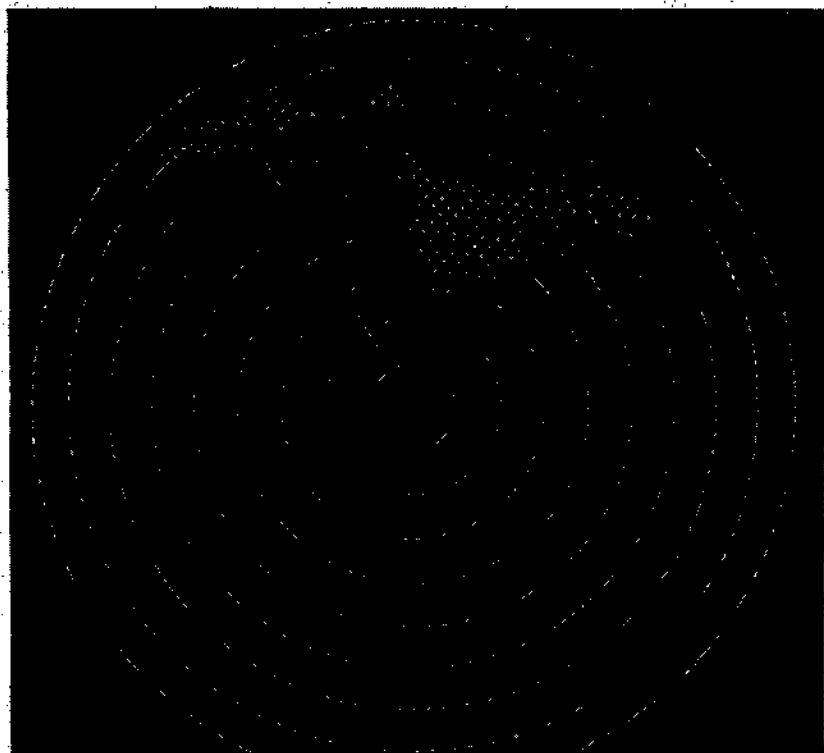


Рис. 4.15. Пеленг на грозовой разряд на ИКО.

чаще всего регистрируются импульсы, форма которых показана на рис. 4.16. По мере удаления атмосфериков от места их возникновения на первичный импульс в точке приема накладываются отражения от ионосферы и Земли. Кроме того, происходит селективное поглощение энергии импульса при распространении радиоволн. В результате принимаемый сигнал приобретает квазипериодическую форму¹.

¹ Более подробные данные о характеристиках атмосфериков помещены в работах Х. Нориндера «Исследование грозовых разрядов», Госэнергоиздат, 1956 и Д. Н. Носилова [35].

Напряженность поля излучения грозových разрядов может быть рассчитана по следующей эмпирической формуле:

$$E = \frac{300 \sqrt{W} \sqrt{\lambda}}{H \sqrt{R}}, \quad (4.3)$$

где W — мощность излучения (квт), λ — длина волны (км), H — высота ионосферы (км), R — расстояние от источника излучения (км), E — напряженность поля (мв/м).

С помощью указанной формулы можно, в частности, определить E , полагая $R=100$ км, $W=10^6$ квт, $\lambda=30$ км и $H=60$ км. Расчет дает следующее значение E :

$$E = \frac{300 \sqrt{10^6} \sqrt{30}}{60 \sqrt{100}} = 2,73 \cdot 10^3 \text{ мв/м} = 2,73 \text{ в/м}.$$

Пеленгаторы гроз имеют значительно большую дальность обнаружения, чем радиолокационные станции, у которых дальность к тому же ограничивается радиогоризонтом и с учетом вертикальной протяженности грозových очагов не превышает 300—350 км. Поэтому для регистрации грозových разрядов в пределах радиуса действия РЛС необходимо применять калиброванное изменение чувствительности приемного тракта пеленгатора. При этом однозначность пеленгования обеспечивается достаточно высокой стабильностью мощности первичного излучения разряда W .

Указанное обстоятельство также позволяет по мощности излучения приближенно определять дальность до грозы.

Экспериментальные данные С. М. Гальперина и др. [11] показывают, что, используя пеленгатор, сопряженный с РЛС, и косвенные признаки, можно обеспечить довольно высокую надежность распознавания грозových очагов (не менее 70—80%).

Большую практическую ценность имеет возможность радиолокационного обнаружения града в грозových облаках. Однако такая возможность ограничивается тем, что типовые РЛС не позволяют непосредственно устанавливать, каким видом осадков вызывается радиоэхо.

В Новой Англии, например, около 10% гроз сопровождается выпадением града. Косвенным признаком, позволяющим определять районы выпадения града, является наличие пальцеобразных выступов или гребешкообразных протуберанцев у радиоэхо грозových очагов на ИКО. Однако для районов, где град выпадает редко, эти критерии не очень надежны.

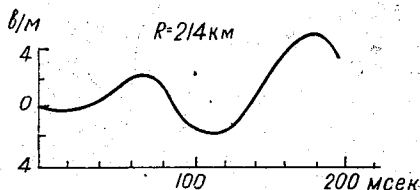


Рис. 4.16. Типичная форма принимаемого импульса атмосфериков.

Исследования гроз, проведенные Дональдсоном [60], показали, что, чем выше грозовое облако и чем сильнее его отражаемость, тем больше вероятность выпадения града (рис. 4.17). Из рисунка видно, что при высоте вершины грозового очага около 13 км и максимальной отражаемости $Z_{\max} = 10^5 \text{ мм}^6/\text{м}^3$ вероятность выпадения града составляет 50%.

Исследования характеристик радиолокационных отражений ливневых и градовых облаков в Грузии, выполненные Боровиковым А. М., Бичиашвили А. Д., Костаревым В. В., Доруели Р. И., Шупяцким А. Б. и др. [4, 5, 6], позволили определить некоторые предварительные признаки, позволяющие различать указанные

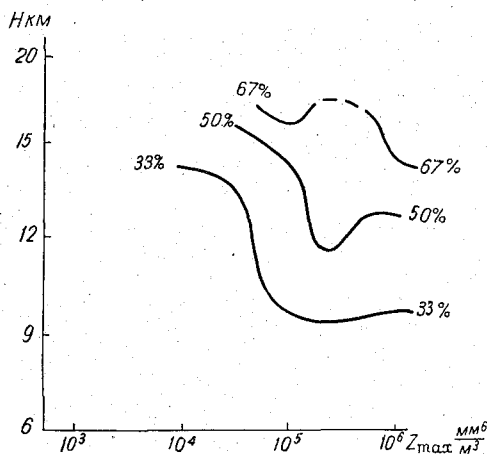


Рис. 4.17. Вероятность выпадения града из кучево-дождевого облака в зависимости от высоты радиозона и его отражаемости.

облака. Эти признаки для градовых облаков следующие: величина Z должна быть более $10^3 \text{ мм}^6/\text{м}^3$; вертикальная протяженность зоны повышенной отражаемости должна быть не менее 3—3,5 км, а ее отношение к толщине всей зоны радиозона—45—50%; указанная зона должна располагаться в средней или верхней части радиозона; вся зона или большая ее часть должна располагаться в области отрицательных температур; радиозона должно иметь толщину не менее 6 км и достигать высот более 9 км над уровнем моря. Для

надежного распознавания градовых облаков необходимо, чтобы имела место вся совокупность указанных признаков.

В принципе для непосредственного обнаружения града можно использовать специальные метеорологические радиолокационные станции, имеющие антенны с круговой поляризацией. При этом эхо-сигналы от сферических дождевых капель будут существенно подавлены, и на экранах индикаторов должны быть отчетливо видны изображения областей выпадающего града, поскольку форма градин отличается от сферы.

Для своевременного предупреждения о таком опасном атмосферном образовании, каким является грозовой очаг, необходимо достаточно точное определение его скорости и направления движения и зависимости этих характеристик от скорости и направления ветра.

На практике скорость и направление движения зон осадков, в том числе и грозовых очагов, определяется по движению центра тяжести площади указанных атмосферных образований. Однако следует иметь в виду, что центр тяжести за время наблюдений может двигаться по очень сложным траекториям, которые нередко никакой связи с ветром не имеют. Это объясняется тем, что общая картина радиоэхо грозового очага очень сильно изменяется за счет слияния или исчезновения отдельных конвективных ячеек или возникновения новых ячеек. Составляющая движения центра тяжести радиоэхо, вызванная изменением его площади, называется составляющей распространения. Другая составляющая, обусловленная ветром, называется составляющей переноса. При малых скоростях ветра преобладает первая составляющая движения, а при больших — вторая.

Путем радиолокационных наблюдений за отдельными хорошо развитыми грозовыми очагами Д. Баттаном [2] было изучено движение этих очагов и связь параметров этого движения с ветром на различных высотах. В частности, было установлено, что при средней скорости ветра в слое от 0,6 до 6 км, превышающей 16 км/час, наблюдается высокая корреляционная связь между дви-

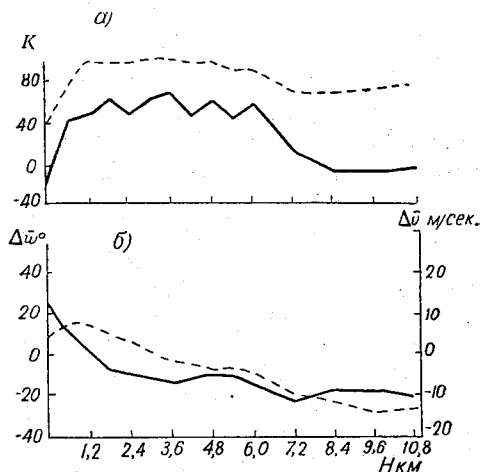


Рис. 4.18. Корреляционная связь между характеристиками движения грозовых очагов и ветром.

жением радиоэхо и ветром в слое от 1,5 до 6 км (рис. 4.18). Как видно из рисунка, корреляция между направлением движения радиоэхо и направлением ветра довольно высокая. Для модуля скорости эта связь выражена хуже. При этом скорость движения радиоэхо обычно меньше скорости ветра на всех высотах, за исключением ветра в приземном слое.

Для случаев, когда средняя скорость ветра в нижнем 6-километровом тропосферном слое была меньше 16 км/час, корреляционная связь между движением радиоэхо и ветром почти отсутствовала. По-видимому, при малых скоростях ветра движение центра тяжести радиоэхо, определенное оператором, вызвано в основном эффектом распространения.

Скорость радиоэхо фронтальных осадков тесно связана с ветром на поверхности 700 мб.

§ 4.4. Радиолокационное исследование слоисто-дождевых облаков

Слоисто-дождевые облака обычно характеризуются обложными осадками, выпадающими над большими площадями, поперечные размеры которых достигают нескольких сотен, а иногда и тысяч километров. Несмотря на то что обложные осадки имеют в общем малую пространственную изменчивость интенсивности, все же на ИКО они нередко характеризуются очаговой структурой, когда на фоне слабых осадков, выпадающих над большими площадями, наблюдаются отдельные районы с осадками большей интенсивности (рис. 4.8). Указанная неоднородность обложных осадков более четко выражена при выпадении дождя, чем при выпадении снега.

Известно, что слоисто-дождевые облака по своему агрегатному состоянию являются смешанными облаками, в которых присутствуют частицы воды в твердом и жидком состояниях. В тех случаях, когда изотерма 0°C располагается на некоторой высоте над поверхностью Земли, с точки зрения анализа вертикального распределения отражаемости в указанных облаках целесообразно рассмотреть следующие три зоны. Первая, переохлажденная, зона располагается над нулевой изотермой. Отражаемость этой зоны обусловлена главным образом выпадающими снежинками. Ниже нулевой изотермы находится слой таяния толщиной в несколько сотен метров, в котором происходит таяние выпадающих из первой зоны снежинок. Здесь отраженные сигналы вызываются этими снежинками. Наконец, ниже слоя таяния располагается зона водяных капель. Отражения от этой зоны вызываются главным образом дождевыми каплями.

Наибольшей отражаемостью характеризуется слой таяния. Вследствие этого он лучше всего обнаруживается на индикаторах РЛС и называется яркой полосой, или яркой линией. Яркая полоса на различных типах индикаторов и при различных методах радиолокационного зондирования выглядит различно. При получении вертикальных разрезов слабых обложных дождей на ИДВ с помощью РЛС, характеризующихся небольшим потенциалом, яркая полоса выглядит так, как показано на рис. 4.19.¹

В том случае, когда антенна вращается вокруг вертикальной оси под определенным углом места, яркая полоса на ИКО имеет вид концентрического белого кольца. Очевидно, радиус кольца зависит от угла места антенны и высоты яркой полосы. Для определения действительной высоты и ширины яркой полосы необ-

¹ У РЛС с большим потенциалом яркая полоса на экранах индикаторов часто не обнаруживается, так как из-за относительно небольшого динамического диапазона приемника и индикаторов и ограничения мощных сигналов она сливается с радиоэхо дождя и снегопада. Для наблюдений яркой полосы на индикаторах таких станций необходимо работать при малых усилениях приемника.

ходимо радиус кольца умножить на синус угла места. На индикаторе типа А и ИКО яркую полосу лучше всего обнаруживать при больших углах места, обычно $20-30^\circ$.

Происхождение яркой полосы качественно можно объяснить следующим образом. Сухие снежинки, выпадающие над нулевой изотермой, имеют относительно малую эффективную площадь рассеяния и обеспечивают слабые отраженные сигналы, которые могут вообще не фиксироваться РЛС с небольшими потенциалами. Падая вниз и достигая высоты нулевой изотермы, снежинки начинают таять и покрываться пленкой жидкой воды. Вследствие того что диэлектрическая проницаемость воды больше, чем льда, отраженный сигнал от тающих снежинок будет



Рис. 4.19. Радиоэхо слоя таяния (яркая полоса) на ИДВ.

также больше. Увеличению сигнала будет способствовать и то, что при отрицательных температурах, близких к нулю, снежинки могут легко сцепляться друг с другом и образовывать более крупные снежинки, чем те, которые находятся выше — в переложженной зоне.

По мере дальнейшего падения снежинок после пересечения уровня нулевой изотермы их таяние становится все более интенсивным и на высоте, расположенной обычно ниже этой изотермы на $300-500$ м, они превращаются в дождевые капли. Размер этих капель и их концентрация в результате большей скорости падения меньше, чем выпадающих снежинок. Последнее обстоятельство объясняется тем, что при одной и той же интенсивности

осадков на всех уровнях концентрация дождевых капель в пространстве ниже слоя таяния будет уменьшаться по сравнению с концентрацией снежинок на столько, на сколько их скорость падения больше скорости снежинок. Благодаря этому отраженный от дождевых капель сигнал также будет меньше.

Приближенная теория яркой полосы, согласно Райду, Мейсону и др. [31], позволяет дать количественную оценку изменения эхо-сигналов по вертикали в слоисто-дождевых облаках, с учетом различных факторов.

Пусть в облаке имеет место постоянная вертикальная скорость воздушного потока u ; на данной высоте все частицы характеризуются одинаковой массой; каждая снежинка на высоте нижней границы зоны таяния состоит из определенного числа первоначально сухих снежинок n_0 . При этих предположениях можно записать следующие равенства:

$$n_c m_c (v_c - u) = n_v m_v (v_v - u) \quad \text{и} \quad m_v = n_0 m_c,$$

где v_v , m_v и n_v — соответственно относительная скорость, масса и число водяных капель, те же характеристики для снежинок обозначены индексом «с». Тогда отношение мощности принимаемых сигналов от ледяных частиц (снежинок) и образованных из них водяных капель равно

$$\frac{P_c}{P_v} = g_c \frac{1}{n_0} \frac{v_v - u}{v_c - u} \frac{\left| \frac{m_c^2 - 1}{m_c^2 + 2} \right|^2}{\left| \frac{m_v^2 - 1}{m_v^2 + 2} \right|^2}. \quad (4.4)$$

Поскольку для льда множитель, характеризующий диэлектрическую проницаемость частиц, $\left| \frac{m_c^2 - 1}{m_c^2 + 2} \right|^2 = 0,19$, а для воды в сантиметровом диапазоне около 0,9, соотношение (4.4) переписется в следующем виде:

$$\frac{P_c}{P_v} = \frac{1}{5} g_c \frac{1}{n_0} \left(\frac{v_v - u}{v_c - u} \right). \quad (4.5)$$

В формуле (4.5) g_c — множитель, учитывающий форму ледяных частиц и выражающий рассеивающую площадь снежинки относительно такой же площади рассеяния сферы равного объема.

Отношения мощности сигнала, отраженного от слоя таяния P_T , к мощности сигналов от области снегопада над ним и дождя под ним соответственно равны:

$$\frac{P_T}{P_c} = 5 g_T n_0 \frac{v_c - u}{v_T - u}, \quad (4.6)$$

$$\frac{P_T}{P_v} = g_T \frac{v_v - u}{v_T - u}, \quad (4.7)$$

где g_t — коэффициент формы для тающих снежинок, а v_t — скорость их падения.

Для снежных хлопьев, состоящих из дендритных кристаллов, при интенсивности осадков от 0,5 до 3 мм/час $v_c = 70$ см/сек., $n_0 = 3$, $v_b = 425$ см/сек., $g_t = 3$, $v_t = 180$ см/сек. и при отсутствии восходящих потоков ($u = 0$) получаем $\frac{P_t}{P_b} = 7$ и $\frac{P_t}{P_c} = 17,5$.

На рис. 4.20 наглядно иллюстрируется влияние различных факторов на вертикальное изменение отражающих свойств выпадающих частиц в слоисто-дождевых облаках.

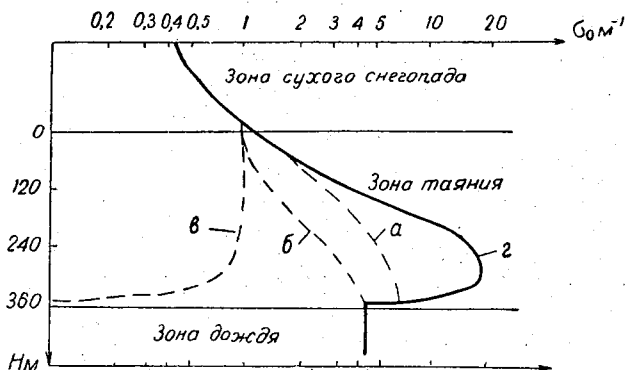


Рис. 4.20. Вертикальное изменение отражающих свойств выпадающих частиц в слоисто-дождевых облаках.

а — влияние коагуляции, б — влияние таяния, в — влияние скорости падения, г — влияние скорости падения на радиолокационную отражаемость.

Следует отметить, что указанные теоретические данные в общем неплохо подтверждаются результатами радиолокационных измерений, выполненных различными авторами (табл. 4.5).

Таблица 4.5

Отношение мощности эхо-сигналов от слоя таяния к мощности эхо-сигналов от зоны снега и дождя

Автор	$\frac{P_t}{P_c}$	$\frac{P_t}{P_b}$	$\frac{P_c}{P_b}$
Броун	5—15	4—8	0,2—1,0
Мейсон	3—34	4—14	0,2—1,6
Среднее	16	7	0,8
Степаненко	8,2	11,2	1,4

Таким образом, мощность эхо-сигналов от слоя таяния в среднем в 16 раз больше, чем от зоны снегопада, и в 7 раз больше, чем от зоны дождя.

Анализ вертикального распределения эхо-сигналов в зоне дождя и снегопада приводит к следующему выводу.

В зоне дождя среднее значение мощности эхо-сигналов мало изменяется с высотой. Исходя из теоретических соображений о коагуляции падающих дождевых капель со взвешенными капельками облака, можно ожидать небольшого увеличения мощности эхо-сигналов с уменьшением высоты. Для умеренных дождей с интенсивностью порядка 3 мм/час увеличение размеров дождевых капель за счет коагуляции при выпадении сквозь облако с водностью $0,2 \text{ г/м}^3$ должно привести к увеличению мощности эхо-сигнала всего в два раза. На практике такое увеличение трудно интерпретировать однозначно, так как оно может соответствовать точности измерений эхо-сигналов или быть вызвано флуктуациями диэлектрической проницаемости воздуха.

При выпадении умеренных обложных осадков, преимущественно связанных с теплыми атмосферными фронтами, на ИДВ при сканировании антенны в вертикальной плоскости или при получении высотно-временных разрезов нередко выше нулевой изотермы наблюдаются так называемые верхние радиолокационные полосы (рис. 4.21). Эти полосы могут быть горизонтальными или наклонными к яркой линии. Иногда радиоэхо переохлажденной части слоисто-дождевых облаков выглядят как не имеющие определенной формы образования.

Анализ радиоэхо этого типа показывает, что в вершинах наклонных полос имеются отчетливо выраженные ячейки с повышенной отражаемостью. Считают, что указанные ячейки представляют собой области возникновения и развития снежных кристаллов. Такие ячейки называются ячейками генерации. Образованию и развитию кристаллов способствует конвекция, вызываемая скрытой теплотой, которая выделяется водяным паром при его сублимации на кристаллах. Обычно ячейки располагаются на одном уровне на несколько сотен метров выше фронтальной поверхности. Существуют они несколько часов и имеют поперечный размер около 1,5—2 км. В некоторых случаях ячейки выглядят в виде полосок.

Движение ячеек происходит по направлению и со скоростью ветра на их уровне.

Крупные снежные кристаллы, образованные в ячейке, выпадают. По мере прохождения этих кристаллов внутри облака они растут как за счет коагуляции между собой, так и вследствие непрерывного оседания переохлажденных капелек на их поверхности. Факт обзрения переохлажденными каплями облака выпадающих снежинок хорошо известен. В данном случае при особенно благоприятных условиях он может привести к замет-

ному возрастанию площади рассеяния снежинок и, следовательно, к увеличению мощности эхо-сигналов.

Изучая наклон верхних полос, можно получить сведения о вертикальных скоростях падения снежинок, которые в свою очередь связаны с их размером.

Допустим, ячейка генерации снежинок образовалась в точке облака на некотором уровне. Как показали И. П. Мазин и



Рис. 4.21. Верхние радиолокационные полосы на ИДВ при обнаружении умеренных обложных осадков.

В. Д. Скосырева [30], она практически движется с горизонтальной скоростью, совпадающей со скоростью и направлением ветра на этом уровне. Примем эту перемещающуюся относительно земли точку за начало координат. Ось z направим вертикально вниз, а ось x — по горизонтали параллельно ветру. Радиолуч антенны неподвижен и направлен в зенит.

Наклон полос снежинок определяется вертикальным распределением ветра и скоростью их падения.

В тех случаях, когда направление ветра постоянно, а скорость ветра v равномерно увеличивается с высотой, т. е.

$$v = v_0 - \gamma z,$$

где γ — вертикальный градиент скорости ветра, v_0 — скорость ветра в начале координат, уравнение полосы падения снежинок

в указанной подвижной системе координат может быть записано в следующем виде:

$$x = \frac{\gamma u_z}{2} t^2, \quad z = u_z t, \quad (4.8)$$

где u_z — вертикальная скорость падения снежинок.

Решая систему уравнений (4.8), получаем, что траектория падения снежинок имеет вид параболы

$$x = \frac{\gamma}{2u_z} z^2. \quad (4.9)$$

Для более общего случая изменения скорости ветра и снежинок с высотой можно записать

$$x = \int_0^t v_x(u_z t) dt \quad (4.10)$$

и

$$\frac{dx}{dz} = \frac{dx}{dt} \frac{dt}{dz} = \frac{v_x(u_z t)}{u_z}. \quad (4.11)$$

Отсюда получаем, учитывая, что ячейка генерации перемещается со скоростью v_0 , следующее соотношение:

$$\frac{dx}{dz} = \frac{v_x(z) - v_0}{u_z}, \quad (4.12)$$

где $v_x(z)$ — проекция скорости на любой высоте на направление v_0 .

Анализ уравнения (4.12) показывает, что угол наклона полосы падения $\frac{dx}{dz}$ к горизонту в произвольной точке на некоторой высоте зависит от скорости движения ячейки генерации, скорости ветра и скорости падения частиц на этой высоте.

Если при обработке радиолокационных наблюдений приходится иметь дело с временными вертикальными разрезами, то

$$\frac{dx}{dt} = \frac{v_0}{v_n} \frac{d\zeta}{dz}, \quad (4.13)$$

где v_n — скорость протяжки пленки, ζ — координата x на пленке.

С помощью соотношений (4.12) и (4.13) легко определить скорость падения частиц на любой высоте наклонной полосы

$$u_z = \frac{[v_x(z) - v_0] v_n}{\frac{d\zeta}{dz} v_0} = c \frac{dz}{d\zeta} \left[\frac{v_x(z)}{v_0} - 1 \right]. \quad (4.14)$$

При решении уравнения (4.14) значения v_0 и $v_x(z)$ определяются по данным радиоветрового зондирования. В табл. 4.6 приведены данные о скорости падения снежинок, полученные в ЦАО И. П. Мазиным и В. Д. Скосыревой [30] в результате обработки шести случаев.

Таблица 4.6

**Экспериментальные значения
скорости падения снежинок**

Дата	u_z м/сек.	Размер снежинок, см
10 X 1956	1,2	0,6
10 X	0,8	0,2
17 XII 1957	1,06	0,5
20 II 1958	0,9	0,25
4 XII	1,07	0,5
12 XII	1,2	0,6

Скорости падения u_z , полученные указанными авторами, находились в пределах 0,8—1,2 м/сек., что согласуется с обычными скоростями падения снежинок. Поскольку существует эмпирическая зависимость между скоростью падения снежинок и их размером, в табл. 4.6 даются также их рассчитанные размеры.

Следует указать, что при достаточной точности измерений u_z и ее изменения с высотой открывается возможность получать ответы на вопрос, происходит ли укрупнение или испарение частиц при падении.

Кроме того, что с помощью РЛС изучаются естественные облака и осадки, эти станции позволяют также обнаруживать атмосферные образования искусственного происхождения. Например, согласно данным, опубликованным в иностранной литературе [52], радиолокационная станция метеорологического назначения CPS-9 хорошо обнаруживает облака ядерных взрывов и определяет их геометрические размеры.

§ 4.5. Особенности радиоэхо различных облаков

Выше излагались основные результаты радиолокационного изучения кучево-дождевых и слоисто-дождевых облаков. Коротко рассмотрим особенности радиоэхо облаков других форм, пользуясь работами Д. Атласа, Е. М. Сальмана, автора и др. [20, 24, 40, 41, 47, 57].

Особенности радиолокационных изображений облаков различных форм наиболее четко видны при анализе их вертикальных разрезов на экране ИДВ.

Для правильной интерпретации и типизации радиоэхо различных облаков необходимо учитывать механизмы их образования и развития, которые обуславливают характерные особенности в геометрическом и микрофизическом строении и, следовательно, в отраженных сигналах.

Кучевые облака. Для облаков вертикального развития основным фактором, обуславливающим радиоэхо, является

степень развития этих облаков. Установлено, что при отрицательных температурах отражения усиливаются. Обычно заметные сигналы на экранах индикаторов РЛС дают кучевые облака в стадии мощных кучевых. Радиоэхо обусловлено либо резкими градиентами диэлектрической проницаемости воздуха на границах облаков, либо их центральными частями. По мере развития облаков радиоэхо увеличивается в размерах. Самолетные измерения, проводимые одновременно с радиолокационными, нередко показывают в таких облаках наличие областей с относительно



Рис. 4.22. Радиоэхо мощного кучевого облака на ИДВ.

крупными ледяными частицами, представляющими собой замерзшие переохлажденные капли, дающие эхо-сигналы, достаточные для обнаружения. Однако хорошо отражающие частицы находятся не во всем объеме облака, поэтому геометрические размеры радиоэхо кучевых и мощных кучевых облаков, как правило, не соответствуют реальным размерам облаков, определяемым визуально; причем размеры радиоэхо чаще всего меньше действительных размеров облаков. Это особенно справедливо для мощных кучевых облаков. В начальном состоянии радиоэхо этих облаков слабое, имеет малые размеры (протяженностью несколько сотен метров) и характеризуется неопределенностью очертания (рис. 4.22). Когда мощное кучевое облако находится в развитом состоянии, вершина радиоэхо становится остроконеч-

ной и переходит в колоннообразную. Наблюдаются изображения полос падения, кривизна которых по вертикали соответствует вертикальному годографу ветра.

Отражаемость начального радиоэхо указанных облаков z находится в пределах от 1 до $2 \cdot 10^{-3}$ мм⁶/м³, в то время как в стадии кучево-дождевого она может достигать 10^5 мм⁶/м³.

Слоисто-кучевые облака. Радиолокационные изображения просвечивающих и плотных слоисто-кучевых облаков довольно слабые и мало отличаются друг от друга. Отражения



Рис. 423. Радиоэхо плотных слоисто-кучевых облаков на ИДВ.

радиосигналов зависят в основном от активности и мощности облаков. При отрицательных температурах вероятность обнаружения увеличивается с понижением температуры. Так, при температурах в облаках -8 , -15°C даже тонкие слоисто-кучевые облака дают изображения. При температурах же выше 0°C только мощные и плотные области слоисто-кучевых облаков могут давать заметные эхо-сигналы. При этом отражения от слоисто-кучевых облаков не наблюдаются, если они становятся более устойчивыми и этим приближаются к структуре слоистых облаков. Из разновидностей слоисто-кучевых облаков, образованных от растекания кучевых, только слоисто-кучевые вечерние могут наблюдаться над РЛС. Отмечено, что эти облака дают заметное радиоэхо лишь в тех случаях, когда они образуются от растекания кучево-дождевых и мощных кучевых облаков, обнаруживаемых

радиолокатором. Если же мощные кучевые облака не обнаруживаются, то и образованные из них слоисто-кучевые облака также не видны на экранах РЛС. Иногда из слоисто-кучевых облаков выпадает моросящий дождь или снег. В этих случаях они обнаруживаются всегда.

Радиозэх слоисто-кучевых облаков имеют неровные верхние и нижние границы (рис. 4.23 и 4.24). Яркость радиозэх на экранах ИКО и ИДВ и отражаемость часто уменьшаются от нижней и средней частей облаков к их верхним частям. Нижняя граница

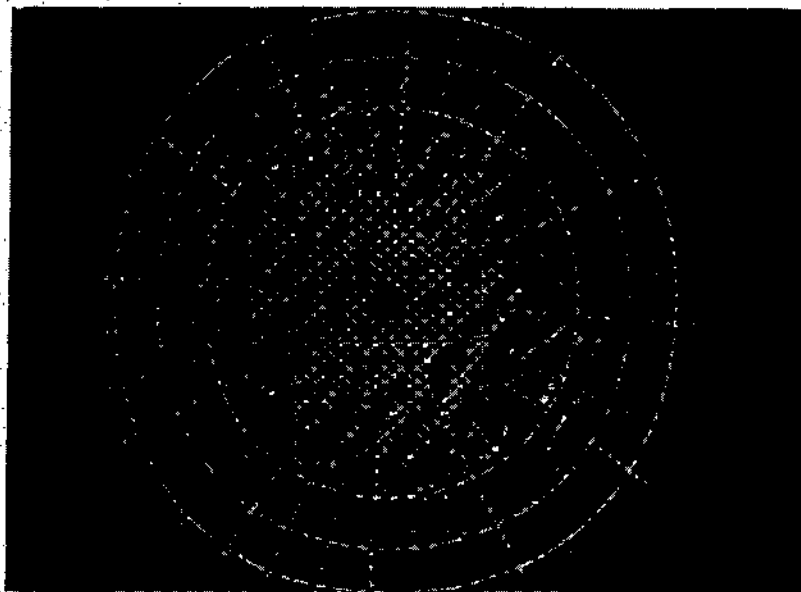


Рис. 4.24. Радиозэх слоисто-кучевых облаков в виде гряд на ИКО.

слоисто-кучевых облаков, особенно низких, как правило, сливается с изображением местных предметов.

Отражаемость обнаруживаемых просвечивающих слоисто-кучевых облаков колеблется от $Z=10^{-3}$ до $Z=5 \cdot 10^{-2}$ мм⁶/м³. Для крупнокапельных плотных облаков она находится в пределах 10^{-1} — 10^2 мм⁶/м³.

Слоистые облака (рис. 4.25). Даже на малых дальностях слоистые облака обнаруживаются хорошо лишь тогда, когда наблюдается выпадение мороси. В связи с этим на ИДВ слоистые облака нередко выглядят в виде отдельных образований, соответствующих районам выпадения мороси.

Верхняя граница радиозэх иногда не просматривается, так как маскируется изображением местных предметов и моро-

сью. Влияние температуры на обнаружение слоистых облаков пока не установлено. Отражаемость слоистых облаков слабо уменьшается с высотой и в нижней части облаков составляет $Z = 4 \cdot 10^{-2} \div 2 \cdot 10^{-1} \text{ мм}^6/\text{м}^3$.

Высоко-слоистые облака. За редким исключением эти облака хорошо обнаруживаются современными радиолокаторами метеорологического назначения. Интенсивность отражения от них больше у плотных и мощных по вертикали высоко-слоистых облаков, чем у тонких просвечивающих.



Рис. 4.25. Радиоэхо слоистых облаков на ИДВ.

Отражения наблюдались при температурах от $+3$ до -35°C , и обусловлены они преимущественно кристаллами льда или снега.

Одно из типичных радиолокационных изображений высоко-слоистых облаков ИДВ показано на рис. 4.26. Вертикальное строение таких радиоэхо или однородно, или отмечается постепенное ослабление их мощности с высотой до полного исчезновения изображения. Очертания основания и вершины высоко-слоистых облаков ровные. Встречаются также неоднородные радиоэхо высоко-слоистых облаков, имеющие заметный наклон и неровные границы особенно тогда, когда они дают полосы падения осадков.

Отражаемость в нижних слоях плотных высоко-слоистых облаков может достигать значений $Z = 10 \div 10^2 \text{ мм}^6/\text{м}^3$, постепенно уменьшаясь к их верхним частям до $Z = 10^{-2} \div 10^{-3} \text{ мм}^6/\text{м}^3$. Для нижних районов просвечивающих высоко-слоистых облаков характерным является $Z = 10^{-1} \div 2 \text{ мм}^6/\text{м}^3$.

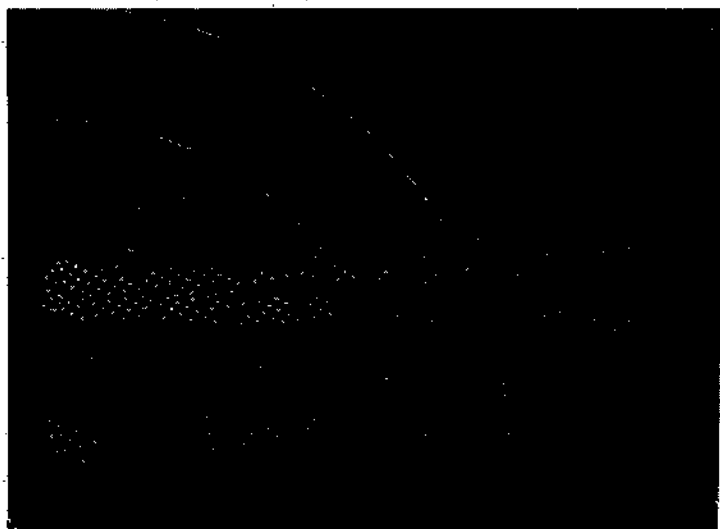


Рис. 4.26. Радиоэхо высоко-слоистых просвечивающих облаков на ИДВ.

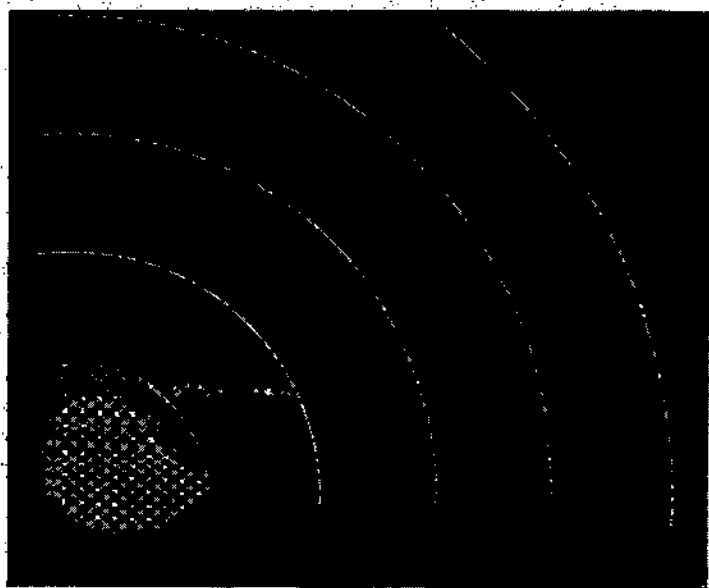


Рис. 4.27. Радиоэхо неплотных высоко-кучевых облаков на ИДВ.

Высоко-кучевые облака дают изображение на экране ИДВ в виде тесно расположенных по горизонтали ячеек небольших размеров на высотах более 2 км (рис. 4.27). Плотные высоко-кучевые облака обнаруживаются лучше, чем просвечивающие, и наблюдаются иногда вместе с полосами падения осадков.

Высоко-кучевые облака, так же как и слоисто-кучевые, лучше обнаруживаются при относительно низких температу-

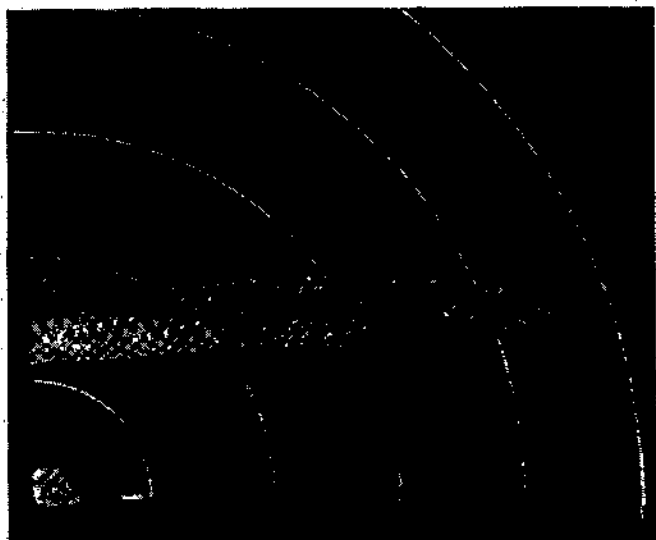


Рис. 4.28. Радиоэхо неплотных перисто-слоистых облаков на ИДВ.

рах. Наибольшая отражаемость высоко-кучевых облаков наблюдается в их центральных частях и находится в пределах 10^{-2} — 10 мм⁶/м³.

Перистые облака. Из перистых облаков наибольшие отражения дают плотные перисто-слоистые облака, которые всегда обнаруживаются современными метеорологическими РЛС. Их вертикальные разрезы похожи на вертикальные разрезы плотных высоко-слоистых облаков (рис. 4.28). Дальность обнаружения перистых облаков может достигать до 100 км в случаях, когда они связаны с хорошо выраженными фронтами.

Отражаемость перисто-слоистых облаков часто убывает с высотой и колеблется от 10^{-3} до 10^2 мм⁶/м³. Перистые нитевидные облака обнаруживаются хуже, чем другие разновидности облаков.

Области выпадающих частиц морозящих осадков¹. Для глаза эти области являются прозрачными или полупрозрачными. В последних случаях они напоминают едва различимое слоистое облако или дымку. При их радиолокационном обнаружении нередко заметны признаки, указывающие на то, что частицы, дающие радиоэхо, имеют вертикальные скорости падения. Размер частиц крупнее взвешенных облачных капель и составляет, по данным А. Н. Невзорова, А. М. Боровикова, И. П. Мазина [4 к гл. 5], 50—300 мк. В связи с этим, несмотря на относительно небольшую их концентрацию, эти образования дают сигнал, достаточный для радиолокационного обнаружения.

Указанные области выпадающих крупных частиц образуются при следующих условиях.

В теплое полугодие под мощными кучевыми и слоисто-кучевыми облаками могут находиться крупные облачные капли, выпадающие из этих облаков в слои с высокой влажностью, где испарение происходит медленно. Эти капли могут перемещаться на большие расстояния, прежде чем станут маленькими из-за испарения и, следовательно, необнаруживаемыми для РЛС. Эффект ветрового сдвига может отделить области высокой влажности и содержащихся в них капель от основного облака.

Зимой при отрицательных температурах у земли слоисто-кучевые облака часто наблюдаются одновременно с областями почти невидимых крупных частиц, которые могут располагаться в пространстве без заметной связи с облаками. В таких случаях радиоэхо обусловлено главным образом крупными частицами, а не облачными элементами. Чаше всего крупные частицы представляют собой медленно выпадающие ледяные кристаллы, зерна и т. д., так как наблюдаются при температурах -8 , -10° и ниже. После выпадения из водяного облака такие кристаллы могут сохраняться или даже расти, если насыщение над льдом ниже, чем над водой.

Эти ледяные кристаллы могут встречаться не только при наличии слоисто-кучевых облаков, но и тогда, когда наблюдаются высоко-кучевые облака при указанных температурах.

Опыт показывает, что нередко после растекания и испарения облаков радиоэхо все же сохраняется на высотах, где были верхние части облаков, в течение нескольких десятков минут. Можно полагать, что отражения в этом случае обусловлены относительно крупными еще не испарившимися облачными частицами. Их число, недостаточное для визуального обнаружения, оказывается вполне достаточным для получения радиоэхо.

¹ В иностранной литературе эти атмосферные образования носят названия «ceacle».

Таким образом, из-за радиолокационных отражений от областей крупных частиц размеры визуально наблюдаемых облаков могут сильно отличаться от размеров, наблюдаемых с помощью РЛС.

§ 4.6. Эффективность радиолокационного обнаружения облаков и осадков

Практические возможности радиолокационного обнаружения облаков и осадков могут достаточно полно характеризоваться максимальными дальностями и вероятностью обнаружения этих явлений на различных удалениях. В данном случае под вероятностью обнаружения понимается отношение числа зон осадков или облаков, фиксируемых радиолокатором, к действительному их числу.

Первая характеристика эффективности радиолокационного обнаружения зависит от технических параметров РЛС, отражаемости облаков и осадков и их геометрических размеров, а вторая, кроме того, определяется повторяемостью указанных атмосферных образований в том или ином географическом районе.

Таким образом, вероятность радиолокационного обнаружения является в известном смысле радиоклиматической характеристикой эффективности обнаружения. Рассмотрим более подробно каждую характеристику, следуя работам [21, 37, 43, 45, 46, 47].

Для определения максимальных дальностей обнаружения облаков и осадков используют формулу (3.27), записанную ниже при Z в мм⁶/м³:

$$R_m^2 = C \frac{10^{-16} P_t h Z}{220 P_{\min} \lambda^{2.6} \theta_2} \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2 k k_3,$$

где C — коэффициент, учитывающий влияние флуктуаций эхосигналов, отклонение теории от практики и т. д.

При этом для наглядного представления результатов расчета отражающую характеристику атмосферных образований выражают через интенсивность осадков I мм/час и водность облаков W г/м³. Численное значение коэффициента C , введенного в эту формулу с учетом флуктуационных потерь¹ при вероятности обнаружения 0,95, согласно § 6.4, близко к $4 \cdot 10^{-2}$.

Обычно расчет производят при следующих упрощающих допущениях: интенсивность осадков и водность облаков по пути распространения электромагнитных волн постоянны, экранирующие осадки отсутствуют. Для слабых осадков вертикальная протяженность отражающей части полагается равной 3 км, для умеренных — 5 км и сильных — 8 км. Эти данные необходимы для

¹ Здесь имеется в виду вероятность обнаружения сильно флуктуирующего порогового сигнала от облаков и осадков на фоне внутренних шумов приемника.

определения коэффициента заполнения k_3 . При расчетах необходимо также учитывать затухание радиоволн в волноводном тракте РЛС.

Используя формулу (3.27) при заданных технических параметрах РЛС (P_t и P_r выражены в ваттах, h и λ — в метрах, θ_1 , θ_2 — в радианах), величинах k и k_3 , можно легко получить R_m в километрах для различных интенсивностей осадков I мм/час (рис. 4.29).

Из рисунка видно, что зоны дождя с интенсивностью 10 мм/час будут обнаруживаться 3-см РЛС с небольшим потенциалом на расстояниях, не превышающих 37 км. На большем удалении от радиолокатора эти осадки не будут обнаруживаться, так как

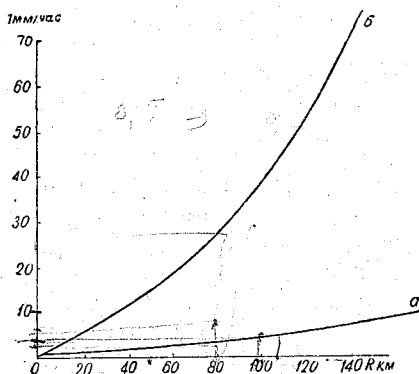


Рис. 4.29. Максимальная дальность обнаружения осадков различной интенсивности.

а — РЛС с высоким потенциалом $WSR=57$,
б — РЛС с низким потенциалом.

принятый от них сигнал меньше чувствительности приемника. Однако осадки этой же интенсивности будут обнаруживаться с помощью РЛС $WSR=57$ до удалений 100 км, так как она характеризуется более высоким потенциалом.

Другой характеристикой эффективности обнаружения атмосферных образований является указанная выше радиоклиматическая вероятность обнаружения. Эта вероятность легко находится при достаточно большом ряде радиолокационных наблюдений. Например, Г. М. Бурловым на основании об-

работки 1500 случаев наблюдений за ливневыми и грозовыми очагами с помощью маломощной РЛС было получено уменьшение вероятности их обнаружения с увеличением дальности (рис. 4.30).

В тех же случаях, когда число наблюдений невелико или требуется произвести оценку эффективности обнаружения разрабатываемых РЛС, целесообразно использовать следующий расчетный способ определения радиоклиматической вероятности обнаружения.

Пусть за 100% будет принято общее число выпадающих дождей за год. Повторяемость слабых дождей ($I=0,25 \div 1$ мм/час) равна 72%, умеренных ($I=1 \div 4$ мм/час) — 25,5%, сильных ($I=4 \div 15$ мм/час) — 2,45% и очень сильных ($I > 15$ мм/час) — около 0,1%. С их помощью, а также используя максимальные дальности обнаружения осадков различной интенсивности, пред-

ставленные на рис. 4.29, нетрудно провести радиоклиматическую оценку вероятности радиолокационного обнаружения разными РЛС.

Пусть, например, на дальности 100 км РЛС WSR-57 с высоким потенциалом (см. рис. 4.29) обнаруживает дожди с интенсивностью только $I > 0,25 \div 1$ мм/час. Радиоклиматическая вероятность их обнаружения по определению равна $W_p = \frac{N_{обн}}{N_{\phi}}$, где $N_{обн}$ — количество зон осадков, обнаруженных РЛС на дальности

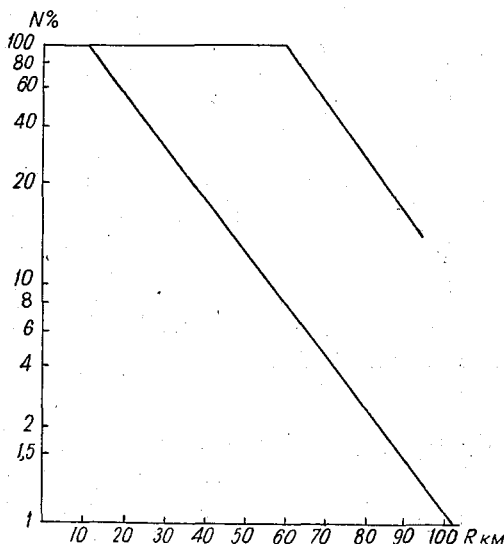


Рис. 4.30. Вероятность радиолокационного обнаружения зон осадков.

сти 100 км, а N_{ϕ} — фактическое число зон осадков, выпадающих на этой дальности. Правую часть данного выражения можно заменить отношением повторяемости осадков $\frac{P_{обн}}{P_{\phi}}$, полагая, что P_{ϕ} равно 100%. Тогда

$$W_p = \frac{P_{обн}}{P_{\phi}}. \quad (4.15)$$

С другой стороны, повторяемость обнаруженных осадков равна $P_{обн} = P_{\phi} - P_{необн}$, где $P_{необн}$ — повторяемость необнаруженных осадков. Отсюда

$$W_p = 1 - \frac{P_{необн}}{P_{\phi}}. \quad (4.16)$$

Так как до удалений 100 км указанная РЛС обнаруживает все дожди, то $W_p = 1$. На удалении 140—170 км она будет

обнаруживать умеренные, сильные и очень сильные дожди, а слабые не будет. Следовательно, радиоклиматическая вероятность в этом случае равна $W_p = 1 - 0,72 = 0,28$. Действуя аналогично, получим, что на расстоянии 180—240 км $W_p = 0,025$, а на $R = 300$ км, поскольку будут обнаруживаться только очень сильные ливневые дожди, $W_p = 0,0005$.

Такие значения радиоклиматической вероятности обнаружения зон осадков позволяют сделать вывод, что современные РЛС метеорологического назначения в пределах 100—150 км обеспечивают получение горизонтальных размеров сильных и очень сильных ливневых очагов, приближающихся к их действительным размерам. Очаги умеренных и слабых осадков будут изображаться на экранах индикаторов указанных РЛС без особых искажений до удалений порядка 100 км, а очаги морозящих осадков — до 50 км (см. рис. 4.29).

Эффективность радиолокационного обнаружения недождевых облаков значительно ниже, чем дождевых. Это хорошо видно из анализа формулы (3.27), поскольку отражаемость Z недождевых облаков в 10^3 — 10^4 раз меньше, чем дождевых. В связи с этим максимальные дальности обнаружения таких облаков чаще всего ограничиваются двумя-тремя десятками километров, а облачность с особенно слабой отражаемостью вообще может быть не обнаружена РЛС (табл. 4.7).

Таблица 4.7

Вероятность (%) обнаружения различных облаков

Форма облаков	Полугодие	
	теплое	холодное
Кучево-дождевые	100	100
Мощные кучевые	100	100
Кучевые	—	50
Слоисто-кучевые	78	79
Слоистые	79	100
Слоисто-дождевые	100	100
Высоко-слоистые плотные	100	100
Высоко-слоистые просвечивающие	75	100
Высоко-кучевые плотные	80	100
Высоко-кучевые просвечивающие	48	73
Перисто-слоистые плотные	100	100
Перисто-слоистые нитевидные	—	15

Данные, представленные в табл. 4.7, характеризуют вероятность радиолокационного обнаружения облаков в радиусе 10—12 км. Значение самих вероятностей представляет собой отношение в процентах числа случаев радиолокационного обнаружения

облака той или иной формы к числу случаев этих облаков, действительно наблюдавшихся над радиолокатором.

При просмотре данных, помещенных в таблице, обращает на себя внимание тот факт, что некоторые недождевые облака все еще не обнаруживаются современными РЛС. К таким облакам относятся кучевые, слоисто-кучевые, слоистые, высоко-кучевые просвечивающие, перистые нитевидные, для которых процент обнаружения менее 100%.

Кроме того, вероятность обнаружения некоторых из указанных облаков зимой больше, чем летом. Это обстоятельство можно, по-видимому, объяснить тем, что при понижении температуры увеличивается вероятность появления относительно крупных ледяных частиц в таких облаках.

Данные об эффективности радиолокационного обнаружения атмосферных образований оказываются весьма полезными при организации радиолокационной сети штормового оповещения и предупреждения о грозах и ливнях, так как помогают решить вопрос о том, на каком расстоянии должны находиться РЛС, чтобы создаваемое ими радиолокационное поле было бы сплошным для всех опасных ливней, не говоря уже о грозах.

Для решения этого вопроса необходимо выяснить, какие зоны осадков являются опасными, а какие неопасными. Очевидно, ответ на поставленный вопрос может быть дан лишь при конкретном метеорологическом обслуживании той или иной отрасли народного хозяйства, транспорта или рода войск. Если иметь в виду метеорологическое обслуживание авиации, то, пользуясь данными М. М. Кулика, И. М. Имянитова и др. [22, 33], можно считать опасными зоны осадков интенсивностью 5—10 мм/час и более, так как они в умеренных широтах сопровождаются сильно развитой турбулентностью, плохой видимостью, а иногда и грозами.

На основании этого при помощи рис. 4.29—4.30 можно определить так называемый метеорологический радиус для конкретной РЛС по указанной выше интенсивности дождя. Очевидно, что для создания сплошного радиолокационного поля для обнаружения опасных зон осадков необходимо размещать РЛС на расстояниях, во всяком случае не превышающих их удвоенного метеорологического радиуса действия.

§ 4.7. Погрешности радиолокационного определения высот облаков

Изучение особенностей радиолокационного обнаружения облачных слоев с целью определения их высот показывает, что РЛС фиксируют радиолокационные границы облаков, которые обусловлены законами отражения и ослабления электромагнитных волн в радиодиапазоне. В то же время практическое значение

имеют реальные границы облаков, обнаруживаемые на световых волнах, законы распространения которых отличаются от законов радиодиапазона.

Для РЛС с высоким потенциалом различия между результатами радиолокационных измерений высот облаков и оптических измерений (самолетных, светолокационных, шаропилотных) обусловлены прежде всего различием законов распространения электромагнитных колебаний оптического диапазона и радиодиапазона.

Практика радиолокационного измерения высот облаков показывает, что при вертикальном зондировании их нижние границы в общем могут совпадать, быть заниженными или завышенными по сравнению с действительными значениями. Завышение нижних границ облаков происходит при относительно больших дальностях и при обнаружении на малых дальностях мелкокапельных облаков без осадков. Занижение имеет место при выпадении визуально наблюдаемых осадков в районе РЛС, а также и в тех случаях, когда осадки (особенно моросящие), выпадающие над РЛС, не достигают земной поверхности в районе станции [3, 40, 47].

Однако при наличии индикатора высота—дальность и высокого потенциала РЛС указанные особенности и трудности в измерении высоты нижней границы облаков среднего и верхнего ярусов могут быть частично учтены или преодолены путем тщательного анализа пространственных вертикальных разрезов облаков, когда их высоты измеряются не над станцией, а на некотором удалении от нее, где не выпадают осадки. Это наглядно иллюстрируется рис. 4.31, где показан вертикальный разрез высоко-слоистых и слоисто-дождевых облаков. В данном случае неравномерность выпадения осадков и относительно малая пространственная изменчивость высот вышеуказанных облаков в пределах 20—30 км дает возможность измерить высоту их нижней границы на удалении 8 км, т. е. там, где осадки не выпадают. Как видно, эта высота равна 1400 м. По данным одновременного самолетного зондирования, она равна 1450 м.

Измерению высот облаков нижнего яруса над РЛС мешают также изображения местных предметов за счет боковых лепестков диаграммы направленности антенны. Эти изображения могут наблюдаться до удалений 1—2 км, создавая тем самым «слепую» зону такой же протяженности. Таким образом, наблюдения за указанными облаками возможны с 1—2 км. С другой стороны, когда они обнаруживаются на расстояниях более 1—2 км, видимые на индикаторах эхо-сигналы часто вызываются выпадающими из облаков крупными частицами. Тогда нижняя граница указанных облаков оказывается заниженной, если выпадающие частицы не достигли поверхности земли, или равной нулю, когда они достигают ее. Этот вопрос подробно рассмотрен в работе В. Н. Боровикова и В. В. Костарева [3].

С целью получения более надежных измерений высоты нижней границы облаков целесообразно использовать светолокаторы, так как частицы осадков гораздо меньше влияют на их показания, чем на РЛС.

Покажем это на следующем примере.

Пусть из облаков, состоящих в основном из скоплений капель диаметром $d_1 = 2 \cdot 10^{-3}$ см, выпадают капли дождя диаметром $d_2 = 0,2$ см. Для облачной капли, согласно (3.20), при $\lambda = 3$ см



Рис. 4.31. Вертикальный разрез высоко-слоистых и слоисто-дождевых облаков с полосой выпадающих осадков на ИДВ. Масштабные метки через 4 км.

имеем $\sigma_1 = 3 \cdot 10^{-18}$ см² = $3 \cdot 10^{-22}$ м². Рассеивающая же площадь 1 м³, содержащего 10^9 капель, равна $\sigma_1 = 1 \cdot 9^{-11}$ м²/м³.

Для 1 м³ дождя, содержащего 300 дождевых капель, соответственно имеем $\sigma_2 = 2 \cdot 10^{-6}$ м²/м³.

Сравнивая рассеивающие площади дождя и облаков, мы видим, что первая рассеивающая площадь на пять порядков больше, чем вторая. Так как дождевые капли находятся не только в пространстве от нижней границы облаков до земной поверхности, но и внутри облаков, эхо-сигнал от капель дождя под облаками практически равен эхо-сигналу от нижней границы облаков, где имеются не только дождевые, но и облачные капли.

Если же локатор работает на длине волны, меньшей размера частиц указанных атмосферных образований ($\lambda < d$), картина обратного рассеяния будет существенно другая. Действительно,

с помощью формулы (3.29) можно найти рассеивающую площадь 1 м^3 дождя и облаков:

Для дождя $\sigma_1 = 4,7 \cdot 10^{-5} \text{ м}^2/\text{м}^3$,

Для облаков $\sigma_2 = 2,5 \cdot 10^{-4} \text{ м}^2/\text{м}^3$.

Из сравнения полученных результатов вытекает, что эхо-сигнал от нижней границы облаков, где находятся мелкие облачные капли, более чем в пять раз превышает эхо-сигнал дождя. Этого достаточно для измерения высоты нижней границы облаков, дающих осадки.

Все отмеченное выше указывает на преимущества использования длин волн $\lambda < d$, на которых работает светолокационная аппаратура.

Верхняя граница облаков при отсутствии вышерасположенных слоев облачности может определяться с помощью РЛС или точно или с некоторым занижением, когда верхние части облаков являются слабоотражающими (например, у высоко-слоистых просвечивающих).

В тех же случаях, когда над нижним слоем облаков находится второй, из которого выпадают частицы осадков, высота верхней границы нижнего слоя может быть завышена или вообще РЛС может показать один общий слой облаков без прослойки.

Однако и в данном случае анализ вертикального разреза исследуемой системы облаков должен в значительной степени помочь в решении задачи по определению верхней границы облаков нижнего слоя там, где осадки из верхнего слоя ее не достигают.

Наглядное представление о точности радиолокационных и светолокационных измерений высот облаков можно получить из рис. 4.32. Кривая 1 построена по результатам 350 одновременных измерений высоты нижней границы облаков по светолокатору, которые сравнивались с данными, полученными по наблюдениям с помощью шаров-пилотов, потолочного прожектора и самолетов, принимаемых за истинные [48]. Как видно, светолокационный метод в общем характеризуется довольно высокой точностью измерения высоты нижней границы облаков.

Кривая 2 относится к радиолокационному методу измерения этой высоты. Она построена по 70 синхронным самолетным и радиоизмерениям. Для этого метода погрешности измерений больше. Характерным является то, что, когда с помощью радиолокатора можно определить высоту нижней границы облаков, он эту границу чаще всего занижает на 200—300 м из-за не обнаруживаемых визуально крупных частиц, выпадающих из облаков.

Большой практический интерес представляет определение повторяемости случаев, при которых возможно измерение высоты нижней границы облаков. Очевидно, эти повторяемости различны

для разных форм облаков. По предварительным данным, для не-
дождевых облаков нижнего яруса (слоистые, слоисто-кучевые)
определение высоты нижней границы облаков возможно лишь
в 20—30% случаев их обнаружения [51]. В то же время для об-
лаков среднего яруса (высоко-слоистые, высоко-кучевые) и осо-
бенно верхнего (перистые) значения указанных повторяемостей
гораздо больше и равняются соответственно 97 и 100%.

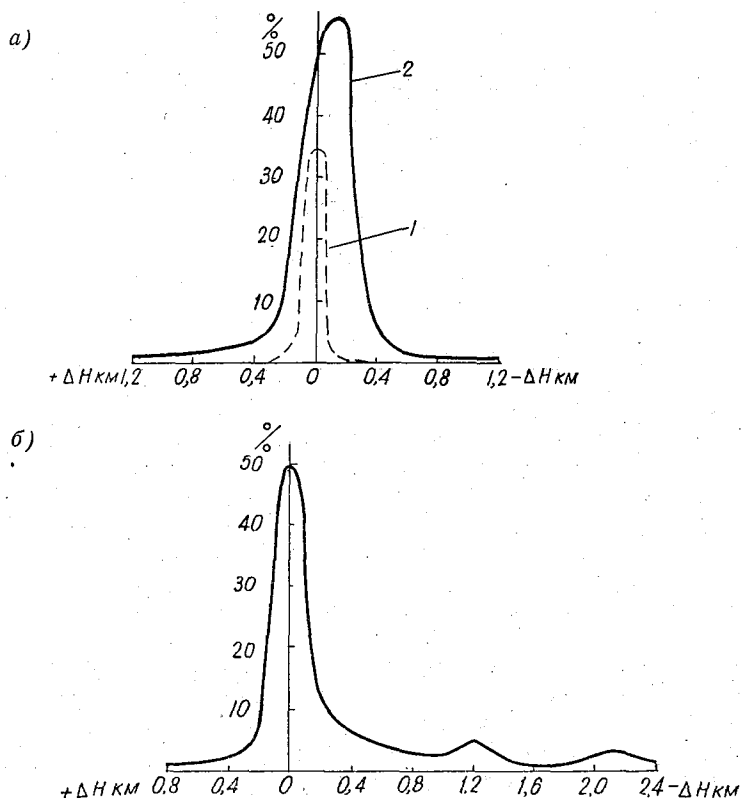


Рис. 4.32. Точность радиолокационного определения высот облаков.

Погрешности радиолокационного метода при измерении вы-
соты верхней границы облаков характеризуются кривой на
рис. 4.32 б, которая построена по данным 112 одновременных са-
молетных и радиоизмерений. Характерным также является отно-
сительно большой процент занижения РЛС этой высоты. Однако
причина этого занижения другая. Она связана с тем, что суще-
ствующие РЛС все еще не обладают достаточно высоким потен-
циалом. Вследствие этого слабоотражающие верхние части обла-
ков иногда станцией не фиксируются.

Вероятная погрешность радиолокационного измерения высоты верхней границы облаков независимо от типа облачности составляет ± 520 м в пределах дальности 20 км, а нижней границы ± 160 м на расстоянии до 12 км. С увеличением дальности вероятная погрешность измерений границ облаков на ИДВ увеличивается, достигая ± 960 м на расстояниях от 30 до 40 км.

Представление о погрешностях измерений высот различных облаков можно получить из табл. 4.8.

Таблица 4.8

Вероятные погрешности радиолокационного измерения высот различных облаков (до удаления 12 км)

	Облака нижнего яруса (до 2 км)	Облака среднего яруса (от 2 до 6 км)	Облака верхнего яруса (более 6 км)
Вероятная ошибка, м	163	363	1080
Число измерений	37	73	27

Наиболее точно измеряются высоты неждждевых облаков нижнего и среднего ярусов. Вероятная погрешность измерения высот облаков верхнего яруса, примерно в 2,5—5 раз больше, что объясняется как большим удалением от РЛС, так и отчетливо выраженным уменьшением отражаемости от нижней кромки этих облаков к их верхней кромке.

Особый интерес представляет определение высоты верхней границы кучево-дождевых облаков, так как с помощью высокопотенциальных РЛС наиболее мощные из них обнаруживаются до 250—300 км. Рассмотрение этого вопроса было проведено в работе В. А. Петрушевского и Е. М. Сальмана [38] с учетом того, что высота верхней границы облаков на расстояниях более 40 км определяется по наклонной дальности и углу места антенны, соответствующему исчезновению радиоэхо. На основании обработки 66 сравнительных самолетных и радиолокационных измерений, проведенных в течение 11 дней, показано, что в пределах 100—150 км вероятная погрешность в измерении высоты верхней кромки Сб составляет 510 м.

§ 4.8. Использование самолетных радиолокационных станций для обнаружения и обхода ливней и гроз

Наряду с наземными радиолокационными станциями для обнаружения зон осадков и связанных с ними районов сильной турбулентности во время полетов широко используются как специ-

альные самолетные метеорологические радиолокаторы, так и радиолокаторы, предназначенные для навигационных целей. Эти РЛС являются ценным средством при выборе экипажем безопасного курса и эшелона через зоны грозовой и ливневой деятельности [22, 32, 49].

Самолетные радиолокационные станции, применяемые в метеорологических целях, работают чаще всего в диапазоне волн $\lambda=3$ см. Имеются также станции, работающие на волне около 5 см [32]. Антенны самолетных РЛС характеризуются диаграммами направленности типа «игольчатый луч» или «косеканс-квадрат». Важным является получение карты изоэхо¹ с помощью самолетных РЛС, так как экспериментально установлена связь между градиентом интенсивности эхо-сигнала и степенью турбулентных движений воздуха в зоне ливневых осадков. Большинство используемых в метеорологических целях самолетных РЛС имеет азимутальное сканирование антенны [32]. Вследствие этого получается картина только в горизонтальной или наклонных плоскостях. Между тем для определения вертикальной мощности облаков и осадков, высоты нулевой изотермы, которая необходима при оценке опасности обледенения самолета, рельефа местности, целесообразно иметь сканирование и в вертикальной плоскости.

Использование панорамных самолетных радиолокационных станций для обнаружения ливней и гроз имеет свои специфические особенности. Анализ этих особенностей удобно провести на следующих примерах. В качестве первого примера рассмотрим обнаружение метеочелей с помощью самолетного метеорологического радиолокатора с диаграммой направленности типа игольчатый луч.

Технические характеристики этой РЛС близки к характеристикам радиолокатора «Кобальт», приспособленного для наземных наблюдений за зонами осадков.

При полете на высотах до 5—7 км для лучшего поиска зон ливней и гроз необходимо направлять антенну или горизонтально, или под малыми углами визирования. Вследствие этого мешающие отражения от поверхности земли, которые возникают за счет боковых лепестков диаграммы направленности, могут наблюдаться на экране индикатора РЛС лишь на малых удалениях (10—20 км). Кроме того, использование РЛС на самолете, находящемся на значительной высоте, позволяет с большим основанием считать коэффициент заполнения равным единице ($k_3=1$).

В качестве второго примера рассмотрим работу самолетной

¹ Картой изоэхо называется карта, на которой представлены контуры отражений метеорологических целей, соответствующие равной мощности отраженного сигнала на индикаторе ИКО или ИДВ.

панорамной радиолокационной станции, имеющей те же технические характеристики. В этом случае необходимо принимать во внимание ее специфическую диаграмму направленности. Типичная самолетная панорамная РЛС имеет узкую диаграмму направленности в горизонтальной плоскости и широкую в вертикальной плоскости ($80-85^\circ$) (рис. 4.33). Кроме того, выигрыш антенны в вертикальной плоскости изменяется пропорционально $\cos^2 \beta$, где β — угол визирования. Оба последних обстоятельства вынуждают учитывать мешающие отражения от земной поверхности. В связи с этим уравнение дальности обнаружения метеорологических целей будет выглядеть иначе, чем уравнение

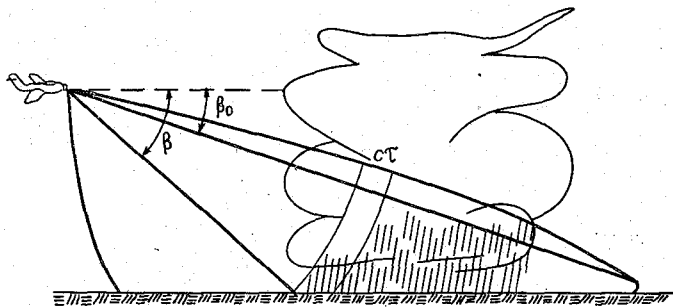


Рис. 4.33. Схема облучения атмосферных образований самолетной панорамной РЛС.

(3.25). Действительно, отношение сигнал/шум с учетом мешающих отражений от земли выразится следующим образом:

$$\gamma = \frac{P_r}{P_{\text{ш}} + \xi P_3}, \quad (4.17)$$

где P_r — мощность сигнала от облаков и осадков, $P_{\text{ш}}$ — мощность внутренних флуктуационных шумов приемника, P_3 — мощность сигнала от помехи (в нашем случае — мощность сигнала от земной поверхности), ξ — коэффициент неоднородности помехи, который в случае однородной помехи равен единице, P_3 , согласно уравнению (4.18), пропорциональна эффективной отражающей площади поверхности земли σ_3 ,

$$P_3 = \frac{P_t G^2 \lambda^2 \sigma_3}{(4\pi)^3 R^4} k. \quad (4.18)$$

В свою очередь

$$\sigma_3 = R \theta_1 \frac{h}{2} \operatorname{tg} \beta S(\beta), \quad (4.19)$$

где $S(\beta)$ — коэффициент диффузного отражения¹.

¹ При расчетах использовался коэффициент диффузного отражения земли, покрытой травой.

Полагая $\gamma=2$ и $\xi=0,5$, а также используя соотношения (3.17), (4.17) и (4.18), получим

$$2(\pi)^3 P_{\text{ш}} \lambda^2 R^4 - 3,5 \cdot 10^{-19} (4\pi)^3 P_r G_s^2 \theta_1 (\beta - \beta_0) h l^{1,6} k R^2 + \\ + P_r G_s^2 \lambda^4 \sigma_s = 0, \quad (4.20)$$

где $\theta_2 = \beta - \beta_0$, где θ_1 и θ_2 — ширина диаграммы направленности в горизонтальной и вертикальной плоскости соответственно.

Уравнение (4.20) записано не в окончательной форме. Для панорамной радиолокационной станции выигрыш G_β под каким-либо углом визирования β определяется так:

$$G_\beta = G_0 \frac{\sin^2 \beta_0}{\sin^2 \beta}, \quad (4.21)$$

где G_0 — максимальное значение выигрыша, наблюдаемого под углом β_0 . Обычно $\beta_0 = 4 \div 6^\circ$. В свою очередь при малых углах β_0

$$G_0 = \frac{4\pi L}{\lambda \sin \beta},$$

где L — размер отражателя антенны в горизонтальной плоскости.

Согласно рис. 4.33, на вход приемника РЛС придут отраженные сигналы одновременно от всех частиц, составляющих облака и осадки, которые находятся в объеме $V = \frac{R\theta_1 h}{2} (\beta - \beta_0)$. Тогда эквивалентное значение выигрыша в пределах указанного отражающего объема можно определить следующим образом:

$$G_s = G_0 \sin^2 \beta_0 \frac{\int_{\beta_0}^{\beta} \frac{d\beta}{\sin^2 \beta}}{\int_{\beta_0}^{\beta} d\beta}. \quad (4.22)$$

Хотя уравнение (4.20) невозможно решить относительно R в явной форме, однако, задаваясь R , можно вычислить значения интенсивности дождя I и построить требуемые зависимости¹ (рис. 4.34). Кривая 1 характеризует максимальные дальности обнаружения дождей с помощью самолетной РЛС, имеющей диаграмму типа «игольчатый луч». Кривая 2 показывает обнаружение дождей без учета мешающих отражений от земной поверхности с помощью этой же РЛС, но с косекансной диаграммой направленности в вертикальной плоскости. Кривая 3 дает представление об обнаружении дождей различной интенсивности с помощью РЛС с косекансной диаграммой и с учетом мешающих отражений от земли.

¹ Для простоты расчетов учитывалось ослабление электромагнитных волн только в газах атмосферы.

Сопоставление указанных трех кривых показывает, что РЛС с косекансной диаграммой направленности характеризуется меньшими дальностями обнаружения метеорологических целей по сравнению с такими же РЛС, но имеющими узкие диаграммы направленности типа «игольчатый луч». Действительно, в первом случае дождь с интенсивностью 10 мм/час будет обнаруживаться только до удалений 40 км, а во втором случае этот же дождь будет фиксироваться РЛС до 80 км. Кривые также показывают величину вклада мешающих отражений от земной поверхности в уменьшение дальности обнаружения. Так, например, максимальная дальность обнаружения указанного выше дождя будет уменьшена на 35% по сравнению с дальностью обнаружения этого же дождя без учета влияния мешающих отражений. От-

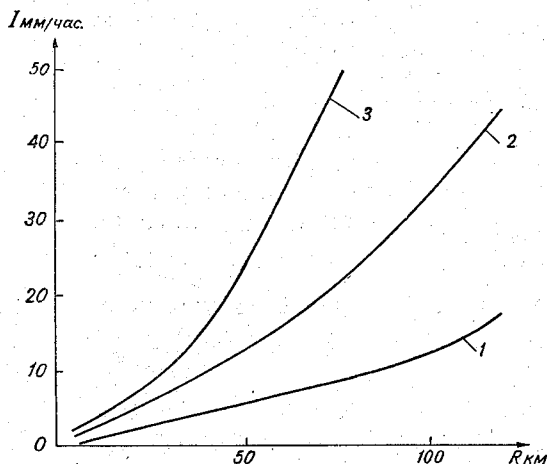


Рис. 4.34. Максимальные дальности обнаружения различных осадков самолетными РЛС.

меченная особенность обуславливает большую избирательность обнаружения дождей, находящихся на разных удалениях от самолета. Так, если интенсивные ливневые дожди и грозы обнаруживаются на расстояниях, превышающих 100 км, то слабые и умеренные дожди — на расстояниях от 2 до 20 км. Кроме того, разрешающая способность РЛС с косекансной диаграммой направленности в верти-

кальной плоскости мала, что в большинстве случаев не позволяет удовлетворительно определить вертикальную протяженность зон осадков.

Если результаты радиолокационных наблюдений используются самим экипажем самолета, то первый указанный недостаток не играет такой роли, как при наблюдениях с земли. Это вызвано тем, что самолет при приближении к зоне дождя, лежащей на траектории его полета, обязательно должен оказаться на таком расстоянии от этой зоны, которое обеспечит ее радиолокационное обнаружение. Если полагать, что в наших умеренных широтах метеорологические условия, наблюдаемые в зоне дождя с интенсивностью 5 мм/час и более, являются опасными для полетов, то, согласно рис. 4.34, указанная зона дождя будет обнаружена начиная с расстояний не менее 20 км. Для некото-

рых пассажирских самолетов этого достаточно, чтобы экипаж смог принять решение и совершить обход зоны опасных метеорологических условий.

В качестве примера использования самолетной панорамной радиолокационной станции с целью оценки метеорологической обстановки рассмотрим полет 13 июля 1960 г. В полете наблюдалась кучево-дождевая облачность 8—10 баллов. При следовании курсом 80° на г. Киев в 5 час. 41 мин. на экране радиолокационной станции наблюдалось изображение отдельного ливневого очага под курсовым углом 150° на расстоянии 95 км. Фон,

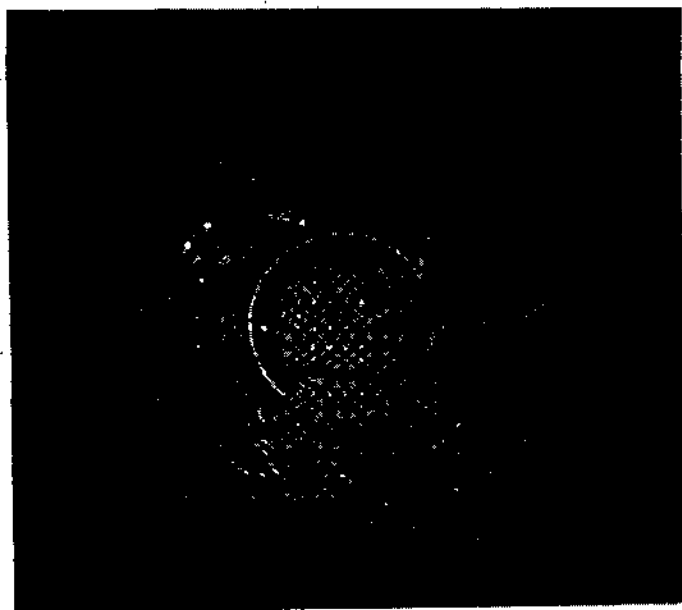


Рис. 4.35. Радиолокационное изображение группы ливневых очагов и мешающих отражений от земли на экране отметчика самолетной панорамной РЛС при круговом обзоре. Масштабные метки через 10 км.

т. е. мешающие отражения от земной поверхности, был виден до 75—80 км. В 6 час. 25 мин. на экране РЛС было замечено несколько изображений внутримассовых очагов ливней и гроз. Особое внимание было обращено на изображение группы ливневых очагов, находящихся под курсовым углом 50° на расстоянии 30—40 км, и на очаг, находящийся под курсовым углом 85° на расстоянии около 70 км (рис. 4.35). Вследствие того что последний ливневый очаг находился близко от маршрута, экипаж при подходе к этому очагу вынужден был свернуть влево на 20° .

На рис. 4.35 обращает на себя внимание различие изображений метеорологических целей и земной поверхности. Яркость

изображений холмистой и равнинной поверхности обычно меньше яркости отметок зон ливневых осадков, контуры их извилисты, тогда как контуры очагов ливней плавные, иногда размытые. Кроме того, характерной особенностью изображений указанных метеорологических целей является наличие тени за их тыловыми частями.

Особую ценность радиолокационные наблюдения имеют в темное время суток или тогда, когда в общую систему облачности вкраплены отдельные кучево-дождевые облака, дающие интенсивные радиоэхо. Обычно такие условия характерны для облачности летних теплых фронтов.

Поскольку облачная система, связанная с фронтом характеризуется большой горизонтальной и вертикальной протяженностью, ее обход самолетом иногда практически невозможен. В та-

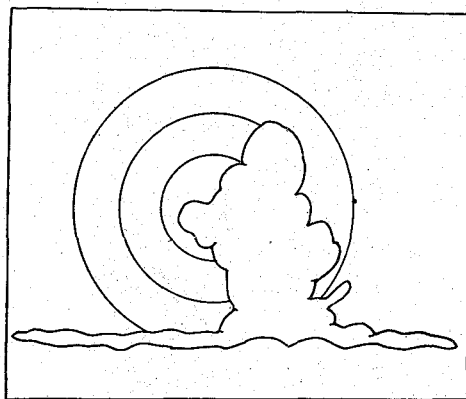


Рис. 4.36. Радиоэхо отдельного грозового очага и отражений от земли на ИДВ самолетной РЛС с игольчатым радиолучом.

ких случаях желательно пролететь сквозь облака, избегая с помощью бортового радиолокатора кучево-дождевые облака и связанные с ними зоны повышенной турбулентности, обледенения и электрических разрядов.

Для того чтобы отличить радиоэхо кучево-дождевых облаков от радиоэхо слоисто-дождевых пользуются эмпирическими связями. В частности, установлено, что характерными особенностями радиоэхо кучево-дождевых облаков являются большие интенсивности

отраженных сигналов и большие значения их горизонтальных градиентов. Эти градиенты легко получить на ИКО с помощью изоэхо или путем ручного изменения усиления приемника.

Если контуры изоэхо близко располагаются друг к другу, то источником отражения радиолокационных сигналов является кучево-дождевое или грозовое облако.

Для того чтобы во время полета избежать зоны сильной турбулентности, самолету по возможности следует проходить облака, находящиеся в стадии распада, и как можно дальше обходить развивающуюся мощную кучевую и кучево-дождевую облачность. Обычно более безопасно пролетать значительное расстояние в зоне радиоэхо слабой интенсивности, чем в облачности, в основном не создающей радиоэхо, но имеющей небольшие

зоны (3—5 км) интенсивного радиоэхо. В таких случаях облачность, не обнаруживаемая РЛС, может быть развивающейся мощной кучевой облачностью с сильной турбулентностью.

Характерным признаком кучево-дождевых облаков является также их большая вертикальная протяженность, которую можно определить с помощью бортового радиолокатора по индикатору дальность—высота.

При этом антенна РЛС должна иметь диаграмму направленности типа «игольчатый луч» и сканировать в вертикальной плоскости. На рис. 4.36 показано изображение грозового облака в вертикальной плоскости, полученное такой станцией.

Для уверенного выделения и обхода грозовых облаков И. М. Имянитов рекомендует проводить в полете регистрацию напряженности электрического поля атмосферы. Безопасный обход гроз должен совершаться по линии, равной напряженности поля, не превышающей 50—100 в/см [22].

§ 4.9. Использование эффекта Допплера для метеорологических наблюдений

Как известно, эффект Допплера заключается в том, что при относительном перемещении источника колебаний или приемника изменяется частота принимаемых колебаний в зависимости от скорости и направления этого перемещения. Качественно это изменение частоты можно пояснить следующим образом [17]. Пусть в точке O находится источник колебаний, а в точке P — приемник. Частота колебаний, принимаемых приемником, определяется скоростью, с которой фронты волн пересекают точку P (рис. 4.37). Когда источник и приемник неподвижны, число пересечений определяется только скоростью распространения колебаний c , и частота принимаемых колебаний равна частоте излучаемых колебаний.

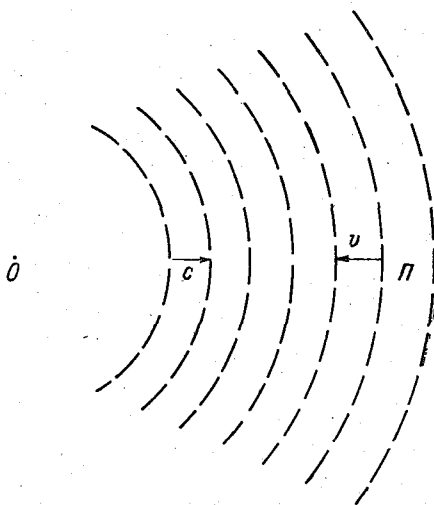


Рис. 4.37. К выводу формулы (4.27).

Если же приемник движется к источнику со скоростью v , то увеличивается число пересечений фронтов волн. Следовательно, частота принимаемых колебаний будет больше частоты излу-

чаемых колебаний. Когда же приемник движется от источника, частота принимаемых колебаний уменьшается.

Аналогичная картина будет в случае неподвижного приемника и движущегося источника колебаний.

Допустим, что передатчик РЛС излучает непрерывные колебания, угловая частота которых равна $\omega_{\text{изл}} = 2\pi f_{\text{изл}}$. Фаза этих колебаний изменяется во времени по следующему закону:

$$\varphi_{\text{изл}} = \omega_{\text{изл}} t. \quad (4.23)$$

Сигналы, отраженные от целей, расположенных на удалении R от станции, придут к ней с запаздыванием на время $\Delta t = \frac{2R}{c}$.

Указанный временной сдвиг обуславливает запаздывание фазы принимаемых колебаний, $\varphi_{\text{пр}}$ которых определяется так:

$$\varphi_{\text{пр}} = \omega_{\text{изл}} t - \omega_{\text{изл}} \Delta t. \quad (4.24)$$

В формуле (4.24) второе слагаемое характеризует запаздывание фазы. С учетом того что $\Delta t = \frac{2R}{c}$, формула (4.24) переписывается в следующем виде:

$$\varphi_{\text{пр}} = \omega_{\text{изл}} \left(t - \frac{2R}{c} \right). \quad (4.25)$$

Когда цель движется, то происходит изменение расстояния R во времени, а так как угловая частота есть скорость изменения фазы во времени, то

$$\omega_{\text{пр}} = \frac{d\varphi_{\text{пр}}}{dt} = \omega_{\text{изл}} \left(1 - \frac{2}{c} \frac{dR}{dt} \right) = \omega_{\text{изл}} \left(1 - \frac{2v_R}{c} \right). \quad (4.26)$$

Соотношение (4.26) можно представить в более удобном виде, учитывая, что $\omega = 2\pi f$. Тогда

$$f_{\text{пр}} = f_{\text{изл}} \left(1 - \frac{2v_R}{c} \right), \quad (4.27)$$

где v_R — радиальная составляющая скорости цели, т. е. составляющая скорости в направлении распространения колебаний.

Разностная или доплеровская частота определяется из (4.27) как

$$F_d = |f_{\text{пр}} - f_{\text{изл}}| = 2 \frac{v_R}{c} f_{\text{изл}}, \quad (4.28)$$

где F_d — доплеровская частота (Гц), $F_{\text{изл}}$ — излучаемая частота (Гц), c — скорость распространения радиоволн (м/сек.), v_R — радиальная составляющая скорости цели (м/сек.).

Если направление движения цели составляет угол ψ с направлением на РЛС, то формула (4.28), если учесть, что $f = \frac{c}{\lambda}$, примет вид

$$F_d = \frac{2v_R}{\lambda} \cos \psi. \quad (4.29)$$

Таблица 4.9

Допплеровская частота F_d гц для различных длин волн РЛС
и скоростей движения метеорологических целей

v_R м/сек.	λ см					
	0,4	0,8	2	3	5	10
0,1	50	25	10	7	4	2
0,5	250	125	50	33	20	10
1,0	500	250	100	66	40	20
5	2500	1250	500	330	200	100
10	5000	2500	1000	660	400	200
20	10000	5000	2000	1320	800	400
30	15000	7500	3000	2000	1200	600
60	30000	15000	6000	4000	2400	1200

В табл. 4.9 представлены значения частоты F_d для произвольно взятых длин волн λ и скоростей движения метеорологических целей v_R .

Из табл. 4.9 видно, что значения доплеровской частоты F_d находятся в пределах звуковых частот — от нескольких герц для $\lambda=10$ см и $v_R=0,1$ м/сек. до нескольких десятков килогерц для $\lambda=0,4$ см и $v_R=60$ м/сек.

Допплеровская частота ввиду ее малости определяется методом биений. С этой целью на вход приемника наряду с сигналами, отраженными от цели, $f_{\text{пр}}$ подаются вспомогательные опорные высокочастотные колебания $f_{\text{изл}}$ с постоянной фазой.

Выше рассматривался доплеровский эффект, возникающий при работе РЛС в режиме непрерывного излучения.

При импульсном режиме работы передатчика радиолокационной станции проявление доплеровского эффекта имеет характерные особенности по сравнению с режимом непрерывного излучения. Эти особенности связаны с фактом приема импульсных отраженных сигналов, когда прием каждого сигнала и образование доплеровских биений происходят за очень короткий промежуток времени, равный длительности импульса τ . Допплеровские биения как бы просматриваются в стробоскоп. Роль частоты стробирования играет частота посылки импульсов F_n . В результате эхо-сигнал от движущейся цели на выходе приемника представляет собой последовательность видеоимпульсов, промодулированных доплеровской частотой по амплитуде (рис. 4.38).

Влияние частоты посылок импульсов F_n на образование доплеровских биений может привести к тому, что частота биений на выходе приемника F_b не будет равна доплеровской частоте F_d , определяемой соотношением (4.29). Указанные две частоты совпадают лишь в тех случаях, когда $F_d \leq \frac{F_n}{2}$. Для значений

$F_d > \frac{F_n}{2}$ частота $F_d \neq F_0$, и нельзя получить однозначный ответ о величине радиальной скорости цели.

Если, например, у радиолокационной станции метеорологического назначения $F_n = 1000$ имп/сек. и $\lambda = 3$ см, то, согласно табл. 4.8, однозначный ответ о величине радиальной скорости атмосферных образований можно получить до ее значений, не превышающих 10 м/сек. Если же РЛС работает на волне $\lambda = 0,8$ см, то при той же частоте посылок определяемое значение радиальной скорости не должно превышать 2 м/сек.

Для увеличения диапазона однозначного определения скорости можно увеличивать частоту посылки F_n и длину волны λ . Однако увеличение F_n ограничивается требуемой дальностью действия РЛС.

Применение доплеровских радиолокаторов в метеорологических целях весьма перспективно, так как они дают возможность определять непосредственно скорость и направление горизонтальной составляющей движения облаков, осадков, диэлектрических неоднородностей и, следовательно, ветер на высотах, где обнаруживаются указанные атмосферные образования [14, 15, 16, 57, 59, 66, 69].

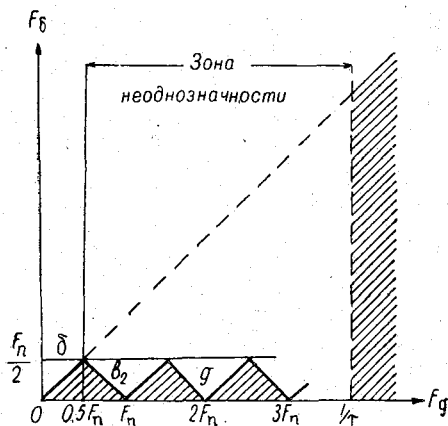


Рис. 4.38. Частота биений в зависимости от частоты Доплера и частоты посылки зондирующих импульсов.

Обозначим через u — горизонтальную составляющую скорости ветра, α — направление ветра, w — вертикальную скорость движения наблюдаемых объектов, δ — угол места антенны и β — ее азимут. Тогда легко показать, что скорость v_R , измеренная РЛС, будет

$$v_R = u \cos(\alpha - \beta) \cos \delta + w \sin \delta. \quad (4.29a)$$

Компонента ветра в направлении радиолуча

$$u_p = u \cos(\alpha - \beta) = (v_R - w \sin \delta) \sec \delta.$$

Направление ветра может быть определено как

$$\alpha = \beta + \arccos \frac{u_p}{u}.$$

Таким образом, для определения скорости и направления ветра α , кроме непосредственно измеряемых радиолокатором значений v_R , β и δ , необходимо знать w . Задача упрощается при условии, когда w и δ малы. Малые значения w имеют частицы мелкокапельных облаков. Однако их трудно обнаруживать из-за низкой отражающей способности. При выпадении однородных обложных осадков, работая на небольших углах δ , можно определить радиальную скорость v_R при разных азимутах антенны. Очевидно, максимальное значение v_R будет наблюдаться при направлении антенны по ветру или против ветра. Получение однозначного ответа о направлении ветра возможно, если проводятся измерения знака доплеровской частоты F_d .

На рис. 4.39 представлены результаты измерения ветра Д. Атласа и Р. М. Лермитта, полученные доплеровской РЛС при наблюдении за обложными осадками, выпадающими в районе станции. По вертикальной оси отложены значения радиальной скорости, а по горизонтальной — азимут антенны. Угол места антенны равен 0° . Из рисунка видно, что скорости ветра $v=15$ м/сек. и направлению 80° соответствует максимум на кривой.

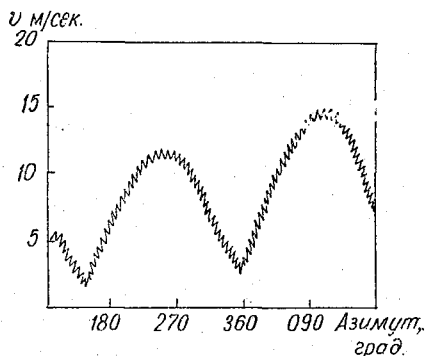


Рис. 4.39. Результаты измерений ветра доплеровской РЛС.

Однако анализ ошибок в определении направления ветра, проведенный А. Г. Гореликом и А. А. Черниковым [15], показал, что более точные измерения будут при определении v_R вблизи минимума, так как $\frac{\Delta v_R}{\Delta \alpha}$ максимально при $\alpha - \beta = \frac{\pi}{2}$ и минимально при $\alpha - \beta = 0^\circ$.

Можно показать, что для первого случая $\Delta \alpha = \frac{\Delta v_R}{u \cos \delta}$ и при $u=10$ м/сек., $\Delta v_R=0,1$ м/сек. $\Delta \alpha$ составляет всего $0,6^\circ$. Указанное соотношение для $\Delta \alpha$ позволяет по измеренным пульсациям Δv_R получить данные о пульсации направления ветра.

При определении скорости ветра доплеровским методом, когда наблюдения ведутся за облаками и осадками, необходимо иметь в виду, что получают распределение скоростей рассеивателей на радиолуч. В связи с этим за мгновенную скорость ветра целесообразно принимать скорость, соответствующую максимуму кривой распределения $p(v_R)$ или $p(u)$.

Среднее во времени значение скорости ветра в указанном объеме определяется как

$$\bar{u} = \frac{\sum_1^N u}{\sum_1^N t_i},$$

где t_i — интервалы времени, для которых определено значение u .

Под пульсацией скорости понимают $\delta u = u - \bar{u}$, а под средним квадратическим значением пульсационной скорости $\delta u^2 = (u - \bar{u})^2$.

Как было указано выше, при практическом определении скорости ветра доплеровским методом необходимо знать вертикальную скорость падения частиц осадков w . Ее можно найти, если проводить измерения по ветру (v_R') и против направления ветра (v_R'') [15]. Соотношения для проекции частиц на радиолуч будут:

$$u = \frac{v_R'' + v_R'}{2 \cos \delta}; \quad w = \frac{v_R'' - v_R'}{2 \sin \delta}.$$

Учет гравитационных скоростей частиц подобным образом возможен при наличии обложных однородных осадков в районе РЛС и предполагает, что указанные скорости одинаковы при измерениях против ветра и по ветру.

Экспериментальное изучение скорости ветра и ее флуктуаций доплеровским методом было проведено А. Г. Гореликом и А. А. Черниковым. Они, в частности, показали, что значение $\frac{\sqrt{\delta u^2}}{u}$ в зависимости от устойчивости атмосферы находится в пределах от 0,7 до 15%, а скорость диссипации турбулентной энергии $\varepsilon = \delta \bar{v}^2 \frac{d\bar{v}}{dh}$ убывает в среднем с высотой от $\varepsilon = 120 \text{ см}^2/\text{сек}^3$ на $h = 100 \text{ м}$ до $\varepsilon = 10 \text{ см}^2/\text{сек}^3$ на $h = 700 \text{ м}$.

При отсутствии атмосферных образований радиолокационные наблюдения можно проводить за пассивными отражателями, поднимаемыми на радиозондовых и шаропилотных оболочках или сбрасываемых с летательных аппаратов. При этом, используя комплексный координатно-доплеровский метод, предложенный А. Г. Гореликом, В. В. Костаревым и А. А. Черниковым, можно определять как среднее, так и мгновенное значение ветра [16].

Объединение двух принципов измерения ветра уменьшает недостатки каждого метода, используемого в отдельности. В частности, средняя величина w радиопилота, входящая в формулу (4.29а), может быть определена координатным методом. Этим же методом может быть определен ветер и тогда, когда при доп-

плеровском методе $v_R=0$ (ветер перпендикулярен радиолучу).

Точность измерения мгновенной скорости ветра в значительной мере зависит от разрешающей способности спектроанализатора, с помощью которого регистрируются доплеровские частоты F_d . Существующая аппаратура обеспечивает определение скорости ветра с точностью $\pm 0,1-0,5$ м/сек., а направления $\pm 2^\circ$ (59,66).

При такой точности измерения ветра представляется возможным определение конвергенции потоков путем суммирования радиальных компонент ветра, полученного при наличии однородных обложных осадков и вращения антенны на 360° по азимуту. Если, например, компонента ветра u_β измеряется через каждые 10° по азимуту, то дивергенцию можно определить из следующего простого соотношения:

$$2\pi r \frac{\sum u_\beta}{36} = \pi r^2 D,$$

где D — дивергенция, r — радиус круга, образованного антенной на высоте h .

При этом предполагается, что u_β линейно изменяется при изменении азимута антенны через каждые 10° , а состояние потока за время ее одного оборота практически постоянно.

Измеренные Р. Кейтоном [59] подобным образом значения дивергенции находились в пределах от $-1,2 \cdot 10^{-5}$ до $+43 \cdot 10^{-5}$ сек. $^{-1}$ в слое от 1,2 до 3,3 км.

Выше указывалось на возможность простого определения вертикальных движений в атмосфере доплеровской РЛС с антенной, направленной в зенит. При этом наблюдения должны осуществляться за атмосферными образованиями, свободно увлекаемыми воздушным потоком. К таким естественным образованиям относятся мелкокапельные облака и диэлектрические неоднородности в тропосфере.

Если наблюдения проводятся за дождевыми облаками, то получается картина вертикальных движений частиц облаков и осадков, являющаяся результатом действия как гравитационного их падения, так и вертикальной составляющей воздушного потока. На рис. 4.40 представлено поле вертикальных движений частиц кучево-дождевых облаков в координатах высота—время [66]. Сплошные линии характеризуют восходящие конвективные токи, а прерывистые — нисходящие движения. Из рисунка видно, что восходящие движения частиц порядка 4 м/сек. наблюдаются в самой верхней части ливня. Ниже 3 км скорости направлены вниз. Отмечается значительная пространственно-временная неоднородность поля вертикальных скоростей.

Получение подобной информации с помощью доплеровских РЛС позволяет подробно изучать динамику развития обложных,

ливневых осадков и гроз, которая почти полностью отсутствует в теориях по физике осадков.

В тех случаях, когда вертикальные движения воздуха значительно меньше скорости падения дождевых капель, доплеровская РЛС, антенна которой направлена вертикально вверх, позволяет найти распределение этих капель по размерам.

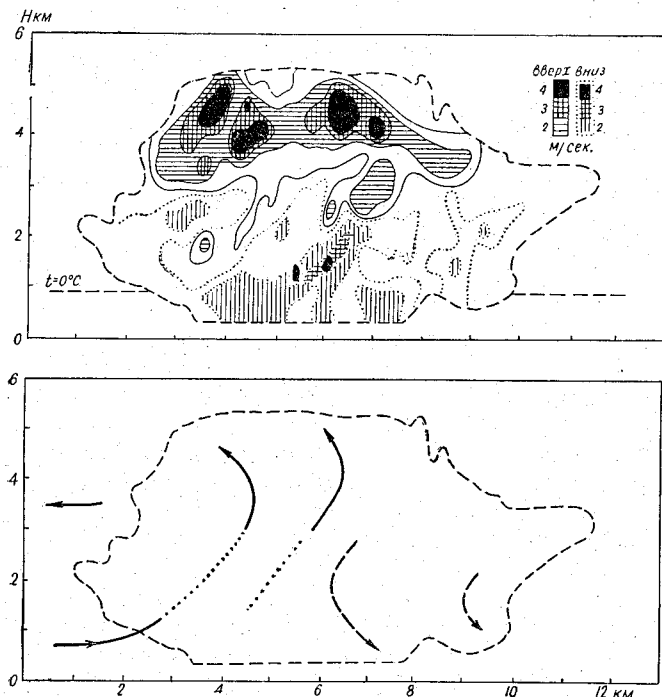


Рис. 4.40. Поле вертикальных движений отражающих частиц в кучево-дождевом облаке. 9 IV 1959 г., 14 час. 25 мин.—14 час. 45 мин.

Действительно, в спектре скоростей каждая доплеровская скорость соответствует каплям определенного размера, так как, согласно формулам (4.29) и (3.73), $(F_D)_i \propto v_i \propto D_i$.

С другой стороны, мощность спектральной составляющей эхо-сигнала $\bar{P}_i$ является мерой количества частиц данного размера N_i , так как, согласно основному уравнению радиолокации метеорологических целей (3.25), $\bar{P}_i \propto N_i D_i^6$. Последняя связь позволяет по величинам $\bar{P}_i$ и D_i определить число частиц N_i . Если проводятся измерения мощности спектральных составляющих отраженных сигналов, то мы получаем распределение капель по

размерах и их концентрацию. Когда же проводятся относительные измерения мощностей эхо-сигналов в спектре, определяется только распределение капель по размерам [69].

Результаты подобных радиолокационных измерений в сравнении с одновременными самолетными измерениями распределения дождевых капель по размерам показаны на рис. 4.41 [66]. Самолетные измерения проводились на высоте 1500 м при полете в зоне обложного дождя. Зона таяния располагалась на высоте 1800 м.

Интересным является тот факт, что крупные капли радиусом более 1,5 мм не были обнаружены при полетах. Однако радиолокационные измерения позволили установить наличие таких капель.

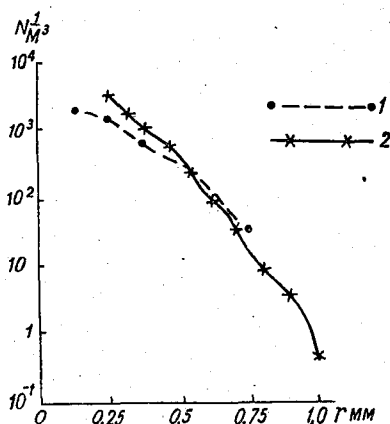


Рис. 4.41. Результаты одновременных самолетных (1) и доплеровских радиолокационных измерений (2) распределения частиц осадков по размерам. 16 IV 1959 г., $H=1,5$ км.

§ 4.10. Радиолокационное обнаружение визуально ненаблюдаемых диэлектрических неоднородностей тропосферы

Отражение радиоволн от диэлектрических неоднородностей тропосферы

Френдом впервые были получены отражения от визуально ненаблюдаемых диэлектрических неоднородностей тропосферы. Общепринятого теоретического объяснения этих отражений еще нет. Многие авторы полагают, что источниками радиоэхо являются визуально ненаблюдаемые атмосферные образования, на границах которых имеет место резкое изменение диэлектрической проницаемости ϵ . Это изменение ϵ может происходить за счет резкого изменения температуры или влажности воздуха в направлении распространения радиоволн. Особенно часто такие скачки могут наблюдаться на границах конвективных образований в теплое время года.

Изображения диэлектрических неоднородностей чаще всего наблюдаются днем как при безоблачной погоде, так и при наличии облачности¹. Выглядят они в виде черточек или точек.

¹ В связи с тем что указанные отражения наблюдаются при чистом небе, в иностранной литературе их часто называют «ангел-эхо».

Другие исследователи считают, что источником радиозо на удалении до 1 км являются относительно крупные аэрозоли или насекомые, а уже для больших расстояний — указанные неоднородности тропосферы. Третьи полагают, что наиболее вероятной причиной отражений являются птицы. Существование столь различных взглядов на природу визуально ненаблюдаемых радиозо свидетельствует о сложности проблемы.

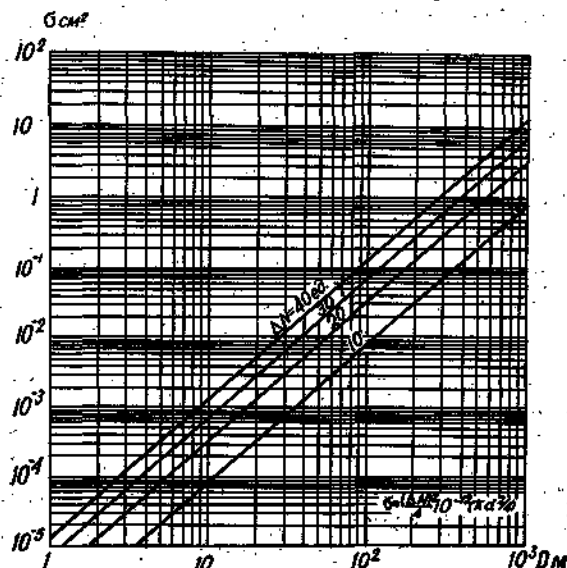


Рис. 4.42. Зависимость эффективной отражающей площади σ диэлектрической неоднородности от ее диаметра D при разных значениях скачка коэффициента преломления ΔN .

Ниже рассматривается одно из объяснений природы радиозо, предложенное Д. Атласом, А. А. Черниковым и др. [52, 53, 54, 56, 57].

Если предположить, что диэлектрическая неоднородность является сферой, диаметр D которой значительно больше длины волны, то ее эффективная отражающая площадь выражается следующим соотношением:

$$\sigma = \rho_s^2 \frac{\pi D^2}{4}, \quad (4.30)$$

где ρ_s — коэффициент отражения.

В тех случаях, когда происходит скачкообразное изменение коэффициента преломления n ,

$$\rho_s^2 = \frac{(n-1)^2}{(n+1)^2}. \quad (4.31)$$

Или, используя соотношение $N = (n - 1)10^6$ и полагая $n \approx 1$, получим

$$\rho_s^2 = \frac{(\Delta N)^2 10^{-12}}{4}. \quad (4.32)$$

Подставив (4.32) в соотношение (4.30), найдем, что

$$\sigma = \frac{\pi (\Delta N)^2 10^{-12} D^2}{16}. \quad (4.33)$$

На рис. 4.42 представлена зависимость эффективной отражающей площади от диаметра диэлектрической неоднородности D при разных значениях ΔN .

Трудности применения уравнения (4.33) заключаются в том, что в действительности почти не встречаются скачкообразные изменения коэффициента преломления. Чаще всего наблюдаются относительно небольшие градиенты коэффициента преломления $\frac{\Delta N}{\Delta R}$.

Если предположить, что $\frac{\Delta N}{\Delta R} = \text{const}$, то коэффициент отражения в этом случае будет

$$\rho_g^2 = \frac{(\Delta N)^2 10^{-12}}{4 \left(\frac{\lambda}{4\pi} \Delta R \right)^2}. \quad (4.34)$$

Соотношение (4.34) справедливо при условии $\frac{\lambda}{\Delta R} \leq 4\pi$.

Отсюда по аналогии с (4.30) можно записать выражение для эффективной отражающей площади большой сферической неоднородности, на границе которой имеется постоянный градиент коэффициента преломления $\frac{\Delta N}{\Delta R}$:

$$\sigma_g = \rho_g^2 \frac{\pi D^2}{4}. \quad (4.35)$$

Анализ уравнений (4.33), (4.34) и (4.35) показывает, что отношение эффективной отражающей площади сферической неоднородности с градиентом $\frac{\Delta N}{\Delta R}$ к неоднородности, у которой наблюдается скачкообразное изменение N , равно

$$\frac{\sigma_g}{\sigma_s} = \left(\frac{\lambda}{4\pi \Delta R} \right)^2. \quad (4.36)$$

Отсюда следует, что первая неоднородность переходит во вторую, когда $\Delta R = \frac{\lambda}{4\pi}$.

Экспериментальные определения отражающих площадей диэлектрических неоднородностей, выполненные А. А. Черниковым,

Керром, Планком и другими авторами, в общем подтверждают теоретические данные. В большинстве случаев эффективная отражающая площадь не превышает 10^{-2} — 10^1 см² летом и 10^{-3} — 10^{-4} см² осенью. В дни с хорошо развитой кучевой облачностью σ достигала значений 10^1 — 10^2 см².

Уравнение радиолокации (4.2) и соотношение (4.35) позволяют определить величину коэффициента отражения, если известны геометрические размеры диэлектрической неоднородности D . Далее с помощью формулы (4.34) можно определить величину градиента коэффициента преломления $\frac{\Delta N}{\Delta R}$.

Правильность уравнения (4.33) и (4.35) можно проверить при работе на двух длинах волн РЛС. Если окажется, что частотная зависимость коэффициента отражения очень слаба, то справедливо уравнение (4.33), основывающееся на скачкообразном изменении коэффициента преломления на границе диэлектрической неоднородности. Тогда толщина отражающего слоя должна быть порядка $\Delta R = \frac{\lambda}{4\pi}$.

Используя длины волн $\lambda = 3$ см и $\lambda = 17$ см и проведя соответствующие наблюдения, А. А. Черников получил, что величине эффективной отражающей площади, равной 10^{-3} см², соответствуют скачки температуры или влажности, равные 0,65°С или 0,13 мб соответственно на расстоянии 1 см.

Виды радиоэхо от диэлектрических неоднородностей тропосферы

За последние годы накопился достаточно большой фактический материал радиолокационных наблюдений за диэлектрическими неоднородностями тропосферы, что позволило провести предварительную их классификацию [2, 7, 36, 52, 53, 54].

1. *Дискретно-когерентные радиоэхо*. Радиолокационные изображения этого типа на ИКО и ИДВ выглядят в виде отдельных ярких точек или черточек, подобных отражениям от самолетов, локализованных в нижнем 3—4-километровом слое атмосферы (рис. 4.43). В связи с этим, а также из-за когерентного отражения, обуславливающего устойчивую амплитуду, они получили указанное выше название.

Наблюдается хорошо выраженный сезонный и суточный ход появления радиоэхо данного типа (рис. 4.44). На Европейской территории СССР радиоэхо обнаруживаются с мая по сентябрь с максимумом концентрации (числа радиоэхо в км³) и интенсивности в июне—июле. Вероятность обнаружения радиоэхо повышается с увеличением температуры и влажности воздуха. Опытным путем установлено, что радиоэхо появляются начиная с некоторых минимальных значений температуры и влажности

воздуха у земной поверхности. Для средних широт нашей страны эти значения соответственно равны 10°С и 6 мб.

Суточный ход этих отражений хорошо выражен и характеризуется максимумом концентрации, интенсивности и высоты радиозо в 13—14 час.

Наличие облаков, за исключением кучевых и мощных кучевых, в общем не способствует появлению радиозо от диэлектрических неоднородностей.



Рис. 4.43. Дискретно-когерентное радиозо диэлектрических неоднородностей на ИКО. Масштабные метки через 5 км.

Большое влияние на образование таких радиозо оказывает характер подстилающей поверхности. При наличии снега радиозо дискретно-когерентного типа обычно не наблюдаются.

Максимальная концентрация радиозо достигает 10^4 — 10^5 /км³. При неблагоприятных метеорологических условиях она существенно меньше. Кроме того, концентрация радиозо обычно уменьшается с высотой. Это уменьшение вызывается как понижением концентрации диэлектрических неоднородностей, так и влиянием дальности обнаружения, когда радиозо слабой интенсивности не обнаруживаются радиолокационной станцией.

Размеры радиозо находятся в пределах от нескольких метров до нескольких десятков метров. В связи с этим при

неподвижной антенне, направленной в зенит или под относительно большими углами места, радиоэхо наблюдаются в течение короткого времени — от десятых долей секунды до нескольких десятков секунд.

Время жизни источника радиоэхо может быть определено путем его сопровождения и составляет всего несколько минут.

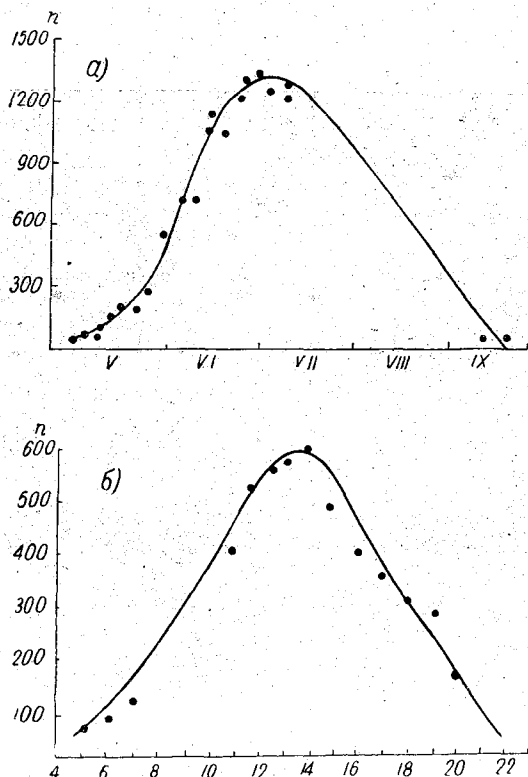


Рис. 4.44. Сезонный (а) и суточный (б) ход числа дискретно-когерентных радиоэхо, наблюдаемых РЛС за 1 час в режиме вертикального зондирования.

Обычно радиоэхо перемещаются со скоростью и по направлению ветра. Условия при слабом ветре являются более благоприятными для наблюдения радиоэхо данного типа.

Иногда наблюдаются радиоэхо диэлектрических неоднородностей в виде прерывистых слоев. В этих случаях источником радиоэхо является не отдельная неоднородность, а их скопления со сложной пространственной структурой.

Особенностью диэлектрических неоднородностей данного

типа является высокая направленность обратного отражения. Данные эксперимента показали, что ширина диаграммы направленности переизлучения составляет от $0,7$ до $1,4^\circ$ [52].

2. *Некогерентные радиоэхо.* При некоторых условиях наблюдаются радиоэхо диэлектрических неоднородностей термического происхождения, когда амплитуда отраженного сигнала испытывает значительные флуктуации. В связи с этим считают, что они



Рис. 4.45. Предоблачное (диффузное) радиоэхо.

обязаны так называемой пузырьковой конвекции, когда в импульсном объеме оказывается несколько диэлектрических неоднородностей, перемещающихся относительно друг друга. Обычно радиоэхо данного типа наблюдаются в теплые дни с развитой конвекцией.

На экранах индикаторов высота — дальность радиоэхо выглядят в виде вертикально ориентированных отдельных столбиков как при наличии, так и при отсутствии облаков кучевых форм.

Некогерентные радиоэхо наблюдаются также в слоях атмосферы, где в дальнейшем развивается кучевая облачность. На рис. 4.45 показано предоблачное радиоэхо диэлектрических неоднородностей, появившееся до образования действительных визуально наблюдаемых кучевых облаков. Кучевые облака появились примерно спустя 20 мин.

Таким образом, отличительной особенностью некогерентных радиоэхо является то, что они часто связаны с предоблачным состоянием слоев атмосферы или с условиями, когда кучевые

облака уже образовались. В то же время дискретно-когерентные радиоэхо образуются беспорядочно в зоне конвекции и случайно связаны с кучевыми облаками.

3. *Радиоэхо в виде мантии.* Радиоэхо данного типа представляют собой отражения от верхней и боковых границ кучевых облаков. В связи с тем что радиоэхо часто имеют форму перевернутой латинской буквы *v* и как бы прикрывают кучевое облако, они и получили название «радиоэхо в виде мантии» (рис. 4.46). Данные отражения обусловлены резкими изменениями коэффициента преломления на границах кучевых облаков. Указанные градиенты коэффициента преломления в свою очередь вызваны большими перепадами в упругости водяного пара на границе облако—

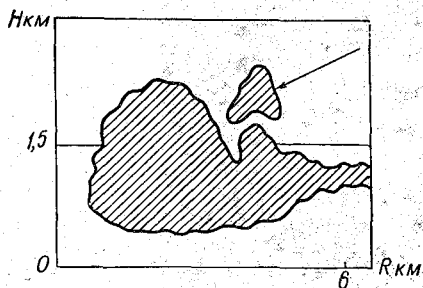


Рис. 4.46. Радиоэхо в виде мантии.

чистая атмосфера. Особенно велики такие перепады, когда кучевые облака развиваются в относительно сухой воздушной массе.

Амплитуда отраженного сигнала при данном типе радиоэхо сильно флуктуирует, что свидетельствует о некогерентном отражении, которое можно объяснить существенными колебаниями коэффициента преломления воздуха на границах облаков.

Рисунок 4.47 дает наглядное представление о характере пространственного изменения коэффициента преломления в кучевых облаках и объясняет, почему радиоэхо получается в виде мантии. Рисунок представляет собой среднюю картину, полученную в результате 32 пролетов сквозь кучевые облака. Видно, что на границе облака имеются отчетливо выраженные скачки коэффициента преломления. Кроме того, заметна пространственная изменчивость указанного коэффициента внутри облака.

Соответствие между радиоэхо и границами кучевых облаков неоднократно проверялось с помощью одновременных радиолокационных на волне $\lambda = 10$ см и теодолитных наблюдений. Было установлено, что отражение в виде мантии действительно обусловлено резкими изменениями коэффициента преломления, так как кучевые облака нередко были так малы, что исключали возможность образования капель мороси, могущих дать радиоэхо. Радиоэхо в виде мантии никогда не были видны на 3-см радиолокаторе, у которого чувствительность к таким метеорологическим целям, какими являются скопления частиц облаков и мороси, мала.

Эффективные отражающие площади радиоэхо в виде мантии, определенные по мощности отражающего сигнала и

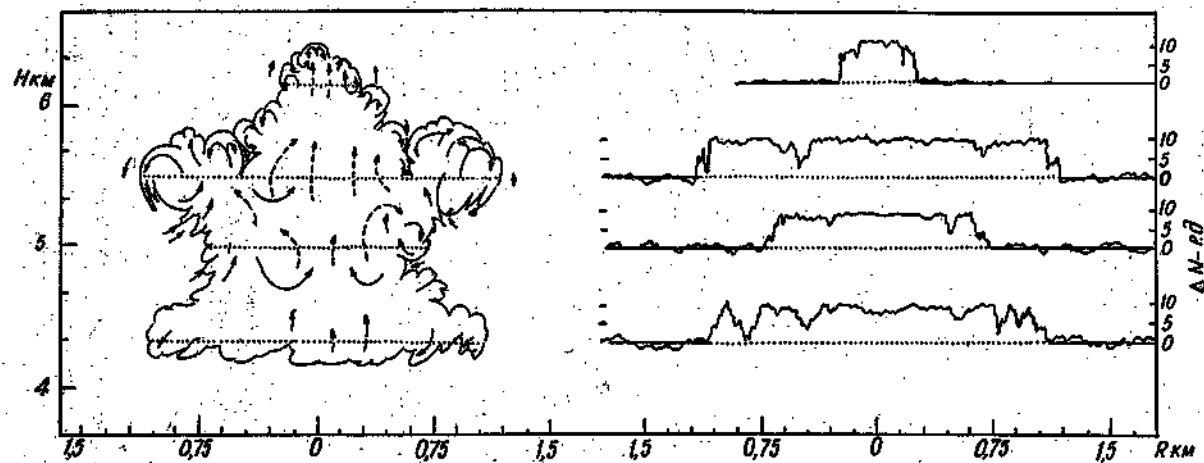


Рис. 4.47. Пространственное распределение коэффициента преломления в кучевых облаках.

техническим параметрам РЛС, находятся в пределах 10^{-14} — 10^{-16} см $^{-1}$ на волне $\lambda=10$ см.

4. *Радиоэхо в виде плоских горизонтальных слоев.* Этот вид радиоэхо визуально также не обнаруживается. Лучше всего он просматривается на индикаторе дальность—высота и хорошо коррелируется со слоями четко выраженных градиентов влажности. Чаще всего отражение от них является некогерентным и, следовательно, характеризуется флуктуирующей амплитудой эхо-сигнала. Вертикальная протяженность радиоэхо несколько сотен метров и по внешнему виду оно очень похоже на радиоэхо облаков слоистых форм.

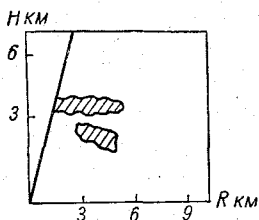


Рис. 4.48. Радиоэхо диэлектрической неоднородности в виде плоского слоя на ИДВ.

Эффективная отражающая площадь радиоэхо порядка 10^{-16} — 10^{-15} см $^{-1}$. В зависимости от характера стратификации температуры и влажности может наблюдаться несколько слоев радиоэхо.

На рис. 4.48 показана фотография экрана ИДВ с изображением вертикального разреза радиоэхо данного типа. Следует указать, что механизм, вызывающий появление указанного типа радиоэхо, еще недостаточно изучен главным образом из-за того, что он редко встречается.

5. *Радиоэхо морских бризов.* Впервые это радиоэхо было подробно изучено с помощью радиолокатора, установленного на берегу моря, на волне $\lambda=1,25$ см. Радиолокационные наблюдения проводились как при вертикальном, так и при горизонтальном положениях антенны. Регистрация изображений радиоэхо осуществлялась фотоприставкой, дающей высотно-временной разрез радиоэхо (рис. 4.49). Вначале при горизонтальном поло-

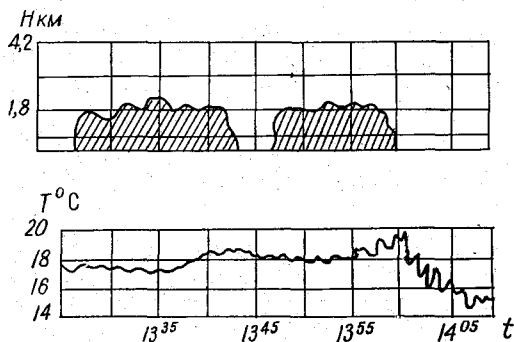


Рис. 4.49. Радиоэхо морского бриза при временном высотном зондировании.

жении антенны были обнаружены серии волн радиоэхо на удалении около 30 км от берега и движущихся к нему. Когда же радиоэхо достигло береговой линии, температура резко понизилась, изменилось направление ветра и повысилось значение коэффициента преломления. Такой характер изменения указанных параметров типичен для морских бризов. После того как бриз прошел над РЛС и продвинулся почти на километр в глубь материка, радиоэхо наблюдалось при вертикальном положении антенны. Во время наблюдений радиоэхо от инверсии морского бриза достигало высоты около 3 км. Его амплитуда была достаточно устойчивой, что свидетельствовало о когерентном отражении.

Механизм образования радиоэхо морских бризов, по-видимому, связан с обнаружением бризового фронта, разделяющего влажный воздух, перемещающийся с моря, и сухой воздух, движущийся в антибризе с суши.

Экспериментальные данные показывают, что указанный механизм приводит к изменению коэффициента преломления на $30N$ -ед. на фронте бриза или в слое инверсии.

6. *Радиоэхо в виде узких полос на индикаторе кругового обзора.* Этот тип радиоэхо (рис. 4.50) обычно предшествует линии шквала вторичных холодных фронтов и движется вместе с ней, проходя впереди нее на расстоянии от 10 до 40 км. Однако полосы могут наблюдаться и при отсутствии на экране

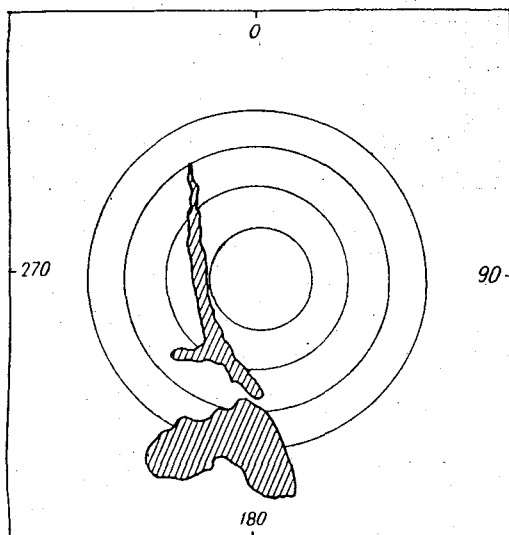


Рис. 4.50. Радиоэхо диэлектрических неоднородностей в виде узких полос на ИКО.

изображений облаков и осадков. Они обычно сопровождаются увеличением атмосферного давления, изменением ветра и температуры у земли. Следовательно, они представляют собой зоны с резким изменением коэффициента преломления воздуха.

Радиоэхо в виде узких полос лучше обнаруживаются станциями, работающими на высотах 10—25 см, чем на волне

$\lambda = 3$ см. Дальность обнаружения на первых РЛС составляет около 100 км. На индикаторе дальность — высота зафиксированы случаи, когда указанное радиоэхо простиралось до 7 км.

7. *Радиоэхо в виде кольца.* На индикаторе кругового обзора радиоэхо имеют вид концентрических колец (рис. 4.51). Наблюдаются они при работе РЛС дециметрового диапазона. Особенностью радиоэхо является то, что вначале они наблюдаются в виде точки, которая в дальнейшем быстро превращается в расширяющееся кольцо. После того как первое кольцо достигало в диаметре нескольких километров, возникало второе расширяющееся кольцо, затем третье и т. д. Интервал времени между возникновением колец в среднем составляет 3—5 мин. Диаметр развившихся колец может достигать нескольких десятков километров. Средняя скорость роста радиоэхо в виде колец в радиальном направлении порядка 70 км/час, максимальная

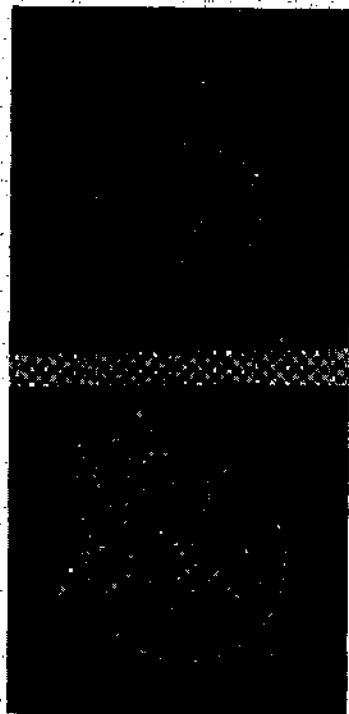


Рис. 4.51. Радиоэхо в виде кольца на ИКО.

180 км/час, а минимальная 5 км/час. Центры большинства колец перемещаются по направлению ветра.

Предполагают, что это радиоэхо образуется вследствие отражения излучаемой энергии от областей с резким изменением плотности воздуха. Такие изменения плотности воздуха могут быть связаны с гравитационной волной, обусловленной одиночным источником, или взрывными волнами.

Исследования не показали какой-либо определенной связи между возникновением радиоэхо и метеорологической обстановкой. Единственно, что было замечено, — это наличие инверсии температуры на высотах от 600 до 1500 м.

§ 4.11. Принципы создания системы для получения, обработки, сбора и распространения радиолокационной метеорологической информации¹

Вследствие непрерывного увеличения объема информации требуется применение новых, прогрессивных методов и приборов, обеспечивающих автоматизацию процессов ~~метеорологических измерений и наблюдений, в частности~~ радиолокационных измерений и наблюдений.

Решение этой задачи должно предусматривать автоматические способы формирования радиолокационной метеорологической информации, преобразования, передачи, сбора, регистрации и распространения.

Автоматическое выполнение такого сложного комплекса работ при минимальном участии человека является сложной проблемой. Однако современное состояние телеизмерений, электроники и вычислительной техники позволяет успешно решить эту проблему.

Расширение сети радиолокационных станций метеорологического назначения, облегчение труда специалистов, оперативное получение объективной информации об атмосферных образованиях, ее автоматическая обработка и передача на любые расстояния могут быть проведены только на базе широкой автоматизации всего указанного комплекса работ.

В этом комплексе первостепенную роль играет автоматизация получения радиолокационной метеорологической информации. В связи с этим сетевые радиолокационные станции метеорологического назначения должны автоматически производить измерения и наблюдения по определенной стандартной программе, проводить первичную обработку результатов, автоматическое их кодирование и передачу по вызову и в установленные сроки информации центральным и территориальным подразделениям [62].

Наиболее важными характеристиками облаков и осадков являются горизонтальные, вертикальные размеры и интенсивность. Из данных наблюдений важны также координаты. Эти характеристики можно получить на индикаторах кругового обзора и индикаторах дальность высота при горизонтальном и вертикальном сканировании антенны РЛС.

Как первое, так и второе сканирование проводится не одновременно. Сначала, вращая антенну по азимуту, определяют дальность, азимут и горизонтальные размеры метеорологической цели. Затем, остановив антенну по выбранному азимуту метеорологической цели, проводят вертикальное сканирование и получают вертикальные размеры указанной цели. При большом числе

¹ Рассматривается система 433-L, разработанная в США [29, 58, 62].

метеорологических целей необходимо затратить много времени на получение и обработку указанной информации об облаках и осадках.

В связи с этим, а также из-за значительных трудностей в осуществлении автоматического раздельного по времени азимутального и угломестного сканирования антенны, получение информации обеспечивается с помощью индикаторов кругового обзора постоянной высоты (ИКО ПВ) и индикаторов ступенчато-переменной плотности (ИСПП). Индикатор кругового обзора постоянной высоты дает возможность получать картину распределения облаков и осадков в плане на различных высотах над поверхностью земли.

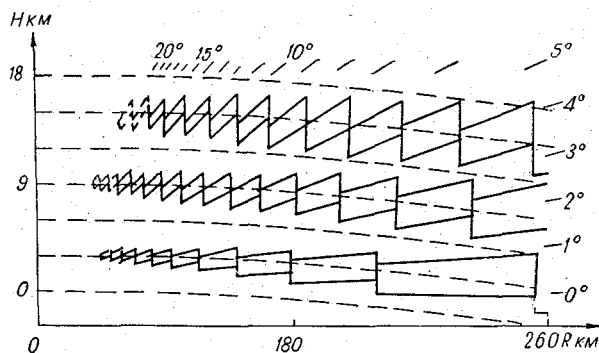


Рис. 4.52. Схема, поясняющая работу индикатора кругового обзора постоянной высоты (ИКОПВ).

Сущность работы и вид получаемой информации с помощью ИКО ПВ можно пояснить следующим образом. Пусть антенна РЛС, имеющая диаграмму направленности типа «игольчатый луч», непрерывно вращается по азимуту. После каждого оборота антенны ее угол места увеличивается на величину, равную ширине диаграммы направленности. Это увеличение происходит до тех пор, пока угол места не достигнет необходимого максимального значения. В результате будет обеспечен обзор пространства, ограниченного двумя коническими поверхностями. Одна из поверхностей соответствует минимальному углу места антенны, а другая — максимальному углу места.

Выходной видеосигнал РЛС строится так, как показано на рис. 4.52. Вследствие этого при каждом обороте антенны по азимуту обеспечивается индикация эхо-сигналов только с определенной наклонной дальности R . Эта дальность определяется по формуле $R = \frac{H}{\sin \delta}$, где δ — угол места антенны, а H — высота, на которой получается изображение метеорологических

целей в плане. Для штормовых оповещений о ливнях и грозах целесообразно выбрать три основные высоты 3, 9 и 15 км. Если желательно получить изображения указанных метеорологических целей в плане на высоте 3 км, то при угле места антенны $\delta = 0^\circ$ индикация эхо-сигналов осуществляется только от тех метеорологических целей, которые находятся на дальности $R = 220$ км, где высота радиолуча над поверхностью земли равна 3 км. При следующем обороте антенны по азимуту ее угол места увеличивается на ширину диаграммы направленности и индикация эхо-сигналов будет осуществляться уже от целей, расположенных на меньшей дальности, которая определяется указанной выше формулой при $H = 3 \text{ км} = \text{const}$ и новом угле места антенны и т. д. Таким образом, индикация эхо-сигналов в плане на постоянной высоте образуется как бы просмотром серий примыкающих друг к другу концентрических колец с уменьшающимся радиусом и шириной.

Для метеорологических радиолокационных станций, имеющих ширину диаграммы направленности 1° , скорость вращения антенны по азимуту 5 об/мин. и пределы изменения углов места $0-18^\circ$, время, необходимое для получения радиоэхо атмосферных образований в плане на одной из указанных высот, составляет около 3,6 мин. Для трех выбранных высот затрачиваемое время будет в три раза больше.

Вследствие того что требуется относительно большое время для получения информации на индикаторе кругового обзора постоянной высоты, обычные электронно-лучевые трубки даже с длительным послесвечением не подходят. Необходимо использовать различного рода запоминающие, накопительные, фотографические или электронные устройства, например потенциалоскопы. Схема индикатора ступенчато-переменной плотности служит для представления контуров изоэхо на индикаторе кругового обзора постоянной высоты. Эти контуры дают возможность получать количественную информацию об интенсивности метеорологических целей в удобной для использования форме. Кроме того, контуры позволяют оценить величину градиентов интенсивности радиоэхо.

В индикаторах ступенчато-переменной плотности происходит разбивка непрерывного выходного эхо-сигнала на несколько градаций (ступенек) с учетом дальности до метеорологической цели. Приемник РЛС обладает широким динамическим диапазоном и на экране индикатора появляются изображения с переменной плотностью, соответствующей указанным градациям интенсивности эхо-сигнала.

При работе сети метеорологических радиолокационных станций необходимо обеспечить передачу получаемой информации в центральные и территориальные учреждения с каждой МРЛС. В связи с этим требуется проводить предварительную обработку

и кодирование радиолокационных данных. Программы передачи этих данных должны включать информацию, получаемую с помощью индикаторов кругового обзора постоянной высоты и ступенчато-переменной плотности. Информация относится к каждому квадрату местности со стороной 10 км и содержит сведения о наличии метеорологических целей в квадрате, их интенсивности на заданной высоте и максимальной вертикальной протяженности. Желательно иметь семь уровней интенсивности

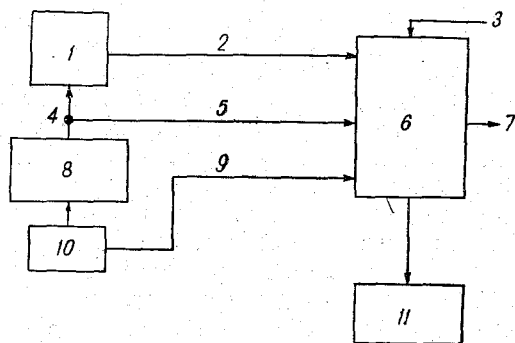


Рис. 4.53. Блок-схема аппаратуры, предназначенной для автоматической обработки, кодирования и передачи результатов радиолокационных наблюдений за облаками и осадками.

1 — метеорадиолокатор; 2 — радиолокационный видеосигнал, триггер, азимут; 3 — команда считывания; 4 — команда угла места; 5 — угол места; 6 — устройство для обработки данных; 7 — цифровые данные, посылаемые на канал связи; 8 — управление углом места ИКО ПВ; 9 — сигналы — «начать-стоп»; 10 — синхронизирующее устройство; 11 — местный просмотр.

и шесть уровней высоты. Передача информации должна осуществляться с большой скоростью с тем, чтобы обеспечить прием информации от нескольких десятков или сотен МРЛС последовательно по одной линии связи.

На каждой метеорологической радиолокационной станции, входящей в указанную сеть, имеется аппаратура для предварительной обработки и кодирования информации. Эта аппаратура снимает видеосигналы МРЛС с индикаторов, производит цифровое кодирование обработанных данных, их передачу по каналам связи и обеспечивает постоянную индикацию данных для местного анализа и архивных целей. Блок-схема установки, выполняющей указанный объем работы, представлена на рис. 4.53.

Важную роль в этой установке играет устройство по обработке данных 6, которое выполняет следующие основные функции:

1. Обеспечивает распределение эхо-сигналов по семи различным градациям амплитуды с интервалом 10 дб.

2. Осуществляет преобразование радиолокационной дальности, азимута и угла места из ступенчато-сферических координат в ступенчато-прямоугольные координаты¹ (x, y, H).

3. Производит осреднение интенсивности эхо-сигнала в пределах площади, ограниченной по дальности (~ 2 км) и по азимуту (1°). Процесс осреднения обеспечивает сглаживание данных и помогает уменьшить случайные ошибки.

4. Обеспечивает преобразование осредненных данных об интенсивности эхо-сигналов, представленных в цифровой форме,

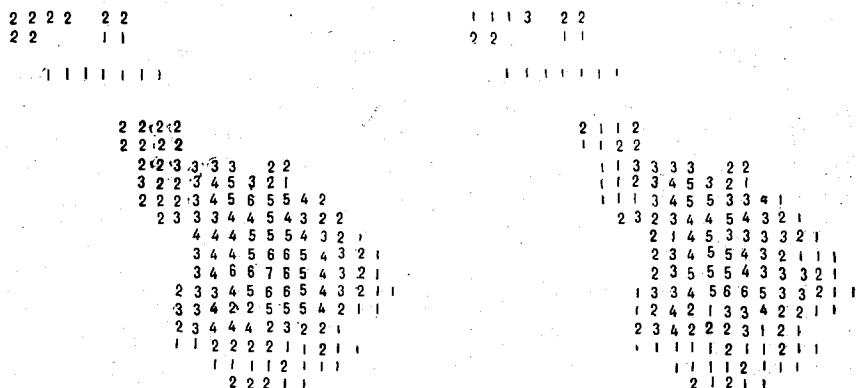


Рис. 4.54.

из ступенчато-сферических координат в ступенчато-прямоугольные координаты. Поскольку желательно, чтобы для каждого квадрата площади со стороной 10 км сообщались данные об интенсивности метеорологической цели, имеющей горизонтальную площадь более 2 км, то осредненные данные об интенсивности передаются в буферное накопительное устройство горизонтальной дальности с помощью повторяющегося процесса сравнения. В итоге выбирается наибольшая интенсивность для каждого квадрата площади со стороной 5 км. Аналогичный процесс сравнения используется для определения максимальной высоты, на которой наблюдалось какое-нибудь радиоэхо.

5. В заключение цикла обзора ИКО ПВ в буферное накопительное устройство поступает необходимая информация о метеорологических целях. Эта информация может быть отпечатана с помощью автоматической пишущей машинки для местного пользования. Размер шрифта и количество строк подбираются

¹ В данном случае термин «ступенчатые» означает изменение координаты, оцениваемое с точностью до заданного интервала.

таким образом, чтобы цифры, характеризующие параметры метеорологической цели в квадрате со стороной 10 км, «укладывались» на карте местности в радиусе действия МРЛС. Величина цифры возрастает по мере увеличения интенсивности цели и ее высоты.

На рис. 4.54 в качестве примера использования указанной системы приводится случай радиолокационного наблюдения кучево-дождевых и грозовых облаков, сопровождавшихся выпадением града и очень сильным ветром. Атмосферные образования развивались на холодном фронте. Рисунок 4.54 а дает представление о распределении интенсивности радиоэхо на высоте около 7 км. Цифрой 7 обозначены максимальные интенсивности, соответствующие отражаемости $Z \geq 10^5 \text{ мм}^6/\text{м}^3$.

На рис. 4.54 б показана топография верхней границы метеорологических целей. Цифра 6 характеризует высоту их верхней границы около 20 км, цифра 5 — 16,5 км, цифра 3 — 10 км.

Как видно, напечатанное изображение наглядно и удобно для анализа. Легко можно провести контуры изоэхо и определить градиенты интенсивности метеорологической цели. Время, необходимое для отпечатывания каждой из указанных карт, составляет около 4 мин.

Для передачи результатов радиолокационных наблюдений по каналу связи цифровые данные считываются с буферного накопителя по специальной команде. Для передачи используется специально разработанный код, рассчитанный на использование телетайпа с шестью уровнями. Сообщение состоит из ряда серий знаков телетайпа, каждая из которых содержит начальную цифру, шесть цифр, несущих радиолокационную информацию, и одну или две конечные цифры.

Наиболее простая схема кодирования предусматривает передачу одной серии, характеризующей параметры метеорологической цели в квадрате со стороной 10 км. Это осуществляется с помощью трех или шести информационных единиц, характеризующих радиоэхо максимальной интенсивности. Остальные три единицы характеризуют максимальную высоту радиоэхо. Для площади $300 \times 300 \text{ км}$ эта схема требует передачи $30 \times 30 = 900$ кодовых серий (слов).

Передача данных начинается с квадрата, расположенного в северо-западном углу указанной площади, и продолжается последовательно по горизонтали для всех квадратов, кончая квадратом в юго-восточном углу площади. Для передачи требуется время порядка 10—15 сек.

Недостаток указанной схемы передачи данных заключается в том, что в среднем вероятность выпадения осадков в квадрате со стороной 10 км не превышает 10% и, следовательно, 90% серий кода должны передавать информацию «радиоэхо отсутствует».

В настоящее время разрабатываются такие программы передачи данных, которые исключают этот недостаток.

6. В устройстве по обработке данных имеется схема сигналов тревоги, которая срабатывает тогда, когда превышен средний уровень интенсивности радиоэхо или средняя его высота. Сигнал тревоги предупреждает об интенсивных и мощных по вертикали атмосферных образованиях. Такими образованиями обычно являются грозы, бури, тайфуны и т. д.

7. Все оборудование работает автоматически. Реле времени обеспечивает начало каждого цикла через 12 мин. Программа обзора пространства с использованием индикатора ИКО ПВ и получение данных об интенсивности и высоте радиоэхо в отпечатанном виде требует около 11,6 мин.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ИНТЕНСИВНОСТИ ОСАДКОВ И ВОДНОСТИ ОБЛАКОВ РАДИОЛОКАЦИОННЫМ МЕТОДОМ

§ 5.1. Связь между радиолокационной отражаемостью и интенсивностью осадков

Радиолокационные станции используются не только для наблюдений за облаками и осадками, как пространственными объектами, но также и для количественного определения интенсивности осадков и водности облаков.

При этом используются связи между отражаемостью осадков $Z = \Sigma ND^6$, пропорциональной средней мощности отраженного сигнала $\bar{P}_r$, и интенсивностью осадков I . Обычно эти связи устанавливаются опытным путем.

В настоящее время отечественными и зарубежными авторами выполнен ряд работ, посвященных определению интенсивности осадков радиолокационным методом [1, 5, 8, 14, 15, 16, 20, 21, 28]. Полученные ими результаты показывают как преимущества радиолокационного метода, так и его недостатки. Важнейшее преимущество состоит в том, что обеспечивается одновременное и дистанционное определение интенсивности осадков на больших площадях с большой подробностью. Недостатки метода связаны с тем, что используемые эмпирические связи между отражаемостью Z и интенсивностью осадков I различны для разных типов осадков и условий их образования. Вследствие этого при измерении осадков рационально использовать как радиолокационные станции, так и метеорологические приборы — дождемеры, ибо только в этом случае можно получить наиболее полную информацию об осадках, выпадающих над большими площадями.

Выражение для отражающей характеристики дождей можно записать в следующем виде:

$$Z = \int_0^{\infty} N(D) D^6 dD. \quad (5.1)$$

В то же время интенсивность дождя равна

$$I = \frac{\pi}{6} \rho \int_0^{\infty} N(D) D^3 v(D) dD, \quad (5.2)$$

где $v(D)$ — скорость падения дождевых капель при установившемся движении, ρ — плотность воды.

Функциональная связь между Z и I может быть установлена только при известном законе распределения капель по размерам.

Анализ многочисленных экспериментальных данных о микро-структуре дождей показывает, что распределение дождевых капель удовлетворительно описывается следующей формулой:

$$N(D) dD \approx N_0 D^{\beta} e^{-\gamma D} dD, \quad (5.3)$$

где D — диаметр капли, N_0 — общее число капель в единице объема, $N(D)$ — число капель данного размера от D до $D+dD$, β и γ — параметры распределения.

Вследствие очень сильной зависимости радиолокационной отражаемости от диаметра капель (шестая степень) основное значение при расчетах величины Z имеет крупнокапельная часть кривой распределения. Вследствие этого мелкокапельной частью кривой, которая характеризуется множителем D^{β} , можно пренебречь.

Тогда соотношение (5.3) переписывается следующим образом:

$$N(D) dD = N_0 e^{-\gamma D} dD \quad (5.4)$$

и оно будет выражать крупнокапельную часть кривой распределения капель по размерам, начиная от максимума ее.

Соотношение (5.3) справедливо для широкого диапазона величин интенсивностей дождей и снегопадов. В последнем случае под величиной D понимается диаметр сферической дождевой капли, которая имеет ту же массу, что и снежинка.

Если пронормировать функцию (5.3), то, воспользовавшись гамма-функциями Γ , получим, следуя А. Г. Горелику и А. Б. Шупяцкому [7, 21],

$$N(D) dD = \frac{N_0 \gamma^{\beta+1}}{\Gamma(\beta+1)} D^{\beta} e^{-\gamma D} dD. \quad (5.5)$$

Для определения интенсивности дождя необходимо знать функцию $v(D)$. Для нее предложен ряд аппроксимаций, однако их применение приводит к громоздким вычислениям, поэтому

ограничиваются двумя приближениями. Когда $D \leq 0,1$ см, то $v = a_1 D$, если же $D > 0,1$ см, то $v = a_2 \sqrt{D}$. Здесь $a_1 = 4200 \text{ сек.}^{-1}$ и $a_2 = 1420 \text{ см}^2/\text{сек.}$

Подставив выражение (5.5) и приведенные формулы для скорости падения капель в соотношении (5.2), получим:

$$\begin{aligned} I &= \frac{\pi}{6} \rho \int_0^{\infty} D^4 a_1 \frac{N_0 \gamma^{\beta+1}}{\Gamma(\beta+1)} D^{\beta} e^{-\gamma D} dD = \\ &= \frac{\pi \rho a_1}{6} N_0 \frac{1}{\gamma^4} \frac{\Gamma(\beta+5)}{\Gamma(\beta+1)} 3,6 \cdot 10^4 \end{aligned} \quad (5.6)$$

и

$$\begin{aligned} I &= \frac{\pi}{6} \rho \int_0^{\infty} D^{3,5} a_2 \frac{N_0 \gamma^{\beta+1}}{\Gamma(\beta+1)} D^{\beta} e^{-\gamma D} dD = \\ &= \frac{\pi \rho a_2}{6} \frac{N_0}{\gamma^{3,5}} \frac{\Gamma(\beta+4,5)}{\Gamma(\beta+1)} 3,6 \cdot 10^4. \end{aligned} \quad (5.7)$$

В соотношениях (5.6) и (5.7) N_0 выражено в $1/\text{см}^3$, γ — в см^{-1} , I — в $\text{мм}/\text{час.}$

Таким образом, для точного определения интенсивности дождя необходимо знать функции распределения капель по размерам (параметры β и γ) и их концентрацию N_0 .

Число дождевых капель в 1 м^3 дождя колеблется от нескольких десятков до нескольких сотен. Установлено, что для достаточно продолжительных дождей независимо от их интенсивности число капель в 1 м^3 приблизительно равно 500—700.

Формулы, связывающие отражаемость осадков Z с их интенсивностью I , многими авторами получены чисто экспериментальным путем, когда одновременно с измерением интенсивности осадков определялось число и распределение капель по размерам, позволяющие определить величину Z .

В табл. 5.1 представлены эмпирические связи не только для дождей, но и для снегопадов. Бросается в глаза некоторое различие в формулах, полученных отдельными авторами. Оно обусловлено прежде всего тем, что микроструктурные характеристики осадков зависят от географических условий и типа синоптического процесса. Вследствие этого одной и той же интенсивности осадков I может соответствовать различная отражаемость Z .

Условиям наших умеренных широт лучше всего соответствуют формулы:

$$\begin{aligned} \text{для дождя } Z &= 209 I^{1,69} \text{ и } Z = 200 I^{1,6}, \\ \text{для снега } Z &= 2000 I^{2,0}. \end{aligned} \quad (5.8)$$

Из сравнения формул для дождя и снега вытекает, что величина Z для снега больше, чем для дождя, при интенсивности осадков более 0,16 мм/час. Однако для меньших значений I отражаемость снегопада почти равна отражаемости дождя равной интенсивности или меньше ее.

Таблица 5.1

Корреляционная связь между отражаемостью осадков Z мм⁶/м³ и их интенсивностью I мм/час

Z	Место наблюдений	Пределы изменения интенсивности осадков	Авторы	Примечания
257· $I^{1,55}$	Эльбрус, СССР	—	Литвинов	367 спектров в 7 дождях (тающий незернистый снег)
600· $I^{1,80}$	Эльбрус, СССР	—	Литвинов	Снежинки, наблюдаемые в течение 20 мин.
209· $I^{1,69}$	Киев, СССР	—	Мучник и др.	88 спектров дождя
290· $I^{1,41}$	Гавайские острова	0,28—127	Блангард	28 „ „
214· $I^{1,58}$	Вашингтон	0,37—114	Векслер	98 „ „
200· $I^{1,60}$	Оттава	0,15—35	Векслер	250 „ „
436· $I^{1,64}$	Ист-Хилл	0,41—25,1	Бест	149 „ „
127· $I^{2,29}$	Сидней	0,2—9	Туоми	34 „ „
2150· $I^{1,80}$	Япония	—	Иман и др.	Снег, наблюдаемый в течение 1 часа 40 мин.
2000· $I^{2,0}$	Монреаль, Канада	> 0,16	Ганн и Маршалл	Снег, наблюдаемый в течение 10 дней
217· $I^{1,41}$	Майами, США	234	Джонс	877 спектров в продолжительных дождях
144· $I^{1,60}$	Майами, США	469	Джонс	661 спектр в ливнях
256· $I^{1,67}$	Тампойн, США	157	Джонс	438 спектров в грозах
3,44· $I^{1,54}$	Ленинград, СССР	1—13	Сальман	Дождь
200· $I^{1,5}$	Ленинград, СССР	1—58	Котов	„

Эмпирическим путем были получены также формулы, выражающие зависимость между содержанием воды в осадках w и их интенсивностью I [1]:

$$\text{для дождя } w = 0,072I^{0,88}, \quad (5.9)$$

$$\text{для снега } w = 0,25I^{0,90}. \quad (5.10)$$

В этих формулах w выражено в г/м³, а I — в мм/час. Необходимо отметить, что формулы (5.9) и (5.10) не следует применять для мороси и орографических дождей, выпадающих из теплых облаков, так как для них константы в указанных формулах будут другими.

§ 5.2. Измерение средней мощности отраженных сигналов и определение интенсивности осадков

В главе III было показано, что средняя мощность отраженного сигнала от облаков и осадков при $\lambda > D$ выражается соотношением (3.25)

$$\bar{P}_r = -\frac{\pi^5 P_t A_p h Z}{48 \lambda^4 R^2} \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2 k k_3.$$

Время осреднения принятой мощности определяется скоростью флуктуаций эхо-сигналов, зависящей как от взаимного хаотического перемещения частиц облаков и осадков, так и от общего переноса отражателей. Последний фактор обеспечивает облучение новых объемов метеорологических целей и играет главную роль в образовании флуктуаций. Время осреднения сигнала должно быть меньше времени, в течение которого под влиянием ветра может произойти существенное обновление отражающего объема новыми частицами облаков и осадков. Однако оно должно быть больше времени, соответствующего периоду быстрых флуктуаций эхо-сигнала за счет хаотического перемещения отражающих частиц.

Если в качестве критерия принять существенное обновление отражающего объема на одну треть, то при неподвижной антенне с шириной диаграммы направленности $\theta = 1^\circ$ и длительностью зондирующего импульса $\tau = 1$ мсек. $\left(\frac{c\tau}{2} = 150 \text{ м}\right)$ на удалении 10 км при скорости ветра 30—40 км/час это обновление произойдет за 5—6 сек. Следовательно, время осреднения мощности принимаемого эхо-сигнала в нашем случае ограничивается также 5—6 сек. Поскольку отражающий объем увеличивается с расстоянием, время осреднения на малых дальностях будет меньше, чем на больших.

На практике время осреднения выбирается близким к времени обновления отражающего объема как для неподвижных, так и для сканирующих антенн РЛС.

При известных из измерений средней мощности отраженного сигнала $\bar{P}_r$, дальности до метеорологической цели R , известных технических характеристиках радиолокатора, а также коэффициентах ослабления k , и заполнения k_3 уравнение (3.25) легко решается относительно Z . Объединяя технические характеристики РЛС, получим

$$Z = \frac{\bar{P}_r R^2}{\Pi k k_3 \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2}, \quad (5.11)$$

где Π — потенциал РЛС, $\Pi = \frac{\pi^5 P_t A_p h}{48 \lambda^4}$.

Потенциал РЛС необходимо проверить экспериментальным путем. Для этого проводятся многократные измерения мощности отраженных сигналов от цели с известной рассеивающей площадью (сфера, угол), находящейся на заданном расстоянии.

Для узких диаграмм направленности ($\theta \approx 1^\circ$) до удалений 50—70 км $k_3=1$. Коэффициент ослабления k практически равен единице для $\lambda \geq 5$ см. Следовательно, соотношение (5.11) может быть решено относительно Z , если измерена средняя мощность отраженных сигналов P_r .

Измерение мощности отраженных сигналов P_r является затруднительным, поскольку приходится иметь дело с диапазоном мощности 10^{-13} — 10^{-6} вт. Измерить столь малые мощности

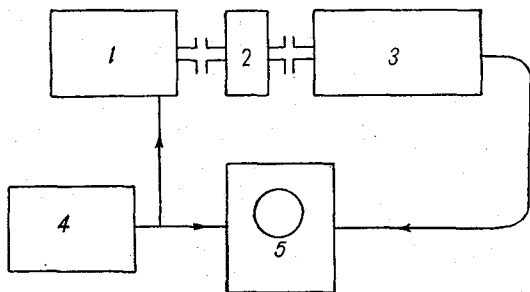


Рис. 5.1. Принципиальная схема измерений мощности отраженных сигналов.

1 — ГСС, 2 — переходное устройство, 3 — приемник, 4 — передатчик, 5 — индикатор.

болومترическим методом невозможно. Остается пригодным метод сравнения мощности измеряемого эхо-сигнала с мощностью сигнала той же частоты от сигнал-генератора [9].

Принципиальная схема измерения мощности отраженных сигналов приведена на рис. 5.1. В зависимости от используемой РЛС эта схема нуждается в конкретизации.

В общем случае для сравнения стандартного и измеряемого сигналов можно использовать их яркости на индикаторах с яркостной отметкой цели, величину амплитуды на индикаторе типа А и напряжение сигналов до их подачи на отметчик индикатора.

Измерение мощности по яркости пятна встречает большие трудности. Эти трудности обусловлены прежде всего тем, что яркость сигнала, воспринимаемого глазом, изменяется по логарифмическому закону. В добавление к этому электронно-лучевые трубки индикаторов кругового обзора и дальность — высота характеризуются большим временем послесвечения, в результате чего время осреднения при приеме эхо-сигналов может быть больше допустимого.

Для измерения мощности эхо-сигналов по их амплитуде используют индикаторы типа А. При этом необходимо возможно более точно определить амплитуды сигнала на экране индикатора и найти зависимость между амплитудой и мощностью сигнала. Перед измерениями необходимо откалибровать сетку экрана индикатора по мощности эхо-сигналов.

Калибровка производится с помощью генератора стандартных сигналов (ГСС). Выход генератора с помощью коаксиально-волноводного перехода подводится к штуцеру-ответвителю, расположенному в волноводе РЛС. Вначале измеряется амплитуда шумов приемника в делениях сетки и соответствующее ей значение стандартного сигнала. Далее, открывая аттенюатор ГСС,

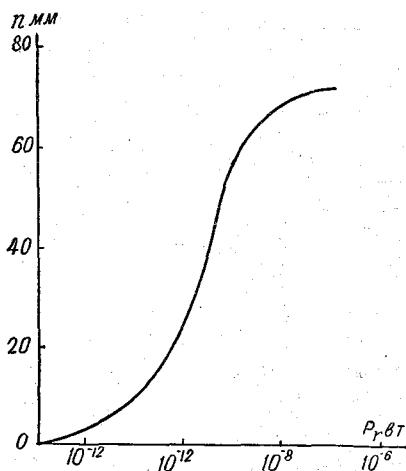


Рис. 5.2. График калибровки сетки экрана индикатора по мощности эхо-сигналов.

определяют величину новых стандартных сигналов по делениям шкалы аттенюатора. Одновременно с этим отмечается амплитуда сигналов на экране индикатора при определенном положении ручки усиления приемника РЛС, близком к максимальному. В результате получают график, представленный на рис. 5.2.

При постоянном нормальном усилении приемника диапазон измерений обычно не превышает 25 дБ, так как при дальнейшем увеличении мощности сигнала его амплитуда на экране индикатора практически остается постоянной из-за насыщения.

Для того чтобы расширить диапазон измерений, необходима градуировка шкалы осциллоскопа при разных усилениях приемника (через 15 дБ), начиная от максимального и кончая минимальным. При этом должно быть применено калиброванное изменение усиления приемника, которое позволяет расширить диапазон измерений еще на 30—35 дБ. Таким образом, общий диапазон мощности отраженных сигналов, измеряемых по величине амплитуды, составляет 55—60 дБ для типовых РЛС.

При наличии отградуированной шкалы и ее фотоснимка совместно с изображением эхо-сигналов облаков и осадков обработка подобных данных не представляет большого труда. Таким методом проводили наблюдения Е. М. Сальман, Е. Лангилл и др. [17, 21, 28].

Основным недостатком этого метода является отсутствие

контроля градуировки в процессе измерений. Этот недостаток можно избежать, если измерение эхо-сигналов на индикаторе типа А производить способом непосредственного сравнения его амплитуды с амплитудой стандартного сигнала известной мощности без предварительной градуировки шкалы экрана индикатора. Однако этот способ неудобен тем, что измерения проводятся на фиксированной дальности.

Выше указывалось, что эхо-сигнал от облаков и осадков является быстро флуктуирующим сигналом. Вследствие этого изображение осредненной амплитуды сигнала на фотопленке получается нечетким.

Так как рассеивающие частицы в атмосферных образованиях распределены беспорядочно, то вероятность того, что амплитуда сигнала на данном удалении находится в пределах $A - 0,5dA < A < A + 0,5dA$ будет выражаться следующим соотношением:

$$W(A)dA = \frac{2A}{A_0^2} e^{-\left(\frac{A}{A_0}\right)^2} dA, \quad (5.12)$$

где A_0 — интересующее нас среднее квадратическое значение амплитуды A . Распределение вероятностей амплитуды сигнала от множества случайных отражателей таково, что наиболее вероятное ее значение равно $A_{\text{вер}} = 0,707A_0$. Оно соответствует наибольшей повторяемости интенсивности сигнала или максимальной плотности изображения на фотопленке. На практике, измеряя величину $A_{\text{вер}}$, можно следовательно, определить искомое значение A_0 .

Несколько другим способом измерения мощности отраженного сигнала является способ, основанный на использовании калиброванного аттенюатора высокой частоты на входе приемника или аттенюатора промежуточной частоты.

В этом случае аттенюатор включается между предварительным и основным усилителями промежуточной частоты (УПЧ) приемника РЛС. При этом входное и выходное сопротивления каждой секции аттенюатора должны быть согласованы с соответствующими цепями УПЧ.

Возьмем некоторый приемник РЛС. Пусть регулировка входной мощности отраженного сигнала производится ручкой аттенюатора, угол поворота которой определяется достаточно точно по его шкале. Тогда определение мощности отраженного сигнала по известной величине его уменьшения, выраженного в децибелах, станет понятным из последующих рассуждений.

Если обозначить мощность отраженного сигнала на входе приемника РЛС через P_r , а величину его уменьшения через n дБ, то после уменьшения будет измерен сигнал на индикаторе $P_{r, n}$,

который меньше сигнала P_r на величину $10^{-0,1n}$. Следовательно, имеет место равенство

$$\bar{P}_{r,n} = 10^{-0,1n} \bar{P}_r.$$

Если, например, $n=20$ дБ, то $P_{r,n}$ меньше P_r в 100 раз.

Предположим, что мы уменьшаем входной сигнал на такое число n дБ, которое делает сигнал $P_{r,n}$ равным $P_{r,\min}$, т. е. равным чувствительности приемника. Тогда

$$\bar{P}_{r,n} = P_{r,\min} = 10^{-0,1n} \bar{P}_r. \quad (5.13)$$

Последнее соотношение позволяет по известной чувствительности приемника $P_{r,\min}$, которая определяется перед каждой серией измерений, и по уменьшению сигнала n найти мощность отраженного сигнала $\bar{P}_r$.

Измерения этим способом можно производить как на ИКО, так и на индикаторе типа А. Более точные результаты можно ожидать с использованием индикатора типа А. Однако, учитывая относительно большое время измерений, обусловленное невозможностью их проведения при непрерывно вращающейся антенне, в ряде случаев целесообразно пользоваться ИКО. В этом случае за 40—60 сек. можно получить фотографии распределения мощности отраженных сигналов в горизонтальной или вертикальной плоскостях и по ним найти распределение интенсивности осадков.

Фотографирование ИКО при вращении антенны проводится для определенных значений уменьшения входного сигнала n : в случае слабых и умеренных осадков через каждые 2 дБ, а при ливнях — через 5—10 дБ. При этом целесообразно использовать ступенчатое изменение ослабления сигналов, которое производится автоматически через определенное число оборотов антенны.

При исследовании горизонтальной структуры осадков для каждого фотокадра записывается время, масштаб и значение n в децибелах; при вертикальных разрезах записывается еще и азимут.

Измерения производятся в интервале от полного усиления до исчезновения изображения на экране. Каждый снимок дает контур области, соответствующий величине минимального сигнала при данном ослаблении входного сигнала n в горизонтальной или вертикальной плоскостях. Серия снимков позволяет по контурам определить распределение отражаемости Z , а следовательно, и интенсивности осадков. При этом пользуются соотношением

$$I^{1,6} = \frac{P_{r,\min} \cdot 10^{0,1n} R^2}{\Pi' k k_3}. \quad (5.14)$$

В качестве примера на рис. 5.3 представлены фотоснимки вертикальных разрезов дождевого облака при разных значениях ослабления входного эхо-сигнала и построенное по этим снимкам вертикальное распределение отражаемости осадков.

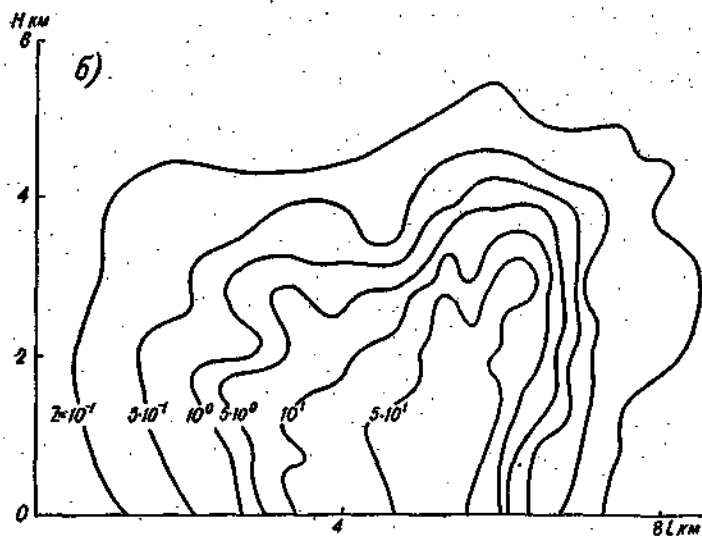
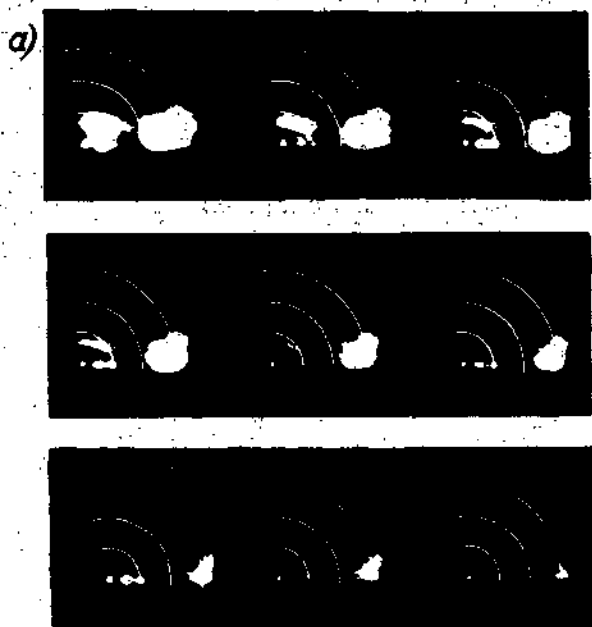


Рис. 5.3. Фотоснимки вертикальных разрезов дождевого облака при различных значениях ослабления входного сигнала (a) и распределение отражаемости осадков в вертикальной плоскости (б).

Выше указывалось, что при количественных измерениях физических характеристик облаков и осадков необходимо знать основные технические параметры РЛС и быть уверенным в их постоянстве. К таким характеристикам прежде всего относится чувствительность приемника и излучаемая мощность в импульсе. С целью исключения нестабильности характеристик РЛС при определении интенсивности осадков или водности облаков используется так называемый метод эталонной цели, примененный и развитый у нас А. Б. Шупяцким [20].

Если эхо-сигнал от осадков достаточно быстро сравнивать с сигналом от эталонной цели, то можно допустить, что нестабильность технических характеристик РЛС повлияет в равной степени на оба сигнала.

В качестве эталонной цели используются уголковые отражатели или сферы, у которых эффективная отражающая площадь выбирается соизмеримой с эффективной площадью осадков. Например, для типовой РЛС достаточно иметь трехгранный уголковый отражатель, у которого величина грани порядка 100 см. При перпендикулярности граней это обеспечивает величину эффективной площади ($\lambda=3$ см), равную

$$\sigma_{\Delta} = \frac{4}{3} \pi \frac{a^4}{\lambda^2} = 4,5 \cdot 10^3 \text{ м}^2,$$

где a — длина грани.

Для установки эталонной цели лучше использовать деревянные мачты, достаточно удаленные от РЛС. Высота мачт должна обеспечивать прямую видимость эталонной цели из места установки антенны РЛС.

При этом может быть рекомендована такая последовательность измерений. Сначала исследуемый очаг осадков наблюдают на экране отметчика кругового обзора. Затем, направив антенну РЛС на этот очаг, производят измерение и фотографирование амплитуды отраженного сигнала на индикаторе типа А. Потом антенну поворачивают в направлении уголка и производят вторичное измерение и фотографирование. В результате измерений можно получить величину отражающей характеристики дождя Z , а следовательно, и его интенсивность.

Действительно, в тех случаях, когда над уголком не выпадают обнаруживаемые осадки, отношение квадратов амплитуд сигналов, отраженных от осадков и уголка A^2 , согласно формулам (3.2), (3.25), и будет равно

$$A^2 = \frac{P_r}{P_{r\Delta}} = \frac{3\pi^6 h R_{\Delta}^4 Z k k_3 \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2}{16\lambda^2 A_p \sigma_{\Delta} k_{\Delta} R^2}, \quad (5.15)$$

где индексом Δ обозначены параметры, относящиеся к уголку.

Объединяя в соотношении (5.15) все постоянные величины, получим

$$Z = BA^2 R^2 \frac{k_{\Delta}}{kk_s \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2}. \quad (5.16)$$

При условии $k_{\Delta} = k = k_s = 1$ этим методом довольно просто определяется величина Z , а следовательно, и интенсивность осадков по отношению амплитуд эхо-сигналов от осадков и эталонной цели, пользуясь практически линейной частью амплитудной характеристики приемника.

Выше было указано, что определение эхо-сигналов может быть произведено, если измерять напряжение на выходе видеоусилителя до подачи его на электронно-лучевую трубку. Такое измерение осуществляется с помощью импульсного интегратора, позволяющего измерять среднее значение амплитуды $\bar{A}$ флуктуирующего эхо-сигнала за время 2—4 сек. на данном расстоянии. На выходе интегратора может стоять указывающий прибор для визуальных отсчетов или самописец, шкалы этих приборов предварительно градуируются при помощи стандартных сигналов известной мощности, подаваемых на антенну РЛС.

По измеренному значению $\bar{A}$ легко определить среднее значение мощности отраженного сигнала $\bar{P}_r$, учитывая, что $\bar{P}_r \propto (\bar{A})^2$. Измерение на разных расстояниях осуществляется с помощью перемещения стробирующего импульса по развертке.

Если обеспечена тщательная градуировка, точность измерения эхо-сигналов с помощью интегратора выше, чем на индикаторе типа А. Однако недостатком этого метода является невозможность одновременного измерения эхо-сигналов на различных дальностях, что может быть нежелательным при измерении быстро меняющихся ливневых осадков. Для решения ряда гидрологических и климатологических задач требуется определить общее количество осадков. Подобные сведения важны для прогнозирования наводнений.

Преимуществом радиолокационного метода по сравнению с методом дождемеров является получение более подробной картины выпадающих осадков на площади, так как дождемеры обычно располагаются на удалениях друг от друга в несколько десятков, а то и сотен километров. Вследствие этого значительная часть ливневых осадков вообще не фиксируется дождемерной сетью.

Количество осадков определяется умножением их интенсивности I , имеющей обычно размерность мм/час, на их продолжительность.

В принципе радиолокационным методом распределение

интенсивности осадков по площади можно получить за 10—20 сек., что позволяет считать данное распределение мгновенным.

Для определения количества осадков наиболее простым способом является использование метода фотографического интегрирования площадей радиоэхо по времени. Интегрирование удобно осуществлять с помощью неподвижной фотопленки, расположенной перед экраном ИКО. При этом иногда необходимо обеспечивать выдержку до 2—3 час. В результате на фотопленке получается интегральная картина радиолокационных изображений зон осадков, которая является суммой нескольких сотен отдельных картин, наблюдаемых на ИКО при каждом полном обороте антенны по азимуту.

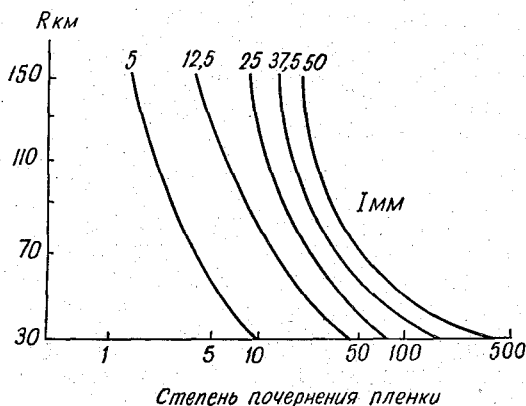


Рис. 5.4. Определение количества осадков методом фотографического интегрирования радиоэхо во времени.

Обработка фотопленки производится с помощью градуировочного графика по степени почернения пленки, которое пропорционально средней мощности отраженного сигнала P_r (рис. 5.4) [1]. Градуировка производится по данным одновременных радиолокационных измерений осадков и с помощью дождемеров.

Можно также использовать покадровое фотографирование ИКО со ступенчатым ослаблением входного сигнала с помощью аттенюатора, которое обеспечивает ступенчатое получение отражаемости от кадра к кадру [13]. Обработка фотоснимков, разработанная В. М. Мучником, [15], состоит в том, что изображение осадков проектируется на экран с масштабной сеткой, сторона ячейки которой соответствует 1—2 км. Отражаемость Z и интенсивность осадков определяются для узлов сетки.

При просмотре одной серии фотоснимков, отображающих контуры радиоэхо при определенных значениях ослабления n , могут иметь место случаи, когда в данном узле сетки начиная

с определенной ступеньки ослабления n изображение зоны осадков исчезает. Следовательно, в этой точке в момент измерений отражаемость выше, чем при предыдущем значении n , но меньше, чем отражаемость при текущем значении n . Поскольку изменение ослабления n обычно находится в пределах 2—5 дБ, при расчетах отражаемости Z рекомендуется использовать предыдущее значение ослабления n и по формуле (5.14) определить I .

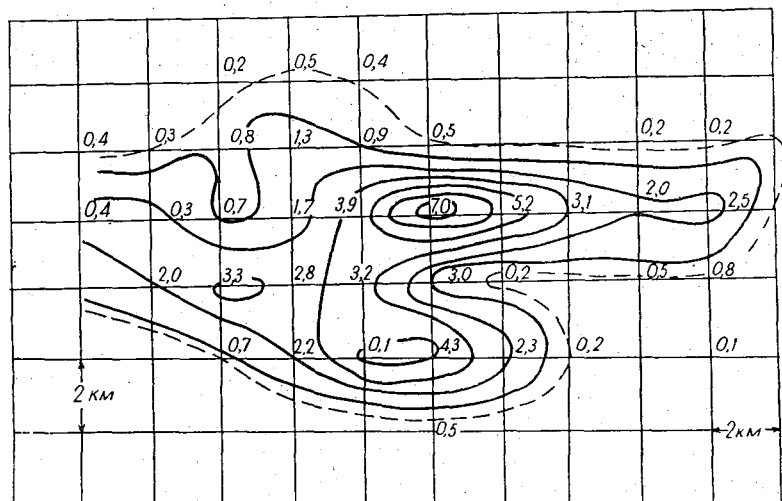


Рис. 5.5. Распределение количества осадков 18 VIII 1959 г. в районе г. Киева.

В дальнейшем сначала суммируют интенсивность осадков I мм/мин. для каждого узла сетки, а затем находят сумму интервалов времени наблюдений Δt мин. Наконец, полагая, что в пределах одного интервала $I = \text{const}$, находят произведение ΣI и $\Sigma \Delta t$, т. е. количество осадков в указанных точках. По этим данным строят карту изогий (рис. 5.5).

На рис. 5.5 представлено распределение количества выпавших осадков с 15 час. 59 мин. до 18 час. 14 мин. 18 VIII 1959 г. в районе Киева на площади 20×28 км. Размер ячейки сетки равен 2 км. Из рисунка видно, что суммы осадков распределены неравномерно. Минимальная сумма равна 0,2 мм, а максимальная — 7 мм.

Рассмотренные выше методы определения количества осадков связаны с обработкой фотографических изображений осадков на ИКО при разных ослаблениях входного эхо-сигнала и отличаются трудоемкостью обработки. Обработку можно значительно упростить, если проводить электронное интегрирование

эхо-сигналов по площади, занятой осадками, с помощью соответствующего интегратора средних значений эхо-сигналов $\bar{P}_2$ [1].

В этом приборе видеосигнал от осадков, выпадающих над определенным районом, управляет цепью селекции. Указанная цепь пропускает в счетное устройство импульсы от специального генератора. Счет импульсов производится при равномерно вращающейся антенне по азимуту. Следовательно, каждый отсчет относится к определенной площади радиоэхо, соответствующей строб-импульсу. Приемник РЛС имеет ступенчатый аттенюатор или усилитель. При открытом аттенюаторе на ИКО могут наблюдаться изображения только слабых осадков, так как другие сигналы схемой не пропускаются. Генератор импульсов в этом случае работает на частоте f . После каждого оборота антенны входной эхо-сигнал автоматически уменьшается на определенное число децибелов. В связи с этим порог обнаружения приемника меняется и могут быть обнаружены умеренные осадки, а при следующем обороте — только сильные и т. д.

С целью обеспечения возможности подсчета импульсов от разных осадков частота генератора изменяется синхронно с изменением величины ослабления и становится $f + \Delta f$. Изменение частоты Δf пропорционально увеличению интенсивности осадков, соответствующему данной ступени ослабления Δn . Измерение производится до тех пор, пока не исчезнет радиоэхо в результате ослабления входного сигнала. После окончания цикла получается определенное число импульсов, соответствующее данной градации ослабления Δn и площади, ограниченной по дальности длительностью строб-импульса, а в тангенциальном направлении — тангенциальными размерами зоны осадков и величиной градации Δn .

Используя перемещение строб-импульса по дальности и то, что прибор синхронизирован с вращением антенны, можно определить распределение числа импульсов, а следовательно, и интенсивность осадков на площади. Наконец, производя временное суммирование интенсивности осадков, можно рассчитать их количество.

Для того чтобы площадь, охватываемая строб-импульсом, не увеличивалась с дальностью вследствие увеличения тангенциальных размеров радиолуча, в приборе имеется компенсирующее устройство. Это устройство обеспечивает постоянство указанной площади.

§ 5.3. Особенности и точность определения интенсивности осадков радиолокационным методом

Выяснение особенностей и оценка погрешностей радиолокационного определения интенсивности и количества осадков представляется трудной задачей, так как приходится учитывать

большое число факторов, от которых зависит точность определяемых характеристик. К ним прежде всего относятся погрешности измерения отраженных сигналов, наличие корреляционной, а не функциональной связи между отражаемостью Z и интенсивностью осадков I , влияние ослабления и флуктуаций коэффициента преломления при распространении радиоволн. Кроме того, абсолютных методов измерения интенсивности осадков на площади, эквивалентных радиолокационному методу, в настоящее время не существует. Результаты же измерений интенсивности и количества осадков с помощью сети дождемеров часто бывает трудно сопоставить с радиолокационными данными из-за редкой дождемерной сети и различного пространственного осреднения этих двух методов.

Погрешности в определении интенсивности осадков зависят от точности измерения отражаемости Z .

Произведя логарифмическое дифференцирование формулы (3.27), можно найти максимальную относительную погрешность определения величины Z . Действительно, заменяя производные конечными приращениями, получим

$$\frac{\Delta Z}{Z} = \frac{\Delta \bar{P}_r}{\bar{P}_r} + 2 \frac{\Delta \lambda}{\lambda} + 2 \frac{\Delta \theta}{\theta} + \frac{\Delta P_t}{P_t} + \frac{\Delta h}{h} + 2 \frac{\Delta R}{R} + \frac{\Delta k_s}{k_s}. \quad (5.17)$$

В формуле (5.17) переменными величинами являются средняя мощность отраженных сигналов $\bar{P}_r$, дальность до зоны осадков R , коэффициент ослабления k и коэффициент заполнения k_s .

Проведем количественную оценку каждого слагаемого. Слагаемое $2 \frac{\Delta \lambda}{\lambda}$ практически не превышает 0,005, так как допустимый уход частоты магнетронов составляет 10—15 Мгц [16 гл. 2]. На длине волны $\lambda = 3$ см ($f = 9000$ Мгц) $2 \frac{\Delta \lambda}{\lambda} = 0,0034$. Величина слагаемого $\frac{\Delta h}{h}$, зависящая от изменения длительности зондирующего импульса τ , считается не более чем 0,05.

Если ширина диаграммы направленности определяется с точностью до 2—3 угловых минут, то при $\theta = 1^\circ$ величина $2 \frac{\Delta \theta}{\theta} = 0,1$. Дальность при радиолокационном обнаружении осадков определяют с точностью 0,2 км на крупных масштабах развертки (0—10 км) и с точностью 1—2 км при масштабе 0—300 км. Следовательно, $2 \frac{\Delta R}{R} = 0,04 \div 0,02$.

Контроль излучаемой мощности P_t осуществляется с точностью 10—15%, т. е. $\frac{\Delta P_t}{P_t} = 0,1 \div 0,15$.

В тех случаях, когда длина волны $\lambda \geq 5$ см, можно практи-

чески пренебречь ослаблением радиосигнала за счет распространения в атмосфере. Следовательно, $\frac{\Delta k}{k} = 0$. Если же длина волны менее 5 см, учет ослабления в дождях необходим. Аналогичный учет подробно описан в следующем параграфе применительно к радиолокационному определению водности облаков.

Для узких диаграмм направленности ($\theta \approx 1^\circ$) коэффициент заполнения k_z в пределах расстояний 40—50 км можно также считать равным единице.

Наибольший вклад в погрешность определения интенсивности осадков вносят погрешности в измерении средней мощности эхосигнала. Серийная аппаратура обеспечивает измерения $\bar{P}_r$ с точностью 1—1,5 дБ. Следовательно, $\frac{\Delta \bar{P}_r}{\bar{P}_r} = 0,26 \div 0,41$.

Суммируя все члены соотношения (5.17), получим

$$\left(\frac{\Delta Z}{Z}\right)_{\max} = 0,26 + 0,005 + 0,10 + 0,15 + 0,05 = 0,565 \approx 0,57.$$

Таким образом, максимальная относительная погрешность в определении Z без учета влияния флуктуаций диэлектрической проницаемости воздуха на трассе близка к 60%. Принимая среднюю квадратическую флуктуацию эхосигнала на волне $\lambda = 3$ см порядка 1 дБ на расстояниях до 40—50 км, получим, что $\left(\frac{\Delta Z}{Z}\right)_{\max} \approx 83\%$.

Максимальную относительную погрешность радиолокационного определения интенсивности осадков можно найти, используя соотношения типа $Z = \beta I^\alpha$ (табл. 5.2). Например, если $Z = 200 \cdot I^{1,6}$, то

$$\left(\frac{\Delta I}{I}\right)_{\max} = \frac{0,83}{1,6} = 0,52 \text{ или } \left(\frac{\Delta I}{I}\right)_{\max} = 52\%.$$

Таблица 5.2

Количество выпавшего дождя в районе наблюдений, мм				Погрешность радиолокационных наблюдений, %	Плотность дождемерной сети, эквивалентной по ошибкам радиолокационным наблюдениям (км ² на один дождемер)
минимальное	максимальное	среднее по району			
		дождемерная сеть	радиолокационные наблюдения		
0,00	8,0	1,75	1,25	— 29	104
2,2	6,0	3,0	4,8	+ 58	400
4,2	19,8	11,0	4,5	— 59	650
6,5	19,8	11,0	10,0	— 9	72

Формулы типа $Z = \beta I^\alpha$, где β и α — некоторые параметры, обычно принимаемые постоянными, являются корреляционными формулами. Вероятная ошибка этой связи для отдельного измерения достигает 32%, если при различных метеорологических условиях считать постоянными α и β .

В результате общая максимальная погрешность отдельного измерения интенсивности осадков с учетом неточности корреляционных формул связи Z с I будет близка к 80—85%.

Исследования показали, что связь между Z и I оказывается более тесной, если ее устанавливать для типичных условий. Так, обнаружилось, что при постоянной α параметр β является зависящим от высоты нулевой изотермы в атмосфере и дефицита относительной влажности у земной поверхности [15]. Используя это обстоятельство, можно, по-видимому, уменьшить вероятную погрешность указанной связи и, следовательно, погрешность измерений осадков.

Возможности радиолокационного обнаружения слабых осадков ограничиваются потенциалом РЛС и уменьшаются с увеличением расстояния до зоны осадков. Ввиду этого часть осадков малой интенсивности может не измеряться РЛС, что является источником дополнительных погрешностей в определении интенсивности и количества осадков. Для уменьшения этих погрешностей необходимо иметь РЛС с высоким потенциалом и проводить измерения в радиусе, обеспечивающем обнаружение слабых осадков.

На первый взгляд приведенная выше погрешность кажется слишком большой. Однако такие преимущества радиолокационного метода, как дистанционность, быстрота и проведение измерений осадков, выпадающих над большими площадями, с исключительно подробной детализацией, делают его, безусловно, более эффективным по сравнению с методом, основанным на использовании дождемеров.

Для подтверждения сказанного можно привести результаты Стоута по одновременному радиолокационному и метеорологическому измерению дождей. Используемая радиолокационная установка работала на волне 3 см. Имелось приспособление, позволявшее скачкообразно менять чувствительность приемника при каждом обороте антенны. Метеорологическая дождемерная сеть состояла из 33 дождемеров, расположенных на площади около 162 км². Расстояние между дождемерами в среднем равнялось 2,7 км. Точность измерений количества дождя составляла 0,1 мм. Результаты четырех сравнений представлены в табл. 5.2.

Случай 1 интересен тем, что быстро перемещающийся очаг ливневого дождя с грозой прошел через центр района наблюдений. Количество дождя по радиолокационным измерениям было на 29% меньше, чем зарегистрированное дождемерами. Эта

ошибка эквивалентна ошибке дождемерной сети с плотностью одного дождемера на 104 км^2 .

В случае 2 дождь был слабым и выпадал на большой площади. Измерения с помощью радиолокатора в этом случае были по своим ошибкам эквивалентны измерениям по одному дождемеру на 400 км^2 .

Случай 3 относится к измерению дождя, связанного с быстро перемещающимся фронтом. Интенсивность дождя достигала 135 мм/час . Как показывает сравнение, радиолокационные измерения в данном случае дали заниженное на 59% количество вы-

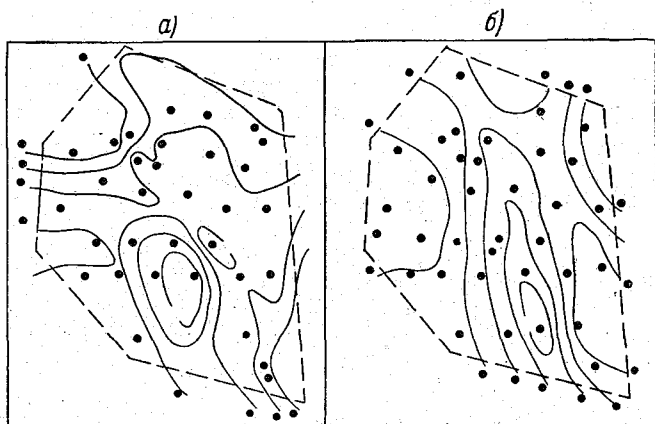


Рис. 5.6. Распределение количества осадков по радиолокационным данным (а) и измерениям сети дождемеров (б).

павшего дождя по сравнению с данными дождемерной сети. Такую большую ошибку можно объяснить тем, что не учитывалось затухание в дожде электромагнитных волн 3-см диапазона.

Статистическая обработка всех случаев показала, что в среднем с вероятностью около 95% радиолокационные измерения по своим ошибкам эквивалентны измерениям дождемерной сети с плотностью одного дождемера на 163 км^2 . Если измерения проводятся в радиусе 70 км , то одна РЛС заменяет 95 дождемеров.

На рис. 5.6 в качестве примера приведен случай 26 IX 1951 г., показывающий распределение количества осадков по радиолокационным данным и измерениям с помощью сети дождемеров. Сопоставление результатов, полученных двумя методами, показывает значительное совпадение общей картины распределения осадков. Однако имеются и некоторые различия между ними. Значительным источником различия радиолокационных и pluвиографических данных об осадках является различие в методах измерений и объемах осреднения. Радиолокационный метод

дает возможность мгновенно определить среднее значение отражаемости Z в отражающем объеме зондирующего импульса и, следовательно, среднее значение интенсивности осадков, отнесенное к площади, соответствующей проекции указанного объема на поверхности земли. Эта площадь равна произведению $\frac{c\tau}{2}$ на линейный размер ширины диаграммы направленности, взятый на расстоянии зоны осадков, т. е. $S_p = \frac{c\tau}{2} R\theta$. При $R=10$ км, $\tau=1$ мксек. и $\theta=1^\circ$ указанная площадь $S_p=2,6 \cdot 10^4$ м². Она увеличивается пропорционально расстоянию.

В то же время пловиограф измеряет интенсивность осадков, осредненную на площади, равной диаметру приемного отверстия, умноженному на горизонтальный перенос зоны осадков. Так как диаметр приемного отверстия серийных пловиографов равен 26 см, то при $t=1$ мин. и скорости переноса 30 км/час указанная площадь равна всего 130 м². Еще большая разница видна при сравнении радиолокационного объема и объема пространства, из которого в пловиограф попадают осадки.

Действительно, радиолокационный отражающий объем $V_p \approx S_p R\theta$, что при тех же условиях, для которых была рассчитана S_p , обеспечивает значение $V_p=2,6 \cdot 10^4 \cdot 10^4 \cdot 0,017 = 4,4 \cdot 10^6$ м³.

Радиолокационный объем в принципе можно уменьшить сужением диаграммы направленности и укорочением длительности зондирующего импульса. Однако следует учитывать, что при данной длине волны первое обстоятельство ограничивается практически возможными размерами отражателя антенны РЛС, а второе приводит к уменьшению средней мощности эхо-сигнала.

Объем пространства, из которого в пловиограф попадают частицы осадков, определяется их вертикальными скоростями w_z . Так как основной вклад в величину интенсивности дождя обеспечивают капли диаметром более 0,8 мм, их скорость падения находится в пределах 3 м/сек. $\leq w_z \leq 10$ м/сек. В среднем примем $w_z=6$ м/сек. Тогда искомый объем за время измерений 5—6 сек. равен $V_{пл}=S_{пл}w_z t=5 \cdot 10^{-2} \cdot 6,5=1,8$ м³. Для ежеминутных интервалов $V_{пл}=18$ м³. Если водность дождя принять равной 1 г/м³, то в пловиограф попадает 18 г воды в минуту.

Таким образом, радиолокационные измерения оказываются более осредненными, чем пловиографические. Это обстоятельство приводит к тому, что первые измерения при существующей редкой дождемерной сети являются более показательными чем вторые, особенно если учесть весьма значительную пространственно-временную изменчивость интенсивности осадков.

Для более надежного определения интенсивности осадков радиолокационным методом необходим тщательный контроль за основными техническими характеристиками РЛС и калибровка

ее путем организации одновременных радиолокационных и пловниографических измерений осадков [5]. При этом время осреднения как для амплитуд эхо-сигналов, так и для интенсив-

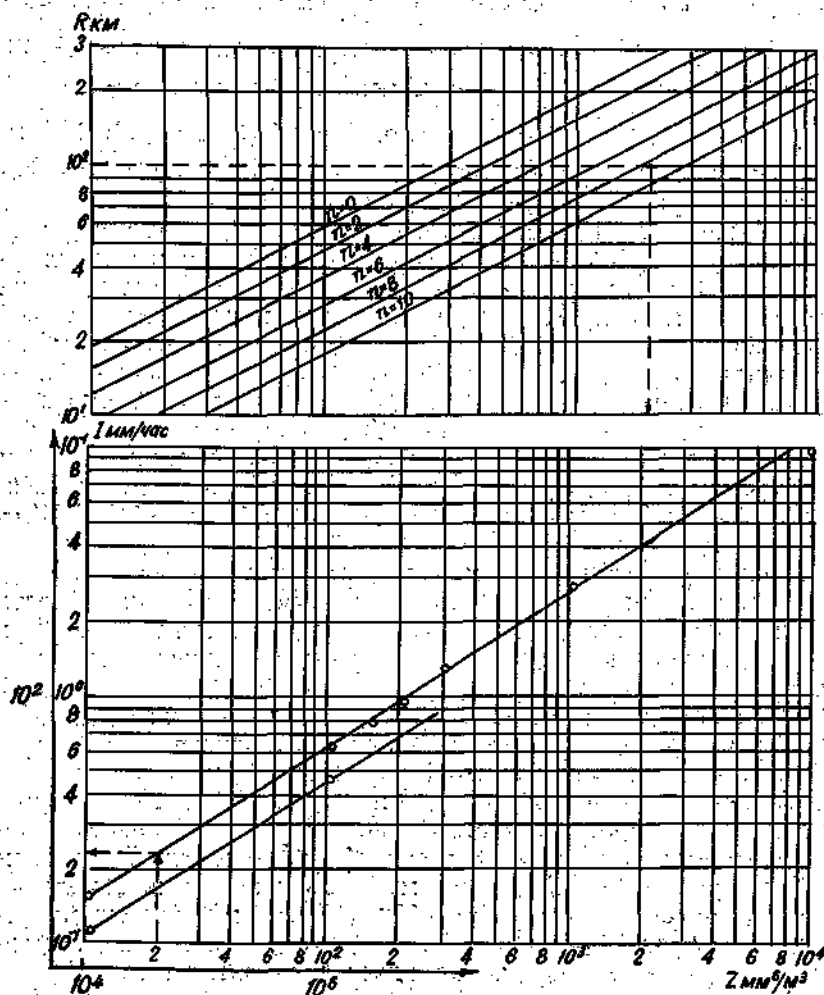


Рис. 5.7. Зависимость интенсивности осадков от средней мощности эхо-сигналов и расстояния.

ности осадков по пловниографам рекомендуется брать порядка нескольких минут. На рис. 5.7 представлен график зависимости интенсивности осадков от средней мощности эхо-сигналов и расстояния для типовой МРЛС, построенный с учетом указанной калибровки станции. С помощью кривых на этом рисунке можно,

например, найти, что при средней мощности эхо-сигнала, соответствующей $n=8,5$ дБ от зоны осадков, расположенной на удалении 100 км, интенсивность осадков будет равна 23 мм/час.

§ 5.4. Радиолокационное определение водности облаков и осадков

Радиолокационным методом можно определять не только интенсивность осадков, но также и их водность. Кроме того, с помощью РЛС, характеризующихся высоким энергетическим потенциалом, возможно определение водности и недождевых облаков.

В настоящее время предложено несколько разновидностей радиолокационного метода определения водности облаков и осадков [3, 10, 18, 22, 24]. Проведем их анализ, следуя в основном статьям В. В. Костарева и автора [10, 18].

1. Определение водности облаков и осадков по их отражаемости

Нетрудно представить, что если бы в облаках и осадках существовали частицы одинаковых размеров, то связь между указанными характеристиками была бы типа $Z=A\omega^2$, поскольку отражаемость Z пропорциональна диаметру частиц в шестой степени, а водность — диаметру в кубе. Постоянная A зависела бы только от числа частиц и их плотности. Однако в действительности наблюдаются различные распределения частиц по размерам, вследствие этого однозначная связь между отражаемостью Z дождей и их водностью ω наблюдается лишь при определенных условиях.

По определению водность равна

$$\omega = \int_0^{\infty} \frac{\pi}{6} D^3 N(D) dD. \quad (5.18)$$

Решение уравнений (5.1), (5.5) и (5.18) с помощью гамма-функций дает [2]

$$Z = \frac{62\omega^2}{\pi^2 N_0} \frac{\Gamma(\beta+7) \Gamma(\beta+1)}{[\Gamma(\beta+4)]^2} 10^6, \quad (5.19)$$

где N_0 выражено в $1/\text{м}^3$, ω — в $\text{г}/\text{м}^3$, Z — в $\text{мм}^6/\text{м}^3$.

Если ввести функцию $\psi(\beta) = \frac{\Gamma(\beta+7) \Gamma(\beta+1)}{[\Gamma(\beta+4)]^2}$, то

$$Z = \frac{36}{\pi^2} \frac{\omega^2}{N_0} 10^6 \psi(\beta). \quad (5.20)$$

Функция $\psi(\beta)$ имеет максимум при $\beta=0$ [$\psi(\beta)=23$], а затем быстро уменьшается до 2,3 при $\beta=10$, а при $\beta>10$ она медленно стремится к единице.

В тех случаях, когда N_0 и функция $\psi(\beta)$ неизвестны, рекомендуется пользоваться следующими эмпирическими формулами [1].

$$\text{для дождя } Z = 5,3 \cdot 10^3 w^{1,82}, \quad (5.21)$$

$$\text{для снега } Z = 3,5 \cdot 10^4 w^{2,2}. \quad (5.22)$$

В формулах (5.21) и (5.22) водность w выражена в г/м^3 , отражаемость Z — в $\text{мм}^6/\text{м}^3$.

С помощью указанных формул, измеряя отражаемость Z , автор в 1963—1964 гг. определял водность ливневых дождей (189 измерений) и снегопадов (65 измерений). Процентное распределение различных значений водности указанных гидрометеоро-

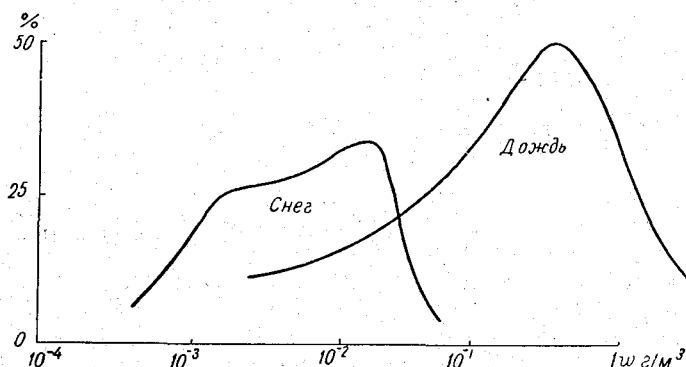


Рис. 5.8. Водность дождей и снегопадов.

ров представлено на рис. 5.8, из которого видно, что водность ливневых дождей изменяется в широких пределах — от $5 \cdot 10^{-3}$ до $3-5 \text{ г/м}^3$. При этом в 55% случаев водность составляла порядка $0,2-0,4 \text{ г/м}^3$. Для снегопадов водность значительно меньше ($5 \cdot 10^{-4}-8 \cdot 10^{-2} \text{ г/м}^3$). Наиболее часто водность снегопадов составляет $0,01-0,02 \text{ г/м}^3$.

Определение водности недождевых облаков по их отражаемости основано на корреляционных зависимостях между отражаемостью Z и водностью w , устанавливаемых различными авторами.

Так, Д. Атлас [22], обработав 101 спектр облачных капель, получил следующую формулу:

$$Z = 0,048 w^2, \quad (5.23)$$

где Z выражено в $\text{мм}^6/\text{м}^3$, w — в г/м^3 .

Формула (5.23) имеет вероятную ошибку, не превышающую 53%, если $0 \leq w \leq 1,3 \text{ г/м}^3$ и средний объемный диаметр капель $D_{\text{ср}}$ не превышает 30 мк.

Для случая когда известна величина $D_{\text{ср}}$, им предложена следующая формула:

$$Z = 2,58 D_{\text{ср}}^3 w \cdot 10^{-6}, \quad (5.24)$$

где $D_{\text{ср}}$ — выражено в микронах.

Вероятная ошибка формулы (5.24) не превышает 21% при тех же пределах изменения $D_{\text{ср}}$ и w .

И. П. Мазин и другие авторы приводят следующие выражения, связывающие Z , w и $r_{\text{ср}}$, расчет которых основывается на формулах, описывающих плотность распределения капель по размерам:

$$Z = \frac{28}{3\pi} \frac{w}{\rho_{\text{в}}} r_{\text{ср}}^3, \quad (5.25)$$

где $\rho_{\text{в}}$ — плотность воды;

$$Z = \frac{3}{4\pi} \frac{w}{\rho_{\text{в}}} r_{\text{ср}} e^{\frac{r+\sigma^2}{2}}, \quad (5.26)$$

где σ^2 — дисперсия распределения;

$$Z = \frac{3\beta^2}{4\pi\rho_{\text{в}}} \frac{\Gamma(\alpha+7)}{\Gamma(\alpha+4)} w, \quad (5.27)$$

где α и β — параметры распределения облачных капель по размерам.

Таким образом, из формул (5.24) — (5.26) связь между Z и w может быть установлена соотношением вида

$$Z = Aw, \quad (5.28)$$

где коэффициент A зависит от микроструктуры облака и, согласно опытным данным, может меняться не более чем в два раза.

В тех случаях, когда микроструктурные характеристики облаков значительно отличаются от тех, для которых получены соотношения (5.23), (5.25) и (5.26), погрешности в определении водности могут быть большими. Действительно, для крупных частиц, наблюдаемых в мощных кучевых облаках, рекомендуется соотношение

$$Z = 16,3w^{1,46}, \quad (5.29)$$

где Z — в $\text{мм}^6/\text{м}^3$, w — в $\text{г}/\text{м}^3$.

Хотя с помощью указанной связи и можно определить водность мороси, однако нужно быть уверенным, что в момент радиолокационных измерений частицы мороси присутствуют в облаках.

В литературе, за исключением данных ЦАО [4] и результатов, опубликованных в работе [30], почти нет сведений о вероятности наличия указанных частиц в облаках.

В ЦАО на основании самолетных измерений крупных частиц с помощью специально разработанного прибора делается вывод

о том, что крупные частицы, размер которых близок к размеру мороси ($D > 150$ мк), присутствуют в облаках или под ними скорее, как правило, чем как исключение.

Правда в 50% облаков визуально отмечались осадки в виде дождя и снега (10 дней с наблюдениями). В остальные 10 дней выпадающие из облаков осадки не были обнаружены.

Из работы А. М. Боровикова и др. [4] не видно отчетливо, каков общий процент отсутствия крупных частиц в облаках без осадков. Можно лишь привести пример полета 29 XI 1959 г., когда из 36 измерений в облаках в 15 (42%) крупных частиц не было.

Используя 45 спектров крупных частиц, полученных в ЦАО, можно установить связь между Z и водностью ω , характерную для слоисто-кучевых облаков. Связь выражается соотношением типа

$$Z = 1380 \omega^{1.07}, \quad (5.30)$$

где Z — в $\text{мм}^6/\text{м}^3$, ω — в $\text{г}/\text{м}^3$. Формула применима при $10^{-5} \leq Z \leq 10$ и заметно отличается от соотношения (5.29), полученного для мощных кучевых облаков.

Для определения водности облаков и осадков по их отражаемости пользуются соотношениями (5.21) — (5.23), (5.25) и (5.29). Если использовать соотношения (5.23), (3.27), то средняя мощность отраженного сигнала будет

$$\bar{P}_r = \frac{5,2 \cdot 10^{-19} P_t h \omega^2 k k_3}{\lambda^2 \theta_1 \theta_2 R^2}. \quad (5.31)$$

В уравнении (5.31) $\bar{P}_r$ и P_t выражены в вт; R , λ и h — в м; θ_1 и θ_2 — в радианах; ω — в $\text{г}/\text{м}^3$.

Уравнение (5.31) может быть решено, если известен коэффициент k , учитывающий ослабление радиоволн. Если измерения производятся на длине волны $\lambda \geq 3$ см в радиусе 10—12 км, то при отсутствии выпадающих осадков на трассе ослаблением практически можно пренебречь ($k=1$), так как в газах атмосферы оно не превышает 0,015 дб/км, а в облаках $0,044 \frac{\text{дб/км}}{\text{г/м}^3}$.

Однако при измерениях с помощью радиолокационных станций миллиметрового диапазона величина ослабления становится заметной и его необходимо учитывать.

Учет ослабления производится следующим образом [24, 25]. Запишем соотношение (5.31) в таком виде:

$$\bar{P}_r = c \frac{\omega^2}{R^2} e^{-2 \int_{R_0}^R \alpha_1 \omega dR - 2 \int_0^R \alpha dR}, \quad (5.32)$$

где $c = \frac{5,2 \cdot 10^{-19} P_t h}{\lambda^2 \theta_1 \theta_2}$, а коэффициент заполнения k_3 принимается равным единице.

Разделим левую часть уравнения (5.32) на P_t и прологарифмируем его. Тогда

$$\ln \frac{\bar{P}_r}{P_t} = 2 \ln c_1 + 2 \ln w - 2 \ln R - 2 \int_{R_0}^R \alpha_1 w dR - 2 \int_0^R \alpha dR, \quad (5.33)$$

где $c_1^2 = c$.

Группируя члены, характеризующие уменьшение принятого сигнала за счет дальности и ослабления в газах атмосферы, получим

$$y^2 = \left(\frac{\bar{P}_r}{P_t} \right) R^2 e^{2 \int_0^R \alpha dR}. \quad (5.34)$$

Тогда

$$2 \ln y = \ln \frac{\bar{P}_r}{P_t} + 2 \ln R + 2 \int_0^R \alpha dR.$$

Подставляя (5.34) в (5.33), получим

$$\ln y = \ln c_1 + \ln w - \int_{R_0}^R \alpha_1 w dR. \quad (5.35)$$

Дифференцирование этого уравнения по дальности приводит к следующему выражению:

$$\frac{d \ln y}{dR} = \frac{1}{w} \frac{dw}{dR} - \alpha w. \quad (5.36)$$

Если обозначить $u = \frac{1}{w}$,

то

$$\frac{1}{y} \frac{dy}{dR} = u \frac{dw}{dR} - \frac{\alpha_1}{u},$$

а так как

$$\frac{dw}{dR} = \frac{1}{u^2} \frac{du}{dR},$$

то

$$\frac{1}{y} \frac{dy}{dR} = - \frac{1}{u} \frac{du}{dR} - \frac{\alpha_1}{u}.$$

Далее

$$u \frac{dy}{dR} = - y \frac{du}{dR} - \frac{\alpha_1}{u},$$

тогда

$$\frac{d}{dR} (uy) = - \alpha_1 y.$$

Так как $\int uy dR = - \int \alpha_1 y dR$, то

$$uy = - \int_{R_0}^R \alpha_1 y dR + \text{const},$$

или с учетом (5.36) имеем

$$\frac{y}{w} = - \int_{R_0}^R \alpha_1 y dR + \text{const}. \quad (5.37)$$

Постоянная интегрирования может быть легко определена путем подстановки $w=0$ ($\alpha_1=0$). Принимая во внимание (5.32), получим, что $\text{const}=c$, что соответствует потенциалу РЛС.

Из соотношения (5.37), наконец, найдем окончательное выражение для определения водности облаков на любой дальности $R=R_i$, где мощность отраженного сигнала $y=y_i$:

$$w = \frac{y_i}{c_1 - \int_{R_0}^R \alpha_1 y dR}. \quad (5.38)$$

В практической работе определение водности облаков и осадков с учетом ослабления целесообразно проводить в такой последовательности. Сначала определяют коэффициент c_1 . Согласно формуле (5.38) этот коэффициент определяется путем одновременных измерений мощности отраженных сигналов от облаков и осадков и их отражаемости, которая определяется с помощью соответствующих приборов во время самолетного или аэростатного зондирования. Контрольная калибровка проводится с использованием эталонных целей типа сферы и расчетов по формуле (3.2). В дальнейшем кривую, характеризующую изменение мощности отраженных сигналов по высоте или по дальности, разбивают на n слоев, в пределах которых наблюдается практически линейное изменение мощности эхо-сигнала. Далее по данным аэрологического зондирования определяют среднюю температуру слоя и, используя табл. 3.10, находят значение поправки к коэффициенту α_1 в формуле (5.38).

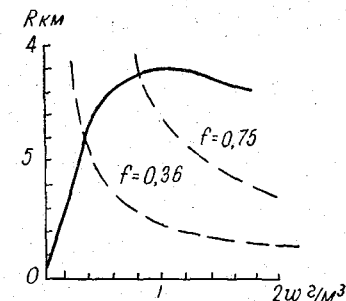


Рис. 5.9. Максимальные дальности обнаружения облаков РЛС миллиметрового диапазона.

Согласно (5.32), вносят исправление в каждое значение мощности за счет дальности и ослабления в газах атмосферы, а затем делят его на излучаемую мощность (определяют y). Для данной длины волны коэффициент ослабления в атмо-

сфере α является функцией температуры, давления и влажности воздуха. Делением каждого значения y на калибровочную постоянную c_1 определяют водность w . По найденной водности и соответствующей ей дальности наносят точку на графике, построенном для конкретной РЛС. Пример такого графика для 8-мм РЛС ТРQ-6 представлен на рис. 5.9. Если нанесенная точка окажется слева от кривой $f=0,36$, то исправлять полученное значение водности на затухание радиоволн в облаках нецелесообразно ввиду того, что оно очень мало. В том случае, когда нанесенная точка находится между кривыми $f=0,35$ и $f=0,75$, при определении водности необходимо учитывать ослабление радиоволн в облаках способом, указанным ниже. Если же нанесенная точка окажется справа от кривой $f=0,75$, водность определять нецелесообразно из-за больших погрешностей.

Затем вычисляют интеграл, характеризующий ослабление в облаках $\int_{R_0}^R \alpha_1 y dR$, где R_0 и R — соответственно ближняя и дальняя границы облаков, обнаруживаемых РЛС. Как известно, достаточно удовлетворительное решение интеграла получается в таком виде:

$$\int_{R_0}^R \alpha_1 y dR = \Delta R \left[\frac{(\alpha_1)_0 y_0}{2} + (\alpha_1)_1 y_1 + \dots + (\alpha_1)_{n-1} y_{n-1} + \frac{(\alpha_1)_n y_n}{n} \right].$$

Наконец, используя соотношение (5.38), находят водность w .

Из изложенного выше видны следующие ограничения и трудности в определении водности облаков по отражаемости Z . Во-первых, существуют по меньшей мере две корреляционные связи между w и Z , выражаемые формулами (5.23) и (5.29). При этом в ряде случаев радиолокационных измерений трудно установить какой из формул, связывающих Z и w , необходимо пользоваться. В то же время формула (5.23) определяет общую водность, а формула (5.29) — водность крупных частиц. Правда, точное определение формы облачности и порядок величины отражаемости Z облегчает решение задачи. Действительно, если провести статистическую обработку 60 самолетных измерений отражаемости крупных частиц, проведенных в ЦАО [4], то с вероятностью около 90% можно утверждать, что она будет больше 10^{-3} мм⁶/м³:

Градации Z мм ⁶ /м ³	$\begin{matrix} > 10^{-6} \\ - 10^{-5} \end{matrix}$	$\begin{matrix} > 10^{-5} \\ - 10^{-4} \end{matrix}$	$\begin{matrix} > 10^{-4} \\ - 10^{-3} \end{matrix}$	$\begin{matrix} > 10^{-3} \\ - 10^{-2} \end{matrix}$
%	3,6	1,8	5,3	7,1
Градации Z мм ⁶ /м ³	$\begin{matrix} > 10^{-2} \\ - 10^{-1} \end{matrix}$	$\begin{matrix} > 10^{-1} \\ - 10^{-0} \end{matrix}$	$\begin{matrix} > 10^0 \\ - 10^1 \end{matrix}$	$\begin{matrix} > 10^1 \\ - 10^2 \\ - 10^3 \end{matrix}$
%	8,9	23,2	8,9	34,0

Метеорологическая радиолокационная станция МРЛ-1 при работе без накопителя обнаруживает атмосферные образования с отражаемостью $Z \geq 10^{-3} \text{ мм}^6/\text{м}^3$. С другой стороны, вероятность обнаружения кучевых, слоистых, слоисто-кучевых облаков с ее помощью составляет в среднем около 60% (см. таблицу), т. е. их отражаемость в 40% случаев менее $10^{-3} \text{ мм}^6/\text{м}^3$. Таким образом, для названных облаков при определении водности с достаточно высокой обеспеченностью можно пользоваться соотношением (5.23). При этом измерение значений отражаемости до $Z = 7 \cdot 10^{-5} \text{ мм}^6/\text{м}^3$ обеспечивается использованием накопителя, повышающего реальную чувствительность приемника на 15 дБ. При $Z > 10^{-3} \text{ мм}^6/\text{м}^3$ увеличивается вероятность присутствия крупных частиц и, следовательно, понижается уверенность в правильности использования формулы (5.23). В этих случаях необходимо пользоваться соотношениями (5.29) и (5.30), определяющими водность крупных частиц.

Во-вторых, погрешности в определении водности облаков и осадков возрастают с уменьшением λ , так как в миллиметровом диапазоне необходимо учитывать ослабление радиоволн при распространении в облаках. Поэтому выгодно работать на волне $\lambda \geq 3 \text{ см}$.

В-третьих, требуются абсолютные измерения мощности отраженных сигналов.

Достоинством данного способа является его относительная простота, так как для определения водности на заданной дальности требуется лишь одно измерение средней мощности эхо-сигнала, а осреднение осуществляется в пределах отражающего объема зондирующего импульса.

В тех случаях, когда заранее известно, какой из приведенных формул связи Z и w нужно пользоваться, максимальная относительная погрешность в определении w оценивается довольно просто после логарифмического дифференцирования соотношения (5.31).

Если взять погрешность определения эхо-сигналов, дальности и технических характеристик такими, как это сделано при оценке точности определения интенсивности осадков [формула (5.17)], то

$$\frac{\Delta w}{w} \approx 0,85 \div 0,95.$$

При сравнении радиолокационных и самолетных измерений водности необходимо прежде всего иметь в виду исключительно большую пространственную изменчивость величины Z . Как будет показано в § 6.3, пространственный радиус корреляции $\rho(R)$ для Z находится в пределах 0,9—3,2 км. В связи с этим данные самолета можно сравнивать с результатами радиолокационных измерений лишь тогда, когда они проведены синхронно и практиче-

ски в объеме зондирующего импульса (в крайнем случае, не далее 0,3—0,5 км от него).

Следует также иметь в виду, что указанный объем имеет порядок 10^6 — 10^7 м³, а объем воздуха, из которого попадают частицы облаков и осадков в прибор СИВ-3 или ИРЧ, при скорости полета самолета 250 км/час, площади входных отверстий 3,8 и 10 см² и выдержке 10 сек. соответственно равен 0,264 и 0,668 м³.

2. Определение водности облаков по ослаблению радиоволн

а. Метод, основанный на использовании РЛС, работающей на двух диапазонах

Этот метод основан на измерении и сравнении средней мощности отраженных сигналов с помощью РЛС, работающих одновременно на двух длинах волн. При этом диапазоны волн выбираются такими, чтобы было заметно различие в коэффициентах ослабления.

Используя соотношение (3.25) и выражая ослабление в децибелах, можно записать

$$10 \lg \bar{P}_r = 10 \lg \left(\frac{cZ}{R^2} \right) - 2 \int_{R_0}^R \alpha_1 w dR - 2 \int_0^R \alpha dR - \\ - 2 \int_{R_0}^{R'} \alpha_2 I dR. \quad (5.39)$$

Пусть измерение средней мощности отраженных сигналов производится на двух дальностях R_1 и R_2 , в пределах которых средняя водность и интенсивность осадков предполагаются постоянными. Тогда различие в мощности указанных сигналов, выраженное в децибелах, на первом диапазоне будет

$$A = 10 \lg \frac{\bar{P}'_{r, a}}{\bar{P}''_{r, a}} = 10 \lg \frac{Z_1 R_2^2}{Z_2 R_1^2} + 2\alpha_{1, a} \bar{w} (R_2 - R_1) + \\ + 2\alpha_a (R_2 - R_1) + 2\alpha_{2, a} \bar{I} (R_2 - R_1), \quad (5.40)$$

а для другого диапазона РЛС соответственно:

$$B = 10 \lg \frac{\bar{P}'_{r, b}}{\bar{P}''_{r, b}} = 10 \lg \frac{Z_1 R_2^2}{Z_2 R_1^2} + 2\alpha_{1, b} \bar{w} (R_2 - R_1) + \\ + 2\alpha_b (R_2 - R_1) + 2\alpha_{2, b} \bar{I} (R_2 - R_1). \quad (5.41)$$

Вычитая из (5.40) (5.41), получим

$$A - B = 2(R_2 - R_1)(\alpha_{1,a} - \alpha_{1,b})\bar{w} + 2(R_2 - R_1)(\alpha_a - \alpha_b) + \\ + 2(R_2 - R_1)(\alpha_{2,a} - \alpha_{2,b})\bar{I} \quad (5.42)$$

или окончательно

$$\bar{w} = \frac{A - B}{2(R_2 - R_1) - (\alpha_{1,a} - \alpha_{1,b})} - \bar{I}(\alpha_{2,a} - \alpha_{2,b}). \quad (5.43)$$

Уравнение (5.43) замечательно тем, что в нем водность не зависит ни от отражаемости облаков, ни от технических характеристик РЛС. В общем случае это уравнение может быть решено относительно $\bar{w}$, если известны изменения средней мощности отраженных сигналов A и B , единичные коэффициенты ослабления в облаках $\alpha_{1,a}$ и $\alpha_{1,b}$ и в осадках $\alpha_{2,a}$ и $\alpha_{2,b}$, средняя интенсивность осадков $\bar{I}$ в рассматриваемом слое, а также единичные коэффициенты ослабления в газах атмосферы α_a и α_b для двух диапазонов волн.

В § 5 главы III достаточно подробно изложен вопрос об ослаблении микрорадиоволн при распространении в тропосфере. Радиоволны, длина которых равна 3 см и более, почти не затухают в облаках без осадков, в газах атмосферы, в сухих снегопадах и морозящих осадках. К тому же этот диапазон волн достаточно хорошо освоен. Вследствие этого одним из диапазонов РЛС целесообразно выбирать именно $\lambda = 3$ см.

Другой диапазон должен испытывать значительное ослабление при распространении. Однако с точки зрения универсальности его применения волны не должны быть очень короткими, так как неизвестным будет третье слагаемое в числителе формулы (5.43) (неизвестно $\bar{I}$).

Анализ ослабления при распространении радиоволн с учетом того, что водность определяется в слое $(R_2 - R_1)$, не превышающем 10 км, показывает, что можно пренебречь ослаблением в осадках в виде сухого снега и морозящего дождя при измерениях водности на $\lambda = 0,8$ см. Это дает возможность полагать, что третье слагаемое в числителе соотношения (5.43) практически равно нулю не только тогда, когда происходит определение водности неждовых облаков, но и тогда, когда из облаков выпадают указанные осадки.

При наличии слабых и умеренных дождей среднюю интенсивность осадков $\bar{I}$ можно в принципе определять на волне $\lambda = 3$ см, а при наличии сильных дождей — на волне $\lambda = 10$ см по их отражаемости z с помощью соотношения (5.8).

Возможности определения водности облаков указанным методом ограничиваются точностью измерения средних значений эхо-сигналов. Используя, например, длины волн 0,34; 0,5; 0,8 и

3 см и полагая точность измерений мощности отраженных сигналов $A - B$ равной 1,5 дБ, можно найти ту минимальную водность неждождевых облаков, ниже которой измерения невозможны при данной протяженности слоя ($R_2 - R_1$) (табл. 5.3) ¹.

Таблица 5.3

Минимальные значения водности облаков (г/м^3), меньше которых измерения невозможны

$\lambda_1, \text{см}$	$R_2 - R_1, \text{км}$						
	0,1	0,5	1	2	4	6	10
0,34—3	2,26	0,43	0,17	0,05	0,00004	—	—
0,5 —3	0,11	< 0	—	—	—	—	—
0,8 —3	11,8	2,32	1,11	0,52	0,22	0,12	0,04

Анализ табл. 5.3 показывает также преимущества работы в диапазоне волн $\lambda = 3$ см и $\lambda = 0,5$ см.

Благодаря сильному ослаблению в кислороде атмосферы на $\lambda = 0,5$ см, достигающему у поверхности земли 14 дБ, при толщине слоя $R_2 - R_1 \sim 0,2$ км обеспечиваются малые минимальные значения водности. Это дает возможность получить более детальную картину ее пространственного распределения.

При практическом использовании данного метода необходимо выбирать такие слои $R_2 - R_1$, которые при заданной точности измерения мощности эхо-сигналов обеспечивали бы определение наименьших значений водности, наблюдаемых в природе, т. е. порядка $10^{-2} - 10^{-3} \text{ г/м}^3$.

Однако при этом следует иметь в виду, что начиная с некоторых относительно больших значений $R_2 - R_1$ первый член в числителе формулы (5.43) может принимать значения меньше двух других и водность при расчетах будет получаться отрицательной. Это, естественно, не имеет физического смысла и ограничивает верхний предел величины ($R_2 - R_1$).

¹ С помощью формулы (5.43) представляется также возможным определить среднюю интенсивность дождя $\bar{I}$. Однако это можно сделать лишь в тех случаях, когда при измерениях водность взвешенных облачных капель можно считать близкой к нулю. Такие значения водности имеют место в слое от нижней кромки облаков и до поверхности земли. Следовательно, измерения интенсивности дождя по затуханию радиоволн должны производиться РЛС с узкими диаграммами направленности антенн и при углах места $\delta \approx 0$. Для данных λ_1 и λ_2 , так же как и раньше, минимально измеряемые значения $\bar{I}_{\min}$ будут зависеть от точности измерения разности эхо-сигналов ($A - B$) и величины $R_2 - R_1$. При условии, когда $\lambda_1 = 0,8$ см и $\lambda_2 = 3$ см, $R_2 - R_1 = 5$ км; $\Delta(A - B) = 1,5$ дБ, минимально измеряемая интенсивность дождя составляет $\bar{I}_{\min} \approx 5 \text{ мм/час}$.

Для диапазонов $\lambda=0,8$ см и $\lambda=3$ см при отсутствии дождя подходящими слоями являются слои протяженностью порядка 10—15 км. Несмотря на значительное осреднение при определении водности, получение и таких данных является весьма ценным, особенно при диагнозе опасности обледенения, когда требуется знать среднюю водность на участках траектории полета, имеющих длину десятки и сотни километров.

В принципе пространственный масштаб осреднения на данных длинах волн может быть уменьшен за счет увеличения точности измерений мощности эхо-сигналов. Однако не имеет смысла увеличивать точность измерений до значений, меньших величины средней квадратической флуктуации амплитуды эхо-сигнала, вызываемой турбулентностью атмосферы.

Сделаем оценку величины максимальной погрешности в определении водности с использованием двух диапазонов волн (0,8 и 3 см). Для этого проведем дифференцирование соотношения (5.43), полагая, что облака либо без осадков, либо дают осадки, не превышающие морозящих. В подобных случаях последним слагаемым в числителе формулы (5.43) можно пренебречь.

В результате максимальная абсолютная погрешность в определении $\bar{w}$ будет выражаться соотношением

$$\Delta \bar{w} = \frac{2(R_2 - R_1)(\alpha_{1,a} - \alpha_{1,b})\Delta(A - B) + + 2(A - B)[\Delta R(\alpha_{1,a} - \alpha_{1,b}) + \Delta \alpha_1(R_2 - R_1)]}{[2(R_2 - R_1)(\alpha_{1,a} - \alpha_{1,b})]^2} + + \frac{(\alpha_{1,a} - \alpha_{1,b})\Delta \alpha - \Delta \alpha_1(\alpha_a - \alpha_b)}{(\alpha_{1,a} - \alpha_{1,b})^2}. \quad (5.44)$$

Полагая $R_2 - R_1 = 10$ км, $\Delta(A - B) = 1,5$ дБ, $A - B = 10$ дБ; $\Delta R = 0,2$ км, $\Delta \alpha_1 = 0,063 \frac{\text{дБ/км}}{\text{г/м}^3}$, $\Delta \alpha = 0,015$ дБ/км, получим максимальную абсолютную погрешность $\Delta \bar{w} = 0,297$ г/м³.

При измеренных средних значениях водности $\bar{w} = 0,01$ г/м³ и $\bar{w} = 5$ г/м³ максимальные относительные погрешности в определении водности равны соответственно 300 и 6%.

Полученные данные характеризуют рассматриваемый метод как удовлетворительный, особенно при решении задач, связанных с определением градаций значений водности.

В табл. 5.4 приведены результаты определения водности облаков на двух диапазонах РЛС, полученные автором и П. П. Суриковым 14 V 1963 г. При измерениях водности антенна станции устанавливалась в выбранном направлении под углами места, обеспечивающими относительные измерения мощности эхо-сигна-

Таблица 5.4

14 V 1963 г., 16 час. 08 мин. — 16 час. 50 мин.

Тип облаков, их высота и водность по самолету	Дальность R_1 км	Мощность эхо-сигналов на дальности R_1		Дальность R_2 км	Мощность эхо-сигналов на дальности R_2		$A = P_1 - P_2$	$B = P'_1 - P'_2$	$A - B$	$W \text{ г/м}^3$	Азимут и угол места антенны	
		I канал P_1 дБ	II канал P_2 дБ		I канал P'_1 дБ	II канал P'_2 дБ	дБ				δ°	α°
Слоисто-кучевые, высоко-слоистые, высоко-кучевые, нижняя граница 1300—1400 м, верхняя граница 4500—5000 м, водность по самолету на высоте 2,9 км равна 0,28 г/м ³ , на 3,5 км—0,19 г/м ³ , на 4,2 км—0,05 г/м ³	8	28	43	12	20	46	8	7	1	0,23	20	354
	2	37	44,5	10	25	39	12	5,5	6,5	0,88	16	294
	6	39	56,5	14	6	17,5	33	29	4	0,52	16	245
	2	43	52	14	17	27	26	25	1	0,04	16	245

лов на дальностях R_1 и R_2 , отстоящих друг от друга не менее чем на 4—6 км.

Для получения более надежных данных на каждой дальности в течение 20—30 сек. проводятся измерения мощности эхо-сигналов на двух используемых диапазонах. Затем выводятся их средние значения на данной дальности для каждого диапазона, по которым в дальнейшем определяется разность $A - B$ в формуле (5.43).

Для сопоставления в табл. 5.4 представлены вертикальные распределения водности по данным самолетного зондирования. Как видно из таблицы, результаты радиолокационных измерений в общем согласуются с данными самолетного зондирования. Имеющееся некоторое несовпадение можно объяснить различными объемами осреднения, флуктуациями Z , погрешностями измерений и т. д.

*б. Метод, основанный на измерении эхо-сигналов
от металлической сферы, поднимаемой на радиозондовой
оболочке*

Несколько другим методом определения водности, основанным также на знании величины ослабления радиоволн, является метод, предложенный в ЦАО [10].

Сущность его состоит в том, что радиолокационные наблюдения на волне РЛС, которая заметно ослабляется облаками, ведутся за металлической сферой, поднимаемой на резиновой оболочке. В процессе наблюдений измеряется мощность эхо-сигналов от сферы на расстоянии R_1 и R_2 .

В общем случае при прохождении сферы через облачные слои эхо-сигнал от нее будет складываться с эхо-сигналами облаков.

Так как для интерпретации и «привязки» получаемых данных о водности нужно обязательно знать вертикальные и горизонтальные размеры облаков, радиолокационная станция должна обладать высоким потенциалом, обеспечивающим обнаружение как сферы, так и указанных атмосферных образований. В связи с этим на экране индикаторов РЛС во время прохождения сферы сквозь слои облаков и зоны осадков эхо-сигнал от нее будет просматриваться на фоне мешающих эхо-сигналов облаков и осадков. Это будет приводить к уменьшению отношения сигнал/шум, дальности обнаружения сферы и, наконец, к возможности ее полной маскировки мешающими сигналами метеорологических целей.

Аналитически учет этих сигналов можно провести следующим образом. Как только сфера входит в зону облаков и осадков на дальности R_1 , в антенну РЛС поступает сумма двух сигналов $\bar{P}_{г,а} + \zeta \bar{P}_{м,а}$, где $\bar{P}_{м,а}$ — эхо-сигнал от метеорологической цели,

ζ — коэффициент неоднородности, зависящий от статистических характеристик сигналов.

Используя уравнение одиночной и объемной метеорологической цели, запишем сумму этих сигналов

$$\bar{P}_{r,a} + \zeta \bar{P}_{m,a} = \left(\frac{c}{R_1^4} + \zeta \frac{c_1 Z_1}{R_1^2} \right) 10^{-0,2 \int_0^{R_1} w^0(R) dR + \Gamma_1}, \quad (5.45)$$

соответственно на дальности R_2

$$\bar{P}_{r,b} + \zeta \bar{P}_{m,b} = \left(\frac{c}{R_2^4} + \zeta \frac{c_1 Z_2}{R_2^2} \right) 10^{-0,2 \left[\int_0^{R_1} w^0(R) dR + \int_{R_1}^{R_2} w(R) dR + \Gamma_2 \right]}. \quad (5.46)$$

В формулах (5.45) и (5.46) Γ_1 и Γ_2 учитывают ослабление в газах атмосферы и в осадках.

Взяв отношение сумм двух сигналов в децибелах, получим выражение, позволяющее определить w :

$$\bar{w} = \frac{\left[\frac{\frac{c}{R_1^4} + \zeta \frac{c_1 Z_1}{R_1^2}}{\frac{c}{R_2^4} + \zeta \frac{c_1 Z_2}{R_2^2}} \right] (\Gamma_1 - \Gamma_2)}{0,2x_1(R_2 - R_1)}. \quad (5.47)$$

Из формулы (5.47) видно, что, кроме разностей мощностей эхо-сигналов и дальностей, для определения $\bar{w}$ необходимо знать отражаемость атмосферных образований Z_1 и Z_2 , ослабление в дождях и газах атмосферы и коэффициент ζ .

При заданной разности эхо-сигналов ΔB измерения возможны тогда, когда в числителе первое слагаемое в квадратных скобках больше второго слагаемого, так как в противном случае будет получаться «отрицательная» водность. Этот случай соответствует маскировке эхо-сигнала от шара большими эхо-сигналами от облаков, когда измерения ΔB вообще невозможны.

Вследствие этого, учитывая сложность организации и дискретность измерений, связанных с необходимостью подъема металлической сферы на радиозондовой оболочке, применение данного метода на практике довольно затруднительно.

Таким образом, каждому из рассмотренных методов определения водности облаков присущи специфические недостатки. Однако наиболее эффективным в смысле универсальности приме-

нения и интерпретации получаемых данных является метод, основанный на использовании двухдиапазонной РЛС с высоким потенциалом. Этот метод при работе на одном диапазоне позволяет определять водность крупных облачных частиц и частиц осадков, а при работе на двух диапазонах — общую водность.

Использование радиолокационных станций для определения водности облаков и их геометрических размеров позволяет проводить диагноз опасности обледенения самолетов [18]. При этом положение слоя таяния, находящегося на высоте нулевой изотермы, и данные аэрологического зондирования атмосферы обеспечивают определение вертикальной протяженности переохлажденной зоны облаков, в которой происходит нарастание льда.

ФЛУКТУАЦИИ ЭХО-СИГНАЛОВ ОТ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ЦЕЛЕЙ

В § 2.7 рассматривалось влияние флуктуаций коэффициента преломления на амплитуду принимаемых сигналов. Эти флуктуации могут приводить к относительно медленным изменениям эхо-сигналов с периодом более 1 сек. Между тем при использовании радиолокационных станций, имеющих возможность импульсной регистрации эхо-сигналов, были установлены их изменения за время порядка 10^{-3} сек.

Для выяснения физических причин весьма короткопериодных флуктуаций необходимо установить пределы стабильности радиолокационной аппаратуры, так как сама она может быть источником колебаний амплитуды принимаемых сигналов. Эти колебания могут быть вызваны изменениями излучаемой мощности, частоты передатчика или гетеродина и усиления приемника.

При исследовании флуктуаций от множественных целей весьма важно выяснить стабильность частоты передатчика. Исследование нормально работающего 10-см магнетрона показало, что различие в частотах двух последовательных импульсов не превышает 200 кГц [9]. Это различие несколько возрастает с увеличением частоты. Стабильность частоты зависит от типа генератора и изменений питающего напряжения. В современных РЛС флуктуации частоты магнетрона компенсируются автоматической подстройкой частоты (АПЧ), которая поддерживает гетеродин приемника настроенным на частоту магнетрона. В тех случаях, когда АПЧ недостаточно точно настроена, создается некоторое «дрожание» сигнала на выходе приемника. Кроме того, изменение частоты может вызывать изменение амплитуды эхо-сигнала от тех целей, эффективная площадь которых является быстро меняющейся функцией частоты. Для пояснения рассмотрим следующий пример. Пусть цель состоит из двух одинаковых

рассеивателей, находящихся на расстоянии $l = \frac{c\tau}{2}$ друг от друга (τ — длительность импульса, c — скорость света). Следовательно, РЛС их не разрешает. Число волн, которое укладывается в удвоенном расстоянии между рассеивателями, равно $n = \tau f$, где f — несущая частота. При изменении n наполовину, характер интерференции может изменяться, так как сигналы будут не вычитаться, а складываться. Отсюда соответствующее изменение частоты $\Delta f = \frac{c}{4l} = \frac{1}{2\tau}$, т. е., чем больше τ , тем выше должна быть стабильность частоты передатчика. Указанная двойная цель является наиболее чувствительной к изменению частоты передатчика. Теоретически доказывается, что по сравнению с двойной целью цель, состоящая из множества хаотически расположенных отражателей, примерно в два раза менее чувствительна к изменению частоты передатчика.

Таким образом, одним из основных требований к аппаратуре является то, чтобы частота магнетрона от импульса к импульсу изменялась на величину, значительно меньшую $\frac{1}{\tau}$, т. е. $\Delta f \ll \frac{1}{\tau}$.

§ 6.1. Флуктуации амплитуд эхо-сигналов атмосферных образований

В общем случае флуктуации сигналов метеорологических целей обусловлены следующими причинами: изменением числа, размеров частиц и их диэлектрической проницаемости в объеме зондирующего импульса, хаотическим перемещением частиц в пространстве, изменением пространственной ориентации частиц.

Изменение числа и размеров частиц в отражающем объеме происходит сравнительно медленно, что обуславливает сравнительно медленные флуктуации, которые выявляются при наблюдениях продолжительностью более 1 сек.

Для анализа влияния этого фактора необходимо продифференцировать основное уравнение радиолокации метеорологических целей по времени, обозначив множитель $\left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 1} \right|^2$ через k_m .

Тогда

$$\frac{d\bar{P}_r}{dt} = c \frac{d}{dt} (N D_{\text{эф}}^6 k_m),$$

где $D_{\text{эф}}$ — эффективный диаметр частиц.

Дифференцирование выражения в скобках по времени приводит к соотношению

$$\frac{d\bar{P}_r}{dt} = c \left(k_m D_{\text{эф}}^6 \frac{dN}{dt} + 6k_m N D_{\text{эф}}^5 \frac{dD_{\text{эф}}}{dt} + N D_{\text{эф}}^6 \frac{dk_m}{dt} \right).$$

Число частиц, их диаметр и агрегатное состояние изменяются во времени и пространстве под действием различных физических процессов, протекающих в облаках и осадках. Влияние этих процессов на величину $\frac{dP_r}{dt}$ за время 1 сек. $\leq t < 20-30$ сек. оценивалось различными авторами [3, 9, 10], которые указывают, что основной вклад вносит изменение диаметра частиц в отражающем объеме, вызванное конденсацией, испарением и коагуляцией частиц.

Благодаря большой пространственно-временной изменчивости этих процессов возникают неоднородности величины радиолокационной отражаемости Z и, как следствие, неоднородности радиозо. Это можно было заметить и при анализе табл. 4.4, которая иллюстрирует очень большую изменчивость величины Z даже для одного и того же типа метеорологической цели.

Выше указывалось, что быстрые флуктуации амплитуд эхосигналов метеорологических целей определяются относительным перемещением частиц и изменением их ориентации. В настоящее время с помощью математического аппарата изучено влияние первого фактора. Влияние же второго трудно описывается математически. Имеются лишь общие выражения, определяющие плотности распределения вероятности, которые были применены к метеоцелям Н. Ф. Павловым.

Сигналы, отраженные от беспорядочно расположенных и хаотически перемещающихся частиц, приходят к РЛС со случайными фазами и амплитудами. Так как отражение сигналов элементарных отражателей происходит некогерентно, то в результате интерференции суммарный сигнал на входе антенны будет флуктуировать по амплитуде.

Таким образом, эхосигналы от метеорологических целей можно рассматривать как случайный стационарный процесс. На основании центральной предельной теоремы теории вероятностей можно утверждать, что он будет нормальным, ибо является суперпозицией большого числа независимых (или почти независимых) слагаемых, обусловленных полями от элементарных отражателей.

В связи с этим закон распределения огибающей амплитуд эхосигналов облаков и осадков в линейной части приемника будет нормальным и выражается известным соотношением

$$w(u) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma} \exp\left(-\frac{u^2}{\sigma^2}\right).$$

Как правило, статистический анализ эхосигналов производится по видеочастоте, т. е. на выходе приемника, имеющего диодный амплитудный детектор.

В связи с тем что этот детектор ведет себя по-разному для сигналов различной интенсивности, то для слабых сигналов

$$v_{\text{вых}} = kv_{\text{вх}}^2, \quad (6.1)$$

а для сильных сигналов

$$v_{\text{вых}} = kv_{\text{вх}},$$

где k — коэффициент передачи детектора.

В результате этого закон распределения огибающей амплитуд эхо-сигналов будет различным для сигналов различной интенсивности.

Для сигналов большой интенсивности применим закон распределения Релея [8]

$$w(u) = \frac{u}{\sigma^2} \exp\left(-\frac{u^2}{2\sigma^2}\right),$$

а для сигналов малой интенсивности закон распределения будет экспоненциальным [8]

$$w(u) = \frac{1}{2\sigma^2} \exp\left(-\frac{u}{2\sigma^2}\right).$$

Если закон распределения огибающей амплитуд свидетельствует об интенсивности флуктуаций, то скорость, или спектральный состав, флуктуаций может быть получена из анализа корреляционных функций.

Прежде чем перейти к общим выражениям, целесообразно рассмотреть простейший пример.

Допустим, с помощью РЛС облучаются две одинаковые частицы, расстояние между которыми меньше пространственной протяженности зондирующего импульса. Проекция скоростей на направление радиолуча РЛС соответственно v_1 и v_2 . Тогда принятый от них эхо-сигнал может быть записан или в виде

$$E(t) = a \cos(2\pi f_0 t - 2kv_1 t) + a \cos(2\pi f_0 t - 2kv_2 t), \quad (6.1a)$$

где a — отражающая способность частицы, $k = \frac{2\pi f_0}{c}$ — волновое число; или

$$E(t) = A(t) \cos[2\pi f_0 t - \psi(t)].$$

После усиления напряжение вида (6.1a) подается на детектор (квадратичный), который осуществляет возведение (6.1a) в квадрат и осредняет за время, превышающее период высокой частоты, т. е.

$$\overline{E^2(t)} = \overline{\{A(t) \cos[2\pi f_0 t - \psi(t)]\}^2} = 2a^2 [1 + \cos 2\pi F t],$$

где $F = \frac{2(v_2 - v_1)}{c} f_0$.

Отсюда видно, что огибающая эхо-сигнала изменяется с частотой, определяемой относительным движением частиц.

При наличии совокупности частиц, движущихся с различными скоростями, необходимо проводить анализ спектра частот флуктуаций эхо-сигналов или соответствующих этому спектру корреляционных функций.

При решении этой задачи целесообразно пользоваться методом Г. С. Горелика [1, 2], основное достоинство которого заключается в том, что в случае нахождения зависимости между статистическими характеристиками эхо-сигнала и движением рассеивателей не накладывается требование о независимости их движения. Вследствие этого выведенные им соотношения практически справедливы для любого распределения скоростей частиц.

Следует отметить весьма высокую чувствительность флуктуаций к относительному перемещению частиц. Действительно, для того чтобы сигнал существенно изменился, фазовые соотношения в нем должны изменяться на π . Следовательно, $\frac{2\pi f_0}{c} d(\Delta R) = \pi$;

$\Delta R = (v_2 - v_1)t = \frac{\lambda}{2}$. Если РЛС работает в трехсантиметровом диапазоне, то перемещение каждой частицы всего на 0,8 см будет приводить к изменению величины эхо-сигнала от максимального до минимального.

Выражение нормированной корреляционной функции для стационарного случайного процесса, соответствующего эхо-сигналам метеорологических целей, следуя работе [8, 12], можно записать в таком виде:

$$\rho(\tau) = \rho_p(\tau)r(\tau), \quad (6.2)$$

где $\rho_p(\tau)$ — периодическая функция τ с периодом повторения, равным периоду повторения излучаемых сигналов T_p , обязанная импульсному излучению; $r(\tau)$ — медленно меняющаяся функция, удовлетворяющая условию $r(0) = 1$, которая описывает корреляцию амплитуд последовательности эхо-сигналов за счет относительного движения рассеивателей.

Множитель $\rho_p(\tau)$ представляет собой корреляционную функцию эхо-сигналов, отраженных от совокупности неподвижных элементарных отражателей.

В реальных метеорологических целях элементарные отражатели непрерывно перемещаются. Если считать, что они движутся лишь хаотически и не обладают какой-либо средней скоростью, то через промежуток времени, равный периоду повторения излучаемых импульсов T_p , будет иметь место другое, случайно изменившееся расположение частиц, благодаря чему функция корреляции $\rho(\tau)$ будет уменьшаться при $\tau \rightarrow \infty$. Это обстоятельство и учитывает множитель $r(\tau)$ в формуле (6.2).

Спектр флуктуаций, соответствующий корреляционной

функции, может быть записан в тригонометрической форме следующим образом:

$$G(\omega) = \frac{2}{\pi} \int_0^{\infty} \rho(\tau) \cos \omega \tau d\tau. \quad (6.3)$$

Предположим, что атмосферное образование состоит из отражателей, скорости которых являются случайными величинами, имеющими одинаковые статистические свойства. Кроме того, будем считать, что скорости отдельных отражателей имеют четные плотности распределения вероятности, в связи с чем их средние значения равны нулю.

Рассмотрим теперь корреляционную функцию мощности сигналов, отраженных от указанных атмосферных образований.

Поле в точке приема может быть записано

$$E = \sum_{n=1}^N \cos [\omega_0 t - \alpha_n(t)], \quad (6.4)$$

где N — число отражателей в стробированном объеме, $\alpha_n(t)$ — фаза колебания сигнала от n -го отражателя.

Амплитуда колебания сигнала от одного отражателя считается равной единице.

В реальных условиях для анализа статистических свойств отражений обычно используются сигналы с выхода приемника РЛС.

Полагая детектор квадратичным, напряжение на его выходе можно выразить соотношением (6.1).

На основании (6.4) получим

$$\begin{aligned} E^2 &= \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N \cos(\omega_0 t - \alpha_i) \cos(\omega_0 t - \alpha_j) = \\ &= \frac{1}{2} \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N \cos(\alpha_i - \alpha_j) + \frac{1}{2} \sum_{i=1}^N \sum_{j=2}^N \cos[2\omega_0 t - (\alpha_i + \alpha_j)]. \end{aligned} \quad (6.5)$$

Если определить постоянную составляющую на выходе квадратичного детектора, равную среднему значению от E^2 за период, то она будет равна

$$I = \frac{1}{2} \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N \cos(\alpha_i - \alpha_j), \quad (6.6)$$

а среднее (статистическое) значение интенсивности

$$\bar{I} = \frac{1}{2} \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N \overline{\cos(\alpha_i - \alpha_j)}. \quad (6.7)$$

В соотношении (6.7) все члены с индексами $i \neq j$ равны нулю. Члены же с $i = j$ равны единице. В связи с этим (6.7) будет

$$\bar{I} = \frac{N}{2}. \quad (6.8)$$

Пусть (6.6) будет представлено в следующем виде:

$$I = \bar{I} + \frac{E'}{2} = \frac{1}{2}(N + E'), \quad (6.9)$$

где $E' = \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N \cos(\alpha_i - \alpha_j)$ — удвоенная переменная составляющая интенсивности на выходе детектора. Штрих означает пропуск членов с $i = j$.

В свою очередь выражение для корреляционной функции будет

$$\rho(\tau) = \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N \sum_{k=1}^N \sum_{l=1}^N \cos(\alpha_i - \alpha_j) \cos(\alpha_k - \alpha_l). \quad (6.10)$$

Проводя анализ соотношения (6.10) и выяснив, какие комбинации индексов дадут члены, отличные от нуля, можно получить соотношение (6.11).

$$\rho(\tau) = \frac{1}{2} \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N (\cos \Delta_{\tau} \varphi_{ij} + \cos \Delta_{\tau} \varphi_{ji}), \quad (6.11)$$

где $\Delta \varphi_{ij} = \Delta_r(\alpha_i - \alpha_j)$ — изменение разности фаз колебаний, приходящих от i -того и j -того отражателей.

Если считать, что все пары отражателей статистически равноправны, то можно опустить индексы сумм, тогда соотношение (6.11) примет вид

$$\rho(\tau) = N(N-1) \overline{\cos \Delta_{\tau} \varphi}. \quad (6.12)$$

Поскольку в отражающем объеме $N \gg 1$, то окончательно получим

$$\rho(\tau) = N^2 \overline{\cos \Delta_{\tau} \varphi}. \quad (6.13)$$

При условии независимого движения отражателей

$$\overline{\cos \Delta_{\tau} \varphi_{ij}} = \overline{\cos(\Delta_{\tau} \alpha_i - \Delta_{\tau} \alpha_j)} = \overline{\cos \Delta_{\tau} \alpha_i} \overline{\cos \Delta_{\tau} \alpha_j}. \quad (6.14)$$

Опуская индексы, в силу равноправия пар рассеивателей найдем, что

$$\rho(\tau) = N^2 \overline{(\cos \Delta_{\tau} \alpha)^2}. \quad (6.15)$$

Этот результат можно было предвидеть заранее, поскольку при $N \gg 1$ и независимости движения отражателей суммарное

поле на входе антенны представляет собой нормальный случайный процесс.

Если все отражатели движутся с одинаковой скоростью, то

$$\Delta_{\tau} \varphi_{ij} = 0 \quad (6.16)$$

и

$$\rho(\tau) = N^2, \quad (6.17)$$

т. е. корреляционная функция вырождается в постоянную. Этот результат можно было также предвидеть заранее, так как интенсивность приходящей в точку приема волны постоянна, изменяется лишь ее фаза.

В реальных облаках и осадках наблюдаются частицы различных размеров, что обуславливает их различную радиолокационную отражаемость в анализируемом объеме. Это обстоятельство является дополнительным источником флуктуаций эхосигналов.

Мгновенное значение поля, принятого от совокупности частиц с различной радиолокационной отражаемостью, может быть выражено следующим соотношением:

$$E(t) = \sum_{i=1}^N a_i \cos[\omega t - 2ku_i(t)], \quad (6.18)$$

где a_i — амплитуда поля от i -того отражателя.

В соответствии с (6.7) значение постоянной составляющей сигнала на выходе квадратичного детектора будет

$$\overline{[E(t)]^2} = \frac{1}{2} \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N a_i a_j \overline{\cos(\alpha_i - \alpha_j)}. \quad (6.19)$$

С точностью до постоянного множителя по аналогии с (6.9) переменная составляющая на выходе детектора будет

$$E'(t) = \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N{}' \cos(\alpha_i - \alpha_j). \quad (6.20)$$

Знак штрих, как и ранее, означает суммирование при $i \neq j$.

По аналогии с (6.15) функция корреляции, соответствующая (6.20), будет иметь вид

$$\rho(\tau) = \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N{}' \overline{a_i^2 a_j^2 \cos \Delta_{\tau} \varphi_{ij}}. \quad (6.21)$$

Здесь

$$\Delta_{\tau} \varphi_{ij} = 2k \{ [u_i(t + \tau) - u_i(t)] - [u_j(t + \tau) - u_j(t)] \}.$$

Считая пары отражателей статистически равноправными и опуская знак суммы, получим

$$\rho(\tau) = N(N-1) \overline{a_i a_j \cos \Delta_\tau \varphi_{ij}}. \quad (6.22)$$

Поскольку в стробируемом объеме $N \gg 1$, то в итоге

$$\rho(\tau) = N^2 \overline{a_i a_j \cos \Delta_\tau \varphi_{ij}}. \quad (6.23)$$

Анализ соотношения (6.23) показывает, что корреляционная функция флуктуаций эхо-сигналов на выходе приемника совпадает по форме с огибающей корреляционной функции эхо-сигналов по высокой частоте.

В работе [11] показано, что для случая турбулентной диффузии корреляционная функция $\rho(\tau)$ спадает до 0 за такие промежутки времени τ , при которых скорости частиц можно считать постоянными. Следовательно,

$$u_i(t + \tau) - u_i(t) = v_i(t) \tau,$$

где v_i — проекция скорости i -того рассеивателя на направление радиолуча.

Тогда при переходе от изменения фаз к изменению скоростей соотношение (6.23) будет

$$\rho(\tau) = N^2 \overline{a_i^2 a_j^2 \cos 2k(v_i - v_j)\tau}. \quad (6.24)$$

В реальных условиях частицы облаков и осадков участвуют в двух движениях: с одной стороны, под действием силы тяжести, а с другой — под влиянием воздушного потока. В связи с этим соотношение (6.24), следуя А. Г. Горелику и др. [3, 5], можно переписать так:

$$\rho(\tau) = N^2 \overline{a_i^2 a_j^2 \cos(v_{in} - v_{jn} + v_{it} - v_{jt})},$$

где v_{in} — проекция скорости падения i -той частицы, v_{it} — проекция скорости, обусловленная воздушным потоком.

Поскольку гравитационные и турбулентные (ветровые) скорости независимы

$$w(v_{in}, v_{jn}, v_{it} - v_{jt}) = w(v_{in}) w(v_{jn}) W(v_{it} - v_{jt}).$$

В случае только гравитационного падения скорость частицы, ее размер, радиолокационная отражаемость и величина эхо-сигнала однозначно связаны. Поэтому $a_i^2 = c' [\varphi(v_{in})]^6$, где $\varphi(v_{in})$ характеризует закон падения i -той частицы.

Тогда функция корреляции будет

$$\begin{aligned} \rho(\tau) = N^2 c'^2 \int_0^\infty \int_0^\infty [\varphi(v_{in})]^6 [\varphi(v_{jn})]^6 \cos 2k(v_{in} - v_{jn} + \Delta v_{ijt}) \times \\ \times w(v_{in}) w(v_{jn}) W(\Delta v_{ijt}) dv_{in} dv_{jn} d\Delta v_{ijt}. \end{aligned}$$

Если ввести $p(v_{in}) = \frac{|\varphi(v_{in})|^6}{[\varphi(v_{in})]^6} w(v_{in})$ и $\bar{A} = Nc[\overline{\varphi(v)}]^6$, то получим с учетом соотношения (6.3) следующее выражение:

$$G(F) = \frac{\bar{A}^2}{\pi} \int_0^\infty \int_0^\infty p(v_{in}) p(v_{jn}) W\left(v_{i\tau} - v_{j\tau} + \frac{\lambda}{2} F\right) dv_{in} dv_{jn}. \quad (6.25)$$

Далее

$$\begin{aligned} G(F) &= \frac{\bar{A}^2}{\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} W(\Delta v) \left[\int_0^\infty p(v_{in}) p\left(\frac{\lambda}{2} F - \Delta v + v_{jn}\right) dv_{jn} + \right. \\ &\quad \left. + \int_0^\infty p(v_{in}) p\left(\frac{\lambda}{2} F + \Delta v + v_{jn}\right) dv_{jn} \right] d\Delta v = \\ &= \frac{\bar{A}^2}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} W(\Delta v) \left[P\left(\frac{\lambda}{2} F - \Delta v\right) + P\left(\frac{\lambda}{2} F + \Delta v\right) \right] d\Delta v. \quad (6.26) \end{aligned}$$

Здесь $W(\Delta v)$ — распределение проекции относительных скоростей, обусловленных воздушным потоком, а $p(\Delta v)$ — распределение проекций относительных скоростей за счет гравитационного падения.

Анализ соотношения (6.26) показывает, что в отсутствие воздушных потоков

$$W(\Delta v) = \delta(\Delta v)$$

и

$$\begin{aligned} G(F) &= \frac{\bar{A}^2}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \delta(\Delta v) \left[p\left(\frac{\lambda}{2} F - \Delta v\right) + p\left(\frac{\lambda}{2} F + \Delta v\right) \right] d\Delta v = \\ &= \frac{\bar{A}^2}{\pi} P\left(\frac{\lambda}{2} F\right). \quad (6.27) \end{aligned}$$

Если же частицы полностью увлекаются воздушным потоком, то $p(v) = \delta(v)$, $p(\Delta v) = \delta(\Delta v)$ и

$$\begin{aligned} G(F) &= \frac{\bar{A}^2}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} W(\Delta v) \left[\delta\left(\frac{\lambda}{2} F - \Delta v\right) + \delta\left(\frac{\lambda}{2} F + \Delta v\right) \right] d\Delta v = \\ &= \frac{\bar{A}^2}{2\pi} \left[W\left(\frac{\lambda}{2} F\right) + W\left(-\frac{\lambda}{2} F\right) \right]. \quad (6.28) \end{aligned}$$

При четной функции распределения $W(\Delta v)$

$$G(F) = \frac{\bar{A}^2}{\pi} W\left(\frac{\lambda}{2} F\right). \quad (6.29)$$

Таким образом, как для гравитационного падения, так и в случае полного увлечения частиц воздушным потоком спектр интенсивности флуктуаций на выходе квадратичного детектора совпадает по форме с распределением проекций относительных скоростей частиц на направление радиолуча.

При измерениях обычно используется линейный детектор. Поэтому, строго говоря, спектр огибающей на его выходе не будет соответствовать спектру разности скоростей отражающих частиц за счет присутствия гармоник с более высокими степенями F . Однако в работе [8] показано, что в случаях когда энергетический спектр стационарного случайного процесса сосредоточен в узкой полосе частот относительно несущей частоты f_0 , то линейное детектирование вызывает небольшое искажение в низкочастотном спектре, не превышающее 6%.

Соотношения (6.26), (6.27) и (6.29) позволяют определить проекции относительных скоростей частиц облаков и осадков на направление радиолуча по спектру флуктуаций огибающей F . На практике в целом ряде случаев более важно знать не относительные скорости, а абсолютные. Методика определения проекций абсолютных скоростей была разработана М. Лермиттом и развита А. Г. Гореликом [3, 16].

Ее сущность состоит в том, что рассматривается эхо-сигнал от движущихся частиц и от неподвижного местного предмета. Тогда мгновенное значение поля будет

$$E(t) = \sum_{i=1}^N a_i \cos(2\pi f_0 t - \alpha_i) + a_0 \cos(2\pi f_0 t - \alpha_0).$$

Выберем начало отсчета времени так, чтобы $\alpha_0 = 0$. Полагая равновероятное распределение фаз, можно получить следующее соотношение для переменной составляющей интенсивности рассеянного поля:

$$E'(t) = \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^{N'} a_i a_j \cos(\alpha_i - \alpha_j) + 2a_0 \sum_{i=1}^N a_i \cos \alpha_i.$$

Тогда корреляционная функция интенсивности смешанного сигнала будет

$$\rho(\tau) = \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^{N'} \overline{a_i^2 a_j^2 \cos \Delta_{\tau} \varphi_{ij}} + 2a_0^2 \sum_{i=1}^N \overline{a_i^2 \cos(\alpha_i - \alpha_j')}.$$

Если предположить, что элементарные отражатели статистически равноправны, то, переходя от разности фаз к скорости, получим

$$\rho(\tau) = N^2 \overline{a_i^2 a_j^2 \cos 2k(v_i - v_j)\tau} + 2a_0^2 N \overline{a_i^2 \cos 2kv_i \tau}.$$

В том случае, когда частицы полностью увлекаются воздушным потоком, по аналогии с (6.28) можно получить выражение для спектра флуктуаций

$$G(F) = \frac{1}{\pi} \left[\overline{A^2} W\left(\frac{\lambda}{2} F\right) + 2A_0 \overline{A} W\left(\frac{\lambda}{2} F\right) \right]. \quad (6.30)$$

где A_0 — мощность эхо-сигнала от местного предмета, $\overline{A} = \overline{Na_i^2}$ — средняя мощность сигнала от рассеивающих частиц, $W(\Delta v)$ — распределение проекций относительных скоростей, а $W(v)$ — распределение проекций абсолютных скоростей.

Аналогичное соотношение можно написать и в общем случае, когда учитывается и гравитационное падение частиц.

Таким образом, спектр флуктуаций выбранного сложного сигнала по форме повторяет сумму распределений проекций относительных и абсолютных скоростей частиц на направление радиолуча.

Указанная методика, хотя и позволяет определять абсолютные проекции скорости v_i , но требует преодоления ряда трудностей при практическом ее применении. Эти трудности можно уменьшить, если использовать две антенны РЛС, одна из которых во время измерений направлена на неподвижный местный предмет, а вторая — на исследуемое движущееся атмосферное образование, находящееся на том же удалении.

Поскольку местные предметы обычно обнаруживаются на расстояниях, не превышающих 20—30 км, исключается исследование метеорологических целей, расположенных на больших расстояниях. Кроме того, для получения подробной информации в пределах 20—30 км необходима установка большого числа местных предметов. Причем для обеспечения нужного соотношения между сигналом от метеорологических целей, обладающих очень широким диапазоном отражаемости, и сигналом от местного предмета необходимо иметь на одном и том же удалении несколько местных предметов с различными величинами отражающих площадей.

§ 6.2. Аппаратура для импульсной регистрации эхо-сигналов

Статистические характеристики эхо-сигналов могут быть получены как с помощью специальных измерительных приборов, так и с помощью аппаратуры для импульсной записи эхо-сигналов.

К числу специальных измерительных приборов относятся приборы, предназначенные для автоматического получения первого закона распределения (анализаторы амплитуд) и корреляционной функции или спектра флуктуаций (корреляторы и анализаторы спектра).

В настоящее время известно несколько способов создания таких приборов; наиболее удобными с точки зрения оперативности являются приборы с индикацией с помощью электронно-лучевых трубок, позволяющих получать непосредственно на экране электронно-лучевой трубки графическое изображение статистических характеристик эхо-сигналов. Такие приборы еще не нашли широкого применения в практике статистического анализа эхо-сигналов.

Представляет интерес рассмотреть способ получения статистических характеристик с помощью аппаратуры поимпульсной

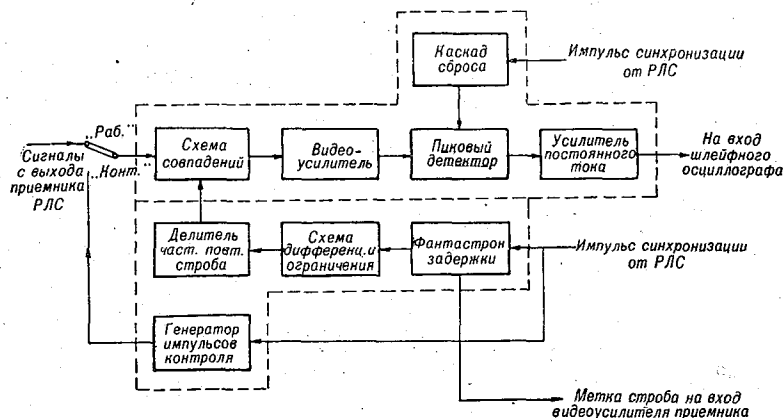


Рис. 6.1. Блок-схема аппаратуры для поимпульсной регистрации эхо-сигналов.

записи с последующей обработкой полученных материалов. Несмотря на то что такой способ является малооперативным, он широко применяется в практике научных исследований [3, 7, 10].

Блок-схема аппаратуры для поимпульсной записи эхо-сигналов метеоцелей представлена на рис. 6.1. Аппаратура подключается не к выходу приемника радиолокационной станции, а к выходу детектора, с тем чтобы избежать возможного ограничения сигналов в видеоусилителе приемника.

Устройства состоят из двух каналов: формирования стробирующих импульсов и регистрации эхо-сигналов. Первый канал служит для формирования стробирующих импульсов с длительностями $\tau_{ст} = 0,5; 1; 1,5$ и 2 мсек. и их перемещения по дальности. Второй канал служит для преобразования простробируемых вырезок сигналов в форму, удобную для регистрации анализатором спектра или шлейфным осциллографом.

Канал формирования стробирующих импульсов состоит из фантастрона задержки, дифференцирующего каскада, делителя частоты повторения стробирующих импульсов и генератора

контрольных импульсов. Канал регистрации состоит из схемы совпадения, видеоусилителя, пикового детектора с каскадом сброса и усилителя постоянного тока.

Устройство работает следующим образом (рис. 6.2). Одновременно с излучением зондирующего импульса РЛС синхронизирующий импульс запускает фантастрон задержки (эюра *a*).

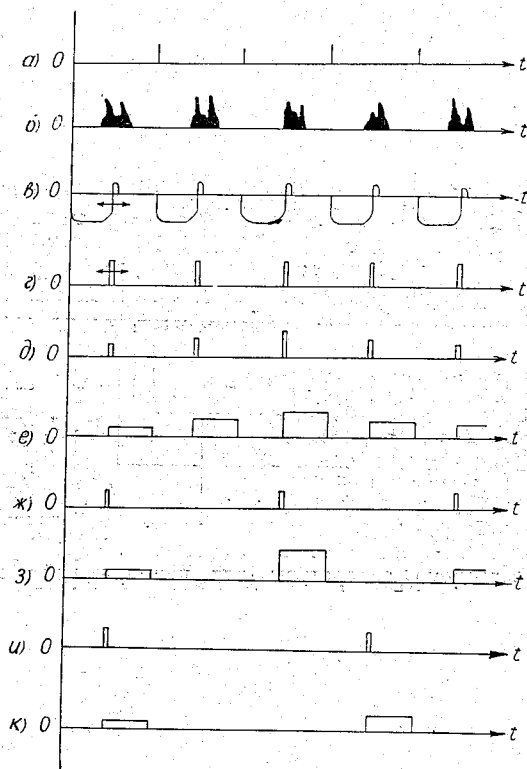


Рис. 6.2. Эюры напряжений, поясняющие работу аппаратуры для поимпульсной регистрации эхо-сигналов.

С выхода фантастрона снимаются импульсы, длительность которых может плавно регулироваться в интервале от 5 до 300 мксек. (эюра *в*), и подаются на вход дифференцирующего каскада с ограничителем.

Импульсы, соответствующие заднему фронту импульсов фантастрона, запускают блокинг-генератор делителя частоты. Делитель частоты повторения стробирующих импульсов необходим для того, чтобы обеспечить нужное соотношение между частотой повторения F_{Π} записываемых сигналов и собственной частотой

вибраторов шлейфа осциллографа. При этом максимальный предельно допустимый коэффициент деления выбирается, исходя из того, чтобы длительность периода повторения $\frac{1}{F_n}$ на выходе делителя была бы всегда меньше времени корреляции флуктуаций регистрируемых эхо-сигналов. Минимально допустимое значение коэффициента деления выбирается из условия, чтобы собственная частота вибратора шлейфа в 5—7 раз превышала F_n .

Стробящие импульсы с выхода делителя (эпюры g , $ж$, $и$) подаются на схему совпадений и используются для стробирования принимаемых эхо-сигналов. На второй вход схемы совпадений подаются сигналы с выхода детектора приемника РЛС.

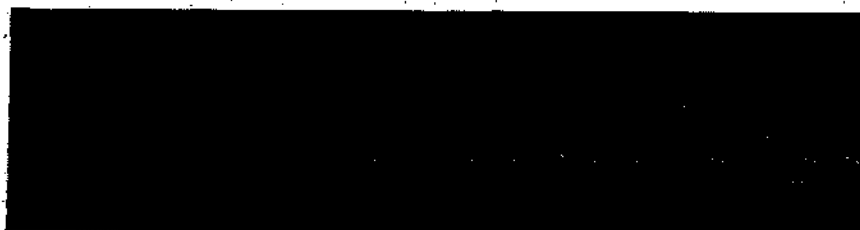


Рис. 6.3. Примеры поимпульсной регистрации эхо-сигналов от различных атмосферных образований.

Вверху — от слоистой облачности, внизу — от диэлектрической неоднородности в чистом небе.

Простробируемые вырезки эхо-сигналов, соответствующие определенной дальности, подаются через видеоусилитель на вход пикового детектора.

Сбрасывающим импульсом для этого детектора служат импульсы синхронизации РЛС, поступающие на пиковый детектор через каскад сброса. С выхода пикового детектора (эпюры $е$, $з$, $к$) сигналы поступают на усилитель постоянного тока, к выходу которого подключается шлейфный осциллограф. Параллельно ему может подключаться и анализатор спектра.

С целью проверки работоспособности и наладки прибора предусматривается режим контроля. При этом режиме на вход схемы совпадений с помощью переключателя вместо сигналов с выхода приемника подаются сигналы от специального контрольного генератора, который запускается синхронизирующими импульсами.

На рис. 6.3 показаны примеры поимпульсной регистрации

эхо-сигналов от различных метеорологических целей на длине волны $\lambda = 3$ см.

Для оценки точности регистрации амплитуд эхо-сигналов и полученных ниже экспериментальных данных проведем анализ возможных источников погрешностей. В основном они связаны с нестабильностью передающего и приемного трактов, нестабильностью в блоке поимпульсной регистрации, погрешностями, вносимыми регистрирующим прибором, и погрешностями обработки.

Возможную величину погрешности в определении мгновенного значения мощности или амплитуды эхо-сигнала можно оценить, пользуясь соотношением (3.25). При этом следует ввести в него функцию $f(t)$, которая учитывает флуктуации сигнала за счет относительного движения рассеивателей.

Разделив правую и левую части указанного соотношения на величину мгновенной мощности шума $P_{\text{ш}}$, проведя логарифмическое дифференцирование и переходя к конечным приращениям, получим:

$$\frac{\Delta P_r}{P_{\text{ш}}} = \frac{\Delta P_t}{P_t} + \frac{\Delta h}{h} + 2 \frac{\Delta A_p}{A_p} + 4 \frac{\Delta \lambda}{\lambda} + \frac{\Delta P_{\text{ш}}}{P_{\text{ш}}} + \frac{\Delta Z}{Z} + \frac{2\Delta R}{R} + \frac{\Delta f(t)}{f(t)} + \frac{\Delta k}{k}.$$

Примем относительные значения нестабильности параметров, входящих в формулу, за время, соответствующее $\frac{1}{F_n}$, равными значениям, указанным в табл. 3.11 для станций типа AN/CPS-9.

Таблица 6.1

Параметр	Величина нестабильности	
	абсолютной	относительной
P_t	7,5 кВт	$\pm 0,03$
$P_{\text{ш}}$	$3,2 \cdot 10^{-15}$ Вт	$\pm 0,05$
$h = c\tau$	± 3 м	$\pm 0,04$
λ	$\pm 0,01$ см	$\pm 0,0003$
$\frac{1}{F_n} = T_n$	$\pm 0,03$ мксек.	$\pm 0,0003$

В табл. 6.1 представлена также величина нестабильности $\frac{1}{F_n}$, которая характеризует перемещение отражающего объема от импульса к импульсу в облаке в радиальном направлении.

Указанное перемещение отражающего объема, составляющее около 50 м, вызывает облучение новых частиц с другими рассеи-

вающими свойствами. В результате изменяется величина Z . Дисперсию этой величины можно получить из табл. 4.3, а пространственные корреляционные функции представлены в следующем параграфе.

Используя указанное, можно считать, что величина $\frac{\Delta Z}{Z} \approx 0,05$ при перемещении отражающего объема на 50 м.

Погрешности зависят также от искажений, вносимых анализатором спектра или шлейфным осциллографом, а также блоком для импульсной регистрации эхо-сигналов. Этими погрешностями можно пренебречь. В то же время анализаторы спектра и магнитоэлектрические осциллографы (МПО-2), используемые при записи сигналов, вносят некоторые искажения. Анализ, проведенный А. Г. Гореликом, А. А. Черниковым, П. А. Рублевым и Н. Ф. Павловым [3, 10], показал, что искажения имеют величину порядка 5%. Такая же погрешность имеет место и при обработке результатов регистрации.

Таким образом, общая максимальная относительная погрешность определения величины мгновенной амплитуды эхо-сигнала составляет около 20%.

§ 6.3. Результаты экспериментального изучения флуктуаций эхо-сигналов метеорологических целей

Статистические свойства радиолокационного сигнала обычно определяются по характеру огибающей амплитуд видеосигнала. Первые экспериментальные данные о флуктуациях мгновенных значений амплитуд эхо-сигналов были получены Лангиллом и Ганном в 1948 г. на 10-см радиолокаторе.

Дальнейшие эксперименты проводились Р. Лермиттом, В. В. Костаревым, А. Г. Гореликом, А. А. Черниковым, П. А. Рублевым, Н. Ф. Павловым, С. М. Гальпериным, В. Д. Степаненко и др. [3, 4, 6, 9, 13—15].

В ЦАО А. Г. Горелик, В. В. Костарев и др. [3, 6] разработали методику и провели эксперименты с целью использования спектра флуктуаций для определения относительных и абсолютных скоростей частиц облаков и осадков и их распределения по размерам.

П. А. Рублев впервые начал изучать медленные флуктуации эхо-сигналов за счет временной изменчивости отражаемости метеоцелей Z . Кроме того, им также изучались флуктуации мгновенных амплитуд эхо-сигналов. При этом использовались данные 25 регистраций средних значений эхо-сигналов и 10 регистраций мгновенных значений амплитуд эхо-сигналов. Естественным продолжением явилось дальнейшее экспериментальное изучение флуктуаций отраженных сигналов, предпринятое автором с целью накопления достаточного числа измерений, необходимого

для получения статистических характеристик флуктуаций эхосигналов от различных метеорологических целей, частотной зависимости флуктуаций, оценки влияния дальности и поля ветра.

Подобного рода эксперименты были проведены в 1962—1963 гг. Причем в 1963 г. радиолокационные измерения сопровождалось специально организованным синхронным радиозондированием атмосферы.

Если статистические свойства мгновенных значений эхосигналов определяются по характеру огибающей последовательности амплитуд видеосигналов, то свойства средних значений амплитуд определяются либо по результатам фотографирования экрана индикатора типа А, либо по измерениям мощности эхосигналов с помощью методов, рассмотренных в § 5.2.

Процесс записи мгновенных значений амплитуд длился около 1—1,5 сек., а средних до нескольких минут.

Выше отмечалось, что флуктуации средних значений эхосигналов от облаков и осадков обусловлены временной и пространственной изменчивостью радиолокационной отражаемости Z . Эта изменчивость довольно велика даже для одного и того же типа метеорологической цели. В результате даже такие, казалось бы, однородные по горизонтали облака, как высоко-слоистые и слоисто-дождевые, и зоны обложных осадков обуславливают, как правило, очаговую структуру радиоэхо на ИКО и ИДВ.

В процессе исследований были использованы и обработаны 63 реализации для средних значений эхосигналов. В итоге получены пространственные и временные корреляционные функции и составлена табл. 6.2.

Таблица 6.2

Средний пространственный радиус корреляции различных метеорологических целей

	Слоисто- дождевые облака (Ns)	Кучево- дождевые облака (Cb)	Слоистые, слоисто- кучевые облака (St, Sc)	Высоко- слоистые, высоко- кучевые облака (As, Ac)	Перистые облака (Ci)
$\overline{\rho(R)} = 0$ км	3,3	1,7	0,9	2	2,5
Число реализаций	22	11	18	8	1

На рис. 6.4 в качестве примера представлены графики $\rho(R)$ для слоистой (1), слоисто-дождевой (2) и кучево-дождевой облачности (3).

На рис. 6.5 показана временная корреляционная функция $\rho(\tau)$ (1), полученная для слоисто-кучевой облачности, и соответствующий ей спектр флуктуаций (2).

Из графиков видно, что нормированные корреляционные функции при $\tau > \tau_{0,1}$ колеблются около оси дальности или оси времени, оставаясь, как правило, меньше $0,2 \rho(0)$. Принимая за пространственный радиус корреляции первый переход кривой через ось дальности, можно сделать вывод, что он изменяется от 3,3 до 0,9 км в зависимости от типа облачности. Можно полагать, что эти величины, по-видимому, определяют порядок геометрических размеров неоднородностей отражаемости Z .

Следует отметить, что процесс не всегда можно считать случайным и стационарным, особенно для реализаций, полученных при больших углах места.

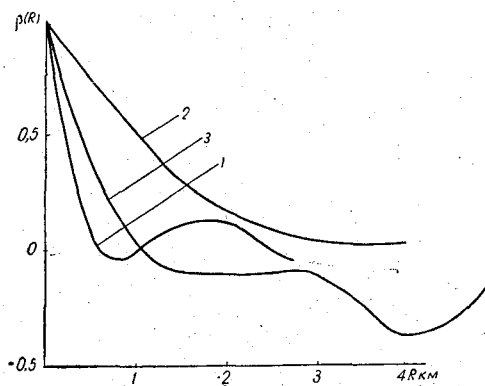


Рис. 6.4. Пространственные корреляционные функции $\rho(R)$ для различных облаков.

1 — слоистые облака, 2 — слоисто-дождевые и 3 — кучево-дождевые облака.

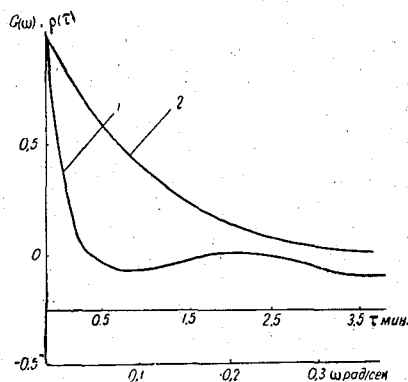


Рис. 6.5. Временная корреляционная функция $\rho(\tau)$ (1) и соответствующий ей спектр флуктуаций $G(\omega)$ (2) средних значений эхосигналов для слоисто-кучевой облачности.

Анализ материала радиолокационных измерений показал, что в вертикальном распределении Z могут иметь место некоторые закономерности. В частности, $Z(H)$ для слоисто-дождевых облаков может быть одно, а для кучево-дождевых — другое. Это наглядно иллюстрируется рис. 6.6, где представлены осредненные $Z(H)$. Отчетливо видно, что $\frac{dZ}{dH}$ для слоисто-дождевой облачности (кривая 3) больше, чем для кучево-дождевой (кривая 2), а для кучево-дождевой больше, чем для грозовой облачности (кривая 1).

Временная изменчивость величины Z обуславливает время корреляции средних значений эхосигналов $\rho(\tau)=0$ порядка 1—1,5 минут.

Материалом для изучения флуктуаций мгновенных значений амплитуд эхосигналов служат результаты поимпульсной регистрации, полученные в различные сезоны 1962—1963 гг.

Наличие шумов приемника в принятом эхо-сигнале может уменьшать время корреляции. Однако это обстоятельство можно приближенно учитывать с помощью следующего соотношения:

$$\rho(P_t, \tau) = \rho(P_{c+ш}) \left(1 + \frac{P_{ш}}{P_c}\right), \quad (6.31)$$

где $\frac{P_{ш}}{P_c}$ — отношение средней мощности шумов к средней мощности сигнала.

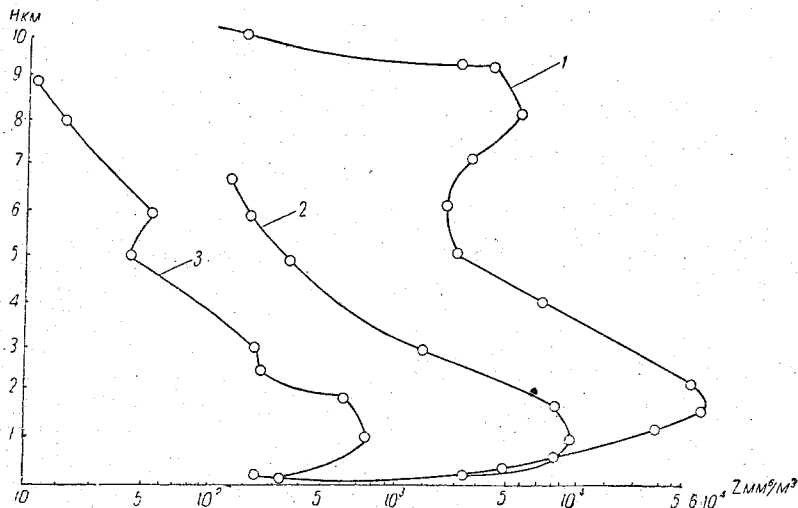


Рис. 6.6. Изменение отражаемости Z с высотой для различных облаков.

На рис. 6.7 представлены статистические характеристики мгновенных эхо-сигналов для различных объектов. Из графиков на этих рисунках видно, что для большинства объектов при $\tau > \tau_{0,1}$ нормированная корреляционная функция, так же как и ранее, колеблется около оси времени, оставаясь, как правило, меньше $0,2\rho(0)$. Эти колебания объясняются нестабильностью работы используемой аппаратуры, конечной величиной выбранного интервала обработки регистрации и, возможно, неравномерным распределением частиц облаков и осадков в стробированном объеме.

В то же время для местных предметов («местников»), находящихся в осадках, при соизмеримых средних эхо-сигналах от указанных объектов не наблюдается монотонное убывание функции $\rho(\tau)$ в интервале времени $0 \leq \tau \leq \tau_{0,1}$.

Общее представление о корреляционных функциях $\rho(\tau)$ и спектрах флуктуаций $G(F)$, где $F = \frac{\omega}{2\pi}$ гц на уровне 0,5 и 0,1, и для различных объектов можно получить из табл. 6.3, составленных после обработки 433 реализаций. В таблицах указаны средние значения $\rho(\tau)$ и $G(F)$ для данного объекта.

Таблица 6.3

Статистические характеристики эхо-сигналов на волне $\lambda=3$ см

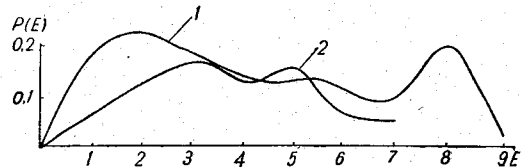
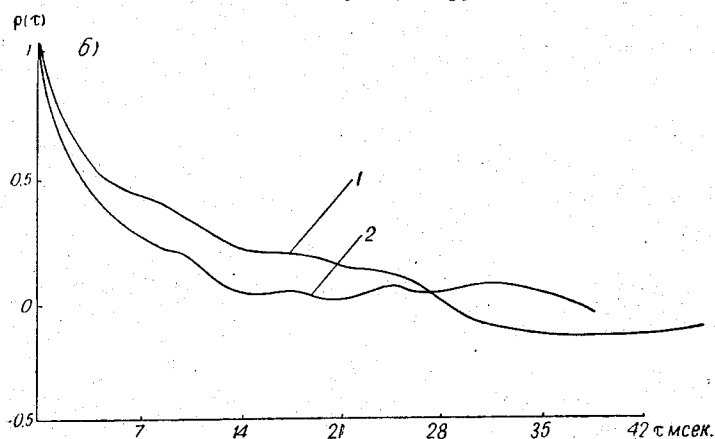
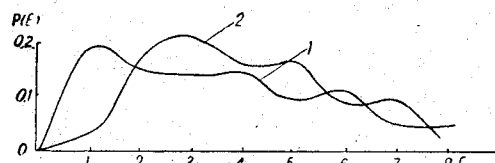
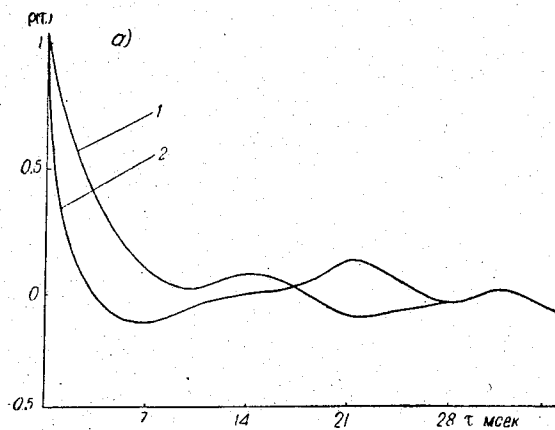
Статистическая характеристика	Уровень ответа	„Местник“				Ns, Sc	Дождь	Морось
		без осадков	в мороси	в дожде	в мокром снеге			
$\rho(\tau)$ мсек.	0,5	30	17	10	8	6,5	3,5	4,4
	0,1	70	40	25	17	15,7	8,5	11
$G(F)$ гц	0,5	3	8	16	19	23	37	29
	0,1	14	24	43	54	62	105	84

Статистическая характеристика	Уровень ответа	Сухой снег	Мокрый снег	Сб	Ac, As	Сг	Диэлектрическая неоднородность	
							ясное небо	облачное небо
$\rho(\tau)$ мсек.	0,5	8,2	3,3	2,4	2,7	9,2	20	12
	0,1	19,4	7,9	5,8	6,5	14,3	45	26
$G(F)$ гц	0,5	16	38	56	49	19	6	12
	0,1	48	111	160	143	54	22	41

Статистические характеристики эхо-сигналов на $\lambda=0,8$ см

Статистическая характеристика	Уровень ответа	Ns, Sc	Дождь	Морось	Сухой снег	Мокрый снег	Сб
$\rho(\tau)$ мсек.	0,5	5,1	1,8	1,6	8,3	4,0	1,1
	0,1	10	3,7	3,5	19,5	8,4	3,2
$G(F)$ гц	0,5	30	82	89	16	33	121
	0,1	89	225	250	57	99	351

Из табл. 6.3 видно, что у метеорологических объектов наибольшим временем корреляции и, следовательно, наиболее узким



спектром флуктуаций характеризуются визуально ненаблюдаемые диэлектрические неоднородности, осадки в виде сухого снега и слоисто-дождевые облака. Для них $\lambda=3$ см $\tau_{0,1}$ находится в пределах 45—15,7 мсек., а $G(F)_{\frac{1}{2}} = 6—23$ гц.

Наименьшим временем корреляции и самым широким спектром флуктуаций характеризуются кучево-дождевые облака, для которых $\tau_{0,1}=5,8$ мсек., а $G(F)_{\frac{1}{2}}=56$ гц. Другие типы облаков

и осадков имеют слабо отличающиеся друг от друга характеристики флуктуаций ($\tau_{0,1} \approx 8 \div 10$ мсек. и $G(F)_{\frac{1}{2}} \approx 30 \div 40$ гц).

Интересная зависимость наблюдается для таких целей, как местные предметы. При отсутствии выпадающих над ними осадков они дают узкие спектры флуктуаций, составляющие на уровне 0,5 около 3 гц. В случае выпадающих осадков ширина спектра увеличивается не только с возрастанием скорости ветра, но и с увеличением отражающей способности осадков. Например,

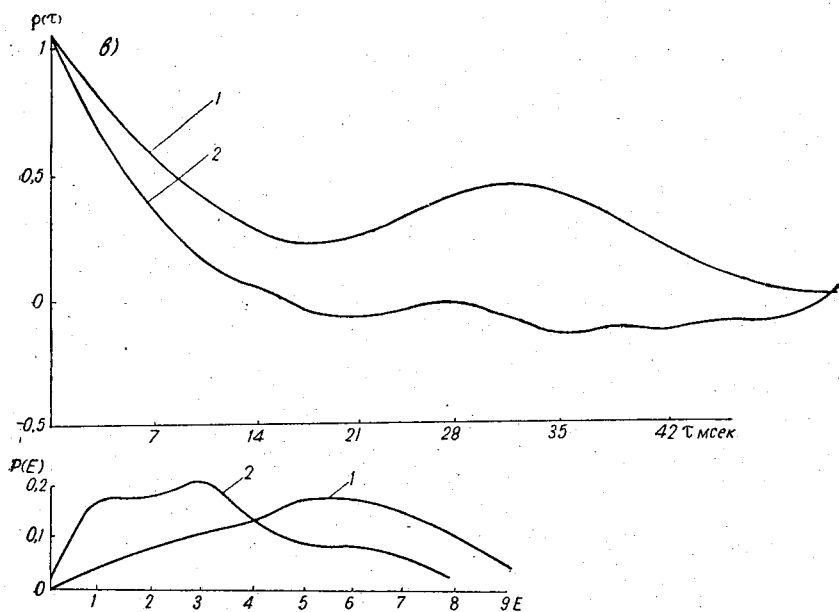


Рис. 6.7. Статистические характеристики мгновенных амплитуд эхо-сигналов для различных атмосферных образований.

а) 1 — дождь, $\lambda=3$ см, 2 — $\lambda=0,8$ см, б) 1 — перистая облачность, 2 — высоко-кучевая облачность, в) 1 — «местник» в снеге, 2 — снег.

при выпадении над местным предметом мороси $G(F)_{\frac{1}{2}} = 8$ гц,
а при мокром снеге с большими значениями Z $G(F)_{\frac{1}{2}} = 19$ гц.

В последнем случае статистические характеристики, согласно выражению (6.31), в котором вместо $P_{\text{ш}}$ необходимо брать P мокрого снега, будут в основном определяться осадками.

Заметна, хотя и не резко выражена, зависимость времени корреляции и спектра флуктуаций от удаления метеорологического объекта. Так, для $\lambda = 3$ см τ_0 в среднем уменьшается примерно в три раза с увеличением расстояния от 5 до 100 км. Эта зависимость аппроксимируется выражением $\tau_0(R) = \tau_{0,5} e^{-\gamma R}$, где $\gamma = 0,021$. Указанную зависимость можно объяснить увеличением отражающего объема с возрастанием R . В связи с этим должны наблюдаться большие абсолютные разности скоростей рассеивателей, а следовательно, и уменьшение времени корреляции эхосигналов.

Также заметна частотная зависимость статистических характеристик эхо-сигналов. Теоретическое расширение спектра флуктуаций за счет хаотических движений рассеивателей, согласно выражениям (6.27; 6.29), обратно пропорционально длине волны РЛС, так как

$$F_k = \frac{2(v_i - v_j)}{\lambda}, \quad (6.32)$$

где F_k — спектральная составляющая, соответствующая разности проекций скоростей частиц $v_i - v_j = \Delta v_{ij}$ на направление радиолуча.

Из этого соотношения видно, что, например, при изменении длины волны от 3 до 0,8 см F_k увеличивается почти в четыре раза.

Экспериментальные данные в общем подтверждают такую зависимость.

Следует подчеркнуть, что во время эксперимента благодаря зависимости F_k от очень изменчивой величины $v_i - v_j = \Delta v_{ij}$ необходимо сравнивать строго синхронные радиолокационные наблюдения, выполненные на разных λ , но при равных R , углах места и азимутах антенны РЛС.

Значения Δv_{ij} , рассчитанные А. Г. Гореликом, А. А. Черниковым в 1958—1960 гг. и автором в 1962—1963 гг. по измеренным $F_{\frac{1}{2}}$ в различных атмосферных образованиях, представлены

в табл. 6.4. В числителе показаны результаты первых авторов.

Величины Δv_{ij} , полученные в разное время, в общем согласуются между собой.

Наибольшие $\Delta v_{\text{ср}}$ наблюдаются в кучево-дождевых облаках. Наименьшие $\Delta v_{\text{ср}}$ встречаются зимой в сухом снеге, когда турбулентность и разница в гравитационных скоростях падения в общем меньше.

Таблица 6.4

 Δv_{ij} в различных облаках и осадках (см/сек.)

	Ns, Sc	Cb	Дождь	Морось	Сухой снег	Мокрый снег	Ac, As	Сг
$\Delta v_{\min}$. . .	20/15	35/22	30/25	—/18	—/15	25/33	30/25	—/22
$\Delta v_{\text{ср}}$. . .	40/33	70/88	57/50	—/46	—/25	45/50	50/77	—/30
$\Delta v_{\max}$. . .	65/50	150/155	120/238	—/250	—/64	75/150	75/150	—/68

Изучение флуктуаций эхо-сигналов облаков и осадков в принципе дает возможность определять некоторые важные характеристики, какими являются флуктуации вектора ветра (турбулентность), скорость и направление ветра, градиент скорости и направления ветра, гравитационные скорости частиц и их распределения по размерам [3, 5, 15], хотя, как указывалось выше, на этом пути должны быть преодолены большие трудности.

Когда радиолокационные наблюдения ведутся одновременно за осадками в зените и за неподвижным местным предметом, то, согласно формуле (6.30), определяются проекции абсолютных скоростей дождевых капель на направление радиолуча.

Вследствие однозначности связи между размерами дождевых капель и скоростью их падения имеем:

$$n(D)dD = w(v)dv$$

и

$$p(v)dv = \varphi[k(v)]w(v)dv,$$

где $k(v)$ — известная функция, характеризующая связь между скоростью падения и размером капель; $w(v)$ — как и раньше, распределение капель по скоростям падения, $\varphi[k(v)]$ определяет связь между радиолокационной отражаемостью Z и скоростью v .

Отсюда получим

$$n(D) = \frac{p(v)}{\varphi[k(v)]}.$$

Последнее соотношение решается, если известна концентрация капель N_0 в отражающем объеме. N_0 может быть найдено путем измерения средней мощности эхо-сигнала по величине Z , т. е.

$$N_0 = \frac{Z}{\int_0^{\infty} D^6 n(D) dD}.$$

Отметим следующие обстоятельства, которые необходимо иметь в виду при практическом использовании данного метода.

В случае выпадения осадков наличие вертикальной составляющей ветра и его флуктуаций является скорее правилом, чем исключением. Поэтому учет последних необходим во избежание больших погрешностей при определении размеров дождевых капель. Указанное обстоятельство распространяется и на чисто доплеровский метод.

Кроме того, следует учитывать другие факторы, связанные с нестабильностью аппаратуры, погрешностями регистрации эхосигналов, их обработкой и с тем, что амплитуда флуктуаций зависит от произведения числа частиц N_i на их диаметр в шестой степени D_i^6 .

При определении разности проекций относительных скоростей Δv_{ij} с помощью соотношения (6.32) представляется возможным провести измерения градиента горизонтальной скорости ветра $\frac{dv}{dh}$ [3].

При этом предполагается, что в пределах отражающего объема скорость ветра линейно изменяется от v_1 до v_2 , а вертикальная составляющая ветра отсутствует. Тогда при скорости ветра, гораздо большей, чем скорость падения частиц, получим

$$F_{1/2} = \frac{\frac{dv}{dh} H}{\lambda} \cos \Delta \alpha \cos \delta,$$

где H — вертикальные размеры отражающего объема.

Указанные ограничения, а также наличие флуктуаций вектора ветра создают трудности в определении $\frac{dv}{dh}$. Это подтверждается сравнением одновременных радиопилотных и радиолокационных измерений $\frac{dv}{dh}$. Правда, не следует и ожидать полного совпадения результатов радиолокационных и радиопилотных измерений, так как имеется существенное различие между двумя методами, которое объясняется прежде всего тем, что радиолокационный метод безынерционный, а радиопилотный дает осредненное изменение ветра в слоях толщиной 200—300 м за время, равное 1 мин.

Учитывая, с одной стороны, сильную зависимость относительных скоростей рассеивателей от флуктуаций вектора ветра в отражающем объеме (турбулентности), особенно для частиц, обладающих малыми гравитационными скоростями, а с другой — то, что турбулентность в общем возрастает с увеличением скорости ветра, было проведено сопоставление проекции скорости ветра на радиолуч с временем корреляции τ . Результаты такого сопоставления на $\lambda = 3$ см и $\lambda = 0,8$ см для различных атмосферных образований показаны на рис. 6.8. Из этого рисунка видно,

что в общем указанная связь прослеживается, хотя имеет место большой разброс экспериментальных точек. Связь лучше выра-

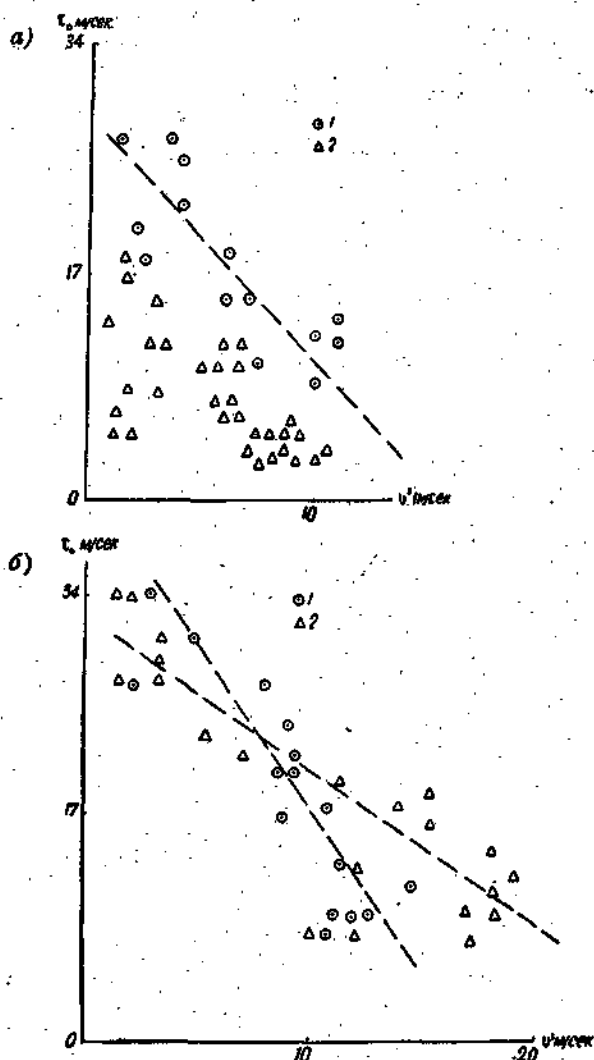


Рис. 6.8. Связь между проекцией ветра на направление радиолуча и временем корреляции τ_0 .

а) 1 — морось, 2 — кучево-дождевые облака, б) 1 — снег.
 $\lambda=0,8$ см, 2 — $\lambda=3$ см.

жена для тех атмосферных образований, где влияние гравитационных скоростей мало. Заметна также частотная зависимость $\tau_0(v')$, полученная для снега.

Вопрос о влиянии перемещения частиц, увлекаемых турбулентным потоком, подробно рассмотрен в работе [3]. А. Г. Гореликом обсуждены возможности использования РЛС для изучения турбулентных движений и экспериментально получены некоторые характеристики турбулентности.

Если представить рассеивающий объем в виде шара и считать, что внешний масштаб турбулентности больше размера этого объема, то средняя ширина спектра флуктуаций будет [3]

$$\bar{F} = 0,66 \left(\frac{2}{\lambda} \right) \sqrt{D(a)},$$

где $\bar{F} = \frac{\int_0^{\infty} FG(F) dF}{\int_0^{\infty} G(F) dF}$; a — диаметр шара, равный наибольшему

линейному размеру действительного отражающего объема. При этом погрешность составляет 6%. Функция $D(a) = c(\varepsilon a)^{\frac{2}{3}}$, где ε — средняя скорость диссипации энергии.

Тогда при $c \approx 1$ в турбулентном потоке ($\text{см}^2/\text{сек.}^3$) получим

$$\varepsilon = \frac{\bar{F}^3 \lambda^3}{2,3a}. \quad (6.33)$$

В табл. 6.5 приведены экспериментальные данные, характеризующие ε в различных облаках, полученные А. Г. Гореликом в 1958—1960 гг. и автором в 1962—1963 гг.

Таблица 6.5

Годы	Тип облачности	Линейные размеры отражающего объема, м	Диапазон изменения ε $\text{см}^2/\text{сек.}^3$	$\bar{\varepsilon}$ $\text{см}^2/\text{сек.}^3$
1958—1960	Ac, As, Sc	45—80	4—100	25
	St, Ns	45—80	0,5—40	8
	Cu cong.	45—150	150—2500	700
1962—1963	Ac, As	150	3,6—780	130
	Cl	150	2,3—74	6,3
	Cu cong.	400	157—1,57·10 ⁵	3350

Результаты, приведенные в таблице, согласуются между собой и подтверждаются данными Сафмана и Турнера [17], которые пришли к выводу, что в облаках слоистых форм ε порядка нескольких единиц $\text{см}^2/\text{сек.}^3$, а в кучевых облаках — порядка сотен или тысяч.

Таким образом, радиолокационный метод позволяет определять зоны повышенной турбулентности в пределах радиоэхо облаков.

Кроме того, использование флуктуационных характеристик эхо-сигналов облаков и осадков может быть полезным при наблюдении различных объектов, находящихся в районе, где эти атмосферные образования локализуются.

§ 6.4. Влияние флуктуаций эхо-сигналов на вероятность обнаружения облаков и осадков

Выше было показано, что облака и осадки являются сильно флуктуирующими целями. Принятые на входе приемника РЛС эхо-сигналы от таких целей описываются нормальным законом распределения. Благодаря свойствам детектора амплитуды эхо-сигналов, взятые на выходе приемника, описываются законом Релея, а мощность эхо-сигналов — экспоненциальным законом, который выражается формулой

$$W(P) = \frac{1}{P_{\text{ср}}} e^{-\frac{P}{P_{\text{ср}}}}, \quad (6.34)$$

где $P_{\text{ср}}$ — среднее значение мощности эхо-сигналов.

Известно, что мощность эхо-сигналов пропорциональна эффективной отражающей поверхности, т. е.

$$\left. \begin{aligned} P &\equiv \sigma \\ P_{\text{ср}} &\equiv \sigma_{\text{ср}} \end{aligned} \right\} \quad (6.35)$$

где σ и $\sigma_{\text{ср}}$ — мгновенное и среднее значение эффективной отражающей поверхности метеорологической цели.

Тогда, учитывая соотношения (6.34) и (6.35), получаем следующий закон распределения значений эффективной отражающей поверхности метеорологических целей:

$$W(\sigma) = \frac{1}{\sigma_{\text{ср}}} e^{-\frac{\sigma}{\sigma_{\text{ср}}}}. \quad (6.36)$$

Из (6.36) следует, что вероятность того, что эффективная отражающая поверхность цели превысит некоторое значение σ , определяется выражением

$$P(\sigma) = \int_0^{\infty} W(\sigma) d\sigma = \int_0^{\infty} e^{-\frac{\sigma}{\sigma_{\text{ср}}}} \frac{d\sigma}{\sigma_{\text{ср}}} = e^{-\frac{\sigma}{\sigma_{\text{ср}}}}. \quad (6.37)$$

Так как мощность эхо-сигналов от метеорологических целей пропорциональна их эффективной отражающей поверхности, то превышение величиной σ некоторого уровня означает также

превышение принимаемым сигналом соответствующего порогового уровня, при котором цель будет считаться обнаруженной.

Отсюда вытекает, что вероятность $p(\sigma)$ есть также вероятность обнаружения метеорологических целей.

С другой стороны,

$$\sigma = \frac{h}{2} \frac{\pi^5 R^{2\theta_2} Z}{\lambda^4} \left| \frac{\varepsilon - 1}{\varepsilon + 2} \right|^2, \quad (6.38)$$

где $Z = \sum_i n_i d_i^6$ — радиолокационная отражаемость метеорологических целей.

Таким образом, закон распределения радиолокационной отражаемости будет иметь вид, аналогичный (6.37),

$$P(Z) = e^{-\frac{Z}{Z_{\text{ср}}}}. \quad (6.39)$$

Уравнение максимальной дальности радиолокационного обнаружения метеочелей с учетом (3.27) может быть переписано в виде

$$R_{\text{max}}^2 = \frac{P_r h Z_{\text{ср}} k k_3}{P_r \min \lambda^2 \theta_1 \theta_2} \frac{Z}{Z_{\text{ср}}} \left| \frac{\varepsilon - 1}{\varepsilon + 2} \right|^2 \quad (6.40)$$

или

$$R_{\text{max}} = \bar{R}_{\text{max}} \sqrt{\frac{Z}{Z_{\text{ср}}}}, \quad (6.41)$$

где $\bar{R}_{\text{max}}$ — максимальная дальность обнаружения, соответствующая $Z = Z_{\text{ср}}$.

После подстановки (6.41) в формулу (6.39) получим окончательно для вероятности обнаружения метеочелей

$$P(Z) = e^{-\left(\frac{R_{\text{max}}}{\bar{R}_{\text{max}}}\right)^2}. \quad (6.42)$$

На рис. 6.9 представлена зависимость вероятности обнаружения метеочелей от нормированной дальности $R_{\text{max}}/\bar{R}_{\text{max}}$, рассчитанная по формуле (6.42).

Из рис. 6.9 видно, что при вероятности обнаружения $P(Z)$ порядка 0,95 отношение $R_{\text{max}}/\bar{R}_{\text{max}} \geq 0,25$.

Кроме того, отношение дальностей обнаружения $R_{\text{max}}/\bar{R}_{\text{max}}$ можно заменить отношением потенциалов РЛС. Под потенциалом РЛС понимается частное от деления множителей, определяющих технические параметры РЛС в уравнении (6.40). В этом случае

$$\frac{R_{\text{max}}}{\bar{R}_{\text{max}}} \sqrt{\frac{\Pi}{\bar{\Pi}}} \geq 0,25, \quad (6.43)$$

где Π — потенциал РЛС, соответствующий 95% вероятности об-

наружения, т. е. $R_{\max}$, $\bar{\Pi}$ — потенциал РЛС, соответствующий 37% вероятности обнаружения, т. е. $\bar{R}_{\max}$.

На основании (3.27) формула (6.43) может быть переписана в виде

$$\Pi \geq 6,25 \cdot 10^{-2} \bar{\Pi}. \quad (6.44)$$

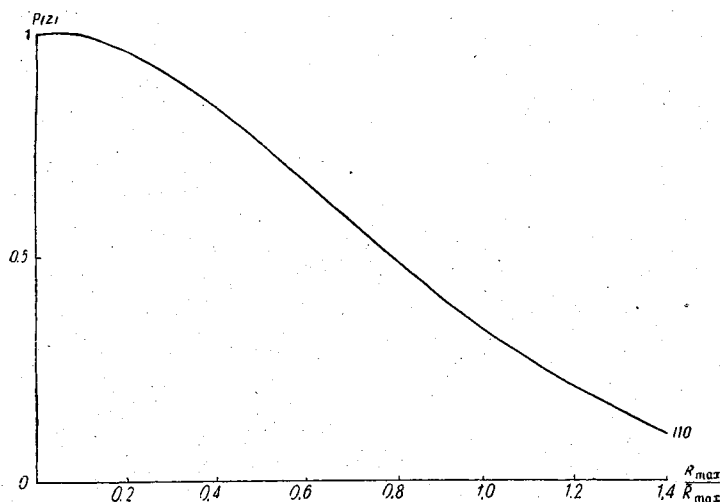


Рис. 6.9.

Формула (6.44) говорит о том, что для определения максимальной дальности обнаружения облаков и осадков с вероятностью 0,95, правую часть соотношения (3.27) необходимо умножить на величину $6,25 \cdot 10^{-2}$.

Глава 7

ВОЗМОЖНОСТИ РАДИОЛОКАЦИОННОГО ОБНАРУЖЕНИЯ ОБЛАКОВ И ОСАДКОВ С ИСКУССТВЕННЫХ СПУТНИКОВ ЗЕМЛИ

Применение радиолокационной аппаратуры с искусственных спутников Земли (ИСЗ) для обнаружения облаков и осадков принципиально возможно, однако на современном этапе развития науки и техники, по-видимому, реальным является получение с ИСЗ распределения зон осадков, а также определение высоты их верхней и нижней границ относительно координат спутника или уровня земной поверхности [2, 3, 5, 10, 11, 14, 15]. Это очень важно, поскольку фотографический, телевизионный и фотоэлектрический методы определения полей облачности с ИСЗ в настоящее время не позволяют обнаруживать зоны осадков на фоне общей облачности и определять их высоты [3, 8, 15].

§ 7.1. Методы радиолокационного обзора

При решении вопроса об обзоре Земли с ИСЗ для простоты полагают, во-первых, что ее форма является шарообразной и, во-вторых, что спутник находится на круговой околополярной орбите.

Радиолокационный обзор земной поверхности с ИСЗ, а следовательно, и обзор облаков и осадков может обеспечиваться либо неподвижным плоскосекторным радиолучом РЛС, либо сканирующим игольчатым лучом. При этом развертывание пространства осуществляется за счет естественного движения спутника на орбите.

С целью получения большего выигрыша антенны целесообразно использовать две плоскосекторные диаграммы направленности, ориентированные перпендикулярно поверхности Земли. Такая ориентация антенны РЛС достигается различными спо-

собами. Во-первых, возможно медленное прецессирование антенны РЛС при постоянной ориентации спутника в пространстве. Во-вторых, вместо механической прецессии антенны можно использовать электронную прецессию диаграммы направленности. Наконец, возможна механическая прецессия самого спутника при неизменном положении диаграммы направленности относительно него.

Основным недостатком использования РЛС с плоскосекторными радиолучами для обнаружения облаков и осадков была бы плохая разрешающая способность по вертикали, что не дает возможность определять высоты облаков и осадков над поверхностью Земли.

Как для решения этой задачи, так и для получения распределения метеорологических целей в плане необходимо использовать диаграмму направленности типа «игольчатый луч», сканирующую в плоскости, перпендикулярной плоскости орбиты ИСЗ. Для выполнения этого требования сам спутник или диаграмма направленности РЛС должны прецессировать.

Перемещение диаграммы направленности в пределах угла сканирования, необходимого для обзора, может также осуществляться либо электронным, либо механическим способом. Применение механического способа вращения антенны невыгодно, так как требует большего расхода энергии. Однако того же результата можно достигнуть, используя вращательное движение спутника вокруг своей оси. При этом ось вращения ИСЗ должна быть всегда касательной к орбите.

Для того чтобы не было пропусков между соседними строками по ширине в пределах полосы обзора, необходимо обеспечить соответствующую минимальную скорость вращения спутника вокруг своей оси. Указанная скорость может быть найдена исходя из следующих рассуждений.

Как известно [1], скорость движения спутника по орбите высотой H равна $v = \frac{R_3 \sqrt{g}}{(R_3 + H)^{3/2}}$. Следовательно, за время одного

оборота ИСЗ вокруг своей оси t спутник пройдет расстояние $v \cdot t$. Для того чтобы не было пропусков между соседними строками на Земле в пределах всей ширины обзора, необходимо, чтобы перемещение ИСЗ за время t было меньше линейной ширины диаграммы направленности в точке надира, т. е. чтобы выполнялось условие $v \cdot t \leq H\theta$, где θ — угловая ширина диаграммы направленности в радианах.

На рис. 7.1 представлена зависимость скорости вращения ИСЗ в об/мин. от высоты орбиты при ширине диаграммы направленности θ , равной 1° [12]. Как видно из рисунка, минимальное значение скорости вращения изменяется от 20 об/мин. на высоте 800 км до 0,5 об/мин. на высоте порядка 10 000 км.

Нетрудно показать, что для обеспечения двухразового просмотра облаков и осадков с помощью РЛС, установленной на одном спутнике, необходимо иметь достаточную угловую ширину полосы обзора не менее ψ_n , где ψ_n — угол поворота Земли вокруг своей оси за время одного обращения спутника. Этот угол определяется с помощью следующей формулы:

$$\psi_n = \frac{2\pi \cdot 360 (R_3 + H)^{\frac{3}{2}}}{8640 \sqrt{g}}, \quad (7.1)$$

где R_3 — радиус Земли, H — высота орбиты, g — ускорение силы тяжести.

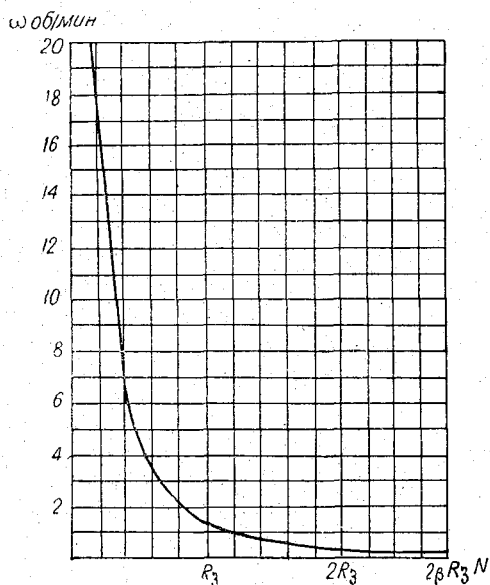


Рис. 7.1. Зависимость скорости вращения спутника вокруг своей оси от высоты орбиты.

На рис. 7.2 представлена зависимость угла ψ_n и угла ψ_d , соответствующего геометрической дальности видимости с ИСЗ, от высоты орбиты.

Последний угол равен:

$$\psi_d = 2 \arccos \frac{R_3}{R_3 + H}. \quad (7.2)$$

При использовании РЛС с плоскосекторным радиолучом необходимо, чтобы его ширина в плоскости, перпендикулярной пло-

скости орбиты, соответствовала бы углу ψ_n . Если же используется РЛС со сканирующим игольчатым радиолучом, то угол сканирования γ должен также обеспечивать просмотр всей полосы с угловым размером ψ_n . Связь между указанными углами можно найти с помощью рис. 7.3. Пусть РЛС, установленная на спутнике, находится в точке C . Высота ИСЗ над земной поверхностью $OC = H$. Дуга $O'B$ — необходимая для просмотра долготная ширина полосы обзора, соответствующая углу поворота

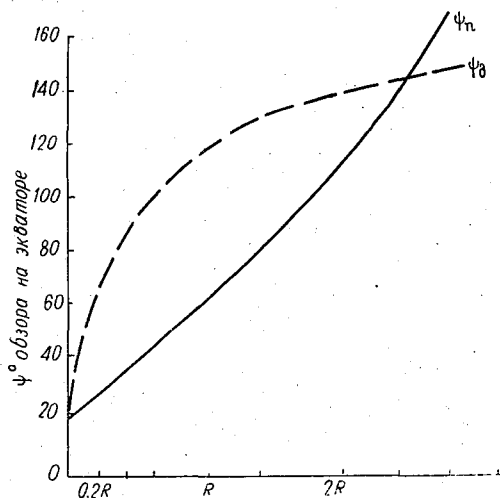


Рис. 7.2. Зависимость возможной ψ_n и потребной ширины зоны обзора ψ_δ от высоты орбиты спутника H для двухразового просмотра Земли в сутки.

Земли ψ_n ; δ — угол места, под которым виден ИСЗ из точки b .

Из прямоугольного треугольника ABC находим

$$\operatorname{tg} \frac{\gamma}{2} = \frac{AB}{AC} = \frac{AB}{H + O'A}. \quad (7.3)$$

В свою очередь

$$O'A = R_3 - R_3 \cos \psi_n. \quad (7.4)$$

С учетом соотношения (7.4)

$$\operatorname{tg} \frac{\gamma}{2} = \frac{AB}{H + R_3 (1 - \cos \psi_n)}. \quad (7.5)$$

Так как из $\triangle AOB$ $AB = R_3 \sin \psi_n$, то окончательно получим

$$\operatorname{tg} \frac{\gamma}{2} = \frac{R_3 \sin \psi_n}{H + R_3 (1 - \cos \psi_n)}. \quad (7.6)$$

Для угла места δ из $\triangle OBC$

$$\cos \delta = \frac{H + R_3}{R_3} \sin \gamma. \quad (7.7)$$

На рис. 7.4 представлена зависимость необходимого угла сканирования от высоты орбиты ИСЗ при однократном и двух-

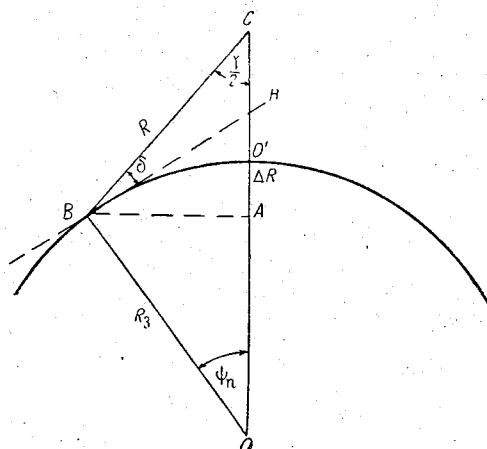


Рис. 7.3. К выводу формулы (7.15).

разовом просмотре Земли. Из графика видно, что величина углов сканирования γ постепенно уменьшается с увеличением высоты орбиты от $55-65^\circ$ на высоте 300—400 км до $20-40^\circ$ на высоте 3000 км. При дальнейшем увеличении высоты орбиты γ почти не меняется.

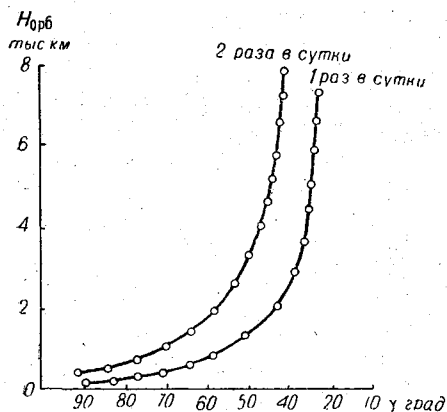


Рис. 7.4. Углы сканирования γ , обеспечивающие однократный и двухкратный просмотр экватора Земли в сутки при разных орбитах.

Вопрос о наблюдении облаков и осадков с помощью РЛС с игольчатым сканирующим радиолучом необходимо решать с учетом конечной скорости распространения радиоволн, которая ограничивает угол сканирования. Это ограничение вызвано тем, что за время прохождения зондирующего импульса до цели и обратно антенна должна переместиться не более чем на ширину диаграммы направленности.

Найдем зависимость между потребным углом сканирования и шириной диаграммы направленности.

В общем случае время обзора телесного угла Ω_0 диаграммой направленности с шириной θ_1 и θ_2 , где θ_1 и θ_2 — ширина диаграммы направленности соответственно в плоскости, перпендикулярной плоскости орбиты, и в плоскости, параллельной ей, выражается следующим образом:

$$T_0 = \frac{2,5RN_{\min}}{c} \cdot \frac{\Omega_0}{\theta_1\theta_2} k_{\pi}. \quad (7.8)$$

За это же время T_0 спутник переместится, и просмотр второй строки должен начаться тогда, когда он пройдет расстояние, не превышающее ширину радиолуча в плоскости, параллельной плоскости орбиты. Следовательно, указанное время будет также равно

$$T_0 = \frac{H\theta_2}{v_{\text{пр}} k_{\pi}}, \quad (7.9)$$

где k_{π} — коэффициент перекрытия.

Для выражения необходимого угла сканирования γ через ширину диаграммы направленности следует приравнять правые части соотношений (7.8) и (7.9). Тогда учитывая, что телесный угол $\Omega_0 = 2\gamma\theta_2$, получим следующее уравнение:

$$\theta_1\theta_2 = \frac{5\gamma RN_{\min} k_{\pi}^2 v_{\text{пр}}}{cH}. \quad (7.10)$$

Скорость движения проекции спутника на поверхности Земли $v_{\text{пр}}$ следующим образом связана со скоростью обращения ИСЗ:

$$v_{\text{пр}} = v \frac{R_3}{R_3 + H}. \quad (7.11)$$

В свою очередь круговая скорость обращения зависит от периода обращения ИСЗ и высоты его орбиты

$$v = \frac{2\pi(R_3 + H)}{T}. \quad (7.12)$$

Так как $T = \frac{2\pi(R_3 + H)}{7,912} \sqrt{1 + \frac{H}{R_3}}$, после подстановки получим следующее выражение, связывающее ширину диаграммы направленности с углом сканирования:

$$\theta_1\theta_2 = \frac{\gamma RN_{\min}}{cH(H + R_3)^{3/2}}. \quad (7.13)$$

Величину расстояния от спутника до края полосы обзора легко можно найти из рис. 7.3. Действительно, используя теорему косинусов, получим

$$R = \sqrt{R_3^2 + (R_3 + H)^2 - 2R_3(R_3 + H)\cos\psi_{\pi}}. \quad (7.14)$$

Совместный анализ двух формул (7.13) и (7.14) показывает, что необходимая ширина диаграммы направленности зависит от потребного угла сканирования, высоты орбиты, угла поворота Земли за время обращения ИСЗ, скорости распространения радиоволн, а также от минимального числа импульсов $N_{\min}$ необходимого для индикации эхо-сигналов. С увеличением указанного числа импульсов ширина диаграммы направленности возрастает во столько же раз. Для одиночных целей $N_{\min}$ обычно полагают равным 5—10 импульсам. Для метеорологических целей, какими являются облака и осадки, с учетом их особенностей $N_{\min}$, вероятно, несколько больше.

Так как угол сканирования γ и расстояние от ИСЗ до края полосы обзора R , согласно формулам (7.13) и (7.14), зависят от высоты орбиты и потребной угловой долготной ширины полосы обзора ψ_n , то и ширина диаграммы направленности $\theta_1\theta_2$ также определяется указанными параметрами. Это накладывает свои ограничения на применение узких диаграмм направленности с целью обеспечения больших дальностей обнаружения. Например, для одноразового просмотра поверхности Земли с орбиты высотой 600 км нельзя иметь ширину диаграммы направленности уже $1,3^\circ$ в двух плоскостях, хотя при этом разрешающая способность в плоскости, перпендикулярной плоскости орбиты, при больших углах сканирования будет недостаточной для измерения высоты облаков и осадков.

§ 7.2. Разрешающая способность РЛС

Учитывая изложенные выше методы радиолокационного обзора облаков и осадков с ИСЗ, можно следующим образом провести анализ разрешающей способности (рис. 7.5).

Пусть в точке C расположена РЛС со сканирующим игольчатым лучом, установленная на спутнике на высоте H . При работе РЛС на земной или облачной поверхности просматривается строка, представляющая собой полосу переменной ширины (рис. 7.5). Элементарная площадка, облучаемая радиолокационным импульсом, имеет размеры, равные в плоскости угла сканирования (в направлении оси x),

$$\Delta x = \frac{c\tau}{2 \sin \gamma}, \quad (7.15)$$

а в направлении, параллельном плоскости орбиты ИСЗ (в направлении оси y),

$$\Delta y = R\theta_2. \quad (7.16)$$

Легко видеть, что разрешающая способность Δx меняется от величины $\Delta x = H\theta_1$ при угле сканирования $\gamma=0$ до $\Delta x = \frac{c\tau}{2}$ при $\gamma=90^\circ$. Соотношения (7.23) и (7.24) даны для случая плоской

строки. С целью учета кривизны Земли необходимо воспользоваться выведенными ранее формулами (7.6) и (7.16). Тогда с учетом этих формул получим следующее выражение для разрешающей способности по x и по y :

$$\Delta x = \frac{c\tau}{2 \sin \left[\arctg \frac{R_3 \sin \psi_n}{H + R_3 (1 - \cos \psi_n)} \right]}; \quad (7.17)$$

$$\Delta y = \theta_2 \sqrt{R_3^2 + (R_3 + H)^2 - 2R_3(R_3 + H) \cos \psi_n}. \quad (7.18)$$

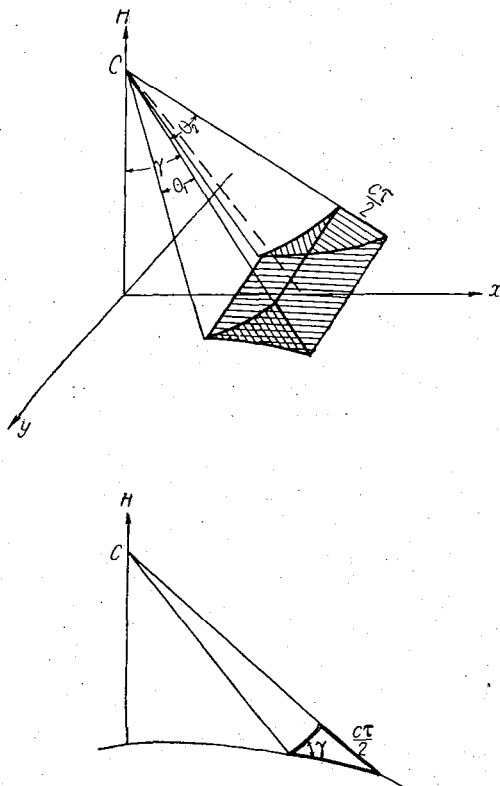


Рис. 7.5. Схема радиолокационного облучения поверхности Земли и осадков с ИСЗ.

На рис. 7.6 и 7.7 представлено изменение разрешающих способностей Δx и Δy в зависимости от ширины полосы обзора и высоты орбиты. Из кривых, помещенных на рисунках, видно, что при тех длительностях зондирующих импульсов τ , на которых работают РЛС, обеспечивается вполне удовлетворительная разрешающая способность поперек долготной полосы обзора Δx .

Это же можно сказать и для разрешающей способности вдоль полосы обзора Δy , если учитывать, что размеры облаков и осадков вдоль поверхности Земли, как правило, более 10 км.

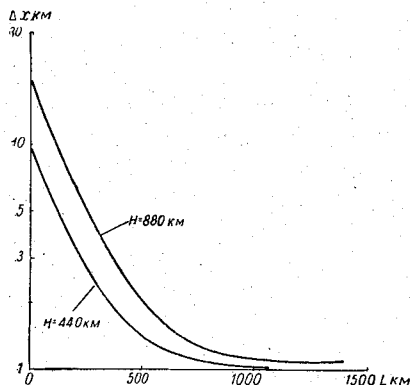


Рис. 7.6. Разрешающая способность Δx в зависимости от ширины полосы обзора и высоты орбиты.

Рассмотрим далее разрешающую способность предполагаемой радиолокационной станции, установленной на ИСЗ в плоскости, также перпендикулярной плоскости орбиты. Эта разрешающая способность будет определять точность измерения высот облаков и осадков. С этой целью обратимся к рис. 7.8, на котором представлен зондирующий импульс, касающийся земной поверхности, и разрешающая способность Δh по вертикали. Из рисунка видно, что $\Delta h = \Delta h_1 + \Delta h_2$,

$$\Delta h_1 = R \theta_1 \cos \delta, \quad \text{а} \quad \Delta h_2 = \frac{c\tau}{2} \sin \delta.$$

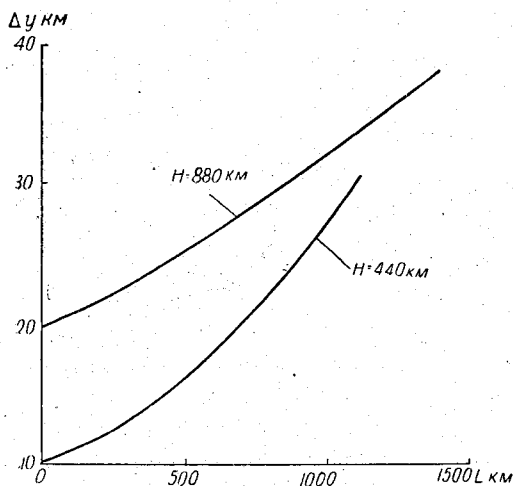


Рис. 7.7. Разрешающая способность Δy в зависимости от ширины полосы обзора и высоты орбиты.

Следовательно, разрешающая способность по вертикали будет выражаться следующей формулой:

$$\Delta h = R\theta_1 \cos \delta + \frac{c\tau}{2} \sin \delta. \quad (7.19)$$

Так как расстояние R выражается формулой (7.14), а

$$\cos \delta = \frac{H + R_3}{R_3} \sin \gamma,$$

то

$$\Delta h = \sqrt{R_3^2 + (R_3 + H)^2 - 2R_3(R_3 + H) \cos \psi_n} \frac{H + R_3}{R_3} \theta_1 \sin \gamma + \frac{c\tau}{2} \cos(\gamma + \psi_n). \quad (7.20)$$

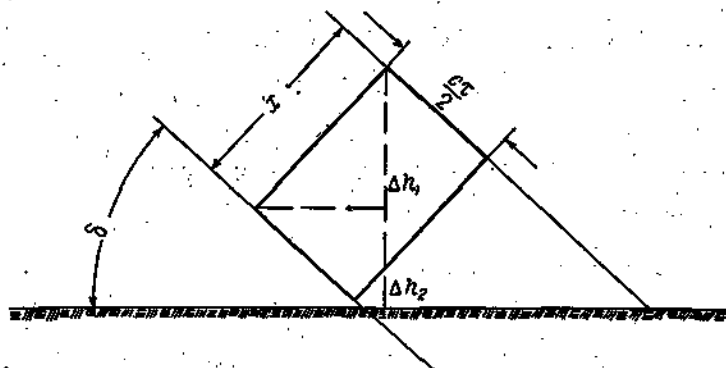


Рис. 7.8. К выводу формулы для Δh .

Наконец, учитывая формулу (7.6) и то, что $\delta = 90 - (\gamma + \psi_n)$, получим окончательное выражение для разрешающей способности по вертикали в плоскости, перпендикулярной плоскости орбиты:

$$\Delta h = \frac{\theta_1(H + R_3)}{R_3} \sin \left[\arctg \frac{R_3 \sin \psi_n}{H + R_3(1 - \cos \psi_n)} \right] \times \\ \times \sqrt{R_3^2 + (R_3 + H)^2 - 2R_3(R_3 + H) \cos \psi_n} + \\ + \frac{c\tau}{2} \cos \left[\psi_n + \arctg \frac{R_3 \sin \psi_n}{H + R_3(1 - \cos \psi_n)} \right]. \quad (7.21)$$

Зависимость Δh от высоты орбиты H и ширины полосы обзора L ($L = R_3 \psi$) представлена графически на рис. 7.9.

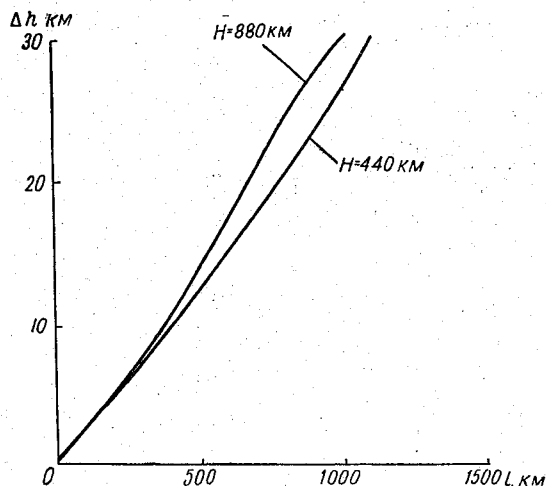


Рис. 7.9. Разрешающая способность ΔH .

Длительность импульса τ при этом взята равной 1 мксек., а ширина диаграммы направленности, как и ранее, равной $1,3^\circ$.

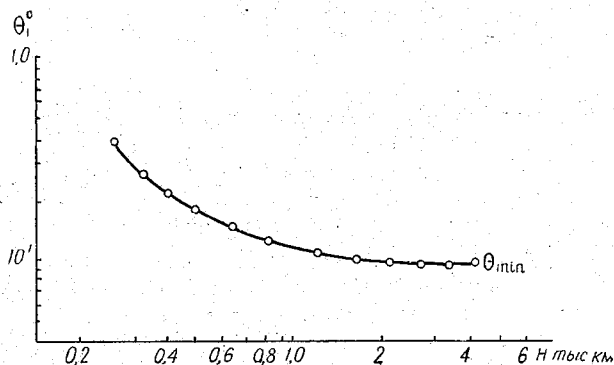


Рис. 7.10. Минимальные значения ширины диаграммы направленности РЛС в плоскости угла сканирования θ_1 для разных орбит ИСЗ при однократном просмотре Земли в сутки.

Наилучшая разрешающая способность по вертикали наблюдается тогда, когда антенна РЛС направлена перпендикулярно поверхности Земли, т. е. к центру Земли. В этом случае $\Delta h = \frac{c\tau}{2} = 150 \text{ м}$. Однако с увеличением высоты орбиты H и угла ска-

нирования γ Δh быстро возрастает, достигая нескольких километров, что является явно неудовлетворительным, так как вертикальные размеры облаков и осадков находятся в пределах от десятых долей километра до 10—12 км. Улучшение разрешающей способности РЛС по вертикали Δh можно достигнуть путем некоторого ухудшения разрешающей способности Δy в плоскости, параллельной плоскости орбиты, за счет увеличения ширины диаграммы направленности θ_2 в этой плоскости. Это может быть оправданным, если учесть, что горизонтальные размеры облаков и осадков гораздо больше их вертикальных размеров.

При достаточной разрешающей способности на краю полосы обзора Δy , равной 100 км, разрешающая способность Δh будет значительно лучше по сравнению с той, которая представлена на рис. 7.9. Это вызвано тем, что можно использовать более узкую ширину диаграммы направленности в плоскости сканирования, чем $\theta_1 = 1,3^\circ$.

Пусть используются минимальные значения θ_1 , обеспечивающие однократный просмотр Земли в сутки (рис. 7.10). Можно легко показать, что при этих условиях величина Δh в пределах значительной части ширины полосы обзора L является приемлемой. Так, например, для высоты орбиты 500 км разрешающая способность Δh не хуже 0,5 км обеспечивается в пределах 80% ширины полосы L , а Δh не хуже 1 км — в пределах 40% L .

§ 7.3. Технические характеристики и особенности условий работы РЛС на спутнике

Важной характеристикой ИСЗ, определяющей возможность и продолжительность радиолокационного обнаружения облаков и осадков, является высота орбиты. С точки зрения необходимой потребной мощности излучения и габаритов антенны, обеспечивающих необходимую разрешающую способность, выгодно иметь низкие орбиты. Однако необходимо иметь в виду, что с уменьшением высоты орбиты уменьшается время существования ИСЗ.

Ориентировочно для тяжелых ИСЗ весом в несколько тонн и миделевым сечением в несколько десятков квадратных метров время существования спутника при начальных орбитах 880, 440 и 220 км составляет соответственно 6—8 лет, 6 месяцев и 3 месяца [1]. Так как ИСЗ вследствие трения о воздух не может существовать все время без дополнительной моторной тяги, то он постепенно снижается и период его обращения уменьшается. При переходе на орбиту с нечетным числом обращений за сутки на экваторе будут образовываться пропуски. В связи с этим необходимо знать ту часть времени жизни ИСЗ, в течение которого он находится на орбитах, позволяющих просматривать поверхность Земли за одни сутки.

С учетом времени жизни спутника, конечного срока работы

генераторов, потребной мощности их излучения и габаритов антенны, на начальном этапе развития радиолокации для метеорологических ИСЗ приемлемой орбитой следует считать орбиты высотой несколько сотен километров.

Создание РЛС с диаграммами направленности типа «игольчатый луч», хотя и позволяет получать вертикальные разрезы зон осадков, но выдвигает ряд требований, усложняющих разработку радиолокационной аппаратуры. В связи с этим для обзора целесообразно использовать два плоскосекторных луча с косекансными диаграммами направленности. Так как используются две антенны, направленные к Земле, то их необходимо периодически подключать к приемопередатчику РЛС. Частота подключения F_{Π} должна быть во много раз меньше частоты посылки зондирующих импульсов $F_{\text{имп}}$

$$F_{\Pi} = 1,9 \cdot 10^{-6} \theta_1 h (H + R_3) \sqrt{1 + \frac{H}{R_3} k_{\Pi}}. \quad (7.22)$$

Для орбиты 440 км $F_{\Pi} = 3,3$ 1/сек., $F_{\text{имп}} \leq \frac{c}{2,5R}$, где c — скорость света, а $R = 850$ км. Отсюда $F_{\text{имп}} \leq 140$ имп/сек. Следовательно, частота подключения антенны F_{Π} гораздо меньше частоты следования импульсов.

Возможности радиолокационного обнаружения целей, как известно, ограничиваются излучаемой мощностью P_t и чувствительностью приемника $P_{\min}$. В тех случаях, когда отсутствуют мешающие эхо-сигналы от поверхности Земли, что будет часто выполняться для сканирующих диаграмм направленности типа «игольчатый луч» и обнаружения верхних частей облаков и осадков, потребные значения указанных параметров РЛС можно найти из основного радиолокационного соотношения (3.27) и (5.22).

Для облаков

$$\frac{P_r}{P_t} = \frac{5,2 \cdot 10^{-19} h \omega^2}{\lambda^2 \theta_1 \theta_2 R^2} k k_s, \quad (7.23)$$

для осадков

$$\frac{P_r}{P_t} = \frac{10^{-16} h I^{1,6}}{\lambda^2 \theta_1 \theta_2 R^2} k k_s, \quad (7.24)$$

где P_r , P_t выражено в Вт; h , R и λ — в м; $\theta_1 \theta_2$ — в радианах; ω — в г/м³; I — в мм/час.

При использовании РЛС на спутнике ширина диаграммы направленности θ_1 и θ_2 не может быть произвольной, а должна выбираться с учетом обеспечения необходимого угла сканирования с целью осуществления обзора Земли без пропусков. Значения дальности обнаружения зависят от высоты орбиты и ширины полосы обзора. Минимальная высота орбиты составляет

около 200 км, следовательно, и минимальная дальность обнаружения целей со спутника также равна 200 км.

Указанное обстоятельство является недостатком, отсутствующим при использовании РЛС, установленных на Земле. Этот недостаток при существующем уровне развития радиолокационной техники исключает обнаружение слабо отражающих целей.

Положительным моментом для использования радиолокатора метеорологического спутника Земли является то, что значения коэффициента заполнения на больших дальностях будут больше, чем таковые у наземной РЛС. В самом деле, максимальные дальности обнаружения очагов ливней и гроз, имеющих вертикальные размеры порядка 10 км, не могут превышать 300—350 км, поскольку эти атмосферные образования на больших дальностях находятся ниже радиолуча ($k_3=0$). На меньших дальностях, порядка 200—250 км, коэффициент заполнения k_3 составляет даже для узких диаграмм направленности ($\theta=1^\circ$) несколько сотых. В то же время для радиолокатора, установленного на спутнике, коэффициент заполнения k_3 будет на порядок больше. Это приводит к тому, что РЛС, установленная на спутнике, при одинаковой дальности с наземной РЛС будет обнаруживать более слабые метеорологические цели.

Выбор оптимальной длины волны для метеорологической РЛС на ИСЗ нужно производить с учетом условий распространения волн не только в тропосфере, но также и в ионосфере, плазменном слое, окружающем спутник, и т. д. Известно, что для $\lambda \leq 50$ см влияние ионосферы незначительно. Для высот более 200 км незначительно также и влияние плазменного слоя [9]. В связи с этим, а также учитывая то, что длина пути прохождения радиоволн в ослабляющем слое атмосферы (тропосфере) значительно меньше, чем для наземных РЛС, оптимальный диапазон у РЛС на спутнике несколько сдвигается в сторону более коротких волн.

Количественная оценка возможностей радиолокационного обнаружения облаков и осадков с ИСЗ, выполняемая с помощью соотношений (7.23) и (7.24), при $\lambda=3$ см, длительности зондирующего импульса $\tau=5$ мксек., ширине диаграммы направленности $\theta_1=\theta_2=1,5^\circ$, коэффициенте заполнения $k_3=0,3$, коэффициенте ослабления $k=0,5$ и расстоянии до метеорологической цели $R=300$ км приводит к тому, что для облаков с водностью $w=0,1$ г/м³ отношение

$$\frac{P_r}{P_t} = \frac{5,2 \cdot 10^{-19} \cdot 1500 (10^{-1})^2 0,5 \cdot 0,3}{(3 \cdot 10^{-2})^2 (1,5)^2 (0,0174)^2 (3 \cdot 10^5)^2} = 2,13 \cdot 10^{-23}.$$

Для умеренного дождя с интенсивностью $I=4$ мм/час отношение

$$\frac{P_r}{P_t} = \frac{10^{-16} \cdot 1500 \cdot 4^{1,6} \cdot 0,5 \cdot 0,3}{(3 \cdot 10^{-2})^2 (1,5)^2 (0,0174)^2 \cdot 9 \cdot 10^{10}} = 3,9 \cdot 10^{-18}.$$

Если взять чувствительность приемного устройства РЛС $P_{\min} = 7 \cdot 10^{-14}$ вт и излучаемую мощность передатчика $P_t = 80$ квт, то отношение $\frac{P_{\min}}{P_t} = 8,7 \cdot 10^{-19}$. Сравнивая это технически достижимое отношение с потребным отношением $\frac{P_r}{P_t}$ для облаков и

осадков, мы убеждаемся в том, что зоны осадков могут быть обнаружены с ИСЗ. В то же время облака без осадков в настоящее время не могут быть обнаружены радиолокационным методом с ИСЗ вследствие больших дальностей, обуславливающих малое отношение принимаемой мощности к излученной.

Увеличение вероятности и дальности радиолокационного обнаружения облаков и осадков со спутника может быть достигнуто за счет повышения чувствительности приемников РЛС. Это может быть сделано путем применения ЛБВ, параметрических и молекулярных усилителей с низкими значениями коэффициента шума [4]. Однако следует иметь в виду, что повышать чувствительность целесообразно только до величины, соответствующей суммарному тепловому радионизлучению Земли, ее атмосферы и космического шума [6].

Выше указывалось на то, что при радиолокационном обнаружении зон осадков со спутника необходимо иметь в виду сигналы, отраженные от земной и водной поверхностей. В том случае, когда ставится задача не только обнаружения осадков, но и определения их вертикальной протяженности, сигналы, отраженные от Земли, могут быть полезны, так как гораздо выгоднее измерять указанную протяженность осадков от Земли, чем от ИСЗ.

Однако при относительно малых углах визирования эхосигналы земной или водной поверхностей будут помехами, которые могут маскировать полезные сигналы, отраженные от зон осадков. Эффективная отражающая площадь земной и водной поверхностей на $\lambda = 0,8 \div 3$ см [8] может изменяться более чем в 300 раз в зависимости от характера почвы, растительности или волнения водной поверхности. Она слабо зависит от длины волны, а для суши и от угла визирования. Для водной поверхности последняя зависимость выражена более четко.

В § 8 главы IV показан метод аналитического учета влияния сигналов-помех от водной и земной поверхностей на радиолокационное обнаружение облаков и осадков с самолета. Этот метод можно применять и при установке РЛС на спутника.

Решим соотношение (4.20) относительно минимально обнаруживаемой интенсивности осадков. В результате получим выражение

$$I_{\min}^{1,6} = \frac{8\pi\theta_1\theta_2^2\lambda^2R^3m_1P_{\text{ш}} + m_2P_t\lambda^4h \operatorname{tg} \delta S(\delta)k}{5,1\pi^3 10^{-17} P_t h \theta_2 R k k_3}. \quad (7.25)$$

Анализ решения уравнения (7.25) показывает, что второе слагаемое числителя, учитывающее вклад мешающих сигналов, гораздо больше первого слагаемого при относительно малых дальностях (порядка нескольких десятков километров), характерных для самолетных РЛС. В то же время при больших дальностях обнаружения зон осадков с ИСЗ (несколько сотен километров) первое слагаемое за счет множителя R^3 существенно возрастает, становится больше второго слагаемого.

Таким образом, начиная с некоторой большой дальности обнаружения, сигналы-помехи практически не влияют на радиолокационное обнаружение зон осадков.

Для распознавания зон осадков на малых дальностях могут применяться различные способы. Прежде всего следует использовать отличие в очертании сигналов, отраженных от осадков, и их перемещение. Кроме того, можно использовать доплеровский сдвиг частоты, вызванный конечными скоростями падения капель дождя [16].

Можно также использовать различие в амплитудах отраженных сигналов от осадков и земной поверхности, применяя двухдиапазонную РЛС. Это возможно, поскольку рассеивающая площадь земной поверхности слабо зависит от длины волны, а для

осадков она пропорциональна $\frac{1}{\lambda^4}$. Поляризационные и корреляционные методы, основанные на различии в поляризационных и статистических (флуктуационных) характеристиках эхосигналов осадков и эхосигналов от земной поверхности, также могут быть полезны для целей распознавания.

В настоящее время еще не созданы метеорологические РЛС, предназначенные для установки на искусственных спутниках Земли. Это объясняется целым рядом технических трудностей, которые необходимо преодолеть при проектировании таких радиолокационных станций.

Радиолокационная станция, установленная на ИСЗ, должна функционировать при условиях, резко отличающихся от тех, которые встречаются при эксплуатации наземной и самолетной радиолокационной аппаратуры.

Некоторые из этих условий, такие, как отсутствие оператора и относительно большое энергопотребление, создают дополнительные трудности. Другие же условия являются уникальным преимуществом.

Как и в конструкции любого оборудования, устанавливаемого на ИСЗ, надежность является основной проблемой.

Одной из особенностей среды, окружающей спутник, которая могла бы быть использована достаточно хорошо, является почти полный вакуум.

Как известно, в ряде случаев причиной выходов из строя радиолокаторов являются отказы магнетрона. Эти отказы

происходят в результате загрязнения катода и последующего его износа, так как выделение газа внутренней оболочкой магнетрона медленно смягчает вакуум.

Для того чтобы уменьшить вредное влияние газовыделения, целесообразно магнетронную оболочку иметь открытой для окружающей среды после того, как спутник будет выведен на орбиту. Используя специальные насосы для обеспечения глубокого вакуума внутри оболочек магнетронов, можно продлить срок их службы.

Кроме того, космическое пространство с указанным вакуумом дает возможность избежать герметизации и нагнетания волноводного тракта и также некоторых частей передатчика с высоким напряжением, которые требуются, в частности, для самолетных радиолокаторов.

Однако применение РЛС в условиях космического пространства требует сложных систем охлаждения вместо обычно применяемых воздушных охладителей для магнетрона и других блоков РЛС.

Так как конструкция и работа метеорологического радиолокатора, установленного на спутнике, требует решения ряда трудных задач технического характера, первые РЛС должны быть наиболее простыми и давать ограниченную метеорологическую информацию. Хорошо работающий простой радиолокатор на спутнике должен значительно ускорить развитие более усовершенствованной аппаратуры. Основные технические характеристики такого простого радиолокатора следующие [10].

Длина волны, см	3
Мощность в импульсе, квт	80
Длительность импульса, мксек	5
Коэффициент шума приемника, дб	10
Ширина диаграммы направленности, град. . .	1,75
Средняя мощность, вт	36
Вес без антенны, кг	20

Антенна РЛС не сканирующая и направлена к центру Земли. Импульсный детекторный приемник прямого усиления должен довести до минимума сложность схемы приемного устройства. Эта простота должна обеспечить максимальную надежность и дать возможность провести экспериментальную проверку работоспособности и характеристик РЛС.

Следует также отметить, что энергопотребление станции не должно превышать возможности современных источников питания.

Вес и размер радиолокатора с антенной должны соответствовать мощности запускаемых летательных аппаратов.

Радиолокационная станция с указанными техническими ха-

рактическими позволит обнаруживать зоны осадков следующей интенсивности на различных удалениях (при $k_3=0,3$):

R км	300	400	500	600
$I_{\min}$ мм/час	1,4	2,0	4,1	8,9

Как видно из таблицы, бортовой радиолокатор обеспечивает обнаружение умеренных и сильных дождей.

Использование импульсных РЛС на спутниках ограничивается весом, габаритами, энергопотреблением, сроком действия генераторов СВЧ и т. д.

В связи с этим на первом этапе радиометеорологических исследований с ИСЗ целесообразно, по-видимому, использовать не средства активной радиолокации, а радиотеплолокационную аппаратуру. В табл. 1 представлены некоторые характеристики указанной аппаратуры, установленной на «Маринере-II» и в IPL [17].

Таблица 7.1

Характеристики	„Маринер-II“	IPL
Длина волны λ см	0,8—10	3
Постоянная времени τ сек.	10	1—3
Флуктуационная чувствительность		
$\Delta T_{\min}^{\circ} \text{C}$	5	0,1
Вес, кг	4	8—10
Потребляемая мощность, вт	5—10	4—10

Из табл. 3.17 и 7.1 следует, что с помощью приемников радиозлучения представляется возможным обнаружение зон умеренных и сильных дождей, выпадающих над водной поверхностью, поскольку контрасты радиоярких температур $\Delta T_{\text{я}} > \Delta T_{\min}$.

Несмотря на небольшой вес и малое энергопотребление, использование радиотеплолокаторов на ИСЗ требует преодоления ряда трудностей, связанных прежде всего с решением двух противоречивых задач: обеспечением беспрерывного просмотра земной поверхности, требующего определенных значений скорости сканирования антенны, и тем, что время просмотра разрешаемой площадки должно быть равно 2—3т.

На современном этапе эти трудности, по-видимому, могут быть преодолены, если использовать многоканальную аппаратуру и несколько ИСЗ.

Таким образом, если учесть геометрическую разрешающую способность и величину минимально обнаруживаемых осадков, то ясно, что РЛС на спутниках может дать информацию, пригодную лишь для синоптических целей.

§ 7.4. Особенности передачи информации об осадках с ИСЗ

Одним из основных и трудно решаемых вопросов, возникающих при использовании радиолокационного метода обнаружения зон осадков с ИСЗ, является передача информации со спутника. Необходимо обеспечить преобразование и запоминание радиолокационных изображений, передачу, прием и обработку этой информации на Земле.

Объем информации должен соответствовать времени передачи. Это время зависит от угла наклона орбиты к плоскости экватора, высоты орбиты, местоположения приемной станции и высоты ее антенны. Так, при движении ИСЗ на полярной орбите информация на Земле может приниматься со всех точек местности, находящихся на широте $\varphi > \varphi_{\text{пр}}$. В свою очередь

$$\varphi_{\text{пр}} = 90^\circ - \arcsin \frac{L}{R_3 + H}. \quad (7.26)$$

Величина L с учетом стандартной радиорефракции УКВ определяется соотношением

$$L = 4,15 \sqrt{H}, \quad (7.27)$$

где H — выражено в метрах, L — в километрах.

Отсюда по формуле (7.26) легко найти, что для спутника, находящегося на высоте 880 км, прием информации при каждом его обороте возможен только на широте, большей чем $58^\circ 40'$, а для ИСЗ на высоте 440 км — только с $\varphi_{\text{п}} \geq 67^\circ$.

Для наземной станции, находящейся на проекции орбиты спутника, время приема максимально

$$t_{\text{max}} = \frac{T_c}{180} \arcsin \frac{L}{R_3 + H}. \quad (7.28)$$

Для указанных выше орбит это время соответственно равно 18 и 12 мин. Для станций, расположенных на Северном или Южном полюсах, это время было бы одно и то же для всех витков ИСЗ. Однако для всех других точек расположения станции при $\varphi \geq \varphi_{\text{пр}}$ это время будет меняться от витка к витку. Минимальное время приема будет тогда, когда плоскость, проходящая через станцию и полюсы Земли окажется перпендикулярной плоскости орбиты. Это минимальное время определяется следующим соотношением:

$$t_{\text{min}} = \frac{t_{\text{max}} \sqrt{\beta^2 - z^2}}{\beta^2}, \quad (7.29)$$

где $\beta = \arcsin \frac{L}{R_3 + H}$, $z = 90^\circ - \varphi_{\text{станции}}$.

Другим важным вопросом является способ считывания и преобразования радиолокационных изображений. Для этих целей

могут быть использованы щелевые передающие телевизионные камеры, непрерывно просматривающие линию развертки с последующим запоминанием и передачей изображений. Возможно непосредственное преобразование радиолокационных сигналов в телевизионное изображение с помощью потенциоскопа. Такое преобразование обеспечивает наименьшее искажение радиолокационного изображения и приемлемо как для получения изображений зон облаков и осадков в плане, так и в случае вертикальных разрезов.

При запоминании указанной метеорологической информации за один оборот ИСЗ вокруг Земли накапливается огромное ее количество.

Приближенный расчет объема информации для получения изображений метеорологических целей в плане при просмотре поверхности Земли за один виток показывает, что этот объем равен произведению числа строк, образующих полосу обзора, на число элементарных площадок в строке. Число элементарных площадок в строке в среднем равно $\frac{L}{\Delta x}$, где L — ширина полосы обзора, а Δx — среднее значение разрешающей способности РЛС на поверхности Земли вдоль строки.

Число строк в зоне обзора за один оборот спутника вокруг Земли равно $\frac{2\pi R_3}{\Delta y}$. Следовательно, количество накопленной информации будет

$$N_{\text{дв. ед}} = \frac{L \cdot 2\pi R_3}{\Delta y \cdot \Delta x}.$$

Пусть ширина полосы обзора 500 км, $\Delta y = 10$ км, а $\Delta x = 5$ км, тогда $N_{\text{дв. ед}} = \frac{500 \cdot 6,28 \cdot 6,37 \cdot 10^3}{5 \cdot 10} \approx 4 \cdot 10^5$ с одного витка.

С целью уменьшения объема информации возможно применение принципов контурного телевидения, что позволяет передавать границы черно-белого изображения. При этом объем информации сокращается на несколько порядков.

В общем случае можно передавать всю накопленную информацию при каждом обороте спутника. Однако, учитывая потребности энергопитания, по-видимому, целесообразно выключать радиолокатор во время передачи информации. При этом может оказаться рациональной передача информации один раз за два периода обращения спутника.

Глава 8

ВЛИЯНИЕ ОБЛАКОВ И ОСАДКОВ НА РАДИОЛОКАЦИОННОЕ ОБНАРУЖЕНИЕ ЦЕЛЕЙ

§ 8.1. Основные соотношения

При распространении электромагнитных волн в газах атмосферы, тумане, облаках и особенно в осадках происходит заметное их затухание.

Ослабление в кислороде и водяном паре атмосферы может быть особенно велико в миллиметровом диапазоне. На сантиметровых волнах оно в общем мало заметно. Однако при обнаружении целей, находящихся на больших удалениях, влияние этого затухания необходимо учитывать.

Что касается ослабления электромагнитных волн атмосферными образованиями, то оно гораздо существеннее, чем в газах атмосферы, особенно в диапазоне длин волн $\lambda \leq 5$ см. Это подтверждается опытом эксплуатации РЛС сантиметрового диапазона, который показывает, что на дальность обнаружения воздушных и наземных целей значительное влияние оказывают атмосферные осадки.

При плохой погоде способность РЛС обнаруживать цели ухудшается не только вследствие ослабления радиолокационных сигналов на пути между станцией и целью, но и за счет влияния мешающих отраженных сигналов от частиц воды вблизи цели. Эти сигналы поступают в приемную антенну РЛС и создают шум, маскирующий полезные эхо-сигналы.

Исследованиям влияния облаков и осадков на радиолокационное обнаружение объектов посвящены работы В. С. Школьников, Н. С. Коковина, К. С. Шифрина, А. А. Кошевого, М. М. Иоффе, А. Я. Усикова, Н. П. Робинсона, Х. Хоукинса, автора и др. [1—9].

В этих работах рассматривается влияние ослабления и рассеяния радиоволн облаками и осадками на дальность действия станций, радиолокационный контраст, ширину диаграммы направленности антенн и радиоастрономические наблюдения.

Ниже будет рассмотрено влияние указанных атмосферных образований на дальность действия РЛС.

На дальность радиолокационного обнаружения могут влиять только те атмосферные образования, которые находятся между РЛС и целью или в районе цели, но не дальше от цели, чем по дальности на величину $\frac{c\tau}{2}$ и по углу, равному ширине диаграммы направленности θ .

В других случаях присутствие сигналов, отраженных от атмосферных образований, может оказывать лишь косвенное влияние, заключающееся в том, что полезный сигнал несколько труднее найти при наличии на индикаторах других сигналов.

Влияние атмосферных образований на дальность радиолокационного обнаружения целей с учетом ослабления радиоволн и мешающих отражений может быть определено по способу, изложенному в главе IV. В случае отсутствия мешающих атмосферных образований минимальный сигнал, обнаруживаемый приемником РЛС, будет $P_{\min} = mP_{\text{ш}}$. При наличии атмосферных образований в районе цели

$$P_{\min} = m_1 P_{\text{ш}} + m_2 P_r, \quad (8.1)$$

где m_2 — коэффициент различимости сигнала на фоне помехи от облаков и осадков P_r .

Для первого случая

$$m_1 P_{\text{ш}} = \frac{P_t G^2 \lambda^2 \sigma_{\text{ц}}}{(4\pi)^3 R_0^4},$$

где $\sigma_{\text{ц}}$ — эффективная площадь цели, R_0 — максимальная дальность обнаружения цели при отсутствии помехи.

Во втором

$$m_1 P_{\text{ш}} + m_2 P_r = \frac{P_t G^2 \lambda^2 \sigma_{\text{ц}}}{(4\pi)^3 R^4} k,$$

где k — коэффициент ослабления и R — максимальная дальность обнаружения при наличии облаков и осадков.

Разделив первое соотношение на второе и обозначив $\frac{m_2}{m_1} = \zeta$, получим

$$\frac{P_t G^2 \lambda^2 \sigma_{\text{ц}}}{(4\pi)^3 R_0^4 P_{\text{ш}}} = \frac{P_t G^2 \lambda^2 \sigma_{\text{ц}} k}{(4\pi)^3 R^4 (P_{\text{ш}} + \zeta P_r)},$$

откуда

$$R_0^4 = \frac{R^4}{k} + \frac{R^4 \zeta P_r}{P_{\text{ш}} k}. \quad (8.2)$$

Так как для типовых радиолокационных станций мешающие отражения P_r практически вызываются только атмосферными осадками, уравнение (8.2) с учетом соотношения (3.27) переписывается в следующем виде:

$$R_0^4 = \frac{R^4}{k} + \frac{\zeta 10^{-16} R^2 P_r h I^{1.6} k_3}{P_{\text{ш}} \lambda^2 \theta_1 \theta_2}. \quad (8.3)$$

При известных технических характеристиках РЛС, заданных значениях интенсивности осадков I и их геометрических размерах, а также дальности R соотношение (8.3) может быть решено относительно R_0 . Это позволяет графически представить необходимые зависимости.

Первое слагаемое правой части уравнения (8.3) учитывает влияние ослабления, второе — помехи за счет обратного рассеяния. Оно больше нуля только тогда, когда в районе цели выпадают осадки.

С помощью графиков, построенных по этому уравнению, можно по известной дальности станции в хорошую погоду без осадков определять дальность ее действия при заданных метеорологических условиях.

Пусть РЛС характеризуется следующими основными техническими параметрами (см. [8]):

Мощность в импульсе, квт	50
Выигрыш антенны, дб	28,6
Длина волны, см	3,2
Длительность импульса, мксек	0,6
Коэффициент шумов приемника, дб	16

Подставив их в формулу (8.3) и учитывая то, что выигрыш антенны связан с шириной диаграммы направленности θ формулой $G = \frac{4\pi}{\theta^2}$, получим

$$R_0^4 = \frac{R^4}{k} + \frac{\zeta \cdot 10^{-16} \cdot 5 \cdot 10^4 \cdot 1,8 \cdot 10^2 R^2 I^{1.6} k_3}{P_{\text{ш}} (3,2 \cdot 10^{-2})^2}. \quad (8.4)$$

Мощность внутренних шумов приемного устройства $P_{\text{ш}}$, согласно выражению (3.84), равна $P_{\text{ш}} = 4 \cdot 10^{-21} \cdot 10^{1.6} \Delta f$. При ширине полосы пропускания УПЧ приемника $\Delta f = 1$ Мгц $= 10^6$ гц, $P_{\text{ш}} = 1,6 \cdot 10^{-13}$ вт.

Поскольку ширина диаграммы направленности антенны составляет около 8° , т. е. относительно велика, коэффициент заполнения k_3 примем равным 0,1. Положим также для простоты

расчетов $\zeta=1$. В результате получим следующую окончательную формулу:

$$R_0^4 = \frac{R^4}{k} + 3,25 \cdot 10^7 I^{1,6}. \quad (8.5)$$

Вычислим теперь R_0 при заданных значениях R , k и I .

Изменение дальности действия РЛС, параметры которых представлены выше, за счет влияния дождя по сравнению с дальностью действия в хорошую погоду без осадков показано на

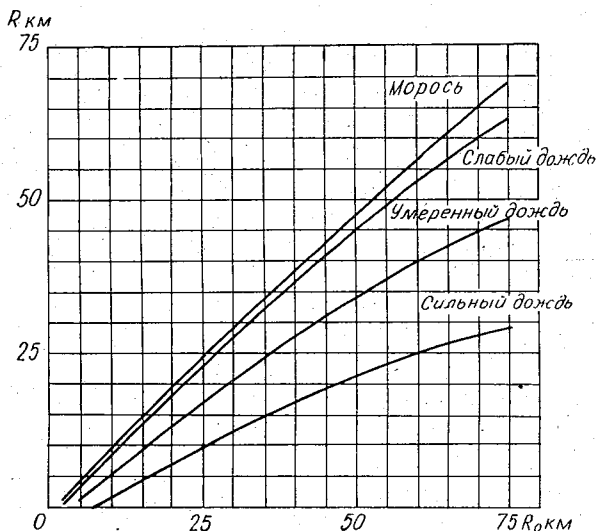


Рис. 8.1. Уменьшение дальности обнаружения радиолокационной станции 3-сантиметрового диапазона при дожде различной интенсивности.

рис. 8.1. Кривые построены для моросящего, слабого, умеренного и сильного дождя (интенсивность $I=0,25; 1,0; 4; 16$ мм/час соответственно).

Легко заметить, что дальность обнаружения заметно уменьшается только при выпадении умеренных и сильных дождей. В то же время моросящие и слабые дожди не оказывают почти никакого влияния на дальность обнаружения в пределах 72 км. Это вызвано тем обстоятельством, что затухание радиоволн длиной 3 см в таких дождях мало, а обратное рассеяние настолько мизерно, что уже на дальностях 1,7 и 5,3 км соответственно сигнал от моросящего и слабого дождя становится меньше уровня шумов приемника.

Так, например, для дальности действия РЛС в хорошую погоду без осадков, равной 80 км, умеренный дождь уменьшает эту дальность до 50 км, а моросящий — только до 75 км.

Интересно сравнить относительное влияние ослабления и обратного рассеяния на дальность радиолокационного обнаружения, т. е. вклад первого и второго слагаемого формулы (8.5). Анализ показывает, что влияние рассеяния более существенно на малых дальностях. Например, для данной РЛС эффект рассеяния становится меньше эффекта затухания в умеренном дожде, начиная с удалений 25 км.

Экспериментальная проверка расчетных данных, полученных по формуле (8.5), затруднительна вследствие трудностей производства полетов на самолетах в зонах, метеорологических целей, эпизодичности осадков и т. д. При работе по наземным ориентирам указанную проверку осуществить легче. В частности, были произведены измерения средних значений мощности эхосигналов от некоторых наземных ориентиров и выпадающих над ними осадков с одновременным визуальным наблюдением этих сигналов на ИКО и ИДВ метеорологической РЛС. В результате представилось возможным определить минимальное значение отношения $\frac{P_{\Pi}}{P_r}$ и условия, при которых наблюдалась или не наблюдалась маскировка полезных сигналов мешающими сигналами от осадков (табл. 8.1).

Таблица 8.1

Фактические и расчетные значения дальности обнаружения наземных ориентиров в осадках

Фактическое расстояние от объекта R км	σ м ²	Маскировка при измерен- ном Z мм ⁶ /м ³	Отсутствие маскировки при измерен- ном Z	Расчетные значения $R_{\max}$ км при изме- ренном Z
14 X 1963 г.				
8	0,2	300	—	4,9
9	0,66	500	—	8,5
9	0,66	270	—	11,3
9	0,66	150	—	15,4
9	0,66	—	50	40,8
15 X 1963 г.				
6	13	—	608	33,6
6	8,2	—	1216	19,0
9	3,3	—	218	28,5
9	0,1	867	—	7,9
6	0,05	12	—	15,5
8	0,03	3,3	—	7,0

Величина радиолокационной отражаемости Z определялась с помощью формулы (5.11) по отраженному сигналу, а расчетная величина $R_{\max}$ ориентира при наличии осадков — по формуле (8.3).

Следует подчеркнуть, что при постоянном нормальном усилении приемника РЛС, динамический диапазон которого обычно

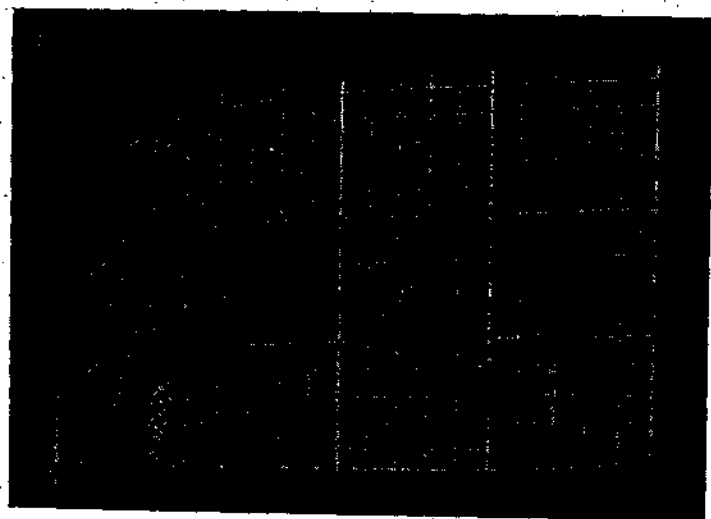
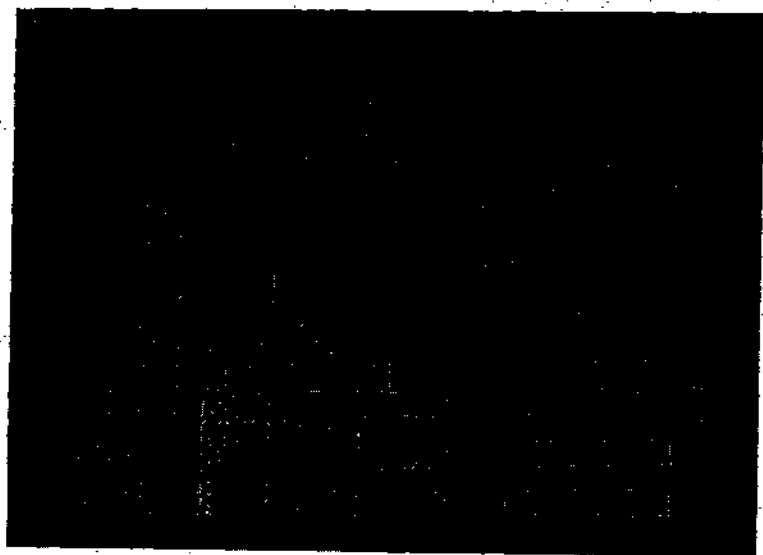


Рис. 8.2.

составляет около 20 дБ, эхо-сигналы осадков, достигающие уровня 20 дБ над $P_{\min}$, маскируют любые эхо-сигналы от ориентиров ($R_{\max} \approx 0$).

Поскольку эхо-сигналы осадков часто превышают указанный уровень, для полной проверки формулы (8.3) необходимо работать при различных малых усилениях приемника РЛС.

Как видно из табл. 8.1, при наличии маскировки расчетное $R_{\max}$ мало отличается от фактического значения R , в случаях же отсутствия маскировки ориентиров осадками $R_{\max}$ (расчетные) всегда были больше фактических значений R .

Аналогичные данные получены и при наблюдении за самолетами.

Рисунок 8.2 иллюстрирует пример влияния зоны ливневых осадков на обнаружение самолета 12 сентября 1963 г. На рис. 8.2а отметка самолета видна на ИДВ, а на рис. 8.2б она почти исчезает на расстоянии $R=40$ км при $\bar{Z}=350$ мм⁶/м³ непосредственно перед входом самолета в верхнюю часть кучево-дождевого облака.

§ 8.2. Корреляционная методика определения среднегодового числа часов с осадками различной интенсивности

В § 8.1 была показана физика влияния облаков и осадков на трассе и в районе цели на дальность радиолокационного обнаружения. Статистически это влияние будет охарактеризовано достаточно полно только тогда, когда будет определено время в течение года, когда наблюдается та или иная дальность радиолокационного обнаружения над различными районами земного шара [1, 2, 6]. Знание этого времени дает также представление о вероятности различных дальностей обнаружения.

Для решения этого важного вопроса необходимо иметь первичные данные метеорологических измерений атмосферных осадков на земном шаре. Такими данными должны быть результаты измерений интенсивности и продолжительности различных осадков. К сожалению, в климатологических справочниках и атласах помещены данные только о числе дней с осадками и количество осадков, выпадающих за год или месяц. Опубликованные же результаты измерений их интенсивности и продолжительности отсутствуют. Вследствие этого пользуются корреляционной методикой определения указанных характеристик осадков.

Эта методика основана на корреляционной зависимости между отношением среднегодового количества осадков к числу дней с осадками выше заданной интенсивности [10]. Для расчета этого числа часов используют следующую эмпирическую формулу:

$$N_i = m \left(\frac{P}{a} - a \right), \quad (8.6)$$

где N_i — число часов в году с осадками больше заданной интенсивности; i — заданная интенсивность осадков (мм/час); m — ко-

ээффициент, характеризующий наклон линии регрессии для данной интенсивности; P — среднегодовое количество осадков (мм); d — среднегодовое число дней с осадками; a — отрезок оси $\frac{P}{d}$ от 0 до пересечения с линией регрессии в точке заданной интенсивности i .

Графики зависимости m и a от интенсивности осадков представлены на рис. 8.3 и 8.4. С помощью этих графиков можно определить m и a для любой интенсивности осадков, начиная с 0,25 мм/час (моросящие осадки) до 50 мм/час (сильный ливень). Значения P и d берутся из климатологических справочников.

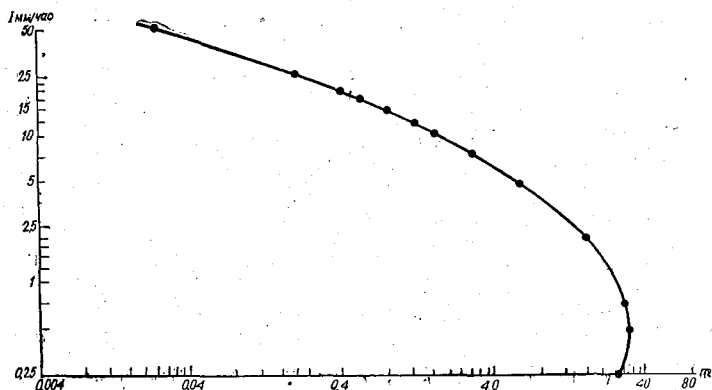


Рис. 8.3. Зависимость коэффициента m от интенсивности осадков.

Для расчета среднегодового количества часов с осадками какой-либо определенной градации интенсивности необходимо вычесть из числа часов в году с осадками меньшей интенсивности число часов с осадками большей интенсивности.

Например, для Ленинграда число часов за год с осадками выше 0,25 мм/час, рассчитанное по формуле (8.6), равно $N_{0,25}=422,1$ час/год, а для интенсивности выше 1 мм/час $N_{1,0}=119,6$ час/год. В результате в течение года число часов с осадками для градации интенсивности от 0,25 до 1 мм/час составляет $N_{0,25-1,0}=302$ час/год.

Аналогично определяются данные для осадков другой интенсивности, например, ниже приведено среднегодовое число часов с осадками различной интенсивности для Ленинграда:

Интенсивность осадков, мм/час		0,25—1 (слабые)	1—4 (умеренные)	4—15 (сильные)	16—50 (очень сильные)
Среднегодовое число часов		302,5	108,1	7,3	0,03

Несмотря на простоту данного метода, он обладает следующими недостатками, которые ограничивают его применение и снижают точность расчета основных характеристик атмосферных осадков. К этим недостаткам относится прежде всего то, что применяемый метод позволяет вычислить среднегодовое количество часов с осадками, интенсивность которых не менее

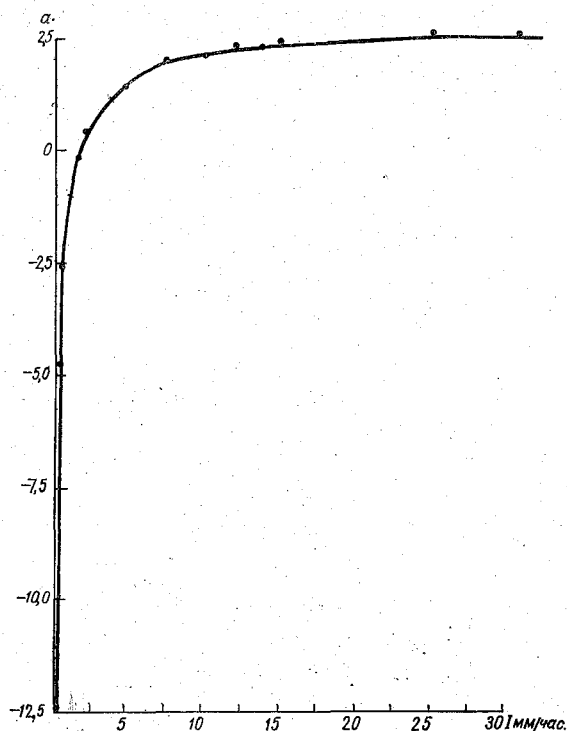


Рис. 8.4. Зависимость коэффициента a от интенсивности осадков.

0,25 мм/час. Между тем определенное экспериментальным образом число часов в году с осадками данной интенсивности по измерениям в Ленинграде и других пунктах может достигать 400—800 час.

Несмотря на то что время, в течение которого выпадают указанные осадки, довольно значительное, они, согласно рис. 8.1, не оказывают заметного влияния на дальность радиолокационного обнаружения.

Другим недостатком используемого корреляционного метода является то, что его точность понижается для географических

районов, где преобладают конвективные осадки или твердые осадки в виде снега. Кроме того, точность метода может быть невелика для пустынных районов, районов с муссонным и горным климатом.

Эти недостатки могут быть устранены при усовершенствовании метода, в частности путем нахождения коэффициентов m и a для различных районов земного шара.

Для проверки формул типа (8.6) необходимо иметь фактические данные измерений интенсивности осадков и их продолжительности хотя бы двух метеостанций для каждого географического района. Тогда можно построить график поправок, используя который можно исправлять полученную величину N_i .

§ 8.3. Среднегодовое распределение осадков, их эффективных площадей рассеяния и коэффициентов ослабления

Для того чтобы получить наглядное представление о географическом распределении характеристик осадков, важных с точки зрения их влияния на радиолокационное обнаружение целей, строят карты среднегодового распределения осадков различной интенсивности. Такие карты для слабых, умеренных, сильных и очень сильных дождей показаны на рис. 8.5.

Представленные характеристики осадков в общем согласуются с климатологическими данными. Наибольшее число часов в году приходится на слабые осадки, которые выпадают в среднем в течение 200—600 час. Умеренные осадки занимают меньший интервал времени в году (80—260 час.). Сильные и очень сильные осадки выпадают над северным полушарием не более чем в течение 10 час. за год.

Заметно также уменьшение среднегодового числа часов с осадками с увеличением широты места.

Приведенные на картах указанные характеристики атмосферных осадков позволяют получить представление о географическом распределении и вероятности того или иного ослабления в различных осадках.

Действительно, величина единичного коэффициента ослабления α в осадках для миллиметрового диапазона может быть выражена соотношением

$$\alpha = \frac{0,222}{\lambda^{1,05}} \frac{\text{дБ/км}}{\text{мм/час}}, \quad (8.7)$$

где λ выражено в сантиметрах.

Чтобы получить ослабление на километр, необходимо умножить правую часть соотношения (8.7) на величину интенсивности осадков I мм/час.

Коэффициент ослабления в осадках для сантиметрового диапазона, как было указано в § 3.5, определяется с помощью приближенного соотношения

$$\alpha = kI^{\gamma} \text{ дБ/км}, \quad (8.8)$$

где k — коэффициент, зависящий от длины волны. Его значения представлены в табл. 3.9.

Используя выражения (8.7) и (8.8), можно определить значения α для ряда длин волн при слабых, умеренных, сильных и очень сильных осадках. Результаты расчетов представлены в табл. 8.2¹.

Таблица 8.2

Ослабление радиоволн α дБ/км в дождях различной интенсивности

λ см	I мм/час			
	0,25—1 (слабый)	1—4 умеренный	4—15 (сильный)	15—50 (очень сильный)
0,3	0,58	1,85	4,13	10,8
0,8	0,21	0,69	2,64	5,54
2,0	0,01	0,08	0,46	1,22
3,0	0,006	0,035	0,19	0,58
5,0	0,001	0,011	0,03	0,10
10,0	0,0002	0,001	0,003	0,01

Пользуясь данными табл. 8.2 и картами, приведенными выше, можно получить представление о распределении коэффициента ослабления над северным полушарием в среднем за год. Значение коэффициента ослабления в дождях на данной частоте меняется в тех же пределах, что и интенсивность осадков. Среднегодовая вероятность того или иного значения ослабления соответствует среднегодовой вероятности выпадения различных дождей. Для полного представления о величине ослабления необходимо также использовать вероятностные характеристики геометрических размеров дождей различной интенсивности.

Другой важной статистической характеристикой осадков является повторяемость эффективных площадей рассеяния единичного объема осадков (σ_0). Ее важно знать как с точки зрения маскировки полезных целей осадками, так и с точки зрения обнаружения ложных целей, создаваемых эхо-сигналами осадков.

¹ В таблице представлено ослабление, рассчитанное для середин градаций интенсивности дождя.

Эффективную площадь рассеяния осадков σ_0 можно рассчитать по известному соотношению

$$\sigma_0 = 6,2 \cdot 10^{-14} \frac{I^{1,6}}{\lambda^4} \text{ м}^{-1}, \quad (8.9)$$

где σ_0 выражено в м^{-1} , I — в мм/час , λ — в м .

Далее, используя карты среднегодового числа часов с осадками различной интенсивности, можно получить наглядное представление о среднегодовом распределении σ_0 .

В качестве примера дадим оценку влияния зон осадков с учетом их климатических характеристик для указанной в § 8.1 гипотетической РЛС, основываясь на картах среднегодового числа часов осадков и графиках на рис. 8.5.

Пусть максимальная дальность обнаружения выбранной цели в хорошую погоду без осадков $R_0 = 50$ км. Тогда из рис. 8.1 следует, что при наличии слабого дождя в районе цели максимальная дальность уменьшится до 45 км, умеренного — до 35 км, сильного — до 23 км и очень сильного — до 15 км, т. е. практически может быть исключено наблюдение за целью.

Географическое распределение числа часов с указанными дальностями обнаружения равно среднегодовому числу часов с осадками соответствующей интенсивности. Слабые осадки (0,25—1 мм/час) наблюдаются в пределах от 180 до 650 час. Таким образом, вероятность максимальной дальности обнаружения 45 км в среднем за год находится в пределах 2,5—7,5%¹.

Число часов в году с умеренными осадками составляет 80—200 час. Следовательно, дальность обнаружения 35 км наблюдается с вероятностью 0,9—3,1%. Наконец, вероятность того, что цель будет маскироваться очень сильным дождем, мала и не превышает сотых долей процента.

Из изложенного также вытекает, что максимальная дальность обнаружения, рассчитанная с учетом ослабления радиоволн газами атмосферы и облаками без осадков, равная 50 км, имеет среднегодовую вероятность 89,1—96,5%.

¹ За 100% принято общее число часов в году.

ЛИТЕРАТУРА

К главе 1

1. Аренберг А. Г. Распространение дециметровых и сантиметровых волн. Изд. «Советское радио», 1957.
2. Аухимович Е. К. Распространение радиоволн и основы расчета наземных и авиационных радиолиний, ч. I. ЛКВВИА им. А. Ф. Можайского 1959.
3. Баттан Л. Дж. Радиолокационная метеорология. Гидрометеиздат, 1962.
4. Гольдштейн Л. Д. и Зернов Н. В. Электромагнитные поля и волны. Изд. «Советское радио», 1951.
5. Долуханов М. П. Распространение радиоволн. Связьиздат, 1960.
6. Кессених В. Н. Распространение радиоволн. Гостехиздат, 1952.
7. Нелепец В. С., Степаненко В. Д. Радиолокационные методы метеорологических наблюдений. Гидрометеиздат, 1961.
8. Шулейкин М. В. Распространение электромагнитной энергии. Изд. Первого Русского Радиобюро, 1923.
9. Шукин А. Н. Распространение радиоволн. Связьиздат, 1940.

К главе 2

1. Аренберг А. Г. Распространение дециметровых и сантиметровых волн. Изд. «Советское радио», 1957.
2. Авербах Н. В., Гамов А. Г. Радиолокационная метеорология в судовождении. Изд. «Морской транспорт», 1962.
3. Альперт Я. Л., Гинзбург В. Л., Фейнберг Е. Л. Распространение радиоволн. Гостехиздат, 1953.
4. Андерсен Л., Госсар И. Прогнозирование волноводных условий распространения радиоволн над океанами по климатическим данным. Вопросы радиолокационной техники, № 4, ИЛ, М., 1956.
5. Барсис А., Хербштейн Дж., Хорнберг К. Исследование распространения радиоволн в тропосфере. Вопросы радиолокационной техники, № 2, ИЛ, М., 1956.
6. Баттан Л. Дж. Радиолокационная метеорология. Гидрометеиздат, 1962.
7. Бирнбаум Г., Басси Х. Амплитуда, масштаб и спектр неоднородностей показателя преломления в нижнем слое атмосферы толщиной 125 м. Вопросы радиолокационной техники, № 2, ИЛ, М., 1956.
8. Бин Б. Влияние метеорологических условий на рассеяние радиоволн. Вопросы радиолокационной техники, № 5, ИЛ, М., 1956.
9. Буга Н. Н., Дулевич В. Е., Мельник Ю. А. Основы импульсной радиолокации, ч. I. ЛКВВИА им. А. Ф. Можайского, 1957.

10. Введенский Б. А., Аренберг А. Г. Вопросы распространения ультракоротких радиоволн. Изд. «Советское радио», 1948.
11. Гомбоев Н. Ц. Исследование вертикальной структуры коэффициента преломления приземного слоя атмосферы. Тр. ГГО, вып. 173, 1964.
12. Егоров Н. И., Безуглый И. М., Снежинский В. А. Морская гидрометеорология, курс кораблевождения, том VI. Управление Гидрографической службы ВМФ, Л., 1962.
13. Красильников В. А. О влиянии пульсаций коэффициента преломления в атмосфере на распространение УКВ. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., т. XIII, № 1, 1949.
14. Краснушкин П. Е. О волноводных свойствах неоднородных сред. ЖТВ, т. 28, № 4, 1948.
15. Пахомов Л. А., Пинус Н. З., Шмидт С. М. Аэрологические исследования изменчивости коэффициента преломления атмосферы для ультракоротких радиоволн. Гидрометеиздат, 1960.
16. Распространение ультракоротких радиоволн. Пер. с англ. под ред. Б. А. Шиллерова. Изд. «Советское радио», 1954.
17. Влияние метеорологических условий на распространение ультракоротких волн. Пер. с англ. Составил М. В. Беляков. Изд. «Советское радио», 1948.
18. Распространение сантиметровых радиоволн в тропосфере. Пер. с англ. ИЛ, М., 1950.
19. Троицкий В. Н. Отражение ультракоротких радиоволн от слоистых неоднородностей тропосферы. Радиотехника, т. II, № 1, 1956.
20. Фок В. А. Теория распространения радиоволн в неоднородной атмосфере. Изв. АН СССР, сер. физич., т. 14, № 1, 1950.
21. Фок В. А. Приближенная формула для дальности горизонта при наличии сверхрефракции. Радиотехника и электроника, т. I, № 5, 1956.

К главе 3

1. Аренберг А. Г. Распространение дециметровых и сантиметровых волн. Изд. «Советское радио», 1957.
2. Альперт Я. Л., Гинзбург В. Л., Фейнберг Е. Л. Распространение радиоволн. Гостехиздат, М., 1953.
3. Баттан Л. Дж. Радиолокационная метеорология. Гидрометеиздат, 1962.
4. Буга Н. Н., Дулевич В. Е., Мельник Ю. А. Основы импульсной радиолокации, ч. I. ЛКВВИА им. А. Ф. Можайского, 1962.
5. Боровиков А. М. и др. Физика облаков. Гидрометеиздат, 1961.
6. Баранов А. М. Исследование пространственной структуры облаков в целях метеорологического обеспечения войск. ЛВИКА им. А. Ф. Можайского, 1963.
7. Высоковский Д. М. Рассеяние и поглощение микрорадиоволн в атмосферных образованиях (дождь, снег, облачность, туман) и радиолокация. УФН, т. XLVII, вып. 3. Гостехиздат, 1952.
8. Грачев В. А., Завьялов В. А. Основы радиолокационной техники. ЛКВВИА им. А. Ф. Можайского, 1958.
9. Горелик А. Г., Костарев В. В. Модуляционный метод повышения чувствительности приемника радиолокационной станции аэрологического применения. Тр. ЦАО, вып. 20, 1958.
10. Дулевич В. Е. [и др.]. Теоретические основы радиолокации. Изд. «Советское радио», 1964.
11. Дробов С. А. Радиопередающие устройства. Воениздат, 1951.
12. Калиновский А. Б., Пинус Н. З. Аэрология. Гидрометеиздат, 1961.
13. Кожарин В. С. Характеристика водности фронтальных облачных систем по экспериментальным данным. Тр. ЛКВВИА им. А. Ф. Можайского, вып. 245, 1958.

14. Костарев В. В. Опыт радиолокационного зондирования тропосферы. Тр. ЦАО, вып. 20, 1958.
15. Матвеев Л. Т. Общий курс метеорологии. ЛКВВИА им. А. Ф. Можайского, 1958.
16. Мак Эскилл. О выборе параметров бортовой антенны и приемного устройства разведывательного спутника. Зарубежная радиоэлектроника, № 4, 1962.
17. Мейсон Б. Дж. Физика облаков. Гидрометеониздат, 1961.
18. Минервин В. Е., Шупяцкий А. Б. Радиолокационный метод определения фазового состояния облаков и осадков. Тр. ЦАО, вып. 17, 1963.
19. Нелепец В. С., Степаненко В. Д. Радиолокационные методы метеорологических наблюдений. Гидрометеониздат, 1961.
20. Николаев А. Г., Перцов С. В. Радиотеплолокация. Пассивная радиолокация. Изд. «Советское радио», 1964.
21. Пассивная радиолокация. Вестник информации, № 23, 1957.
22. Пози Дж. Л. и Брейсуэлл Р. Н. Радиоастрономия. Пер. с англ. под ред. Шкловского. ИЛ, М., 1958.
23. Распространение ультракоротких радиоволн. Пер. с англ. под ред. Б. А. Шиллерова. Изд. «Советское радио», 1954.
24. Райд Дж. Ослабление и отражение радиолокационных сигналов, обусловленных различными метеорологическими явлениями. Сб. «Распространение сантиметровых радиоволн в тропосфере». ИЛ, М., 1950.
25. Робинсон Н. П. Измерения действий дождя, снега и тумана на эхо-сигналы 8,6-мм радиолокатора. Ргос. IEE, vol. 102, № 5, 1955.
26. Сергованцев Б. В. Миллиметровые волны и их применение. Изд. «Советское радио», 1957.
27. Брылев Г. Б., Сальман Е. М. О предельной дальности радиолокационного обнаружения ливневых осадков. Труды ГГО, вып. 159, 1964.
28. Сальман Е. М. К вопросу об оптимальной длине волны радиолокатора для обнаружения облачности и осадков. Тр. ГГО, вып. 102, 1960.
29. Троицкий В. С., Жевакин С. А., Цейтлин Н. М. Радиоизлучение атмосферы и исследование поглощения сантиметровых радиоволн. Изв. ВУЗ. Радиофизика, т. I, № 2, 1958.
30. Троицкий В. С., Рахлин В. Л. Абсолютный микроваттметр на волну 3,2 см и его применение в радиоастрономии и технике. Уч. зап. Горьковского ун-та, сер. физ., т. 30, 1956.
31. Хичфельд В., Маршалл Д. Влияние затухания на выбор длины волны для радиолокатора наблюдения за состоянием погоды. Ргос. IEE, July, 1954.
32. Шифрин К. С. Рассеяние света в мутной среде. Гостехиздат, М., 1951.
33. Шифрин К. С. К теории оптических методов исследования коллоидальных систем. Тр. Всесоюзного заочного лесотехнического института, № 1, 1955.
34. Шупяцкий А. Б. Радиолокационное измерение интенсивности и некоторых других характеристик осадков. Гидрометеониздат, 1960.
35. Atlas D., Banks H. The interpretation of microwave reflections from rainfall. J. met. vol. 8, N 5, 1953.
36. Atlas D. and Hishfield W. Scattering and Attenuation by Non-spherical Atmospherics Particles. Journ. Atm. Terr. Phys. III, 1953.
37. Atlas D. and et. t. Back — Scatter by Dielectric spheres. JEEE. Vn AP—11, N 1, 1963.
38. Gunn K. L. and East T. W. R. The microwave Properties of Precipitation Particles. Quart. Journ. Roy. Meteorol. Soc. LXXX, 1954.
39. Kerker M., Langleben M. P. and Gunn K. L. S. Scattering of microwaves by a Melting, spherical J-ice Particle, J. met., VIII, 1953.
40. Wexler R. Theory and Observation of Radar Storm Detection. Compendium Meteorology, 1951.

К главе 4

1. Альперт Я. Л., Гинзбург В. Л., Фейнберг Е. Л. Распространение радиоволн. Гостехиздат, 1953.
2. Баттан Л. Дж. Радиолокационная метеорология. Гидрометеозидат, 1962.
3. Боровиков А. М., Костарев В. В. О точности измерения высоты облаков радиолокационным методом. Тр. ЦАО, вып. 36, 1961.
4. Бичиашвили А. Д. [и др.] Некоторые характеристики радиолокационных отражений от ливневых осадков и града. Тр. Всесоюз. совещания по активным воздействиям на градовые процессы. ИНТИП, Тбилиси, 1964.
5. Боровиков А. М., Костарев В. В., Шупяцкий А. Б. Аппаратура и методика радиолокационных наблюдений эволюции мощных кучевых и кучево-дождевых облаков. ИНТИП, Тбилиси, 1964.
6. Боровиков А. М., Костарев В. В., Шупяцкий А. Б. Некоторые итоги радиолокационных наблюдений за эволюцией мощных кучевых и кучево-дождевых облаков и за результатами искусственного воздействия. Тр. ЦАО, вып. 57, 1964.
7. Брылев Г. Б., Сальман Е. М. Радиоэхо диэлектрических неоднородностей термического характера. Тр. ГГО, вып. 120, 1961.
8. Высоковский Д. М. Рассеяние и поглощение микрорадиоволн в атмосферных образованиях (дождь, снег, облачность, туман) и радиолокация. УФН, т. XLVII, вып. 3, Гостехиздат, 1952.
9. Гай А., Мэрсон И. Системы получения метеорологических данных.
10. Жупахин К. С. Применение накопителя для увеличения метеорологической эффективности радиолокационной аппаратуры. Труды ГГО, вып. 173, 1965.
11. Гальперин С. М. Распознавание грозовых разрядов в ливневых очагах при радиолокационных наблюдениях атмосферных образований с помощью пеленгатора гроз. Инф. сб. НИО, № 68, ЛВИКА им. А. Ф. Можайского, 1964.
12. Гашина С. Б., Сальман Е. М. Особенности радиолокационных характеристик грозовых облаков. Тр. ГГО, вып. 173, 1965.
13. Горелик А. Г., Костарев В. В. Радиоэхо некоторых невидимых объектов тропосферы. ДАН СССР, т. 125, № 1, 1959.
14. Горелик А. Г., Костарев В. В., Черников А. А. Новые возможности радиолокационного измерения ветра. Метеорология и гидрология, № 7, 1962.
15. Горелик А. Г., Черников А. А. Некоторые результаты радиолокационного исследования структуры поля ветра на высотах 50—700 м. Тр. ЦАО, вып. 57, 1964.
16. Горелик А. Г., Костарев В. В., Черников А. А. Координатно-доплеровский метод ветровых измерений. Тр. ЦАО, вып. 57, 1964.
17. Грачев В. А., Завьялов В. А. Основы радиолокационной техники ЛКВВИА им. А. Ф. Можайского, 1958.
18. Дивинская Б. Ш. Опыт применения радиолокационных наблюдений для уточнения синоптического положения. Тр. ГГО, вып. 173, 1965.
19. Дивинская Б. Ш., Сальман Е. М. Особенности картин радиоэхо облаков и осадков при различных синоптических ситуациях. Тр. ГГО, вып. 159, 1964.
20. Игнатова Р. В., Петрушевский В. А., Сальман Е. М. Радиолокационные признаки характера облачности. Тр. ГГО, вып. 173, 1965.
21. Игнатова Р. В., Петрушевский В. А. Эффективность и обеспеченность радиолокационных обнаружений облаков, не дающих осадков. Тр. ГГО, вып. 173, 1965.
22. Имянитов И. М., Кулик М. М., Чуваев А. П. Опыт исследования грозовых зон в южных районах Европейской территории Союза ССР и в Закавказье. Тр. ГГО, вып. 67, 1957.

23. Исследование облаков с помощью радиолокационных станций. Вопросы радиолокационной техники, № 5, 1955.
24. Костарев В. В. Опыт радиолокационного зондирования тропосферы. Тр. ЦАО, вып. 20, 1958.
25. Котов Н. Ф. Использование результатов радиолокационных исследований осадков для улучшения работы сети станций штормоповещения. Тр. ЦАО, вып. 20, 1958.
26. Котов Н. Ф., Николаев П. Н. Метод радиолокационных наблюдений ливней и гроз. Тр. ЦАО, вып. 20, 1958.
27. Котов Н. Ф. Метод обработки радиолокационных данных станции штормоповещения. Тр. ГГО, вып. 159, 1962.
28. Куликова Г. И., Никандрова Г. Т., Петрушевский В. А. Точность измерения границ облаков радиолокационным методом. Тр. ГГО, вып. 173, 1965.
29. Ловеншусс О. Обработка радиолокационных наблюдений за погодой. IRE International Convention Record, № 8, 1960.
30. Мазин И. П., Скосырева В. Д. Форма полос падения и их изображение на радиолокационных нефограммах, а также связь их с микроструктурой падающих частиц. Тр. ЦАО, вып. 35, 1960.
31. Мейсон Б. Дж. Физика облаков. Гидрометеиздат, 1961.
32. Miller R. W. The Bulletin of the Americ. Met. Soc., vol. 28, No 1, 1947.
33. Мучник В. М. Определение грозового и ливневого положения радиолокатором штормоповещения. Тр. ЦАО, вып. 20, 1958.
34. Мучник В. М. Некоторые радиолокационные характеристики ливней и гроз. Тр. ЦАО, вып. 20, 1958.
35. Насилов Д. Н. Радиометеорология. Гостехиздат, 1956.
36. Некрасов Л. Б. К вопросу о причинах образования радиоэхо дискретно-когерентного типа. Тр. ГГО, вып. 128, 1962.
37. Нелепец В. С., Степаненко В. Д. Радиолокационные методы метеорологических наблюдений. Гидрометеиздат, 1961.
38. Петрушевский В. А., Сальман Е. М. Определение высоты кучево-дождевых облаков радиолокационным методом. Тр. ГГО, вып. 159, 1964.
39. Сальман Е. М. Некоторые вопросы улучшения службы радиолокационного штормоповещения. Тр. ЦАО, вып. 20, 1958.
40. Сальман Е. М. Комплексный радиолокационный метод метеорологического обслуживания авиации. Тр. ГГО, вып. 159, 1962.
41. Сальман Е. М., Брылев Г. Б. Особенности радиоэхо при зондировании кучевых облаков небольшой вертикальной протяженности. Тр. ГГО, вып. 159, 1964.
42. Сальман Е. М., Брылев Г. Б. О связи между термодинамическим состоянием атмосферы с радиолокационными отражениями от ясного неба. Тр. ГГО, вып. 159, 1964.
43. Сальман Е. М., Дивинская Б. Ш. Вероятность радиолокационного обнаружения осадков. Тр. ГГО, вып. 159, 1964.
44. Шупяцкий А. Б., Моргунов С. П. Применение эллиптически поляризованных радиоволн для исследования облаков и осадков. ДАН СССР, т. 140, вып. 3, 1961.
45. Степаненко В. Д. Эффективность обнаружения зон осадков с помощью различных радиолокационных станций. ЛКВВИА им. А. Ф. Можайского, 1957.
46. Степаненко В. Д. Улучшение эффективности обнаружения метеорологических целей радиолокатором «Кобальт». Тр. ЦАО, вып. 20, 1958.
47. Сальман Е. М., Жупахин К. С. Некоторые результаты радиолокационных исследований вертикальной структуры ливней и гроз. Труды ГГО, вып. 159, 1964.
48. Степаненко В. Д., Вараксин В. П. Особенности измерений высоты облаков светолокатором. Тр. ЛКВВИА им. А. Ф. Можайского, вып. 440, 1963.

49. Степаненко В. Д. Обнаружение облаков и осадков с помощью самолетных радиолокационных станций. Тр. ВНМС, т. 5, Гидрометеиздат, 1963.
50. Степаненко В. Д., Рублев П. А., Гальперин С. М., Павлов Н. Ф. Устройство для поимпульсной регистрации радиолокационных сигналов, отраженных от облаков и осадков. Инф. сб. НИО, № 68, ЛВИКА им. А. Ф. Можайского, 1964.
51. Степаненко В. Д. Способ радиолокационного обнаружения облаков и погрешности в определении их высот. Инф. сб. НИО, № 71, ЛВИКА им. А. Ф. Можайского, 1964.
52. Черников А. А. Некоторые свойства термиков как отражающих объектов. Тр. ЦАО, вып. 36, 1961.
53. Черников А. А. Радиолокационное исследование отражений от ясного неба. Тр. ЦАО, вып. 48, 1963.
54. Atlas D. Radar studies of Meteorological „angel” echoes. Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics, vol. 15, Nos 3/4, october, 1959.
55. Atlas D. Possible key to the dilemma of Meteorological „angel” echoes. L. Met. vol. 17, N 2, 1960.
56. Atlas D. Meteorological Angel Echoes. J. Met. vol. 16, No 1, 1959.
57. Atlas D. Indirect Probing Techniques. Bull. Amer. Met. Soc., vol. 43, No 9, 1962.
58. Bigler S. G., Hexter P. L., Wells F. S. The Radar Program of the U. S. Weather Bureau. Bull. Amer. Met. Soc., vol. 43, No 11, 1962.
59. Caton P. G. F. Wind measurements by Doppler radar. The Meteorological Magazine, v. 92, No 1092, 1963.
60. Donaldson R. I. Analysis of severe convective Storms by radar. J. Met., XV, 1958.
61. Goyer G. G. and Watson R. The Laser and its Application to Meteorology. Bull. Amer. Met. Soc. vol. 44, No 9, 1963.
62. Hoose H. M. Operational Use of Weather Radar Composites in Florida. Monthly weather Review, v. 90, No 9, 1962.
63. Ligda M. Radar Storm Observation. Compendium Meteorology, 1951.
64. Ligda M. G. H. Radar Observation of lightning. Journ. of Atmospheric and Terrestrial Physics, v. 15, Nos. 3/4, october 1959.
65. Ligda M. G. H. Lightning Detection by Radar, Bull. Amer. Met. Soc. vol. 31, 1950.
66. Probert—Jones T. R., Harper W. I. Vertical air motion in showers as Revealed by Doppler Radar. Met. Mag., vol. 91, No 1083, 1962.
67. Plank V. G., Atlas D., Paulsen W. H. The nature and detectability of clouds and precipitation as determined by 1,25 centimeter radar. J. Met. Vol. 12, No 4, 1955.
68. Richards W. I., Watson B. F. Weather radar and nuclear Weapons. Proc. 7-th weather Radar Conferen. Miami Beach, Fla., 1958.
69. Rogers R. R. and Pilic R. I. Radar Measurements of Drop. Size. Distribution. J. Atm. sci. vol. 19, No 6, 1962.

К главе 5

1. Баттан Л. Дж. Радиолокационная метеорология. Гидрометеиздат, 1962.
2. Боровиков А. М., Костарев В. В., Мазин И. П., Черников А. А. Связь величины радиолокационного сигнала, отраженного от облака, с параметрами облака. Тр. ЦАО, вып. 36, 1961.
3. Боровиков А. М., Костарев В. В., Мазин И. П. Возможности радиолокационного исследования структуры облаков. Тр. ВНМС, т. 5. Гидрометеиздат, 1963.
4. Боровиков А. М., Мазин И. П., Невзоров А. Н. Некоторые результаты измерения распределения по размерам крупных частиц в облаках. Тр. ЦАО, вып. 36, 1961.

5. Высоковский Д. И. Рассеяние и поглощение микрорадиоволн в атмосферных образованиях (дождь, снег, облачность, туман) и радиолокация. УФН, т. 17, вып. 3, 1952.
6. Гальперин С. М., Степаненко В. Д. Усовершенствование методики определения радиолокационной отражаемости облаков и осадков с помощью радиолокационной станции. Инф. сб. НИО, № 73, ЛВИКА им. А. Ф. Можайского, 1965.
7. Горелин А. Г., Смирнова Г. А. О связи водности и интенсивности осадков с радиолокационной отражаемостью метеобъекта при различных параметрах распределения капель по размерам. Тр. ЦАО, вып. 48, 1963.
8. Димаксян А. М., Зотимов Н. В. Метод градуировки радиолокатора по интенсивности дождя. Метеорология и гидрология, № 12, 1962.
9. Жупахин К. С. О двух методах и точности измерения мощности радиоэхо, основанных на сравнении с шумами радиоприемного устройства. Тр. ГГО, вып. 159, 1964.
10. Костарев В. В. О радиолокационном измерении водности облаков. Тр. ЦАО, вып. 36, 1961.
11. Котов Н. Ф. Радиолокационное измерение количества ливневых осадков на больших площадях. Тр. ГГО, вып. 159, 1964.
12. Литвинов И. В. Функция распределения частиц жидких осадков. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 12, 1956.
13. Маркович М. М., Мучник В. М., Сиротюк Л. В. Некоторые данные о строении и развитии грозовых ливней, полученные на основании радиолокационных наблюдений. Тр. УкрНИГМИ, вып. 26, 1961.
14. Мейсон В. Дж. Физика облаков. Гидрометеониздат, 1961.
15. Мучник В. М. Некоторые вопросы измерения количества осадков радиолокационными методами. Тр. УкрНИГМИ, вып. 26, 1961.
16. Применение радиолокатора для измерения количества выпадающих дождей. Вестник информации, № 18, 1953.
17. Сальман Е. М. Радиолокационное исследование структуры ливней и гроз. Тр. ГГО, вып. 72, 1957.
18. Степаненко В. Д. О количественной оценке обледенения самолетов с помощью радиолокационных станций. Тр. ЛКВВИА им. А. Ф. Можайского, вып. 348, 1960.
19. Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозовое электричество. Гидрометеониздат, 1963.
20. Шупяцкий А. В. Радиолокационное исследование осадков по методу эталонной цели. Тр. ЦАО, вып. 22, 1957.
21. Шупяцкий А. В. Радиолокационное измерение интенсивности и некоторых других характеристик осадков. Гидрометеониздат, 1960.
22. Atlas D. The Estimation of Cloud Parameters by Radar. J. Met., vol. 11, No 4, 1954.
23. Atlas D. Indirect probing Techniques. Bull. Amer. Met. Soc., vol. 43, No 9, 1962.
24. Donaldson R. I. The measurement of liquid Water content by radar. J. Met., vol. 12, No 3, 1955.
25. Hitschfeld W., Bordan I. Errors inherent in the radar measurement of rainfall at attenuating Wavelengths J. Met., vol. 11, No 1, 1954.
26. Hooper I. E. N. and Kippax A. A. Radar Echoes from Meteorological precipitation. The Proceedings of the Instit. Electric. Engineers, vol. 97, part 1, No 105, 1950.
27. Marshall J. S. and Palmer W. The Distribution of Raindrops with size. J. Met., vol. 5, No 4, 1948.
28. Marshall J. S., Langill R. C. and Palmer W. Measurement of Rainfall by radar. J. Met., vol. 4, 1947.
29. Rogers R. R. and Pilic R. I. Radar Measurements of Drop. Size Distribution. J. Atm. Sci. vol. 19, No 6, 1962.

30. Brown E. Precipitation measurement in Cumulus Congestus. J. Atm. Sci., vol. 20, No 1, 1963.

К главе 6

1. Горелик Г. С. О влиянии корреляции скоростей рассеивателей на статистические свойства рассеянного излучения. Радиотехника и электроника, № 6, 1957.
2. Горелик Г. С. К теории рассеяния радиоволн на блуждающих неоднородностях. Радиотехника и электроника, т. I, № 6, 1956.
3. Горелик А. Г., Мельничук Ю. В., Черников А. А. Связь статистических характеристик радиолокационного сигнала с динамическими процессами и микроструктурой метеобъекта. Тр. ЦАО, вып. 48, 1963.
4. Горелик А. Г., Смирнова Г. А. Связь флуктуаций радиоэхо с микроструктурой осадков. Тр. ЦАО, вып. 36, 1961.
5. Горелик А. Г., Мельничук Ю. В. О связи статистических свойств радиоэхо с движениями рассеивателей в облаках и осадках. Тр. ЦАО, вып. 36, 1961.
6. Горелик А. Г., Костарев В. В., Черников А. А. Радиолокационное измерение турбулентных движений в облаках. Метеорология и гидрология, № 5, 1958.
7. Дулевич В. Е. [и др.]. Теоретические основы радиолокации. Изд. «Советское радио», 1964.
8. Левин Б. Р. Теория случайных процессов и ее применение в радиотехнике. Изд. «Советское радио», 1955.
9. Распространение ультракоротких радиоволн. Пер. с англ. под ред. Б. А. Шиллерова. Изд. «Советское радио», 1954.
10. Рублев П. А. Запись магнитоэлектрическим осциллографом радиолокационных сигналов, отраженных от атмосферных образований. Тр. ЛКВВИА им. А. Ф. Можайского, вып. 387, 1961.
11. Родак М. И., Францессон А. В. О применении теории турбулентности к рассеянию радиоволн на блуждающих неоднородностях. Радиотехника и электроника, т. IV, вып. 3, 1959.
12. Татарский В. И. Теория флуктуационных явлений при распространении волн в турбулентной атмосфере. Изд. АН СССР, 1959.
13. Шейнин М. Ш., Яковлев А. М. О радиолокационном методе изучения турбулентности в свободной атмосфере. Тр. ВАУ ГВФ, № 80, 1960.
14. Atlas D. Indirect Probing Techniques. Bull. Amer. Met. Society, vol. 43, No 9, 1962.
15. Lhermitte R. M. Echo fluctuations study with zenith pointing radar. Proc. 7-th weather Radar Conf. Miami Beach, Flor., 1958.
16. Lhermitte R. M. La mesure absolue des vitesses chute de particules precipitantes a l'aide d'un radar. C. r. Acad. Sci. 249, No 19, 1959.
17. Saffman P. G. and Turner. The collision of drops in turbulent clouds. I. Fluid Mech., No 1, 1956.

К главе 7

1. Александров С. Г., Федоров Р. Е. Советские спутники и космические корабли. Изд. АН СССР, 1961.
2. Кондратьев К. Я. Метеорологические исследования с помощью ракет и спутников. Гидрометеоздат, 1962.
3. Кондратьев К. Я. Метеорологические спутники. Гидрометеоздат, 1963.
4. Мак Эскилл. О выборе параметров бортовой антенны и приемного устройства разведывательного спутника. Зарубежная радиоэлектроника, № 4, 1962.
5. Нелепец В. С., Степаненко В. Д. Радиолокационные методы метеорологических наблюдений. Гидрометеоздат, 1961.

6. Смит. Влияние космических шумов на радиосвязь в космосе. Зарубежная радиоэлектроника, № 1, 1961.
7. Хэнел, Стампфс. Аппаратура для искусственных спутников Земли, предназначенных для измерения облачности. Радиотехника и электроника за рубежом, № 1, 1959.
8. Тейлор Р. Измерения радиолокационных отражений от земной поверхности на частотах 10; 15,5 и 35 гц. Зарубежная радиоэлектроника, № 3, 1960.
9. Allis W. P. Propagation of Waves in a Plasma in a Magnetic Field. IRE Transactions N MMT-9 No 1, 1961.
10. Kieglar I. E., Krawitz L. Weather radar observations from earth satellites. Journ. of Geophysical Research, vol. 65, No 9, 1960.
11. Klass P. I. Satellite Radar must be ultra — Reliable Aviat Week, v. 71, VIII, No 7, 1959.
12. Rosenfeld A., Lowenschuss O. Scanning methods for Satellite borne radar. IRE Intern. Conv. Record Part 5, 1960.
13. Tepper M. A solution in Search of a problem. Bull. Amer. Met. Soc., v. 44, No 9, 1963.
14. Tenery G. Operational analysis of suggested meteorological Satellite experiments. Proc. 8-th Weather Radar Conf. San Francisco. Calif, 1960.
15. Widger W. K. Meteorological Satellites and Weather Reconnaissance Aircraft — Complementary Observing Systems. Bull. Amer. Met. Soc., vol. 44, No 9, 1963.
16. Katzcnstein H., Sullivan H. A new principle for satellite borne meteorological Radar. Proc. 10-th Weather radar Cont., 1963.

К главе 8

1. Аренберг А. Г. Распространение дециметровых и сантиметровых радиоволн. Изд. «Советское радио», 1957.
2. Кац И. Вероятность появления радиолокационных отражений от осадков над районами произвольных размеров. Вопросы радиолокационной техники, № 6, 1957.
3. Коковин Н. С., Шифрин К. С. Влияние осадков на радиолокационный контраст. Радиотехника, изд. «Советское радио», № 7, 1959.
4. Опдайк Г., Кеннеди П. Радиолокационные помехи, вызываемые отражениями от атмосферных образований. Вопросы радиолокационной техники, № 1, 1956.
5. Робинсон Н. Измерения влияния дождя, снега и туманов на радиолокационные сигналы на волне 8,6 мм. Вопросы радиолокационной техники, № 3, 1956.
6. Bussey H. E. Microwave attenuation statistics estimated from rainfall and water vapor statistics. Proc. IRE, vol. 38, No 7, 1950.
7. Уайт В. Уничтожение отражений от дождя с помощью круговой поляризации. Вопросы радиолокационной техники, № 5, 1954.
8. Хоукинс Х., Плэнт О. Ухудшение характеристик радиолокационной станции в тумане и дожде. Радиотехника и электроника за рубежом, № 6, 1959.
9. Холл С. Влияние ослабления дождя и тумана на РЛС. Вопросы радиолокационной техники, вып. 6, 1956.
10. Russak S. L. and Easley I. W. A practical Method for Estimating Rainfall Rate Frequencies Directly from Climatic Data. Bull. Amer. Met. Soc., vol. 39, No 9, 1958.

ОГЛАВЛЕНИЕ

От автора	3
Введение	5
Глава 1. Электромагнитные волны и их свойства	9
§ 1.1. Распространение электромагнитных волн	9
§ 1.2. Энергия и поляризация радиоволн	13
§ 1.3. Зоны Френеля	16
✓ Глава 2. Рефракция радиоволн	18
✓ § 2.1. Диэлектрическая проницаемость и коэффициент преломления воздуха	18
✓ § 2.2. Изменчивость коэффициента преломления в тропосфере	25
✓ § 2.3. Искривление траектории распространения радиоволн	30
✓ § 2.4. Различные типы рефракции. Атмосферные волноводы	36
✓ § 2.5. Метеорологические условия при различных видах атмосферной рефракции и оценка дальности радиолокационного обнаружения целей	41
§ 2.6. Углы рефракции	47
§ 2.7. Влияние флуктуаций диэлектрической проницаемости и коэффициента преломления на распространение радиоволн	50
§ 2.8. Дальнее распространение радиоволн за счет рассеяния в тропосфере	57
Глава 3. Теория радиолокационного обнаружения атмосферных образований	60
✓ § 3.1. Уравнение радиолокации атмосферных образований	60
✓ § 3.2. Рассеяние радиоволн сферическими водяными частицами, их диэлектрическая проницаемость	67
✓ § 3.3. Рассеяние радиоволн несферическими частицами	79
✓ § 3.4. Эффективная рассеивающая площадь тающих ледяных частиц	91
✓ § 3.5. Ослабление микрорадиоволн в тропосфере	93
✓ § 3.6. Коэффициент заполнения	107
	349

§ 3.7. Технические параметры радиолокационных станций, используемых для метеорологических целей	112
§ 3.8. Погрешности радиолокационных наблюдений за атмосферными образованиями	127
§ 3.9. Метод радиотеплолокации	139
Глава 4. Использование радиолокационных станций для обнаружения и исследования атмосферных образований	151
§ 4.1. Организация и проведение радиолокационных наблюдений	151
§ 4.2. Радиолокационные изображения облаков и осадков	160
§ 4.3. Радиолокационное исследование кучево-дождевых и грозовых облаков	169
§ 4.4. Радиолокационное исследование слоисто-дождевых облаков	182
§ 4.5. Особенности радиозхв различных облаков	189
§ 4.6. Эффективность радиолокационного обнаружения облаков и осадков	197
§ 4.7. Погрешности радиолокационного определения высот облаков	201
§ 4.8. Использование самолетных радиолокационных станций для обнаружения и обхода ливней и гроз	206
§ 4.9. Использование эффекта Доплера для метеорологических наблюдений	213
§ 4.10. Радиолокационное обнаружение визуально ненаблюдаемых диэлектрических неоднородностей тропосферы	221
§ 4.11. Принципы создания системы для получения, обработки, сбора и распространения радиолокационной метеорологической информации	233
Глава 5. Определение интенсивности осадков и водности облаков радиолокационным методом	240
§ 5.1. Связь между радиолокационной отражаемостью и интенсивностью осадков	240
§ 5.2. Измерение средней мощности отраженных сигналов и определение интенсивности осадков	244
§ 5.3. Особенности и точность определения интенсивности осадков радиолокационным методом	254
§ 5.4. Радиолокационное определение водности облаков и осадков	261
Глава 6. Флуктуации эхо-сигналов от метеорологических целей	277
§ 6.1. Флуктуация амплитуд эхо-сигналов атмосферных образований	278
§ 6.2. Аппаратура для импульсной регистрации эхо-сигналов	288
§ 6.3. Результаты экспериментального изучения флуктуаций эхо-сигналов метеорологических целей	293
§ 6.4. Влияние флуктуаций эхо-сигналов на вероятность обнаружения облаков и осадков	305
Глава 7. Возможности радиолокационного обнаружения облаков и осадков с искусственных спутников Земли	308
§ 7.1. Методы радиолокационного обзора	308
§ 7.2. Разрешающая способность РЛС	314

ОГЛАВЛЕНИЕ

От автора	3
Введение	5
Глава 1. Электромагнитные волны и их свойства	9
§ 1.1. Распространение электромагнитных волн	9
§ 1.2. Энергия и поляризация радиоволн	13
§ 1.3. Зоны Френеля	16
✓ Глава 2. Рефракция радиоволн	18
§ 2.1. Диэлектрическая проницаемость и коэффициент преломления воздуха	18
✓ § 2.2. Изменчивость коэффициента преломления в тропосфере	25
✓ § 2.3. Искривление траектории распространения радиоволн	30
✓ § 2.4. Различные типы рефракции. Атмосферные волноводы	36
✓ § 2.5. Метеорологические условия при различных видах атмосферной рефракции и оценка дальности радиолокационного обнаружения целей	41
§ 2.6. Углы рефракции	47
§ 2.7. Влияние флуктуаций диэлектрической проницаемости и коэффициента преломления на распространение радиоволн	50
§ 2.8. Дальнее распространение радиоволн за счет рассеяния в тропосфере	57
Глава 3. Теория радиолокационного обнаружения атмосферных образований	60
✓ § 3.1. Уравнение радиолокации атмосферных образований	60
✓ § 3.2. Рассеяние радиоволн сферическими водяными частицами, их диэлектрическая проницаемость	67
✓ § 3.3. Рассеяние радиоволн несферическими частицами	79
✓ § 3.4. Эффективная рассеивающая площадь тающих ледяных частиц	91
✓ § 3.5. Ослабление микрорадиоволн в тропосфере	93
✓ § 3.6. Коэффициент заполнения	107
	349

§ 3.7. Технические параметры радиолокационных станций, используемых для метеорологических целей	112
§ 3.8. Погрешности радиолокационных наблюдений за атмосферными образованиями	127
✓ § 3.9. Метод радиотеплолокации	139
Глава 4. Использование радиолокационных станций для обнаружения и исследования атмосферных образований	151
§ 4.1. Организация и проведение радиолокационных наблюдений	151
✓ § 4.2. Радиолокационные изображения облаков и осадков	160
✓ § 4.3. Радиолокационное исследование кучево-дождевых и грозовых облаков	169
§ 4.4. Радиолокационное исследование слоисто-дождевых облаков	182
§ 4.5. Особенности радиоэхо различных облаков	189
§ 4.6. Эффективность радиолокационного обнаружения облаков и осадков	197
§ 4.7. Погрешности радиолокационного определения высот облаков	201
§ 4.8. Использование самолетных радиолокационных станций для обнаружения и обхода ливней и гроз	206
§ 4.9. Использование эффекта Допплера для метеорологических наблюдений	213
✓ § 4.10. Радиолокационное обнаружение визуально ненаблюдаемых диэлектрических неоднородностей тропосферы	221
§ 4.11. Принципы создания системы для получения, обработки, сбора и распространения радиолокационной метеорологической информации	233
✓ Глава 5. Определение интенсивности осадков и водности облаков радиолокационным методом	240
✓ § 5.1. Связь между радиолокационной отражаемостью и интенсивностью осадков	240
§ 5.2. Измерение средней мощности отраженных сигналов и определение интенсивности осадков	244
§ 5.3. Особенности и точность определения интенсивности осадков радиолокационным методом	254
§ 5.4. Радиолокационное определение водности облаков и осадков	261
Глава 6. Флуктуации эхо-сигналов от метеорологических целей	277
§ 6.1. Флуктуация амплитуд эхо-сигналов атмосферных образований	278
§ 6.2. Аппаратура для поимпульсной регистрации эхо-сигналов	288
§ 6.3. Результаты экспериментального изучения флуктуации эхо-сигналов метеорологических целей	293
§ 6.4. Влияние флуктуаций эхо-сигналов на вероятность обнаружения облаков и осадков	305
Глава 7. Возможности радиолокационного обнаружения облаков и осадков с искусственных спутников Земли	308
§ 7.1. Методы радиолокационного обзора	308
§ 7.2. Разрешающая способность РЛС	314