

Министерство образования и науки Российской Федерации

Государственное образовательное учреждение
высшего профессионального образования
Российский государственный
гидрометеорологический университет

В. Н. Киселев, А. Д. Кузнецов

МЕТОДЫ ЗОНДИРОВАНИЯ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ (атмосферы)

*Допущено Учебно-методическим объединением
по образованию в области гидрометеорологии
в качестве учебника для студентов высших учебных заведений,
обучающихся по специальности «Метеорология»
направления подготовки дипломированных специалистов
«Гидрометеорология»*



Санкт-Петербург

2004

УДК 551:51:621.396:331.823/075.8/

Киселев В.Н., Кузнецов А.Д. Методы зондирования окружающей среды (атмосферы). Учебник. – СПб., изд. РГГМУ, 2004. – 429 с.

ISBN 5-86813-063-4

Рецензенты: кафедра «Физической электроники и оптических устройств» (А.А. Бузников, проф.), Г.Г. Шукин проф. (Научно-исследовательский центр дистанционного зондирования атмосферы)

Изложены физические основы наиболее широко используемых современных методов зондирования атмосферы и принципы действия специализированных информационно-измерительных систем.

Наибольшее внимание уделено формализации задач зондирования атмосферы, теоретическим основам дистанционных метеорологических измерений, а также реализации современных методов получения информации о состоянии окружающей среды.

Предназначено для студентов и аспирантов метеорологических специальностей высших учебных заведений, для инженеров, разрабатывающих или использующих аппаратуру зондирования атмосферы. Может быть также использовано специалистами, работающими в смежных областях прикладной метеорологии.

V.N. Kiselev, A.D. Kuznetsov. Sounding methods of the environment (of the atmosphere). A textbook. St. Petersburg Publishers, 2004. –429 pp.

The book considers the physical basis of the most widely used methods for atmospheric sounding and operating principles of specialized data-processing systems.

The main attention is paid to formalization of atmospheric sounding problems, theoretical basis of meteorological remote sensing, as well as application of modern information retrieval methods aimed at environment state analysis.

The publication is intended for undergraduate and postgraduate meteorology students of higher educational institutions, as well as for engineers designing or using atmospheric sounding equipment.

The book can be useful for specialists in the related fields of applied meteorology.

ISBN 5-86813-063-4

© В.Н. Киселев, А.Д. Кузнецов, 2004

© Российский Государственный
гидрометеорологический университет
(РГГМУ), 2004

Российский государственный
гидрометеорологический университет

БИБЛИОТЕКА

195196, СПб, Малоохтинский пр., 98

47.к. 1218

ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемая читателю книга написана в соответствии с программой дисциплины «Методы зондирования окружающей среды» для подготовки дипломированного специалиста по направлению 657200 – Гидрометеорология и специальность 073100 – Метеорология. В ней изложены вопросы теории контактных и дистанционных косвенных методов зондирования окружающей среды, рассмотрены современные и перспективные средства зондирования атмосферы, основы методов обработки и анализа получаемой информации.

Основное внимание уделено формализации задач зондирования окружающей среды как с помощью первичных измерительных преобразователей (контактные методы), так и с использованием электромагнитных волн различного спектрального интервала (дистанционные косвенные методы).

При подготовке книги авторы использовали как материалы, изложенные в существующих учебных изданиях (например, «Аэрология, радио-метеорология и техника безопасности» Н.Ф. Павлова. Л.: Гидрометеоиздат, 1980; «Методы метеорологических измерений» Л.Г. Качурина. Л.: Гидрометеоиздат, 1985), так и материалы достаточно многочисленных специальных научных изданий.

При написании книги учтены опыт чтения курса лекций по методам зондирования окружающей среды в Российском государственном гидрометеорологическом университете и критические замечания и пожелания, высказанные авторам рецензентами и в процессе обсуждения представленных материалов.

Авторы отдают себе отчет, что ограниченный объем данного учебника не позволил в полной мере отразить все многообразие методов и средств зондирования атмосферы, а в некоторых случаях были вынуждены приводить сведения, позволяющие получить лишь общее представление о соответствующем методе получения информации о состоянии атмосферы.

Авторы выражают благодарность за большую помощь в подготовке данного учебного пособия сотрудникам кафедры экспериментальной физики атмосферы Российского Государственного гидрометеорологического университета, Центральной Аэрологической обсерватории, Главной Геофизической обсерватории им. А.И. Воейкова и, особенно, проф. Г.Г. Щукину.

ВВЕДЕНИЕ

Исследование состояния атмосферы имеет целью установить объективные закономерности, отражающие физические явления, происходящие в атмосфере Земли. Для достижения данной цели выделяют два научных направления: физика свободной атмосферы и методы ее исследования. До недавнего времени эти научные направления объединялись в рамках одной науки под названием «Аэрология». В настоящее время физика свободной атмосферы чаще всего рассматривается как часть общей метеорологии, а под аэрологией понимаются лишь методы получения информации о состоянии свободной атмосферы. Поэтому представлялось вполне обоснованным дать название соответствующей дисциплине и, естественно, данному учебному пособию название «Методы зондирования атмосферы».

В последние годы развитие науки и техники дало возможность охватить измерениями практически всю атмосферу Земли, а в некоторых случаях и атмосферы других планет, использовать в природных условиях новейшие приборы и методы измерений, столь же тонкие и совершенные, что и в научных лабораториях. Именно поэтому можно утверждать, что методы зондирования атмосферы соответствуют современному развитию науки и техники.

Новейшие научно-технические направления в авиации, энергетике, атомной и химической промышленности, ракетостроении и экологии потребовали знания детальных пространственных и временных характеристик полей метеорологических величин атмосферы, что привело к необходимости разрабатывать и использовать новые дистанционные средства измерений, в первую очередь, такие, в которых применяется программируемая измерительная и вычислительная техника, позволяющая автоматизировать процессы зондирования, анализа результатов и выдачи получаемой информации в реальном масштабе времени.

Достаточно успешно в настоящее время применяются дистанционные методы зондирования атмосферы с использованием искусственных спутников Земли и орбитальных космических станций, ракет, высотных самолетов, а также назем-

ных информационно-измерительных систем, использующих радио-, лазерное и другие виды излучений.

Результаты зондирования окружающей среды широко используются, прежде всего, при составлении численных прогнозов погоды, а также при исследовании явлений и процессов, происходящих в атмосфере. Велика роль получаемой в процессе зондирования атмосферы информации и в удовлетворении запросов многих отраслей хозяйства страны.

Развитие методов зондирования окружающей среды и изучение процессов, происходящих в атмосфере, являются одним из важных условий успехов практически всех направлений современной метеорологии.

ИНФОРМАЦИЯ О СОСТОЯНИИ АТМОСФЕРЫ

ГЛАВА 1

МЕТОДЫ ПОЛУЧЕНИЯ ИНФОРМАЦИИ

1.1. Метеорологические величины и метеорологическая информация

Метеорологические величины – это общее название для различных характеристик состояния воздуха и подстилающей поверхности, к которым, прежде всего, относятся атмосферное давление, температура, относительная влажность, скорость и направление ветра, виды и количество облачности и выпадающих осадков.

В последние годы часто, особенно в физике атмосферы и исследованиях окружающей среды, используется близкое понятие «параметры физического состояния *системы атмосфера – подстилающая поверхность*».

Совокупность сведений о состоянии атмосферы и подстилающей поверхности, задаваемая с помощью значений отдельных метеорологических величин, называется *метеорологической информацией*.

По своему виду метеорологическая информация подразделяется на *первичную*, т. е. непосредственно получаемую в результате метеорологических наблюдений, и *вторичную*, получаемую на основе обработки первичной метеорологической информации.

От *объема, качества и своевременности* поступления первичной метеорологической информации в значительной степени зависит эффективность ее использования потребителями. В частности, именно от этих характеристик первичной метеорологической информации зависит правильность анализа и успешность прогноза атмосферных процессов. Более того, прогнозирование погоды невозможно без информации не только о текущем, но и о предшествующих состояниях атмосферы и подстилающей поверхности. Причем, чем больше заблаговременность прогноза, тем более полная и с большего пространства должна поступать метеорологическая информация. Так, для современного среднесрочного прогноза погоды необходима метеорологическая информация со всего земного шара.

Цели и задачи использования первичной метеорологической информации определяют совокупность требований к основным ее характеристикам.

Важнейшей характеристикой первичной метеорологической информации является ее *точность*. Требования к точности информации определяют свойства измерительных систем для проведения метеорологических измерений.

Большое значение имеют также характеристики, определяющие *разрешение в пространстве и времени (периодичности)* поступающей информации. Основанием для формирования конкретных требований по степени разрешения информации в пространстве и времени может являться оценка потерь и преимуществ, связанных с использованием информации, имеющей различную степень разрешения и точности. В задачах прогноза погоды эти требования возникают и в связи с конкретной реализацией численных моделей циркуляции атмосферы.

К общим характеристикам метеорологической информации следует отнести ее *глобальность, трехмерность, комплексность, регулярность и синхронность*.

Глобальность предполагает, что первичная метеорологическая информация должна быть получена с территорий, соизмеримых с площадью континентов, а в идеале – со всего земного шара. Так как развитие атмосферных процессов происходит не только на обширных территориях, но и в значительной толще воздуха, то и данные наблюдений должны характеризовать состояние атмосферы не только над большими площадями,

но в значительном диапазоне высот, что и означает ее *трехмерность*.

Поскольку анализ атмосферных процессов предполагает одновременное рассмотрение полей различных метеорологических величин, то естественным становится требование *комплексности* первичной информации.

Непрерывный характер и относительно большая скорость атмосферных процессов приводят к тому, что самая полная и качественная метеорологическая информация может терять свою ценность в случае ее устаревания. Поэтому неотъемлемым требованием к первичной метеорологической информации является *оперативность* ее поступления.

Достаточно очевидным является и необходимая *регулярность* осуществления наблюдений при получении первичной метеорологической информации. А вот включавшееся до недавнего времени требование *синхронности* проведения метеорологических наблюдений (в единые моменты времени) на всей территории земного шара в настоящее время не носит столь категоричного характера, хотя и является существенным для некоторых видов оперативных наблюдений. Обусловлено это широким развитием автоматизированных систем анализа атмосферных процессов.

В последние годы на основе специальных исследований были сформулированы конкретные требования к метеорологической информации, получаемой различными методами. Следует заметить при этом, что в связи с использованием ее при решении многочисленных научных и практических задач в метеорологии, физике атмосферы, климатологии и экологии такие требования к определенным характеристикам могут заметно отличаться.

1.2. Методы метеорологических измерений

Огромное разнообразие как по физической природе, так и по пространственным и временным масштабам явлений и процессов в атмосфере определяет разнообразие измерительных средств, используемых для получения первичной метеорологической информации. Многие из них были специально разрабо-

таны для метеорологического применения, некоторые методы были заимствованы из смежных областей науки.

В науке и технике существуют строгие терминологические стандарты различных типов измерений. Исходя из особенностей метеорологических измерений можно предложить следующую классификацию типов метеорологических измерений.

Прямые измерения – измерения, в которых используются эталоны интересующих характеристик (величин) состояния окружающей среды. Это, например, измерения длин объектов с помощью эталонов расстояний, массы – с помощью эталонов массы и т. д. Следует заметить при этом, что прямых измерений в таком понимании при реализации методов зондирования атмосферы практически нет.

Косвенные измерения – измерения, при которых искомое значение величины находят на основании известной зависимости между этой величиной и величинами, подвергаемыми прямым измерениям. Такое определение соответствует терминологическому стандарту, и при его широком толковании практически все методы зондирования атмосферы относятся к косвенным измерениям.

Локальные измерения – измерения, при которых датчик (как прямых, так и косвенных измерений) находится в непосредственном контакте с исследуемой средой. Часто все разнообразие подобных методов называют *контактными методами*. При исследовании атмосферы их обычно называют также *аэрологическими методами*, основанными на применении первичных измерительных преобразователей (ПИП), доставляемых непосредственно в ту точку пространства, где необходимо проводить измерения.

Дистанционные измерения – измерения параметров физического состояния среды, осуществляемые на различных расстояниях от точки, где проводятся измерения с помощью регистрации характеристик различных полей (электромагнитных, акустических и др.)

В соответствии с терминами приведенной классификации методы зондирования атмосферы, основанные на регистрации различных характеристик электромагнитных полей, являются и косвенными, и дистанционными. В то же время чисто аэрологи-

ческие методы зондирования атмосферы можно считать локальными косвенными дистанционными измерениями.

Можно предложить различные виды классификации и для дистанционных методов измерений.

Так, в зависимости от природы поля можно выделить гравитационные, электрические, магнитные, ядерные и акустические методы, а также методы электромагнитного (ЭМ) излучения. В то же время можно осуществлять классификацию и по источнику поля: пассивные и активные. При этом если в первой классификации регистрируются характеристики естественных полей, присутствующих в природе вне всякой связи с самими измерениями (гравитационные поля Земли и планет, солнечное излучение, естественная радиоактивность и т. д.), то во второй используются искусственные поля (например, электромагнитного излучения).

В свою очередь, для дистанционных методов, основанных на использовании характеристик электромагнитного поля, можно предложить соответствующие классификации по области спектра (ультрафиолетовый, видимый, инфракрасный, сверхвысоко-частотный диапазоны), по основному процессу взаимодействия (или генерации) излучения (рассеяние, поглощение, излучения, рефракции и т. п.).

Классификацию методов зондирования атмосферы можно продолжать и детализировать. Например, дистанционные методы, основанные на использовании рассеяния электромагнитного излучения на частицах облачных систем, можно подразделять на методы релеевского рассеяния и на рассеяние по Ми.

В последнее время особое внимание уделяется разработке дистанционных косвенных методов, использующих измерения целого ряда характеристик электромагнитного излучения в различных областях спектра. К основным достоинствам этих методов можно отнести отсутствие влияния на объект исследования, однородность измерений и их высокая информативность.

1.3. Формализация задач зондирования атмосферы

Большое разнообразие существующих методов зондирования предполагает, тем не менее, решение достаточно ограниченного класса задач получения метеорологической информа-

ции. Анализ этих задач позволяет выделить лишь два основных типа используемых функциональных зависимостей, которые условно могут быть названы *прямыми* и *обратными* задачами получения информации о состоянии атмосферы.

Вследствие косвенного характера измерений в существующих системах зондирования атмосферы в наиболее общем виде прямая задача может быть записана следующим образом:

$$u(x) = A[x, v(t)], \quad (1.1)$$

где $u(x)$ и $v(t)$ – функции, принадлежащие неким функциональным пространствам F и Φ , а t и x являются элементами множества вещественных чисел; A – оператор, действующий из Φ в F , так называемый, оператор прямой задачи.

Оператор A устанавливает таким образом причинно-следственную связь между $u(x)$ и $v(t)$; функция $u(x)$ описывает следствие некоторого процесса, причина которого определяется функцией $v(t)$. Например, следствием может являться регистрируемая в процессе измерений величина $u(x)$, а причиной, т. е. функцией $v(t)$, может выступать действительное распределение метеорологических величин в атмосфере.

Под обратной задачей будем понимать задачу определения функции $v(t)$ по функции $u(x)$. Таким образом, под обратной задачей, вообще говоря, можно понимать определение причин некоторого явления по результатам наблюдений следствия.

По результатам наблюдений определяется обычно не функция $u(x)$, а лишь ряд ее значений, хотя, возможно, и в достаточно большом, но все-таки конечном числе точек x_i ($i = 1, \dots, n$). С учетом этого выражение (1.1) можно записать в следующем виде:

$$u_i = A_i[v(t)], \quad i=1, \dots, n, \quad (1.2)$$

где $u_i \equiv u(x_i)$ – значение функции $u(x)$ при $x = x_i$, а индекс i изменяется от 1 до n .

При каждом значении i значение u_i является вещественным числом и принадлежит множеству R^1 – множеству веществен-

ных чисел. Оператор, который отображает Φ в R^1 , принято называть *функционалом*. Таким образом, из (1.2) видно, что решение обратной задачи сводится к определению неизвестной функции $v(t)$ на основе наблюдений системы функционалов $A_i (i=1, \dots, n)$.

Отметим, что функционалы u_i не обязательно следует понимать как значения функции $u(x)$ в точке x_i . Это может быть любое, например, линейное интегральное преобразование:

$$u_i \equiv \int_a^b u(x) \rho(x, x_i) dx, \quad i = 1, \dots, n, \quad (1.3)$$

где функции $\rho(x, x_i)$ можно, например, придать смысл аппаратной функции прибора.

Функционалы, измеряемые при дистанционном зондировании атмосферы, являются, как правило, нелинейными относительно искомым функций $v(t)$.

Анализируя существующие методы зондирования атмосферы, можно выделить два типа обратных задач.

Первый тип обратных задач формулируется следующим образом. Заданы или измерены те или иные характеристики поля излучения, а также заданы или известны на основе предыдущих исследований параметры взаимодействия датчика со средой. Требуется определить те или иные метеорологические величины $v(t)$.

В обратных задачах *второго типа* предполагается, что заданы или измерены характеристики поля излучения, известны параметры физического состояния среды $v(t)$. При этом определению подлежат характеристики взаимодействия (обычно излучения) со средой.

Иллюстрируя сказанное, можно отметить, что все чисто аэрологические измерения (локальные косвенные дистанционные измерения), когда для измерения метеорологических величин в атмосфере используются те или иные первичные измерительные преобразователи, можно отнести к обратным задачам первого типа. Обратным задачам второго типа будут соответствовать такие дистанционные измерения, для которых вся измеритель-

ная информация заключена в тех или иных характеристиках взаимодействия электромагнитного излучения со средой (косвенные дистанционные измерения).

В настоящее время математическая теория решения обратных задач достаточно строго разработана только для линейных задач, т. е. линейных операторов A . Поэтому обычно решение нелинейной обратной задачи начинают с ее *линеаризации*, т. е. с приближенной замены исходного нелинейного оператора близким ему в математическом смысле линейным оператором в некоторой небольшой области пространства Φ .

Линеаризация существенно изменяет постановку задачи. Теперь при решении обратных задач зондирования состояние атмосферы на основе измерений задается набором функционалов $A_i[\overline{v(t)} + \delta v(t)]$, где $\overline{v(t)}$ – предполагаемое заранее известным некоторое среднее значение искомой функции $v(t)$. Тогда $\overline{v(t)} + \delta v(t)$ характеризует действительное состояние среды, если под $\delta v(t)$ понимать отклонение действительного состояния среды от ее среднего состояния (вариация величины $v(t)$).

Значения $A_i[\overline{v(t)}]$ считаются известными, так как могут быть определены на основе использования соотношения (1.2) для средних значений, т. е. $\overline{v(t)}$.

Неизвестной функцией теперь является вариация $\delta v(t)$. Если теперь построить вариации функционалов и ввести обозначения

$$\begin{aligned} f_i &\equiv \delta A_i[v(t)], \\ \varphi(t) &\equiv \delta v(t), \end{aligned}$$

то окончательно в линеаризованной форме задача типа (1.2) может быть записана в следующем виде:

$$f_i = \int_c^d a_i(t) \varphi(t) dt, \quad i = 1, \dots, n, \quad (1.4)$$

где $\varphi(t)$ – искомая функция, c и d – пределы изменения аргумента t , а значения $a_i(t)$ определяются соотношением

$$a_i(t) = \frac{\delta A_i[v(t)]}{\delta v(t)}.$$

Функция $\varphi(t)$ в линеаризованной задаче представляет собой отклонение истинного значения искомой метеорологической величины в момент измерения от ее среднего значения. При этом обычно в задачах зондирования атмосферы под аргументом t понимают время или высоту.

Для рассматриваемого класса задач, т. е. задач зондирования атмосферы можно полагать, что $\varphi(t) \in C[c, d]$, т. е. пространству непрерывных на промежутке $[c, d]$ функций, а $f_i \in R^1$, $i = 1, \dots, n$. Функции $a_i(t)$ называют при дискретном значении i весовыми функциями.

Рассмотрим на двух простых примерах, какие сложности возникают при решении уравнений типа (1.4).

1. Поскольку целью наблюдений является определение функции $\varphi(t)$, то очевидно, что наиболее благоприятными являлись бы такие измерения, в которых весовые функции являются δ -функциями. В этом случае имела бы возможность непосредственно получать значение искомой функции в заданном числе точек n .

Действительно, подставляя в (1.4) $a_i(t) = \delta(t - t_i)$ и используя основное свойство нормированной δ -функции, получаем

$$f_i = \int_c^d \delta(t - t_i) \varphi(t) dt = \varphi(t_i), \quad i = 1, \dots, n. \quad (1.5)$$

Из соотношения (1.5) следует, что даже такие идеализированные измерения дают точные значения функции лишь в ряде точек t_i ($i = 1, \dots, n$), однако при этом остается неизвестным, как ведет себя искомая функция в промежутках между этими точками. А раз так, то это позволяет указать бесконечное количество непрерывных функций $\tilde{\varphi}(t)$, которые наряду с искомой

функцией $\varphi(t)$ будут удовлетворять уравнению (1.5). Например, функции вида

$$\tilde{\varphi}(t) = \varphi(t) \left\{ 1 + \prod_{i=1}^n \left[\cos \frac{2\pi k}{d-c} (t - t_i) + N \sin \frac{2\pi k}{d-c} (t - t_i) \right] \right\},$$

где $k = 1, 2, \dots, N$, а N – любое вещественное число, также являются решениями уравнения (1.5). Однако графические зависимости, описывающие поведение функций $\varphi(t)$ и $\tilde{\varphi}(t)$, каждая из которых является решением уравнения (1.5), очевидно, будут существенно отличаться друг от друга.

2. Аналогичная ситуация будет иметь место и в том случае, когда весовые функции не являются столь «благоприятными» с точки зрения проведения измерений. Рассмотрим в качестве следующего примера весовые функции, заданные в виде прямоугольников, шириной Δ :

$$a_i(t) = \begin{cases} 1, & t_i - \frac{\Delta}{2} \leq t \leq t_i + \frac{\Delta}{2} \\ 0, & t_i > t_i + \frac{\Delta}{2}, t < t_i - \frac{\Delta}{2} \end{cases} \quad I = 1, \dots, n. \quad (1.6)$$

Подставляя (1.6) в (1.4), получим следующее выражение:

$$f_i = \int_c^d a_i(t) \varphi(t) dt = \int_{t_i - \Delta/2}^{t_i + \Delta/2} \varphi(t) dt.$$

Положим для простоты, что $\varphi(t) = t$. Тогда

$$f_i = \frac{t^2}{2} \Big|_{t_i - \Delta/2}^{t_i + \Delta/2} = \frac{1}{2} \left[\left(t_i + \frac{\Delta}{2} \right)^2 - \left(t_i - \frac{\Delta}{2} \right)^2 \right] = t_i \Delta,$$

транспонирования) и обозначить символом A матрицу, элементы которой составлены из произведений вида $a_i(t_j)\omega_j$, где i указывает номер строки, а j – номер столбца.

Принятые обозначения позволяют записать сформулированную обратную задачу в виде

$$\bar{f} = A\bar{\phi} + \bar{\epsilon}. \quad (1.9)$$

Здесь $\bar{\epsilon}$ – n -мерный вектор ошибок измерений.

Относительно ошибок измерений можно предполагать, что, по крайней мере, в некоторой своей неустранимой части они подчиняются какому-либо вероятностному распределению. Считается, что хорошим приближением в этом смысле является гауссовская помеха с нулевым средним значением и заданной ковариационной матрицей.

Разрешимость и устойчивость решения уравнения (1.9) определяется многими факторами, из которых наиболее существенным является соотношение размерности пространств R^n и R^m . В рассматриваемых задачах дистанционного зондирования атмосферы наиболее эффективным является условие $n \leq m$, т. е. число искомых параметров больше либо равно числу измерений, и редко встречаются ситуации, для которых $n > m$, т. е. когда число измерений больше числа искомых параметров. Последний случай характерен для избыточных систем или при определенных условиях – для задач статистической обработки результатов измерений.

Для случая $n = m$ устойчивость обратной задачи определяется свойствами матрицы A . Наиболее существенным свойством матрицы A является линейная зависимость ее строк. Если каждую i -ю строку матрицы рассматривать как вектор $\bar{a}_i$, то система векторов $\bar{a}_i$ ($i = 1, \dots, n$), является линейно зависимой, когда выполняется равенство

$$\sum_{i=1}^n c_i \bar{a}_i = 0,$$

где не все коэффициенты c_i равны нулю. Это условие означает, что хотя бы один из векторов, например, $\bar{a}_k$, коэффициент c_k

при котором отличен от нуля, можно выразить через другие векторы $\vec{a}_i$.

Если в матрице A имеются линейно зависимые строки, то определитель такой матрицы равен нулю и такую матрицу называют *вырожденной*. При решении уравнений с подобными матрицами относительные ошибки определения вектора $\vec{f}$ могут достигать сколь угодно больших значений.

Для систем зондирования атмосферы идеальными являются такие измерения, в которых весовые функции представляют собой δ -функции. Обусловлено это тем, что в конечном представлении (1.8) роль весовых функций играют строки матрицы A и для случая $n = m$ идеальными будут такие измерения, для которых матрица A является диагональной.

К сожалению, при постановке реальных задач обратных задач зондирования атмосферы такая ситуация возможна лишь для традиционных аэрологических (инструментальных) измерений; для косвенных дистанционных измерений, использующих электромагнитное излучение для проведения зондирования, (радиометеорологических, лазерных, спектрометрических и других) такая идеальная ситуация не возникает никогда.

Система весовых функций в реальном случае, как правило, более или менее линейно зависима. Степень этой зависимости определяется обычно числом искомых параметров (m), а для случая $n = m$ — числом необходимых измерений (n). Чем больше n и m , тем труднее добавлять к имеющейся системе измерений новые измерения, которые были бы линейно независимы с уже имеющимися.

В случае $n < m$, т. е. когда число искомых параметров больше числа измерений, матрица A является вырожденной всегда, поэтому обратная задача не может быть решена, так как отсутствует возможность построения обратного преобразования A^{-1} .

Для выделения единственного решения и улучшения обусловленности системы уравнений (1.9) при реализации косвенного метода зондирования атмосферы необходимо привлечение доступных априорных сведений об искомом решении, которые могли бы повысить его устойчивость относительно возмущений, присутствующих в векторе $\vec{f}$ и матрице A . Привлекаемые

сведения могут носить как весьма общий характер (ограниченность, неотрицательность, степень гладкости и др.), так и быть весьма конкретными – указывать на принадлежность решения к вероятностной совокупности с заданными моментами функции распределения.

Методы поиска устойчивого решения для подобного класса задач весьма разнообразны в настоящее время и отличаются лишь способом учета априорных сведений об искомом векторе $\bar{\Phi}$. Так, например, в основе методов регуляризации, статистической регуляризации, минимума априорной информации и т.п. лежит связанное с учетом априорной информации «искажение» (регуляризация) исходной матрицы A с целью ее стабилизации, а в, так называемом, *прямом* или *итерационном* методе решения априорная информация заключена в начальном приближении.

Приведем базовые математические соотношения, характеризующие особенности использования некоторых методов.

В методе статистической регуляризации, используемом при решении широкого класса задач дистанционного зондирования атмосферы, решение уравнения (1.9) имеет следующий вид:

$$\Phi = \bar{\Phi} + [A^T K_{\varepsilon}^{-1} A + K_{\Phi}^{-1}]^{-1} A^T K_{\varepsilon}^{-1} (f - \bar{f}). \quad (1.10)$$

Здесь $\bar{\Phi}$ и $\bar{f}$ – соответственно средние значения векторов $\bar{\Phi}$ и $\bar{f}$; K_{Φ} – ковариационная матрица вектора $\bar{\Phi}$; матрица $K_{\varepsilon} = \sigma^2 I$, где σ^2 – дисперсия ошибок измерения вектора $\bar{f}$, I – единичная матрица.

Выражение (1.10) можно также представить в эквивалентной записи, но уже не требующей обращения матрицы K_{Φ} :

$$\Phi = \bar{\Phi} + K_{\Phi} A^T (K_{\varepsilon} + A K_{\Phi} A^T)^{-1} (f - \bar{f}). \quad (1.11)$$

Решение системы уравнений (1.9) методом минимума априорной информации используется при отсутствии априорной информации – ковариационной матрицы искомой метеорологической величины и имеет вид (1.10) или (1.11) с той разницей,

что здесь матрица K_φ заменяется на $\tilde{K}_\varphi = \sigma_\varphi^2 I$, где σ_φ^2 – оценка средней дисперсии вектора $\bar{\varphi}$ на всех уровнях n представляется в виде диагональной матрицы с элементами σ_i^2 , представляющими собой оценки дисперсии на i -м уровне.

В общем виде прямой или итерационный методы решения системы (1.9) можно представить в следующей форме:

$$\varphi_{k+1} = \varphi_k - \beta_{k+1} A^T B (A \varphi_k - f). \quad (1.12)$$

Здесь k – номер итерации, β_{k+1} – шаг последовательных приближений, B – так называемая ускоряющая матрица, обычно равная K_ε^{-1} , φ_k – k -е приближение к вектору $\bar{\varphi}$ (в отклонениях от его среднего значения $\bar{\varphi}$), f – значение левой части уравнений (1.9) (в отклонениях от среднего значения $\bar{f}$).

Наряду с указанными методами, разработанными для нахождения устойчивого решения уравнения (1.7) или соответствующей его аппроксимации, т. е. системы уравнений (1.9), в предположении, что известны ядра уравнения (матрица A), имеется и другой подход к интерпретации дистанционных косвенных измерений. Такой подход состоит в построении регрессионного соотношения вида

$$\varphi = \bar{\varphi} + C(f - \bar{f}), \quad (1.13)$$

где C – матрица $n \times t$ коэффициентов регрессии. В основе данного метода лежит предположение о линейной связи между величинами $(\varphi - \bar{\varphi})$ и $(f - \bar{f})$.

Матрица C в выражении (1.13) определяется по результатам зависимой выборки. Такая выборка состоит из l пар данных о профиле метеорологической величины φ (матрица $W(m \times l)$) и соответствующих им данных измерений профиля f (матрица $S(n \times l)$). На основе такой информации матрица C может быть вычислена с помощью выражения

$$C^T = (SS^T)^{-1}SW^T. \quad (1.14)$$

Если в процессе расчетов выясняется, что матрица SS^T плохо обусловлена, то оценку матрицы C можно осуществить по формуле

$$C^T = (SS^T + \alpha K)^{-1}SW^T, \quad (1.15)$$

где α – параметр регуляризации, K – регуляризирующая матрица, размером $n \times m$.

После оценки матрицы C в соответствии с формулами (1.14) или (1.15) она может быть использована и для независимой выборки, т. е. для определения вектора $\bar{f}$ по результатам измерения вектора $\bar{f}$.

Реализуемые на практике методы решения обратных задач зондирования атмосферы не всегда в полной мере соответствуют строгому математическому представлению, описанному выше. Так, например, оперативные методы аэрологического зондирования атмосферы предполагают проведение измерений полных значений метеорологических величин, а не их отклонений от среднего, недостаточно полно учитываются теоретические требования к дискретности измерений и количеству измеряемых метеорологических величин и т. д. Тем не менее, представляется, что выполненная математическая формализация задач зондирования атмосферы позволит, с одной стороны, выявить общие тенденции развития методов, а с другой стороны, – оценить метеорологические особенности реализуемых в настоящее время методов.

1.4. Зондирование атмосферы и информационные характеристики

Методы зондирования атмосферы должны обеспечивать не только измерение метеорологических величин, но и их преобразование и передачу потребителям. Иначе говоря, при реализации методов зондирования атмосферы необходимо иметь дело с информацией о состоянии некоторых объектов измерений,

передачей и обработкой этой информацией, а также ее хранением.

Изучением всех этих вопросов и занимается теория информации. Теория информации – это наука о наиболее общих вероятностно-статистических закономерностях передачи сообщений и приема информации. Объектом изучения теории информации являются способы оценки количества информации и процессы, связанные с получением, передачей, преобразованием и хранением информации.

В теории информации любые сведения, подлежащие передаче и заранее не известные получателю (адресату), называются сообщениями. Достоверные сведения, содержащиеся в сообщении, полученные и правильно понятые адресатом, называются информацией. Таким образом, сообщение – это категория, принадлежащая передающей стороне, а информация является принадлежностью приемной стороны. Сообщение преобразуется в информацию лишь после того, как оно будет принято и правильно понято адресатом. До момента приема информация, содержащаяся в сообщении, находится как бы в скрытом состоянии и для приемной стороны выступает в виде некоторой неопределенности. Указанная неопределенность может быть снята после приема информации лишь при условии отсутствия различного рода искажающих факторов.

Действительно, как было показано в предыдущем разделе, сообщением является измеренное значение метеорологической величины, которое с помощью соответствующего измерительного преобразователя преобразовано в сигнал. Эти сигналы передаются от источника сообщений к получателю информации по определенному каналу связи, под которым следует понимать весь комплекс формирования сигналов, их передачи и приема на приемной стороне, а также реализуемых методов обработки и получения информации.

Как известно, в основу количественного измерения информации положена идея о неопределенности состояния источника сообщений (значения измеряемой величины). За единицу количества информации принимается неопределенность, содержащаяся в сообщении об источнике с двумя равновероятными и независимыми состояниями. Такая единица количества информации, как известно, получила название *бит* ($\log_2 2 = 1$).

Выясним, чему равна информация, если заранее известны вероятности состояний источника сообщений. Очевидно, что в этом случае количество информации будет зависеть от того, в каком состоянии источника получено сообщение. В самом деле, при получении сообщения о состоянии источника, вероятность которого велика, получаемая информация будет мала, так как появление этого состояния для получателя не было большой неожиданностью. И наоборот, если получено сообщение о состоянии источника, вероятность которого мала, она будет обладать большей информацией, так как его наступление менее всего ожидалось.

В тех случаях, когда вероятности состояний источника сообщений неодинаковы, определять количество информации в функции от числа этих состояний будет неверно. Следовательно, к мере количества информации должно быть добавлено дополнительное требование, которое заключается в том, что при наступлении состояния источника сообщения, обладающего меньшей информацией, должно быть получено большее количество информации. Этому требованию удовлетворяет функция вида

$$\lg \frac{1}{p(a_i)} = -\lg p(a_i). \quad (1.16)$$

Такое определение количества информации является общим и не противоречит введенному ранее. Действительно, если вероятности n состояний источника сообщений одинаковы, то вероятность единичного состояния будет $p(a_i) = 1/n$ и количество информации при наступлении a_i -го исхода будет равно

$$I(a_i) = \lg \frac{1}{p(a_i)} = \lg n. \quad (1.17)$$

Теперь распространим введенное определение количества информации на еще более общий случай. Пусть имеется источник сообщений, который может принимать n дискретных состояний с различными вероятностями (например, измерение

определенной метеорологической величины). Необходимо определить среднее количество информации, приходящееся на одно состояние. Мерой количества информации в этом случае служит *энтропия*. С физической точки зрения – это мера неопределенности, которая зависит от числа состояний источника и их вероятностей и равна сумме произведений вероятности различных состояний на логарифм этих вероятностей, взятых с обратным знаком:

$$H(a) = - \sum_{i=1}^n p(a_i) \lg p(a_i). \quad (1.18)$$

Такое более общее определение количества информации не противоречит введенному ранее. В самом деле, если рассмотреть состояние источника сообщений с n равновероятными исходами, то вероятность каждого исхода будет равна $p(a_i) = 1/n$. Тогда

$$H(a) = -n \frac{1}{n} \lg \frac{1}{n} = \lg n,$$

что совпадает с определением количества информации (1.17).

Величина энтропии представляет собой логарифмическую меру беспорядочности состояний источника сообщений (в рассматриваемом случае – атмосферы) и характеризует среднюю степень неопределенности состояний этого источника. В том случае, когда состояния источника сообщений равновероятны, энтропия максимальна, а следовательно, максимально и количество информации, содержащейся в таком сообщении. Если состояния источника сообщений неравновероятны, среднее количество информации, содержащееся в одном сообщении, будет меньше. Пределы изменения энтропии составляют от 0 до 1. Если известен заранее закон распределения состояний источника сообщений, то может быть вычислена его энтропия, а следовательно, и количество информации, поступающей от источника.

Применительно к задачам зондирования атмосферы закон распределения значений измеряемой метеорологической величины есть закон распределения состояний источника сообщений. В случае использования идеальной измерительной системы, в которой отсутствуют любые ошибки, вычисленная

энтропия и будет равна количеству полученной в результате зондирования информации. Поскольку в самом общем случае это не так, получаемая в результате зондирования информация будет представлять собой сумму информаций: информация об измеряемой при зондировании метеорологической величине и информация о помехах, создаваемых самой реализуемой системой зондирования, включая, естественно, и ошибки математического решения обратных задач.

Для определения количества информации, полученной в результате измерения при зондировании, достаточно найти разность между энтропиями до измерения (энтропия измеряемого процесса) и после измерения (энтропия шума или ошибок). Таким образом,

$$I = H(a) - H(\Delta). \quad (1.19)$$

Иными словами, количество информации, получаемой в процессе зондирования, определяется в этом случае как уменьшение энтропии от априорного значения $H(a)$, которое характеризует неопределенность измеряемой величины перед измерением, до апостериорного значения $H(a/a_n)$, т. е. до энтропии погрешности, которая остается в системе после проведения измерений. Это означает, что незнание точного значения измеряемой метеорологической величины сохраняется и после проведения измерения a_n , но это незнание характеризуется не полной исходной энтропией, а энтропией погрешности, которая, как было отмечено выше, остается и после проведения измерений.

Для равномерного закона распределения возможных изменений измеряемой в процессе зондирования величины априорная энтропия определяется соотношением

$$\begin{aligned} H(a) &= - \int_{-\infty}^{+\infty} p(a) \lg p(a) da = \\ &= - \int_{a_1}^{a_2} \frac{1}{a_2 - a_1} \lg \frac{1}{a_2 - a_1} da = \lg(a_2 - a_1), \end{aligned} \quad (1.20)$$

а апостериорная энтропия результата измерения будет равна

$$H(a/a_n) = - \int_{a_n - \Delta}^{a_n + \Delta} \frac{1}{2\Delta} \lg \frac{1}{2\Delta} da = \lg 2\Delta, \quad (1.21)$$

где Δ — абсолютная погрешность измерений.

Отсюда общее количество информации, полученное в результате измерений при реализации зондирования атмосферы, будет равно

$$I = H(a) - H(a/a_n) = \lg \frac{a_2 - a_1}{2\Delta} = -\lg \frac{2\Delta}{a_2 - a_1}. \quad (1.22)$$

При других законах распределения измеряемой метеорологической величины вычисление количества информации усложняется, так как вместо абсолютных погрешностей измерения Δ необходимо рассматривать среднеквадратические погрешности, умноженные на энтропийный коэффициент, учитывающий зависимость энтропийной погрешности от закона распределения. Так, для нормального закона распределения энтропийный коэффициент равен 2.07.

Информационный подход к результатам измерений позволяет в конечном итоге оценить эффективность использования системы зондирования при получении информации о состоянии атмосферы.

КОНТАКТНЫЕ МЕТОДЫ ЗОНДИРОВАНИЯ АТМОСФЕРЫ

ГЛАВА 2

ИЗМЕРЕНИЕ ОСНОВНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ВЕТРА В АТМОСФЕРЕ

2.1. Методы измерений

Для измерения скорости и направления ветра в атмосфере могут быть использованы различные методы, однако наиболее широко применяется метод, когда для получения информации о ветре во всей толще атмосферы или, по крайней мере, в ее значительной нижней части (тропосфере и стратосфере) используются наблюдения за перемещением объектов, которые перемещаются не только в горизонтальном, но и в вертикальном направлении. Перемещение в горизонтальном направлении осуществляется за счет движения воздушных потоков, а в вертикальном направлении – либо за счет силы Архимеда, либо за счет силы земного притяжения. Такими объектами могут являться шары-пилоты, в качестве которых обычно используют оболочки, наполненные газами легче воздуха, либо специальные мишени, опускающиеся на парашютах.

Определение скорости и направления ветра при этом основано на измерении изменений координат таких объектов за определенный интервал времени. По временным интервалам между измерениями координат могут быть рассчитаны средняя скорость ветра и его направление в слое атмосферы, толщина которого определяется вертикальной скоростью перемещения объекта и интервалами времени между смежными отчетами.

В зависимости от способа определения координат перемещающегося объекта в атмосфере можно выделить ряд разновидностей данного метода: *оптический, радиотехнический и навигационный*.

При осуществлении *оптического* метода наблюдения за перемещением объекта в атмосфере выполняются с помощью специальных угломерных приборов – аэрологических теодолитов. *Радиотехнический* метод предполагает измерение координат объекта с помощью специальных радиотехнических устройств: радиотеодолитов и радиолокационных станций. В *навигационном* методе положение объекта в атмосфере определяется с помощью сигналов специальных навигационных станций. Следует отметить при этом, что оптические и радиотехнические методы, как правило, предполагают проведение измерений координат перемещающегося объекта с земной поверхности, а навигационные методы – определение координат по выполняемым специальным измерениям на перемещающемся объекте.

Покажем, как методы измерения скорости ветра вытекают из общей постановки задач зондирования атмосферы. С этой целью перепишем уравнение (1.7), имея в виду, что измеряемыми характеристиками при выполнении ветровых измерений в конечном итоге является обобщенная горизонтальная координата x , а вычисляемой метеорологической величиной – скорость ветра v :

$$x = \int_{t_1}^{t_2} a(x, t) v(t) dt. \quad (2.1)$$

Ядро $a(x, t)$ записанного таким образом линейного интегрального уравнения Фредгольма 1-го рода может определять в данном случае эффект увлечения наблюдаемого объекта воздушным потоком. Если предположить, что наблюдаемый перемещающийся объект в атмосфере является невесомым, перемещается на определенной высоте и полностью реагирует на любые изменения характеристик воздушного потока, то можно записать, что

$$a(x,t) = 1.$$

Пользуясь теоремой о среднем, выражение (2.1) можно переписать в виде

$$x = \bar{v}(t_2 - t_1), \quad (2.2)$$

откуда очевидно следует обратная задача

$$\bar{v} = \frac{x}{t_2 - t_1}. \quad (2.3)$$

При более полной постановке задачи, т. е. когда движение объекта осуществляется в вертикальном и горизонтальном направлениях, ядро $a(x,t)$ можно определить с помощью δ -функции, а найденное решение для скорости ветра будет соответствовать определенному слою атмосферы и за определенный временной интервал.

Следует отметить, что направление движения объекта в вертикальной плоскости (вверх или вниз) принципиально не меняет постановку задачи, поэтому в дальнейшем изложении для определенности будем предполагать движение снизу вверх, что, как было сказано выше, соответствует шаропилотному методу наблюдений.

2.2. Вертикальная скорость шаров-пилотов

Существенным фактором, определяющим особенности реализации того или иного метода ветровых измерений в атмосфере, является возможность определения вертикальной скорости движения шара-пилота. Рассмотрим более детально особенности движения шара в вертикальной плоскости.

Эластичная оболочка шара-пилота по мере наполнения ее газом приобретает сферическую форму, при этом давление газа внутри оболочки лишь незначительно превышает давление окружающего воздуха. Создающееся сверхдавление газа внутри оболочки уравнивается упругими свойствами материала оболочки. На основании закона Архимеда наполненная газом

легче воздуха оболочка будет находиться под действием выталкивающей силы, под воздействием которой оболочка должна двигаться вверх.

В предположении, что оболочка невесома, выталкивающая сила, действующая на оболочку, называется полной подъемной силой $\vec{E}$. Тогда в соответствии с законом Архимеда

$$E = (\vec{E} \cdot \vec{k}) = Vg(\rho_v - \rho_r), \quad (2.4)$$

где V – объем оболочки шара-пилота; g – ускорение свободного падения; ρ_v и ρ_r – плотности воздуха и газа соответственно; $\vec{k}$ – единичный вектор в направлении оси z .

С учетом веса оболочки B на наполненную газом легче воздуха оболочку будет действовать сила A

$$A = E - B, \quad (2.5)$$

которая называется свободной подъемной силой шара-пилота.

Под действием свободной подъемной силы шар-пилот будет двигаться вверх, при этом по мере подъема должен увеличиваться объем шара-пилота и изменяться температура наполняющего его газа (сверхдавлением газа внутри шара-пилота вследствие его малости можно пренебречь). Возникающее вследствие указанных факторов изменение свободной подъемной силы ΔA может быть определено с помощью следующего выражения:

$$\Delta A = V_0 g \rho_{r0} \frac{t_r - t_v}{t_v}, \quad (2.6)$$

где V_0 – объем шара перед выпуском в наземных условиях; ρ_{r0} – плотность наполняющего оболочку газа в наземных условиях; t_v и t_r – температуры воздуха и наполняющего оболочку газа на высоте соответственно. Из записанного соотношения следует, что если температура наполняющего оболочку газа все время равна температуре окружающего воздуха, то изменение свободной подъемной силы должно быть равным нулю.

В реальных условиях это условие практически не выполняется. Именно поэтому при реализации подъема шара, как правило, всегда имеет место изменение свободной подъемной силы.

Определим вертикальную скорость шара-пилота в предположении, что его свободная подъемная сила не меняется с высотой. Движение шара-пилота должно подчиниться закону Ньютона (закону сохранения момента), который запишем в дифференциальной форме:

$$d(Mw) = \sum_{i=1}^n (F_i dt), \quad (2.7)$$

где M – масса шара и содержащегося в ней газа; w – вертикальная скорость движения шара; F_i – силы, действующие на шар; t – время.

Левая часть выражения (2.7) определяет изменение количества движения шара, а правая часть – сумму импульсов действующих сил ($i = 1, \dots, n$). В реальных условиях под действием свободной подъемной силы шар-пилот начинает с ускорением подниматься вверх. При этом против свободной подъемной силы A действует сила сопротивления воздуха R . Установлено, что, начиная с нескольких метров над поверхностью Земли, свободная подъемная сила и сила сопротивления воздуха уравновешивают друг друга.

С учетом сказанного уравнение (2.7) можно переписать в виде:

$$d(Mw) = 0. \quad (2.8)$$

В случае, если нет утечки наполняющего оболочку газа ($M = \text{const}$) и отсутствует изменение свободной подъемной силы ($\Delta A = 0$), очевидным решением уравнения (2.8) является решение вида

$$w = \text{const}. \quad (2.9)$$

Сила сопротивления, действующая на шар, может быть определена с помощью соотношения

$$R = kqS, \quad (2.10)$$

где k – коэффициент лобового сопротивления, зависящий от режима обтекания шара воздушным потоком; q – динамическое давление, испытываемое шаром со стороны обтекающего потока; S – площадь поперечного сечения шара.

В случае, если шар имеет сферическую форму,

$$S = \frac{\pi D^2}{4}, \quad q = g \frac{\rho_B w^2}{2},$$

где D – диаметр шара, выражение для R можно записать в виде

$$R = \frac{k\pi}{8} g \rho_B D^2 w^2. \quad (2.11)$$

Так как рассматривается установившееся движение ($A = R$), то

$$A = \frac{k\pi}{8} \rho_B D^2 w^2. \quad (2.12)$$

Разрешая выражение (2.12) относительно w , получаем

$$w = \sqrt{\frac{8}{\pi}} \sqrt{\frac{A}{\rho_B}} \frac{1}{D}. \quad (2.13)$$

Выражая диаметр шара через длину окружности его большого круга C

$$D = \frac{C}{\pi},$$

получаем окончательное выражение для определения вертикальной скорости шара-пилота в виде:

$$w = \frac{a\sqrt{A}}{C\sqrt{\rho}}, \quad (2.14)$$

где $a = \sqrt{\frac{8\pi}{k}}$ – коэффициент; ρ – плотность воздуха (индекс «В» опущен).

Если известна не длина окружности оболочки C , а, например, ее масса B , выражение для вертикальной скорости шара w можно получить следующим образом.

Перепишем выражение (2.4), заменив объем оболочки V на соответствующее выражение через длину окружности C :

$$E = A + B = Vg(\rho_v - \rho_r) = \frac{C^3}{6\pi^2} g(\rho_v - \rho_r). \quad (2.15)$$

Полагая, что разность плотностей воздуха и газа, наполняющего оболочку, является величиной, пропорциональной плотности воздуха (индекс «В» опущен), т. е.

$$g(\rho_v - \rho_r) = N\rho,$$

где n – коэффициент пропорциональности, выражение (2.15) можно переписать в следующем виде:

$$A + B = \frac{C^3}{6\pi^2} N\rho.$$

Разрешая это выражение относительно C , получаем

$$C = \sqrt[3]{\frac{6\pi^2(A+B)}{N\rho}}. \quad (2.16)$$

Подставляя (2.16) в (2.14) получаем искомое выражение для вертикальной скорости движения шара-пилота в виде

$$w = b \frac{\sqrt{A}}{\sqrt[3]{A+B}}, \quad (2.17)$$

где

$$b = \sqrt{\frac{8\pi}{k}} \sqrt{\frac{N}{6\pi^2}} \frac{1}{\sqrt[6]{\rho}}.$$

В реальной атмосфере существует целый ряд факторов, влияющих на условия движения шара-пилота и отклоняющих величину фактической вертикальной скорости от рассчитанной теоретически. Рассмотрим некоторые из них.

Уменьшение плотности воздуха с высотой. Записав выражение (2.14) для определения вертикальной скорости у поверхности Земли (w_0) и на некоторой высоте (w) и поделив их друг на друга, получаем

$$\frac{w}{w_0} = \frac{C_0}{C} \sqrt{\frac{\rho_0}{\rho}}.$$

Учитывая, что объем оболочки обратно пропорционален плотности воздуха, предыдущее выражение можно переписать в виде

$$\frac{w}{w_0} = \sqrt[3]{\frac{\rho}{\rho_0}} \sqrt{\frac{\rho_0}{\rho}} = \sqrt[6]{\frac{\rho_0}{\rho}}. \quad (2.18)$$

Из (2.18) видно, что с уменьшением плотности воздуха вертикальная скорость шара-пилота должна возрастать; так, на высоте 10 км она превышает исходное значение в 1.19 раза.

Диффузия газа через оболочку. Вследствие диффузии газа (обычно, водород или гелий) через оболочку масса газа в оболочке уменьшается, что приводит к уменьшению свободной подъемной силы и, соответственно, вертикальной скорости.

Сверхдавление газа, наполняющего оболочку. Это сверхдавление обычно невелико и становится ощутимым лишь на высотах, превышающих 10 км. Сверхдавление газа в оболочке может несколько увеличивать вертикальную скорость шара-пилота.

Разность температур воздуха и газа в оболочке. Эта разность обычно достаточно мала; знак этой разности определяет

уменьшение или возрастание вертикальной скорости шара-пилота.

Отклонение формы шара от сферической. Наличие такого отклонения приводит к уменьшению вертикальной скорости шара-пилота, т.к. неправильная форма шара-пилота увеличивает сопротивление воздушного потока.

Турбулентность и вертикальные токи в атмосфере. Это одна из основных причин, которая может приводить к значительным отклонениям действительной вертикальной скорости от расчетной. При значительной турбулентности атмосферы коэффициент k , входящий в выражение для силы сопротивления R (выражение (2.10)), значительно уменьшается, что приводит к соответствующему возрастанию вертикальной скорости. Вертикальные токи обычно несущественно искажают вертикальную скорость шара-пилота.

Считается установленным, что в пограничном слое атмосферы фактическая вертикальная скорость шара-пилота обычно превышает расчетную на 20-25 %, в тропосфере они почти совпадают, а в стратосфере – фактическая вертикальная скорость становится меньше расчетной, причем, их разность резко возрастает с высотой за счет диффузии газа, наполняющего оболочку.

2.3. Оптические и радиотехнические методы ветровых наблюдений

Как известно, положение любой точки в пространстве определяется тремя координатами. Для определения положения шара-пилота при реализации ветровых измерений в атмосфере при наблюдениях с поверхности Земли могут использоваться системы координат, содержащие две угловые координаты шара (азимут α и его вертикальный угол β) и третья линейная координата, которой может быть или высота H шара-пилота (оптические и радиотеодолитные методы), или его наклонная дальность R (радиолокационный метод).

На рис. 2.1,а изображен шаропилотный треугольник PCO . В точке O находится наземный угломерный прибор, в точке P – шар-пилот; точка C представляет собой проекцию шара-пилота

на горизонтальную плоскость, проходящую через точку O . Тогда $PC = H$ – высота шара-пилота, $OP = R$ – наклонная дальность, OC – горизонтальное удаление шара-пилота. Угол α азимутальный (горизонтальный) угол шара-пилота, т. е. угол, образуемый плоскостью шаропилотного треугольника с плоскостью меридиана; β – вертикальный угол шара-пилота.

На рис. 2.1,б изображено смещение шара-пилота в пространстве. Измерения координат выполняются для положений P_1, P_2, P_3 .

Таким образом, положение шара-пилота в любой момент времени можно определить или координатами α, β, R , или координатами α, β, H .

Угловые координаты α, β могут быть определены с помощью угломерных приборов, расположенных на поверхности Земли. Для этой цели используют, как было указано выше, или оптические теодолиты специальной конструкции (аэрологические теодолиты) или радиотеодолиты и радиолокаторы.

Оптические методы реализуются с помощью одного или двух аэрологических теодолитов. При определении положения шара с помощью радиотеодолита к шару подвешивается радиозонд или специальный радиопередатчик, а при использовании радиолокатора к шару подвешивается мишень, способная отражать сигналы радиолокатора, или передатчик-ответчик, или радиозонд.

Высота H определяется в зависимости от особенностей реализуемого метода. Простейший из них (метод *однопунктных* оптических шаропилотных наблюдений) основан на предположении постоянства вертикальной скорости w шара-пилота. Если использовать такое предположение, то высота шара-пилота H над поверхностью Земли в момент времени t выражается простой формулой:

$$H = wt. \quad (2.19)$$

Тогда смещение шара-пилота в горизонтальной плоскости OC окажется равным

$$OC = wt \operatorname{ctg} \beta.$$

Очевидно, что скорость ветра в слое PC пропорциональна длине отрезка OC и может быть определена следующим образом:

$$v = \frac{OC}{t} = w \operatorname{ctg} \beta. \quad (2.20)$$

Направление ветра легко получить, прибавив к измеренному азимутальному углу α 180° .

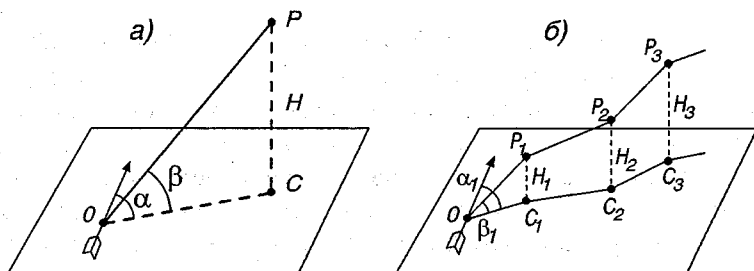


Рис.2.1. Схема шаропилотных измерений.

а – шаропилотный треугольник, *б* – перемещение шара-пилота в атмосфере.

Найденные скорость и направление характеризуют средние скорость и направление ветра в слое, определяемом высотами выпуска шара-пилота и в момент времени t . Принято относить полученные результаты к высоте середины слоя, т. е.

$$\overline{H} = \frac{PC}{2} = \frac{wt}{2}. \quad (2.21)$$

Высоту H можно определить и более сложным способом – тригонометрическим при условии, что измерения выполняются с помощью двух теодолитов и известно при этом расстояние между теодолитами (база). Такой метод обычно называется *базисным*, или *двухпунктным* методом измерения характеристик ветра в атмосфере.

Общая схема реализации базисных шаропилотных наблюдений представлена на рис. 2.2. При этом, рис. 2.2,а соответствует случаю, когда теодолиты находятся на одной высоте над уровнем моря, а рис. 2.2,б – когда их высоты разные.

Итак, расстояние между теодолитами (L) в данном методе считается известным. При этом база в точке O_1 составляет с направлением меридиана угол $\alpha_{\delta 1}$, а в точке O_2 – угол $\alpha_{\delta 2}$. Оба этих угла для данной базы являются величинами постоянными и известными заранее.

Если P – положение шара-пилота в момент t , то задача определения скорости ветра сводится к измерению длины отрезка O_1C , а задача определения направления ветра – к измерению угла между отрезком O_1C и меридиональным направлением для точки O_1 .

Для момента времени t с помощью аэрологических теодолитов из точек O_1 и O_2 производится измерение горизонтальных углов α_1 и α_2 . Таким образом, треугольник O_1CO_2 оказывается полностью заданным, так как известна одна из его сторон (сторона L) и все три угла:

$$\begin{aligned}\varphi_1 &= \alpha_{\delta 1} \pm \alpha_1, \\ \varphi_2 &= \alpha_{\delta 2} \pm \alpha_2, \\ \varphi &= 180^\circ - (\varphi_1 + \varphi_2).\end{aligned}\tag{2.22}$$

Если $\alpha_2 > \alpha_{\delta 2}$ и $\alpha_1 < \alpha_{\delta 1}$, то используется знак «плюс»; в остальных случаях – знак «минус».

Из треугольника O_1CO_2 , используя теорему синусов, можно записать, что

$$O_1C = L \frac{\sin \varphi_2}{\sin \varphi}.$$

Тогда

$$v = \frac{O_1C}{t} = \frac{L \sin \varphi_2}{t \sin \varphi}.\tag{2.23}$$

Таким образом, для измерения скорости ветра в слое базисным методом (при одинаковых высотах теодолитов) достаточно

измерений двух горизонтальных углов. Направление ветра определяется аналогично методу однопунктных наблюдений.

Если теодолиты установлены на различных высотах над уровнем моря, отличающихся на величину h (см. рис. 2.2, б), то отрезок $O_1C_1 = O_1C_1$, определяющий скорость и направление ветра, вычисляется так же, как в случае расположения теодолитов на одинаковой высоте.

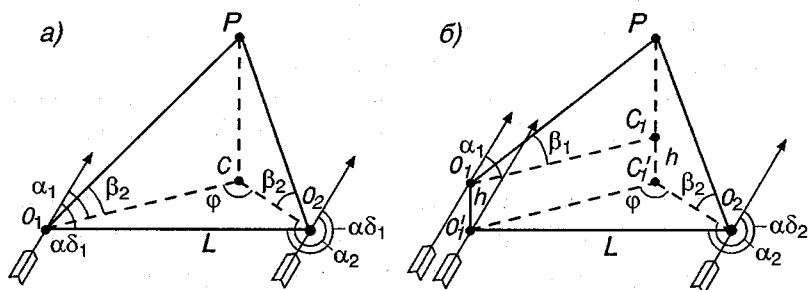


Рис. 2.2. Схема двухпунктных (базисных) шаропилотных измерений.
а – расположение теодолитов на одинаковой высоте, б – расположение теодолитов на разных высотах.

Высоты шара-пилота определяются с помощью следующих соотношений:

$$PC_1 = L \operatorname{tg} \beta_1 \frac{\sin \varphi_2}{\sin \varphi}, \quad (2.24)$$

$$PC_1^B = L \operatorname{tg} \beta_2 \frac{\sin \varphi_1}{\sin \varphi}. \quad (2.25)$$

При правильно выполненных измерениях должно выполняться условие

$$PC_1 - PC_1^B = h. \quad (2.26)$$

Следует отметить, что при проведении базисных ветровых наблюдений точность ветровых измерений неодинакова по

всему пространству положений шара-пилота. Наибольшая точность будет достигаться в том случае, когда угол φ треугольника O_1CO_2 будет приближаться к 90° и, наоборот, точность измерений будет ухудшаться, если этот угол будет приближаться к 0° (180°).

Наконец, высота H может быть вычислена по барометрической формуле, если к шару-пилоту подвешен радиозонд, измеряющий давление, температуру и влажность в исследуемом слое атмосферы (радиотеодолитный метод).

При реализации радиолокационных методов измерения ветра с помощью радиолокационной станции измеряются не только вертикальный и азимутальный углы, но и наклонная дальность R (отрезок OP на рис. 2.1,а). Тогда соответствующие формулы для нахождения скорости и направления ветра, а также высоты будут иметь следующий вид:

$$H_1 = R \sin \beta, \quad (2.27)$$

$$e = \alpha + 180^\circ, \quad (2.28)$$

$$\overline{H} = \frac{H_1}{2} = \frac{R \sin \beta}{2}. \quad (2.29)$$

Применение радиотехнических методов позволяет повысить точность ветровых наблюдений, обеспечить их регулярное применение до больших высот.

2.4. Навигационные методы ветровых наблюдений

Измерение координат перемещающегося объекта в пространстве может производиться и с помощью системы навигационных станций, использующих сигналы *очень низкой частоты* (ОНЧ).

– ОМЕГА (OMEGA) – система обеспечивает весь земной шар. Она функционирует по международному соглашению

правительств стран, разместивших на своих территориях передающие станции.

– СИГМА (SIGMA) – система, организованная в России, обеспечивает обширные территории, но не весь земной шар.

– ЛОРАН-С (LORAN-C) – система, организованная в США. Она обеспечивает большие морские и прибрежные территории, но может использоваться и для производства измерений над определенными регионами суши.

Следует отметить, что радионавигационная система ЛОРАН-С хотя и может использоваться для определения ветра, но, строго говоря, она не может считаться сетью навигации дальнего действия, т. к. работает в несколько другом диапазоне (100 кГц). Сети средств дальней навигации ОМЕГА и СИГМА являются идеальными системами для измерения ветра.

В настоящее время обычно используется совмещенная ОМЕГА система, куда входят 8 мировых станций и 3 станции России (рис. 2.3). В этой системе существует достаточно большая избыточность для гарантии того, что определение местоположения будет возможно при любых условиях.

Каждая навигационная станция ОМЕГА системы излучает электромагнитные волны очень низкой частоты (10.2, 11.3 и 13.6 кГц), которые свободно распространяются во всех направлениях. Если местоположение передатчиков точно известно, то время прохождения сигналов зависит только от расстояний приемника от передатчиков.

Ограничивающим фактором в использовании сигналов ОНЧ для определения местоположения объекта в пространстве является приемопередатчик перемещающегося объекта, который должен быть способным к приему и передаче сигналов наземной навигационной станции. Требования к практичным и недорогим решениям ограничивают частоты, используемые в сети ОМЕГА.

Сигналы, излучаемые навигационными станциями системы ОМЕГА, передаются в определенной последовательности, которая повторяется каждые 10 с. При этом каждая станция внутри этого периода передает как свою характеристическую частоту (11.8 – 13.6 кГц), так и, так называемые, *навигационные частоты* (10.2, 11.3 и 13.6 кГц).

Для определения времени прохождения сигналов существует два обычно используемых метода.

1. Время приема радиопульса может быть измерено абсолютным методом. Сравнение времен приема сигналов от трех станций делает возможным расчет координат приемника (перемещающегося объекта в атмосфере). Такой метод используется в простых приемниках сетей ЛОРАН-С.

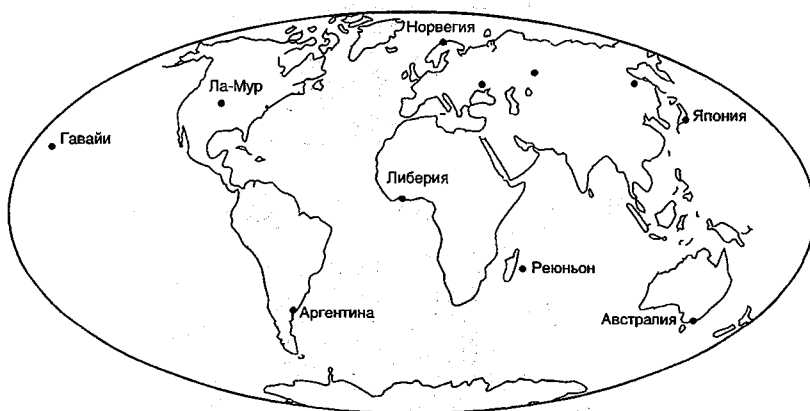


Рис.2.3. Расположение навигационных станций ОМЕГА.

2. Измеряются сравнительные фазы принимаемых радиосигналов, т.е. фазы принимаемых сигналов по отношению к фазе сигнала, генерируемого на месте измерения. Такой метод обеспечивает большую точность измерения благодаря большим временам интегрирования. Именно этот метод используется в приемниках, работающих с системами ОМЕГА.

Рассмотрим более детально этот метод. На рис. 2.4,а показано результирующее в некоторый момент времени поле разностей фаз волн, распространяющихся от двух станций. Концентрические окружности соединяют точки нулевой фазы электромагнитных полей (нулевых полей) для двух станций. Гиперболы на рисунке показывают геометрическое место (положение) всех точек, разность фаз в которых является одинаковой и не меняется с расстоянием от станций. Сеть гипербол, построенная путем соединения точек с нулевым полем, является

общей для обоих полей. Разность фаз на гиперболических кривых равна нулю. Эти линии называются *линиями положений*.

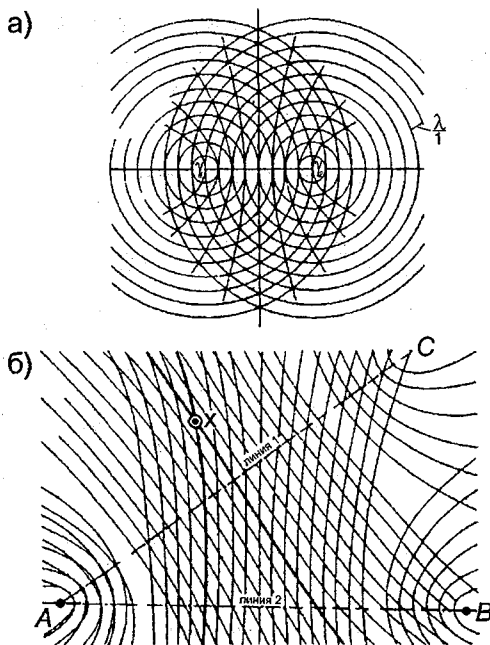


Рис. 2.4. Результирующие поля разностей фаз навигационных станций.

а – для двух навигационных станций, б – для трех навигационных станций.

Так как сеть гипербол остается географически постоянной, она и может быть принята за новую систему координат для определения географического местоположения. Однако совершенно ясно, что одна линия положения не дает возможности определить координаты объекта; для этого нужна вторая пара станций и вторая система линий положения. Это достигается привлечением третьей навигационной станции. Схема расположения станций представлена на рис. 2.4, б. Пара передатчиков А и В формирует одну систему гиперболических координат, а пара А и С – вторую систему. Результирующая координатная сетка показана в центре рис. 2.4, б. Измерение разностей фаз дает

возможность определить две гиперболы, пересечение которых теперь определяет точное положение перемещающегося объекта в горизонтальной плоскости. Последовательное определение координат, пересечение которых теперь определяет точное положение точки x , позволяет построить горизонтальную проекцию траектории перемещающегося объекта в атмосфере, а тем самым – определить скорость и направление ветра.

Следует отметить, что точность определения координат в значительной степени зависит от взаимного расположения перемещающегося объекта в атмосфере и передающих навигационные сигналы станций. Лучшая точность достигается при пересечении гипербол в положении, близком к перпендикулярному. Если же эти линии пересекаются под очень острым углом, возникает значительная зона неопределенности, вызывающая ошибку в определении координат и, соответственно, ветровых данных. В этом случае необходимо изменять систему используемых навигационных станций или увеличивать их количество, соответственно, изменяя и методику решения задачи.

При базисном (простейшем) решении положение объекта определяется путем простого вычитания фаз двух ведомых станций из фазы ведущей станции. В общем гиперболическом решении используется более трех передатчиков. Они считаются эквивалентными, т. е. для них не определяется ведущая навигационная станция.

Наилучшие результаты обеспечивает совмещенное решение, когда из каждого передатчика используется более одной частоты, а число используемых навигационных станций – не менее восьми. Все находящиеся в распоряжении системы передатчики автоматически используются системой и расчет положения базируется на оптимизации использования передатчиков на основе качества сигналов. Оптимизация осуществляется путем расчета коэффициента взвешивания для каждого сигнала по его качеству и последующего расчета «средневзвешенного» значения всех принятых сигналов. При этом эффект шумов в сигналах различных передатчиков имеет тенденцию к уменьшению из-за отсутствия корреляции, оптимизация взвешивания на базе качества сигнала минимизирует эффект шумов, а изменения интенсивности сигнала не имеют значения.

Высота перемещающегося объекта в атмосфере в данном методе не измеряется; она вычисляется с помощью барометрической формулы.

2.5. Обработка данных ветровых наблюдений

Оптический и радиолокационный методы наблюдений.

Если в результате наблюдений за перемещающимся в атмосфере шаром-пилотом получается последовательность определенных координат шара, то скорость и направление ветра могут быть вычислены как графически, так и аналитически.

Графическая обработка предполагает использование аэрологических планшетов (кругов Молчанова); при этом для обработки данных оптических шаропилотных и радиотеодолитных наблюдений предназначен круг *A-30*, а для обработки радиолокационных наблюдений – круг *A-30D*. Технология использования этих кругов детально описана в соответствующих Наставлениях Роскомгидромета [27, 28].

Аналитическая обработка предполагает использование соответствующих теоретических зависимостей, что в связи с интенсивным развитием средств вычислительной техники представляется более корректным, поскольку обеспечивает большую точность и оперативность полученных ветровых данных.

Рассмотрим некоторые основные аспекты аналитической обработки оптического и радиолокационного методов наблюдений.

Рассматривая изображение на рис. 2.1,б, соответствующее перемещению шара-пилота в атмосфере, введем в горизонтальной плоскости для точки C_1 декартову систему координат: направим ось X по меридиану на север, а ось Y – по параллели на восток. Пусть направленный отрезок C_1C_2 соответствует вектору скорости ветра $\vec{v}$ в рассматриваемом слое. Разложим этот вектор на две составляющие; тогда величина скорости ветра может быть найдена по формуле

$$v = \sqrt{v_x^2 + v_y^2}, \quad (2.30)$$

где v_x, v_y – меридиональная и зональная составляющие вектора ветра.

Направление ветра (e), т. е. направление, откуда дует ветер, можно определить с помощью выражения

$$e = \arctg \frac{v_y}{v_x} + 180^\circ. \quad (2.31)$$

Методика определения компонент ветра (v_x, v_y) зависит от того, какой вид ветровых наблюдений реализуется.

Так, прямоугольные координаты x, y, z шара-пилота при радиолокационном методе наблюдений связаны с координатами R, α, β (называемыми сферическими) следующими соотношениями:

$$\begin{aligned} x &= L \cos \alpha = R \cos \beta \cos \alpha, \\ y &= L \sin \alpha = R \cos \beta \sin \alpha, \\ z &= R \sin \beta. \end{aligned} \quad (2.32)$$

Соответственно, прямоугольные координаты x, y, z шара-пилота при оптических (или радиотеодолитных) наблюдениях связаны с координатами H, α, β (называемыми цилиндрическими) с помощью очевидных выражений:

$$\begin{aligned} x &= L \cos \alpha = H \operatorname{ctg} \beta \cos \alpha, \\ y &= L \sin \alpha = H \operatorname{ctg} \beta \sin \alpha. \end{aligned} \quad (2.33)$$

В (2.32) и (2.33) под L понимается длина горизонтальной проекции смещения шара-пилота между соседними положениями.

Составляющие v_x, v_y мгновенной скорости точки, как известно, представляют собой производные соответствующих горизонтальных координат, т. е.

$$v_x = \frac{dx}{dt}, \quad v_y = \frac{dy}{dt}.$$

Средние значения компонент скорости за промежуток времени Δt тогда могут быть определены с помощью конечных приращений $\Delta x, \Delta y$:

$$v_x = \frac{\Delta x}{\Delta t}, \quad v_y = \frac{\Delta y}{\Delta t}.$$

Таким образом, дифференцируя (2.32) и (2.33) по t и переходя к конечным приращениям, можно получить выражения для определения компонент скорости ветра для радиолокационного и оптического (радиотеодолитных) методов наблюдений:

$$v_x = \frac{\Delta x}{\Delta t} = \frac{\Delta R}{\Delta t} \cos \beta \cos \alpha - R \sin \beta \cos \alpha \frac{\Delta \beta}{\Delta t} - R \cos \beta \sin \alpha \frac{\Delta \alpha}{\Delta t}, \quad (2.34)$$

$$v_y = \frac{\Delta y}{\Delta t} = \frac{\Delta R}{\Delta t} \cos \beta \sin \alpha - R \sin \beta \sin \alpha \frac{\Delta \beta}{\Delta t} + R \cos \beta \cos \alpha \frac{\Delta \alpha}{\Delta t}.$$

$$v_x = \frac{\Delta x}{\Delta t} = \frac{\Delta H}{\Delta t} \operatorname{ctg} \beta \cos \alpha - \frac{H}{\sin^2 \beta} \cos \alpha \frac{\Delta \beta}{\Delta t} - H \operatorname{ctg} \beta \sin \alpha \frac{\Delta \alpha}{\Delta t}, \quad (2.35)$$

$$v_y = \frac{\Delta y}{\Delta t} = \frac{\Delta H}{\Delta t} \operatorname{ctg} \beta \sin \alpha - \frac{H}{\sin^2 \beta} \sin \alpha \frac{\Delta \beta}{\Delta t} + H \operatorname{ctg} \beta \cos \alpha \frac{\Delta \alpha}{\Delta t}.$$

Учитывая, что $w = \frac{\Delta H}{\Delta t}$, выражения (2.35) можно переписать в виде

$$v_x = w \operatorname{ctg} \beta \cos \alpha - \frac{H}{\sin^2 \beta} \cos \alpha \frac{\Delta \beta}{\Delta t} - H \operatorname{ctg} \beta \sin \alpha \frac{\Delta \alpha}{\Delta t}, \quad (2.36)$$

$$v_y = w \operatorname{ctg} \beta \sin \alpha - \frac{H}{\sin^2 \beta} \sin \alpha \frac{\Delta \beta}{\Delta t} + H \operatorname{ctg} \beta \cos \alpha \frac{\Delta \alpha}{\Delta t}.$$

Найденные скорости и направления ветра являются средними для соответствующих слоев, расположенных между высотами H_i и H_{i+1} , т. е.

$$H = \frac{H_i + H_{i+1}}{2}.$$

Следует отметить, что аналогичное рассмотрение можно было бы выполнить, рассматривая радиальную (вдоль горизонтального смещения) и тангенциальную (по нормали к горизонтальному смещению) компоненты скорости ветра; можно было решать задачу, определяя непосредственно модуль скорости ветра и направление ветра.

Как было отмечено выше, одним из наиболее современных методов реализации навигационного метода наблюдений является так называемый *совмещенный метод*. Совмещенный метод требует обширных возможностей обработки данных из-за значительных объемов обработки сигналов. Можно выделить следующие основные этапы обработки данных.

Навигационный метод наблюдений.

Детектирование фазы. Для каждого передатчика фаза каждой частоты должна детектироваться в ходе последовательности передачи. 10-секундная последовательность передачи сигналов в системе ОМЕГА состоит из восьми окон передачи, а 3,6-секундная последовательность сети ОНЧ СИГМА, входящих в совмещенную систему ОМЕГА, состоит из шести окон передачи. Частоты используются таким образом, что для сети непосредственно ОМЕГИ имеется $8 \cdot 6 = 48$ детектирований фаз в течение 10 секунд, а для сети СИГМА – 5 детектирований в течение 3,6 секунд.

Фильтрация уровня сигнала. В ходе фильтрации уровня сигнала точки отклонения фазы подавляют на основании специаль-

но разработанной регрессионной модели. Фильтрация производится отдельно для каждого сигнала.

Совмещение и проверка совместимости. Совместимость проверяется для производных фаз каждого передатчика. Общая производная фаз выражается путем объединения всех производных фаз отдельных частот.

Определение ветра. Вектор ветра может быть определен с помощью следующего выражения:

$$\vec{V} = (F^T K^{-1} D F)^{-1} F^T K^{-1} D P, \quad (2.37)$$

где F – матрица сферической тригонометрии между передатчиками ОНЧ и зондирующей станцией; K – матрица взвешивания на базе качества сигнала; P – вектор производных фазы; D – диагональная матрица, при помощи которой можно исключать или включать в рассмотрение те или иные передатчики навигационных станций.

Проверка совместимости сигналов каждого передатчика. Если имеется более трех передатчиков, каждая комбинация может проверяться для определения того, увеличивает ли какой-либо из имеющихся сигналов остаток регрессии значительно больше других. Отклоняющиеся сигналы должны исключаться, а вектор ветра – пересчитываться.

Фильтрация составляющих ветра. Производится фильтрация вектора ветра для удаления существенно отклоняющихся векторов.

Система измерения ветра на базе ОНЧ имеет внутреннюю способность контроля точности. Наибольшая возможная точность может быть оценена путем приема сигналов ОНЧ стационарной антенной и расчета фактического перемещения. Другим методом является сравнение скорости ветра, измеренной различными методами.

Следующие среднеквадратические ошибки могут быть типичными при сравнении различных методов расчета ОНЧ по отношению к надежному эталонному результату, измеренному при известных условиях: трех-четырёхстанционная система – 2 м/с; восьмистанционная система – 1.2 м/с; совмещенная система – 0.8 м/с.

ГЛАВА 3

ИЗМЕРЕНИЕ ОСНОВНЫХ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ВЕЛИЧИН ПРИ РАДИОЗОНДИРОВАНИИ АТМОСФЕРЫ

3.1. Особенности измерений метеорологических величин при радиозондировании атмосферы

Измерения метеорологических величин при радиозондировании атмосферы относятся к классу метеорологических и их целью является определение как самих метеорологических величин, так и их распределений в атмосфере. Особенностью таких измерений является то, что они производятся не в одной точке, как при наземных метеорологических измерениях, а во время движения измерительного прибора по вертикали и горизонтали.

В существующих системах радиозондирования измеряются, как правило, лишь основные метеорологические величины. Следует заметить, однако, их перечень может быть разный. В радиолокационных системах измеряются обычно температура и относительная влажность воздуха, в навигационных системах — температура, относительная влажность и давление воздуха. При этом наибольшей пространственно-временной изменчивостью обладают температура и относительная влажность, а температура воздуха представляется наиболее информативной, поскольку, в конечном итоге, определяет законы изменения давления с высотой.

Именно поэтому представляет особый интерес исследовать особенности измерений температуры воздуха при радиозондировании атмосферы.

Рассмотрим условия теплообмена термометра со средой, которые определяют теплоинерционные свойства термометров. При аналитическом исследовании условий теплообмена термометра со средой теплообмен соприкосновением (кондукция и конвекция) можно характеризовать законом Ньютона с суммарным коэффициентом теплопередачи α . Для естественных усло-

вий при этом основную роль играет конвективный теплообмен, именно который и будем учитывать при выполнении анализа.

Радиационный теплообмен характеризуется величиной разности всех радиационных потоков, отнесенных к единице времени и единице поверхности датчика (так называемый, радиационный баланс B).

Предположим, что термометр – некое термометрическое тело, имеющее массу m , удельную теплоемкость c , температуру $\hat{T}$, площадь теплового соприкосновения со средой S , площадь, по которой происходит радиационный теплообмен S^B . Температуру среды, в которой находится термометрическое тело, обозначим через T . Тогда отнесенный к единице времени t суммарный тепловой поток к термометрическому телу

$$\frac{dQ}{dt} = - \int_0^S \alpha(\hat{T} - T) dS + \int_0^{S^B} B dS^B. \quad (3.1)$$

Если использовать понятия средних величин, то выражение (3.1), можно переписать в виде

$$\frac{dQ}{dt} = -\overline{\alpha(\hat{T} - T)}S + \overline{B}S^B. \quad (3.2)$$

В то же время, считая поле температур в термометре безградиентным, можно записать

$$dQ = mcd\hat{T}. \quad (3.3)$$

Исключая из (3.2) и (3.3) величину dQ , получаем

$$mc \frac{d\hat{T}}{dt} = -\overline{\alpha S(\hat{T} - T)} + \overline{B}S^B. \quad (3.4)$$

Введем обозначение $mc / \overline{\alpha S} \equiv \lambda$. Эту величину обычно называют коэффициентом тепловой инерции термометра или постоянной времени тепловой инерции; размерность этой вели-

чины – время. Тогда, используя введенное обозначение и опуская значки осреднения, уравнение (3.4) можно переписать в виде

$$\lambda \frac{d\hat{T}}{dt} + (\hat{T} - T) - \frac{BS}{\alpha S} = 0. \quad (3.5)$$

В предположении, что радиационный теплообмен отсутствует, уравнение (3.5) можно переписать следующим образом:

$$\frac{d\hat{T}}{\hat{T} - T} = -\frac{dt}{\lambda}. \quad (3.6)$$

Иначе говоря, в соответствии с (3.6) можно утверждать, что коэффициент инерции определяется скоростью изменения температуры термометра при единичной разности температур между средой и термометром.

Рассмотрим вариант, когда термометр, имеющий начальную температуру $\hat{T}_0$, вносится в среду, где температура линейно изменяется во времени (например, уменьшается, что является достаточно характерным для подъема термометра в тропосфере), т. е.

$$T = T_0 + \gamma t,$$

где

$$\gamma = -\frac{dT}{dt} = \text{const}.$$

Для интегрирования сделаем замену переменной $\hat{T}$ на переменную x , полагая

$$x = \hat{T} - T = \hat{T} - T_0 - \gamma t.$$

Тогда

$$d\hat{T} = dx + \gamma dt.$$

После подстановки и разделения переменных можно получить

$$\frac{dx}{x + \gamma\lambda} = -\frac{dt}{\lambda}. \quad (3.7)$$

Интегрируя (3.7) по времени от 0 до τ и по переменной x от $x_0 = \hat{T}_0 - T_0$ до $x = \hat{T} - T$, получаем

$$\hat{T} - T = (\hat{T}_0 - T_0 + \gamma\lambda)e^{-\tau/\lambda} - \gamma\lambda. \quad (3.8)$$

Из (3.8) следует, что разность $\hat{T} - T$ с течением времени стремится не к нулю, что соответствовало бы задаче измерения, а к некоторой постоянной величине, которая тем больше, чем больше коэффициент тепловой инерции термометра и чем больше скорость изменения температуры среды; при достаточно большой выдержке термометра в среде ($\tau \gg \lambda$)

$$\hat{T} - T = -\gamma\lambda. \quad (3.9)$$

Так, например, если термометр поднимается в слое с постоянным градиентом температуры, то показания термометра приближаются к некоторой температурной прямой, отстоящей от истинной температурной зависимости на величину $-\gamma\lambda$. В случае повышающейся температуры среды термометр занижает температуру, а в случае понижающейся, наоборот, завышает. При этом, и в том, и в другом случае имеет место «отставание» термометра.

Практически при проведении зондирования выдерживается условие $\tau \gg \lambda$, при котором $\hat{T} - T = -\gamma\lambda$ и определяют температуру среды как $T = \hat{T} + \gamma\lambda$, причем для определения γ можно воспользоваться равенством $\gamma = dT/dt = d\hat{T}/dt$, полученным путем дифференцирования (3.9).

Величину $-\gamma\lambda$ можно тогда назвать *инерционной погрешностью термометра* в случае линейного изменения температуры

среды; ту же величину с обратным знаком можно назвать *инерционной поправкой термометра*.

Следует обратить внимание на то, насколько отличается полученный результат от идеального измерения с ядром, представленным в виде δ -функции.

Рассмотрим пример, когда при подъеме с помощью термометра измеряется температура в слое атмосферы с инверсионным распределением температуры.

Тогда, в подынверсионном слое термометр будет завывать температуру, а в инверсии, наоборот, занижать. В результате термометр «сгладит» излом температурной кривой на величину ΔT и завысит на величину Δh высоту расположения точки изменения градиента температуры.

Ниже точки излома температуры ($\tau \gg \lambda$)

$$\gamma_1 < 0, \text{ а } (\hat{T} - T)_1 = -\gamma_1 \lambda. \quad (3.10)$$

Эта разность является начальной разностью для верхнего слоя выше точки излома. Поэтому

$$(\hat{T}_0 - T_0)_2 = -\gamma_2 \lambda. \quad (3.11)$$

Тогда уравнение (3.8) для верхнего слоя примет вид

$$\hat{T} - T = (-\gamma_1 \lambda + \gamma_2 \lambda) e^{-\tau/\lambda} - \gamma_2 \lambda, \quad (3.12)$$

где время отсчитывается от момента изменения знака градиента температуры, а $\gamma_2 > 0$. Чтобы получить точку изменения знака градиента температуры термометра, приравняем нулю производную от температуры по времени:

$$\frac{d\hat{T}}{dt} = \gamma_2 - (\gamma_2 - \gamma_1) e^{-\tau/\lambda} = 0. \quad (3.13)$$

Решив (3.13) относительно τ и умножив результат на вертикальную скорость движения датчика в среде $w = dh/dt$, полу-

чаем превышение точки перегиба температуры термометра над действительной точкой перегиба:

$$\Delta h = w\tau = w\lambda \ln \frac{\gamma_2 - \gamma_1}{\gamma_2}. \quad (3.14)$$

Подставив τ из (3.14) в (3.12), получаем

$$\hat{T} - T = 0. \quad (3.15)$$

А подставив τ из (3.14) в равенство

$$\Delta T = \gamma_2 \tau,$$

получаем величину, на которую будет завышено минимальное значение температуры (в точке начала инверсии):

$$\Delta T = \gamma_2 \lambda \ln \frac{\gamma_2 - \gamma_1}{\gamma_2}. \quad (3.16)$$

При использовании (3.14) и (3.16) для введения поправок следует учитывать, что γ_1 и γ_2 имеют разные знаки.

Итак, в случае отсутствия радиационного теплообмена инерционные погрешности зондирования по температуре тем меньше, чем меньше коэффициент инерции термометра, чем меньше абсолютная величина градиента температурной стратификации атмосферы и чем медленнее перемещается термометр по вертикали.

Как изменится решение (3.8), если учесть наличие радиационного баланса термометра? Предположим, что радиационный баланс в процессе измерения не изменяется. Тогда, осуществив в исходном уравнении (3.5) замену переменной $\hat{T}$ на переменную x

$$x = \hat{T} - \frac{BS}{\alpha S},$$

приходим к следующему уравнению:

$$\frac{dx}{dt} + \frac{x-T}{\lambda} = 0. \quad (3.17)$$

Уравнение (3.17) повторяет полученное ранее уравнение (3.7). Поэтому, учитывая сделанную замену переменных, имевшее решение (3.8) можно записать в виде:

$$\hat{T} - T = (\hat{T}_0 - T_0 - \frac{BS}{\alpha S} + \gamma\lambda)e^{-\tau/\lambda} - \gamma\lambda + \frac{BS^B}{\alpha S}. \quad (3.18)$$

Таким образом, если величина радиационного баланса термометра не изменяется в процессе измерения, то при $\tau \gg \lambda$ это приводит к тому, что температура термометра оказывается завышенной (при $B > 0$) или заниженной (при $B < 0$) на величину

$$\Delta T_B = \frac{BS^B}{\alpha S}. \quad (3.19)$$

Эта величина называется радиационной погрешностью, а обратная ей по знаку – *радиационной поправкой*.

Однако в действительности радиационный баланс изменяется во времени. Во-первых, изменяются радиационные потоки в атмосфере по мере изменения облачности или высоты Солнца, или смещения измерительного прибора в пространстве. Во-вторых, может изменяться ориентация измерительного прибора в пространстве, что вызывает изменение радиационных потоков, главным образом, прямой солнечной радиации. В-третьих, изменение температуры самого термометра в результате теплообмена обуславливает изменение его собственного излучения, которое является одной из составляющих радиационного баланса.

При сравнительно малых скоростях движения измерительного прибора в атмосфере третье обстоятельство, как правило, является наименее существенным. Соответствующее изменение баланса радиационных потоков оказывается сравнительно малым, так как оно зависит от скорости изменения температуры прибора, которая в силу сделанного предположения не может быть большой.

Если радиационный баланс термометра изменяется, то уравнения несколько усложняются. Рассмотрим случай, когда и температура среды, и радиационный баланс термометра изменяются линейно:

$$\begin{aligned} T &= T_0 + \gamma t, \\ B &= B_0 + \beta t, \end{aligned} \quad (3.20)$$

где β – некая константа, характеризующая скорость изменения радиационного баланса термометра.

Тогда, осуществив в (3.5) замену переменных с использованием соотношения

$$x = \hat{T} - T - \frac{BS^B}{\alpha S}. \quad (3.21)$$

и разделив переменные аналогично тому, как это было выполнено для случая $B = 0$, можно получить следующее выражение:

$$\begin{aligned} \hat{T} - T &= (\hat{T}_0 - T_0 - \frac{B_0 S^B}{\alpha S} + \gamma\lambda + \beta \frac{S^B \lambda}{\alpha S}) e^{-\tau/\lambda} + \\ &+ \frac{BS^B}{\alpha S} - \gamma\lambda - \frac{\beta S^B \lambda}{\alpha S} \end{aligned} \quad (3.22)$$

В пределе при $\tau \gg \lambda$ (3.22) примет вид

$$\hat{T} - T = \frac{BS^B}{\alpha S} - \gamma\lambda - \frac{\beta S^B}{\alpha S} \lambda. \quad (3.23)$$

Сравнивая (3.18) и (3.23), можно заметить, что в (3.23) появилось новое слагаемое $\frac{\beta S^B}{\alpha S} \lambda$, которое характеризует тепловую инерцию, обусловленную радиационным теплообменом термометра с окружающей средой.

Представляет практический интерес случай резкого изменения радиационного баланса. Так, например, если термометр, поднимаемый вверх, проходит верхнюю границу облака, то

радиационный баланс термометра резко увеличивается, а затем изменяется сравнительно слабо. В таком случае термометр при $B > 0$ может показать ложную инверсию над облаком. Положив для упрощения в (3.22) $\beta = 0$, т. е. $B = 0$ и $\hat{T}_0 - T_0 = 0$, получим для такого случая

$$\hat{T} - T = \left(\frac{BS^B}{\alpha S} - \gamma \lambda \right) (1 - e^{-\tau/\lambda}). \quad (3.24)$$

Если над облаком имеет место изотермия ($\gamma = 0$), то, как это следует из (3.24), термометр покажет ее лишь на высоте, на которую он поднимется по прошествии времени $\tau \gg \lambda$, причем с ошибкой, равной $BS^B / \alpha S$.

Итак, при $\beta = 0$ инерционные погрешности термометра определяются величиной $\lambda = mc / \alpha S$, а радиационные погрешности – величиной $\Delta T_B = BS^B / \alpha S$.

Та же величина ΔT_B может быть записана в виде

$$\Delta T_B = \frac{S^B \lambda}{mc} B. \quad (3.25)$$

В том случае, когда термометр защищен от непосредственного воздействия радиационных потоков, существенно уменьшается радиационный баланс термометра, а тем самым и радиационная погрешность.

Другой важной характеристикой, определяющей радиационную погрешность, является коэффициент теплоотдачи. Изменять величину α можно, создавая искусственную вентиляцию воздуха около термометра. Коэффициент теплоотдачи будет тем больше, а, следовательно, радиационная погрешность (и инерция) тем меньше, чем больше скорость движения воздуха относительно термометра. Однако с увеличением скорости вступит в силу и другой, не отмеченный выше фактор – нагревание термометра за счет трения воздуха о термометр и выделения тепла в воздухе, сжимающемся под действием динамического давления около препятствия, каким является термометр.

Осредненные значения температуры среды и температуры реального термометра отличаются друг от друга. При этом

$$\bar{\bar{T}} - \bar{T} = \frac{1}{\tau_2 - \tau_1} \int_{\tau_1}^{\tau_2} (\hat{T} - T) dt. \quad (3.26)$$

Подставляя вместо разности $\hat{T} - T$ в выражение (3.26) полученное решение (3.18), можно оценить разность соответствующих осредненных величин.

При $\tau_1 \gg \lambda$, т. е. для таких состояний, когда роль начальных условий уже не сказывается из-за достаточно большого времени выдержки в среде, соответствующее решение получается в следующем виде:

$$\bar{\bar{T}} - \bar{T} = -\gamma\lambda + \Delta T_b. \quad (3.27)$$

Иначе говоря, при постоянной скорости охлаждения среды (в частности, при $\gamma = 0$) средние температуры термометра и среды отличаются друг от друга точно так же, как и мгновенные, если только выполнено условие $\tau_1 \gg \lambda$.

Таким образом, вследствие большого числа источников различных погрешностей, точность измерений температуры и, естественно, других основных метеорологических величин при реализации радиозондирования атмосферы будет значительно ниже точности метеорологических измерений, выполняемых в наземных условиях. Все это приводит к необходимости как развития методов учета искажающих влияний, так и специальных первичных измерительных преобразователей.

3.2. Измерительные преобразователи температуры

Процесс измерения температуры в современных системах зондирования атмосферы заключается, как правило, в преобразовании информации о значении измеряемой температуры как неэлектрической величины в форму, удобную для дальнейших преобразований.

Опыт создания соответствующих измерительных устройств показал, что наиболее перспективными являются преобразова-

тели температуры, у которых результаты преобразования измеряемой температуры выражаются в виде изменения электрической величины.

В современных системах зондирования атмосферы получили наибольшее распространение резисторные (металлические, полупроводниковые и фольговые), а также емкостные преобразователи.

Резисторные термодатчики. Электропроводность всех веществ, как известно, в той или иной степени зависит от температуры. Эту зависимость принято характеризовать значением температурного коэффициента сопротивления (ТКС), который определяется как относительное приращение электрического сопротивления вещества (R) при изменении его температуры на 1° :

$$\alpha_T = \frac{1}{R} \frac{dR}{dT}. \quad (3.28)$$

Металлические термосопротивления. Зависимость электрического сопротивления металлов от температуры используется в качестве термометрического свойства в металлических термометрах сопротивлений. Измеряя изменение сопротивления проводника, так называемого термосопротивления, можно тем самым оценить изменение его температуры.

Металлы, предназначенные для изготовления термосопротивлений, должны обладать достаточно высокой стабильностью; их температурный коэффициент сопротивления и удельное сопротивление должны быть сравнительно большими. Из металла с большим удельным сопротивлением легче изготовить датчик с малой массой, а следовательно, и с малой тепловой инерцией. Наконец, металлы, предназначенные для серийного изготовления термосопротивлений, должны обладать неизменными свойствами. Наиболее употребительными металлами в этом смысле являются платина, вольфрам, никель, железо, медь.

Температурный коэффициент сопротивления для большинства металлов практически постоянен в широком диапазоне температур, что позволяет, проинтегрировав (3.28), получить следующую зависимость:

$$R = R_0 e^{\alpha_T (T - T_0)}, \quad (3.29)$$

где R_0 – сопротивление при T_0 .

Выражение (3.29) можно упростить, разлагая экспоненциальную функцию в ряд. Если ограничиться первыми двумя членами разложения, то при $T_0 = 0^\circ\text{C}$

$$R = R_0 (1 + \alpha_T T). \quad (3.30)$$

На практике вместо выражения (3.30) часто пользуются соотношениям

$$R(T) = R_0 (1 + AT + BT^2), \text{ при } T > 0^\circ\text{C},$$

$$R(T) = R_0 [1 + AT + BT^2 + CT^3 (T - 100)], \text{ при } T < 0^\circ\text{C},$$

где A , B , C – постоянные коэффициенты, зависящие от типа металла. Они определяются при градуировке термометров.

Например, для металлического термосопротивления из платины $A = 3.96847 \cdot 10^{-3} \text{K}^{-1}$, $B = -5.847 \cdot 10^{-7} \text{K}^{-2}$, $C = -4.22 \cdot 10^{-12} \text{K}^{-4}$. Обычно диаметр применяемой в термометрах сопротивления платиновой нити составляет 20 мкм, а в отдельных случаях – даже 5 мкм. Платиновая нить крепится на каркасе, при этом ее можно жестко соединять с каркасом только в том случае, если материал, из которого изготовлен каркас, имеет такой же термический коэффициент расширения, что и платина. Поэтому можно, в частности, впаивать платиновый термометр в стеклянную оправу.

Электрический ток, пропускаемый через термометр сопротивления при измерении температуры, должен быть по возможности малым, чтобы выделяющееся при этом тепло не искажало результатов измерений; при этом чем меньше вентиляция термометра, тем меньше должна быть допустимая сила тока.

Поскольку термометры из платины имеют весьма малые погрешности измерения температуры воздуха даже при слабой вентиляции, они являются весьма перспективными для зондирования атмосферы, однако их стоимость достаточно высока, что несколько ограничивает возможности их использования.

Существенным общим недостатком термометров сопротивления является то, что для получения достаточно высоких сопротивлений, которые определяются возможностями используемой при зондировании телеметрической системы, в них должна применяться очень тонкая и высококачественная проволоочная нить.

Серийный измерительный преобразователь температуры (проволочный образцовый) – ИПТ-ПО и предназначен для использования в качестве первичного преобразователя температуры с нормированными метрологическими характеристиками.

Термочувствительным элементом ИПТ-ПО является изолированная платиновая проволока диаметром 5 мкм.

ИПТ-ПО имеет следующие основные параметры:

- диапазон измеряемых температур (–90...+60) °С;
- номинальное сопротивление
при температуре 25 °С. 510 Ом;
- предел допускаемой основной погрешности измерения
температуры < 0.3 °С;
- радиационная погрешность на высоте 35 км < 0.5 °С.

Номинальное статическое преобразование ИПТ-ПО задается в виде математического выражения с одним постоянным коэффициентом, определяемым индивидуально для каждого образца.

Конструктивно ИПТ-ПО представляет собой проволоочную рамку, на которой V-образно растянута платиновая проволока длиной 100 мм.

Полупроводниковые термометры сопротивления. Для измерения температуры используются также полупроводники. При понижении температуры сопротивление полупроводников возрастает и при очень низких температурах полупроводники превращаются почти в изоляторы. Напротив, с повышением температуры сопротивление полупроводников уменьшается и при высоких температурах свойства полупроводников становятся близкими к свойствам проводников. Таким образом, в отличие от проводников, обладающих положительными температурными коэффициентами сопротивления, у полупроводников они отрицательные. Поскольку значения α_T у полупроводников по абсолютной величине примерно в 10 раз больше, чем у проводников, чувствительность полупроводниковых термометров

сопротивления, как правило, значительно выше чувствительности металлических термометров сопротивления.

Полупроводниками являются, например, смеси двух или более оксидов металлов (урана, магния, титана, никеля, кобальта и др.). Изменяя соотношения между различными составляющими в смеси, получают желаемый характер зависимости сопротивления полупроводника от температуры. В процессе изготовления оксиды металлов примешивают в виде порошка к связывающим веществам, затем им придают форму цилиндров, бусинок или пластинок и обжигают. Таким образом изготавливаются серийные датчики температуры – терморезисторы, обладающие заданными термометрическими свойствами.

Зависимость сопротивления полупроводников от температуры колеблется в широких пределах. У одних полупроводников эта зависимость практически ничтожна, поэтому их применяют в качестве постоянных или эталонных сопротивлений. У других полупроводников сопротивление зависит от температуры в значительно большей степени, чем у металлов, поэтому их используют в качестве термодатчиков.

Различают полупроводниковые термисторы, у которых $\alpha_T < 0$, и позисторы, у которых величина α_T может быть как положительной, так и отрицательной.

Зависимость сопротивления термисторов от температуры принято выражать с помощью уравнения

$$R = A \exp\left(-\frac{B}{T}\right), \quad (3.31)$$

где A и B – постоянные данного термистора.

Значение температурного коэффициента сопротивления (ТКС) термистора может быть найдено из (3.31):

$$\alpha_T = \frac{1}{R} \frac{dR}{dT} = -\frac{B}{T^2}. \quad (3.32)$$

Так как в справочной литературе обычно указывается сопротивление полупроводниковых терморезисторов при 20°C (293 K) – R_{20} , то на практике пользуются соотношением

$$R(T) = R_{20} \exp\left(-\frac{B}{T} + \frac{B}{273}\right). \quad (3.33)$$

Важной характеристикой полупроводникового терморезистора является коэффициент энергетической чувствительности (в ваттах на процент изменения сопротивления), определяемый соотношением

$$G = \alpha_r \frac{H}{100}, \quad (3.34)$$

где H – коэффициент рассеяния тепловой энергии на терморезисторе, $\text{Вт}/^\circ\text{C}$.

В табл. 3.1 представлены основные параметры полупроводниковых терморезисторов, используемых для зондирования атмосферы.

Основными источниками погрешностей измерения температуры с помощью полупроводниковых терморезисторов при зондировании атмосферы являются, как это было показано в разделе 3.1, солнечная радиация (радиационный перегрев) и тепловая инерция. Кроме того, на точность измерения влияет и нагрев полупроводникового терморезистора протекающим через него измерительным током.

В правильно сконструированных измерительных схемах протекающий через терморезистор измерительный ток достаточно мал и практически не вызывает нагрев терморезистора.

Степень радиационного перегрева зависит от высоты Солнца, плотности воздуха, скорости движения датчика в атмосфере, наличия облачности и ее структуры, отражающей способности облаков и подстилающей поверхности, а также от конструктивных особенностей используемого полупроводникового терморезистора. С целью уменьшения радиационной ошибки полупроводниковые терморезисторы покрывают специальными антирадиационными покрытиями с большим коэффициентом отражения солнечной радиации. Тем не менее, величина радиационной погрешности при измерении температуры довольно значительно увеличивается с высотой подъема и высотой Солнца.

В последнее время появились особо чистые полупроводниковые материалы – германий и кремний, которые представляют особый интерес при создании терморезисторов. Метрические свойства таких полупроводников различаются в зависимости от их кристаллической структуры, которая определяется используемой технологией кристаллизации. Как терморезисторы, они могут иметь или положительный, или отрицательный ТКС, что определяется способом создания кристалла и особенностями легирования примесями. Термосопротивления из чистых полупроводниковых материалов имеют ТКС того же порядка, что и ТКС у металлов. Однако они обладают очень высоким удельным сопротивлением, поэтому их можно делать микроскопическими. Такие микросопротивления малоинерционны, высокостабильны, а срок их использования практически неограничен.

Фольговые терморезисторы. В последнее время для измерения температуры воздуха достаточно часто используются фольговые терморезисторы (ФТР). Их чувствительным элементом является термочувствительная металлическая фольга.

ФТР совмещает в себе достоинства металлических и полупроводниковых термометров сопротивления. При этом, обладая линейностью зависимости сопротивления от температуры, они в то же время имеют достаточно большое сопротивление, а следовательно, и чувствительность к температуре, хотя и несколько меньшие, чем у чистых полупроводников. Так, например, отношение сопротивления датчика ФТР при 100 °С к сопротивлению при 0 °С может составлять 1.607.

В отечественном ФТР в качестве термочувствительного элемента используется никелевая фольга НП-1 толщиной 5 мкм. В качестве гибкого носителя фольги используется полиамидная пленка толщиной 15 мкм. Полиамидная пленка выдерживает достаточно высокую температуру (до 300 °С), что существенно облегчает технологию изготовления ФТР. Фольга наносится на подложку, а затем на этом материале методом фотолитографии формируется определенный рисунок чувствительного элемента. Серийный образец ФТР представляет собой цилиндр диаметром 1.6–1.8 мм и длиной около 12 мм, полученный накручиванием полоски фольги на токопроводящие выводы. Длина выводов составляет 31 мм, а диаметр – 0.5 мм. С целью защиты ФТР от попадания влаги торцы цилиндра защищены эпоксидным ком-

паундом. Для уменьшения перегрева ФТР солнечной радиацией используется специальное антирадиационное покрытие (эмаль); сам ФТР размещается в рамке. При этом следует отметить, что термическая инерция его составляет 3.3 с, что позволяет почти в два раза уменьшить динамическую погрешность измерения температуры, радиационные погрешности также в 1.5 – 2 раза меньше, чем у полупроводниковых терморезисторов; основная погрешность – $\pm 0.15^{\circ}\text{C}$.

Таблица 3.1

Основные параметры полупроводниковых терморезисторов, используемых при зондировании атмосферы

Тип	R_{20} , кОм	B	α_n , %/ $^{\circ}\text{C}$ при 20°C	Диапазон рабочих температур, $^{\circ}\text{C}$	H , мВт/ $^{\circ}\text{C}$	G, мВт	Постоянные времени при обтекании с разными скоростями (м/с и 4 м/с)	Длина, мм Диаметр, мм
ММТ-1	6.8; 8.2	2500–2400	2.4–2.8	–90...+125	1.6	0.6	35 / 6.5	10–13
ММТ-6	10–100	2060	2.4	–60...+125	1.7	0.3	35 / 2.2	1.8–2.2 5–6
СТЗ-18	3.3	2250–3520	2.6–4.1	–90...+125	0.18	0.05	1.0 / 0.28	0.7–0.8 0.48
СТЗ-25	3.3	2600–3200	3.75	–100...+125	0.08	0.02	0.4 / 0.11	0.34 0.27 0.17

Фольговый терморезистор – ИПТ-Ф (интегральный преобразователь температуры, фольговый), разработанный специально для зондирования атмосферы в качестве специального датчика перспективных радиозондов, является законченным самостоятельным изделием с нормированными метрологическими характеристиками.

Термочувствительным элементом ИПТ-Ф является никелевый фольговый терморезистор типа ТРП2-1.

ИПТ-Ф имеет следующие основные параметры:

- диапазон измеряемых температур.....($-90... +60$) $^{\circ}\text{C}$;
- выходной параметр электрического сопротивления(240... 700)Ом;
- чувствительность $> 2.5/^{\circ}\text{C}$;

– предел допускаемой основной погрешности
измерения температуры $<0.5^{\circ}\text{C}$

Номинальная статическая характеристика преобразования ИПТ-Ф задается в виде математической формулы с двумя постоянными коэффициентами, определяемыми для каждого образца датчика.

Конструктивно ИПТ-Ф представляет собой терморезистор, покрытый антирадиационной эмалью и закрепленный на проводочной рамке.

Емкостные преобразователи. Принцип действия емкостных преобразователей (термоконденсаторов) основан на зависимости емкости конденсаторов от температуры, обусловленной температурной зависимостью диэлектрической проницаемости применяемых диэлектриков.

Основной характеристикой емкостного преобразователя является его температурный коэффициент α_T , представляющий собой относительное изменение емкости конденсатора (C), приходящееся на изменение температуры в 1 К:

$$\alpha_T = \frac{1}{C} \frac{dC}{dT}. \quad (3.35)$$

Как правило, термоконденсатор включается в колебательный контур высокочастотного генератора, защищенного от воздействия температуры. Так, например, при использовании термоконденсатора с температурным коэффициентом $\alpha_T = -720 \cdot 10^{-6} \text{ K}^{-1}$ при изменении измеряемой температуры на 100 К изменение емкости составило 7.2 пФ, что обусловило изменение частоты высокочастотного генератора с частотой около 8 МГц на 2.7 кГц.

Емкостной преобразователь температуры, разработанный в Финляндии фирмой Вайсала представляет собой емкостную капсулу (ТЕРМОКАП).

Чувствительный элемент представляет собой диэлектрический керамический материал, температурная зависимость которого точно контролируется за счет выбора материала и условий его изготовления. Металлические электроды помещены с обеих сторон тонкой пластинки из керамического материала, толщи-

ной 0.2 мм, которая и определяет зависимость датчика от температуры.

Для защиты от влажности датчик помещается в маленькую стеклянную капсулу (длиной 2.5 мм и диаметром 1.5 мм) с двумя тонкими подводящими проводками (диаметром 0.04 мм). Для исключения ошибок измерения, обусловленных возможным смачиванием датчика и воздействием коротковолнового солнечного излучения, стеклянная капсула покрыта тонкой полированной алюминиевой пленкой.

Датчик температуры ТЕРМОКАП обладает следующими основными параметрами:

- измеряемый интервал температур..... $(-90... +60) ^\circ\text{C}$;
- разрешение $0.1 ^\circ\text{C}$;
- максимальная радиационная поправка
(при 10 гПа и высоте Солнца 45°) $< 2 ^\circ\text{C}$;
- термическая инерция при скорости обдува 6 м/с
и давлении воздуха 1000 гПа < 2.5 с.

Использование подобного датчика при измерениях температуры в атмосфере позволяет обеспечить измерения с точностью порядка $\pm 0.2 ^\circ\text{C}$.

3.3. Измерительные преобразователи давления

Атмосферное давление является важнейшей характеристикой атмосферы, так как его пространственные и временные изменения сопровождаются изменениями характеристик воздушных течений.

Методы измерения давления, используемые при радиозондировании атмосферы, основываются, как правило, на измерении силы давления. Так, в диапазоне изменения давления от приземного до 1 гПа (высота 50 км) в качестве датчиков давления используются барокоробки и специальные интегральные преобразователи.

Барокоробки. Барокоробки относятся к классу деформационных преобразователей и представляют собой круглую, герметически замкнутую, невысокую коробку, чаще всего с гофрированными упругими основаниями (мембранами) и жесткими стенками. Мембраны изготавливаются из упругих материалов, как правило, представляющих собой сплавы (например, ней-

зильбер – сплав из никеля, меди и цинка), фосфористую или бериллиевую бронзу и сталь. Две мембраны, герметически спаянные бортами так, что между ними создается полость, образуют барокоробку. Воздух из коробки откачивается до такой степени, что давление газа в ней составляет всего несколько гектопаскалей. В ряде случаев для обеспечения температурной компенсации полость коробки заполняется инертным газом, но чаще азотом при давлении 40–50 гПа. Плоский центр одной мембраны неподвижно крепится, а плоский центр другой остается свободным и имеет возможность свободно перемещаться.

Под действием внешнего атмосферного давления мембранная коробка сжимается или расширяется до тех пор, пока силы упругости мембраны и заключенного в коробке газа не уравновесят силу атмосферного давления. При уравнивании силы атмосферного давления мембраны свободно прогибаются, приводя к перемещению подвижного центра коробки. Величина этого перемещения и служит мерой измеряемого атмосферного давления.

Установлено, что значение прогиба плоской мембраны под действием атмосферного давления p определяется $\sqrt[3]{p}$. Для получения линейной зависимости прогиба от величины давления воздуха мембраны изготавливают гофрированными, в результате чего прогиб мембранной коробки ΔL в зависимости от изменения атмосферного давления Δp можно оценить с помощью приближенного соотношения:

$$\Delta L = c \frac{r^4}{l^3 E} \Delta p, \quad (3.36)$$

где c – коэффициент, зависящий от материала и формы мембраны; r – радиус мембраны; l – толщина мембраны; E – модуль упругости материала мембраны.

Из соотношения (3.36) следует, что для увеличения чувствительности мембранной коробки необходимо увеличивать размеры мембраны и уменьшать их толщину. Так как увеличение диаметра коробки влечет за собой снижение ее механической прочности, то наиболее оптимальным является диаметр 4 – 6 см.

Поскольку обычно считается, что прогиб мембранной коробки не должен превышать 5 % диаметра мембраны, максимально возможный прогиб одной мембранной коробки не превышает 2 – 3 мм.

Для получения большего прогиба вместо одной мембранной коробки применяют последовательное соединение двух-четырех коробок, для чего создается бароблок.

В ряде случаев применяют барокоробки с плоскими мембранами, что обеспечивает повышенную чувствительность при измерении малых давлений (в несколько раз по сравнению с обычными гофрированными мембранами).

Чувствительность барокоробок может быть увеличена и за счет использования специальных кинематических передач.

Существенными недостатками барокоробок являются гистерезис и зависимость прогиба мембраны не только от величины давления воздуха, но и от температуры окружающей среды. Последнее обусловлено зависимостью от температуры модуля упругости материала коробки и заключенного в ней газа. Для уменьшения температурных ошибок при измерении давления могут использоваться различные способы термокомпенсации: кинематическая, силовая и газовая.

Принцип *кинематической* термокомпенсации состоит в том, что в одном из элементов кинематической передачи используется звено, выполненное из биметалла, которое по своим параметрам подбирается так, что деформация барокоробки, обусловленная только изменением температуры, компенсируется противоположной по знаку деформацией биметалла. При измерении давления в широком диапазоне кинематические компенсаторы могут выполняться с переменной чувствительностью, зависящей от величины давления.

Силовая термокомпенсация заключается в том, что усилия, развивающиеся при деформации биметалла, прикладываются непосредственно к мембранной коробке. Эта дополнительная сила должна компенсировать изменение жесткости чувствительного элемента под влиянием температуры.

Принцип *газовой* компенсации состоит в том, что мембранная коробка наполняется газом под некоторым небольшим давлением. При повышении температуры давление газа в коробке растет и компенсирует снижение жесткости чувствитель-

ного элемента; при понижении температуры – процесс противоположный.

Газовая и силовая термокомпенсации позволяют существенно снизить влияние температуры при измерениях в ограниченном диапазоне изменения давления, когда объем барокоробки изменяется незначительно. Тем не менее, все виды термокомпенсации не позволяют полностью исключить влияние температуры на результаты измерения давления с помощью барокоробок.

Весьма перспективным является датчик давления БАРОКАП, разработанный в Финляндии фирмой Вайсала. Датчиком давления является маленькая анероидная капсула с чувствительным элементом внутри анероида. Чувствительный элемент представляет собой две пластины, отстоящие друг от друга и образующие электрическую емкость. Верхняя пластина жестко связана с верхней мембраной барокоробки с помощью стержня, верхний конец которого на 5 мм выступает над поверхностью верхней мембраны; этот же стержень является электродом, изолированным с помощью стеклянной вставки от барокоробки. Для повышения максимальной чувствительности при малых давлениях вторая пластина с помощью другого стержня также жестко соединяется с нижней мембраной барокоробки; этот стержень также выступает над поверхностью нижней мембраны барокоробки и является вторым электродом. Изготовление датчика требует прецизионной технологии, поскольку должен регистрировать лишь изменение емкости двух пластин.

Такой датчик обладает следующими параметрами:

- интервал измерения давления(1060... 3) гПа;
- разрешение 0.1 гПа;
- диаметр капсулы 35.5 мм;
- вес.....5 г.

Для уменьшения воздействия температуры он покрыт тонкой полированной алюминиевой пленкой.

В силу того, что датчик весьма маленький, легкий, в нем отсутствуют кинематические схемы, точность измерения с его помощью давления является весьма высокой – 0.5 гПа.

Интегральные измерительные преобразователи. В последнее время появились преобразователи давления на базе полупроводниковых тензорезисторов. Их принцип действия

основан на тензорезистивном эффекте – изменении электрического состояния полупроводника (обычно в виде кристалла) под действием внешней нагрузки, создающей деформацию в кристалле.

Для характеристики изменения сопротивления при деформации пользуются коэффициентом тензочувствительности (S), который представляет собой отношение относительного изменения сопротивления (R) к относительной деформации в данном направлении (l):

$$S = \frac{\Delta R / R}{\Delta l / l} \quad (3.37)$$

Полупроводниковая технология интегральных схем позволяет создать совершенно новую конструкцию, состоящую из монокристаллического упругого элемента (мембраны), на котором выполнены чувствительные к давлению полупроводниковые области – тензорезисторы, и корпуса, образующего при соединении с мембраной вакуумную ячейку.

Для того, чтобы выполнить измерение давления, достаточно измерить ток, протекающий через тензосопротивление. Для усиления выходного сигнала обычно используют четыре тензорезистора, включенных по схеме моста Уитстона.

Применение различных методов термокомпенсации, в частности, использование эквивалентной мостовой измерительной схемы, изменение сопротивления которой зависит только от изменения температуры окружающей среды, позволяет полностью устранить температурную погрешность при измерении давления в широком диапазоне.

Измерительный преобразователь атмосферного давления (ИПАД) является законченным самостоятельным изделием, предназначенным для использования в качестве первичного преобразователя при измерении давления воздуха, с нормированными метрологическими характеристиками. Чувствительным элементом ИПАД является интегральный кремниевый тензорезисторный преобразователь давления.

ИПАД имеет следующие основные параметры:

- диапазон измерения давления(1070...10) гПа;
- предел допускаемой погрешности измерения давления 1 гПа;
- диапазон рабочих температур.....(–15... +65)°С;
- выходные параметры – три знакопеременных напряжения

- в пределах.....(0.1 ÷ 2.5) В;
- напряжение источника питания 5 В;
- ток, потребляемый от источника питания..... < 5 мА.

Обладая малыми габаритными размерами (диаметр мембраны 5 мм, высота – 1 мм), ИПАД обеспечивает высокую чувствительность измерений, при этом основная погрешность измерения давления составляет 0.5 %.

Номинальная статическая характеристика ИПАД задается в виде математического выражения с несколькими постоянными коэффициентами, определяемыми для каждого образца.

3.4. Измерительные преобразователи влажности

Влажность воздуха играет значительную роль в ряде важнейших атмосферных процессов, например, на радиационный режим атмосферы и земной поверхности. Поэтому измерение влажности в атмосфере является достаточно важной задачей. Следует отметить, однако, что точность имеющихся методов измерения влажности является, как правило, достаточно низкой, а создание новых типов измерительных преобразователей влажности наталкивается на очень большие трудности, связанные, в частности, с тем, что при низких температурах содержание водяного пара в атмосфере достаточно мало.

Для измерений в атмосфере наибольшее распространение получили преобразователи влажности, в которых реализуются два основных метода: один – сорбционный метод, когда используется чувствительный элемент (животная пленка), длина которого изменяется в зависимости от относительной влажности, а в другом от относительной влажности зависят электрические свойства датчика (емкостные и резистивные датчики).

Сорбционные методы. Свойство тел поглощать водяной пар называется гигроскопичностью (сорбцией). В самом общем случае при поглощении водяного пара могут изменяться масса, линейные размеры и объем тела, а также его электрические характеристики (емкость).

В частности, на свойстве изменения линейных размеров животной пленки в зависимости от относительной влажности основаны, так называемые, деформационные датчики. Материал, из которого изготавливается датчик, обладает микроскопи-

ческими порами, которые во влажном воздухе заполняются водой. Поры деформируются вслед за изменением влажности окружающего воздуха: они расширяются, если влажность повышается, и, наоборот, сжимаются, если влажность понижается. Соответственно, изменяются и линейные размеры материала.

Формулу для чувствительности таких деформационных датчиков можно получить, если считать, что кривизна водных менисков изменяется так, что давление насыщения над ними всегда оказывается равным давлению пара в окружающем воздухе, т. е. осуществляется динамическое равновесие типа

$$e = E_r, \quad (3.38)$$

или

$$f = \frac{e}{E} = \frac{E_r}{E}, \quad (3.39)$$

где E , E_r – давление насыщенного водяного пара в атмосфере и над водным мениском, радиуса r , e – парциальное давление водяного пара в атмосфере при относительной влажности воздуха f .

Величину E_r можно рассчитать, используя формулу Томпсона:

$$E_r = E \exp\left(-\frac{\mu}{\rho N k T} p\right), \quad (3.40)$$

где ρ – плотность водяного пара при температуре T ; p – капиллярное давление; N – концентрация молекул водяного пара.

Для малых упругих деформаций в линейном приближении

$$\frac{dp}{M} = -\frac{dr}{r}, \quad (3.41)$$

где M – модуль упругости материала датчика.

Для деформационного элемента длиной l можно записать

$$dl = 2nldr, \quad (3.42)$$

где n – число пор на единицу длины.

Из (3.39) и (3.40) имеем

$$\ln \frac{E_r}{E} = \ln f = -\frac{\mu}{\rho NkT} p, \quad (3.43)$$

откуда

$$\frac{d \ln f}{dp} = -\frac{\mu}{\rho NkT} \quad (3.44)$$

Используя (3.41) и (3.42), приходим к выражению, определяющему чувствительность датчика (в безразмерном виде):

$$\frac{d \ln l}{d \ln f} = \frac{\rho NkTD}{\mu M}, \quad (3.45)$$

где D – дефицит температуры точки росы.

Для применяющихся деформационных датчиков безразмерная чувствительность значительно меньше единицы. В размерном виде чувствительность может быть определена с помощью следующего выражения:

$$\frac{dl}{df} = \frac{l \rho NkTD}{\mu M} \quad (3.46)$$

Наиболее непостоянной величиной в выражении (3.46) является модуль упругости M . Он увеличивается с понижением температуры и, кроме того, заметно изменяется по мере старения датчика. Тем не менее записанные формулы с достаточной степенью точности позволяют определить чувствительность деформационных датчиков.

В настоящее время при измерениях относительной влажности в атмосфере в качестве деформационного материала используют, так называемую, животную пленку (бодрюш, золотобица, парфюмерная лайка). Эта пленка имеет вполне достаточную чувствительность и малую температурную зависимость. Животная пленка, используемая в измерительных преобразователях влажности, должна быть однослойной и нелакированной, толщина ее – 0.003 см. Пленка монтируется в датчик с натяжением около 20 г на 1 см ширины и должна быть выдержана в течение

нескольких часов в насыщенном паром воздухе, подвергаясь при этом натяжению. Для уменьшения гистерезиса является желательным нахождение датчика в течение 20 мин до измерений в насыщенном воздухе.

При попадании на животную пленку воды точность измерений резко ухудшается, поэтому пленочный датчик должен быть защищен от капель дождя. Следует отметить, что подобные датчики вообще отличаются невысокой устойчивостью градуировочных данных во времени.

Использование пленочных датчиков показало, что они достаточно удовлетворительно работают до температуры -40°C (ошибка достигает 20 %); при более низких температурах они работают плохо вследствие значительной инерционности, достигающей десятков минут, и гистерезиса.

О величине деформационных изменений преобразователя влажности обычно судят по соответствующему изменению электрического сопротивления реостата, движок которого жестко связан с самим деформационным датчиком. Именно поэтому такие измерительные преобразователи влажности иногда называют датчиками электромеханического типа (комбинированными датчиками).

Емкостные датчики. Современными достаточно эффективными являются емкостные тонкопленочные измерительные преобразователи влажности. Наибольшую известность среди них получил датчик влажности ХЬЮМИКАП, разработанный в Финляндии фирмой Вайсала. Принцип его работы основан на изменении характеристик тонкопленочного конденсатора, в состав которого входит влагочувствительный полимер, служащий диэлектрическим материалом конденсатора. Молекулы воды, адсорбированные пленкой, изменяют ее диэлектрическую постоянную, вызывая соответствующее изменение емкости конденсатора.

Конструкция датчика внешне достаточно проста. Нижний электрод получается путем протравливания покрытой металлом стеклянной пластинки (площадью 4 мм^2 и толщиной 0.2 мм), которая покрывается активным полимером толщиной около 1 мкм . Верхний электрод выпаривается в вакууме на поверхности этого полимера. Верхний электрод проницаем для водяного пара, что обеспечивает адекватную реакцию датчика на измене-

ние относительной влажности воздуха. Инерция датчика составляет 0,3 с при температуре 200 °С. Гистерезис относительно мал – около 3 %. Температурная чувствительность незначительна, изменение емкости преобразователя пропорционально изменению относительной влажности воздуха.

Основные технические параметры датчика ХБЮМИКАП следующие:

- диапазон измерения относительной влажности (0... 100) %;
- разрешение..... 1 %;
- точность..... ± 2 %.

Высокая точность и хорошая линейность обеспечивают эффективность использования датчика ХБЮМИКАП для измерения относительной влажности воздуха при радиозондировании атмосферы.

Отечественный современный датчик влажности представляет собой пленочный сорбционный преобразователь с емкостным выходом. Принцип его действия в целом является аналогичным принципу действия датчика влажности ХБЮМИКАП. Однако за счет использования структуры с верхним электродом из тонкого влагопроницаемого слоя золота измерительный преобразователь влажности (ИПВ) имеет высокую стабильность и воспроизводимость характеристик.

ИПВ имеет следующие основные параметры:

- диапазон измерения относительной влажности.....(2... 99) %;
- чувствительность 2 %;
- диапазон рабочих температур.....(–60... +60) °С;
- точность измерений ± 2 %;
- напряжение источника питания (8,5 ÷ 12) В.

Номинальная статическая характеристика преобразования ИПВ задается в виде математической формулы с несколькими постоянными коэффициентами, определяемыми индивидуально для каждого датчика.

Конструктивно ИПВ выполнен на прямоугольной печатной плате размером 50 x 35 мм с выносом чувствительного элемента на расстояние 40 мм от платы.

Рассмотренные измерительные преобразователи успешно используются при радиозондировании атмосферы.

РАДИОЗОНДИРОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ

4.1. Радиотелеметрия систем зондирования

Дистанционное измерение в атмосфере метеорологических величин с помощью измерительных преобразователей обычно и называют *радиозондированием*. Существенным моментом при этом является то, что при реализации радиозондирования атмосферы необходимо обеспечить измерение не только метеорологических величин, но и координат измерительного прибора в момент измерений.

Измерение метеорологических величин в атмосфере и передача результатов осуществляется с помощью специального устройства, называемого *радиозондом*, представляющего собой совокупность соответствующих первичных преобразователей и радиопередатчика. Прием результатов измерений и определение координат радиозонда в пространстве производится специальными наземными радиотехническими устройствами, в качестве которых наиболее широко используются радиолокационные станции.

Таким образом, можно сказать, что радиозондирование атмосферы осуществляется с помощью специальных систем, обеспечивающих измерение, сбор, преобразование, передачу на расстояние по радиоканалам измерительной информации, ее прием, обработку и анализ, а также выдачу полученной метеорологической информации соответствующим потребителям. Такие системы получили название *радиотелеметрических комплексов*, общая структура которых представлена на рис. 4.1.

При радиозондировании атмосферы должны реализовываться измерения нескольких метеорологических величин, поэтому радиотелеметрические комплексы можно назвать *многоканальными*.

Передающие информационные подсистемы решают ряд важнейших задач, к числу которых можно отнести сбор сообщений, поступающих от первичных измерительных преобразователей (ПИП); преобразование сигналов в форму, удобную для

передачи по радиоканалу, управление программой измерений; сжатие информации от различных ПИП в единый сигнал, исключая влияние измерительных сигналов друг на друга; передача обобщенного измерительного сигнала в радиолинию.

Приемные информационные подсистемы должны осуществлять прием информационных сигналов, посланных по радиолинии из передающей подсистемы, демодуляцию принятого сигнала, контроль функционирования РТК, определение местоположения измерительного прибора в пространстве, формирование сигнала обратной связи, поступающего на передающую информационную подсистему.

Подсистема анализа, отображения и связи с потребителями реализует декодирование и дешифрирование сигналов, обработку, контроль и анализ получаемой информации, отображение и передачу соответствующей метеорологической информации потребителю.

В зависимости от устройства ПИП, характера получаемой информации, свойств радиолинии, необходимой точности и объема передаваемой информации применяются различные виды модуляции измерительных каналов.

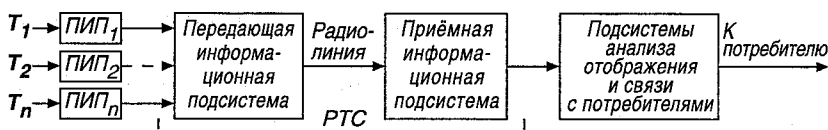


Рис. 4.1. Структурная схема радиотелеметрического комплекса.

Именно по способам модуляции сигналов и подразделяются радиотелеметрические комплексы на определенные виды.

По способу разделения измерительных каналов РТК можно разделить на следующие виды: с частотным, временным, кодовым и комбинированным разделением.

В РТК с *частотным разделением* для каждого измерительного канала используется свое высокочастотное колебание определенной частоты, называемое *поднесущим колебанием*, которое модулируется измерительными сигналами. При передаче несколько модулированных поднесущих колебаний объединяются в один измерительный канал. На приемной стороне

разделение измерительных сигналов может осуществляться методом частотной селекции модулированных поднесущих колебаний специальными разделительными фильтрами.

Временное разделение каналов заключается в поочередном подключении измерительных преобразователей к кодирующему и передающему устройствам. В результате, в любой момент времени радиопередатчик работает только с одним измерительным преобразователем. По способу выполнения этой операции комплексы с временным разделением каналов можно подразделить на системы с *внутренней* и *внешней синхронизацией*. В системах с внутренней синхронизацией согласование процессов на передающей и приемной сторонах осуществляется формированием на обеих сторонах одинаковых управляющих сигналов, обладающих высокой степенью стабильности во времени. В системах с внешней синхронизацией такие сигналы формируются только на передающей стороне и могут передаваться на приемную подсистему вместе с измерительной информацией.

В РТК с *кодovým разделением* сигналов признаком канала является адресный код. В таких комплексах передаваемое сообщение состоит из адреса канала и собственно информационной части. На приемной стороне должен иметься кодовый разделитель сигналов, в котором заложены все адреса. Адрес принятого сообщения позволяет информационную часть сигнала направить в соответствующий канал обработки, анализа и отображения информации.

Комплексы с *комбинированным разделением* сигналов используют различные сочетания изложенных выше способов.

В процессе передачи результатов измерений необходимо обеспечить передачу отдельных значений измеряемых величин, исключив возможные ошибки и искажения. Именно поэтому на передающей стороне необходимо осуществить кодирование измерительной информации таким образом, чтобы каждому отдельному значению измеряемого параметра соответствовало одно из значений определенного параметра передаваемого сигнала (*первичная модуляция*).

Для передачи измеренных значений метеорологических величин с помощью радиоволн используется модуляция высокочастотных сигналов передатчика кодированными измерительными сигналами (*вторичная модуляция*).

Модуляция может быть амплитудной (АМ), частотной (ЧМ) и фазовой (ФМ).

Способ кодирования, применяемый в радиотелеметрическом комплексе зондирования атмосферы, зависит от способа разделения каналов.

Так, в комплексах с *временным разделением* чаще всего используют импульсную модуляцию (импульсное кодирование поднесущего колебания) следующих видов: амплитудно-импульсная (АИМ), широтно-импульсная (ШИМ), фазо-импульсная (ФИМ), время-импульсная (ВИМ) и кодо-импульсная (КИМ). При этом первичная модуляция может быть амплитудной, фазовой или частотной (АМ, ФМ, ЧМ соответственно).

В комплексах с *частотным разделением* каналов поднесущее колебание можно модулировать по амплитуде, частоте или фазе.

При *кодовом разделении* каналов опросная часть формируется путем модуляции сигнала поднесущего колебания способом кодо-импульсной модуляции (КИМ) или импульсно-временной модуляции (ИВМ), а информационная часть кодируется любым видом импульсной модуляции поднесущего колебания (КИМ, ВИМ, ШИМ и др.).

В комплексах с *комбинированным разделением* используются импульсные виды модуляции поднесущего колебания и непрерывные виды модуляции при частотном разделении каналов.

В отечественных радиотелеметрических комплексах зондирования атмосферы чаще всего в настоящее время применяется временное разделение измерительных каналов при внешней синхронизации с импульсным кодированием и частотной манипуляцией поднесущего колебания или просто с импульсной модуляцией. Основное несущее колебание модулируется амплитудно-импульсным способом.

4.2. Измерительные сигналы и их характеристики

Как известно, в теории информации любые сведения, подлежащие передаче и заранее не известные получателю (адресату), называются *сообщениями*. Достоверные сведения, содержащиеся в сообщении, полученные и правильно понятые адресатом, называются *информацией*. Таким образом, сообщение — это категория, принадлежащая передающей стороне, а информация является принадлежностью приемной стороны.

Следует заметить при этом, что сообщение преобразуется в информацию лишь после того, как оно будет принято и правильно понято адресатом. До момента приема информация, содержащаяся в сообщении, находится как бы в скрытом состоянии и для приемной стороны выступает в виде некоторой неопределенности, которая может быть снята после приема сообщения лишь при условии отсутствия в линии связи искажающих факторов, например, помех.

Сообщение передается адресату определенным носителем; в радиотелеметрических комплексах зондирования атмосферы (РТКЗА) в качестве носителя используется электрический ток и электромагнитное поле. Иначе говоря, в РТКЗА в качестве измерительных сигналов всегда выступает электрический сигнал.

В РТКЗА сообщением является измеренное значение метеорологической величины, которое с помощью первичного измерительного преобразователя преобразуется в сигнал. Для определенности этот сигнал в отличие от других сигналов называют *измерительным сигналом*. Измерительные сигналы передаются от источника сообщений (ПИП) к получателю информации по каналу связи.

Измерительные сигналы в РТК зондирования атмосферы — это электрическая величина (ток или напряжение), отразившая в своем изменении синхронные изменения измеряемых метеорологических величин. Измерительные сигналы, подлежащие передаче по радиоканалу в РТКЗА, должны обеспечить однозначность представления результатов измерений и вместе с тем обладать устойчивостью к искажениям, возникающим в РТК.

Измерительные сигналы классифицируются по их параметрам и временным свойствам. При классификации сигналов основными признаками являются вид сигнала и непрерывность (или дискретность) сигнала по параметру или во времени. Различают следующие основные виды измерительных сигналов: непрерывные по параметру и времени, непрерывные по параметру и дискретные по времени, дискретные по параметру и по времени.

Непрерывные по параметру и по времени измерительные сигналы. К непрерывным по параметру и по времени измерительным сигналам относятся сигналы, повторяющие изменения измеряемой величины (так называемые, сигналы

интенсивности) и гармонические колебания, модулированные по амплитуде, частоте или фазе.

Сигналы интенсивности образуются путем однозначного изменения постоянного тока или напряжения в зависимости от значения измеряемого параметра. Зависимость тока (или напряжения) от значения измеряемого параметра, как правило, должна быть линейной.

В радиотелеметрических комплексах зондирования атмосферы измерительные сигналы в виде сигналов интенсивности обычно имеют место только на выходе первичного измерительного преобразователя. При этом они представляют собой случайные сигналы, так как несут информацию о метеорологических величинах, изменяющихся случайным образом. Поэтому для описания таких сигналов используются методы теории вероятности и теории случайных процессов и характеризуют их такими характеристиками, как длительность существования, динамический диапазон и спектр.

Длительность сигнала — очень важная его характеристика, так как она определяет время, в течение которого должна занимать линия связи, а также оперативность всего РТК.

Динамическим диапазоном сигнала (D) называется отношение его наибольшей ($A_{\max}$) и наименьшей ($A_{\min}$) амплитуд. Обычно динамический диапазон измеряют в десятках логарифмических единиц и выражают в децибелах. Очевидно, что выбор минимальной амплитуды сигнала связан с уровнем помех. Хотя для удовлетворительной (с точки зрения искажений) передачи результатов измерений обычно требуется, чтобы минимальная амплитуда сигнала несколько превышала амплитуду помех или шумов ($A_{\text{ш}}$), в качестве динамического диапазона измерительного сигнала принимают величину

$$D = 10 \lg (A_{\max}/A_{\text{ш}}). \quad (4.1)$$

Спектр сигнала несет в себе важнейшую информацию. Если измерительный сигнал представляет собой функцию времени ($U(t)$), то его можно представить рядом Фурье, т. е. разложить на гармонические составляющие в соответствии с соотношением вида

$$U(t) = U_0 + \sum_{k=1}^{\infty} (U'_k \cos k\omega t + U''_k \sin k\omega t), \quad (4.2)$$

где

$$U_0 = \frac{1}{T} \int_{-T/2}^{T/2} U(t) dt,$$

$$U'_k = \frac{2}{T} \int_{-T/2}^{T/2} U(t) k\omega_1 t dt,$$

$$U''_k = \frac{2}{T} \int_{-T/2}^{T/2} U(t) k\omega_1 t dt, \quad k=1,2,3,\dots,$$

где T — время существования измерительного сигнала, ω_1 — угловая частота первой гармоники.

Так как сумма двух гармонических составляющих одной частоты представляет собой гармоническое колебание, то выражение (4.2) можно представить в виде

$$U(t) = U_0 + \sum_{k=1}^{\infty} U_k \cos(k\omega_1 t + \varphi_k). \quad (4.3)$$

Здесь U_k и φ_k — амплитуды и частоты гармоник, определяемые соотношениями

$$U_k = \sqrt{(U'_k)^2 + (U''_k)^2},$$

$$\varphi_k = \arctg \frac{U'_k}{U''_k}.$$

Отдельные слагаемые в выражении (4.3) называются *гармоническими* или *спектральными составляющими* измерительного сигнала, а совокупность этих слагаемых — *спектром*. При этом совокупность величин U_k называется *спектром амплитуд*, а φ_k — *спектром фаз*. Чаще всего говорят именно о спектре амплитуд и для краткости называют его просто спектром.

Графически спектр $U_k = f(\omega)$ можно представить в виде вертикальных отрезков, пропорциональных амплитудам соот-

ветствующих гармоник; эти отрезки называются *спектральными линиями*, а сам спектр – *линейчатым*. В общем случае сумма (4.3) представляет собой бесконечный ряд. Для реальных измерительных сигналов число спектральных линий, как правило, ограничено, т. е. измерительные сигналы практически всегда имеют ограниченный спектр. Интервал на оси частот, в котором размещается ограниченный спектр сигнала, называется *шириной спектра*. В случае, когда ширина спектра бесконечна, то за ширину спектра измерительного сигнала принимают интервал частот, в котором сосредоточено не менее 95 % всей информации о сигнале.

Если измерительный сигнал не ограничен во времени и дополнительно удовлетворяет условию

$$\int_{-\infty}^{\infty} |U(t)| dt < \infty, \quad (4.4)$$

то его можно представить интегралом Фурье:

$$U(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} e^{i\omega t} \int_{-\infty}^{\infty} U(t) e^{-i\omega t} dt. \quad (4.5)$$

Второй из интегралов правой части (4.5) называют *прямым преобразованием Фурье*, а первый интеграл – *обратным преобразованием Фурье* (или интегралом обращения).

Прямое преобразование Фурье позволяет по измерительному сигналу найти его частотный спектр, а обратное преобразование – по известному частотному спектру определить характер измерительного сигнала. Выражение (4.2) в целом представляет измерительный сигнал в виде суммы бесконечного числа гармоник с непрерывно изменяющейся частотой, т. е. дает разложение измерительного сигнала в непрерывный спектр с плотностью $S(\omega)$.

Сигналы, непрерывные по параметру и дискретные по времени. Такие сигналы представляют собой периодическую последовательность импульсов тока или напряжения, измерительная информация в которой может быть заложена в изменении амплитуды импульсов (амплитудно-импульсная модуляция – АИМ), их длительности или «ширины» (широтно-импульсная

модуляция – ШИМ), момента возникновения или фазы (время-импульсная или фазо-импульсная – ВИМ или ФИМ), частоты следования импульсов (частотно-импульсная модуляция – ЧИМ). К сигналам такого типа относятся сигналы, квантованные по времени.

АИМ-сигналы. При амплитудно-импульсной модуляции амплитуда коротких импульсов постоянной длительности изменяется пропорционально изменению первичного модулирующего сигнала. На практике применяются два вида АИМ. При АИМ-1 вершина импульсов не плоская, а повторяет изменение модулирующего измерительного сигнала, а при АИМ-2 импульсы имеют прямоугольную форму (рис.4.2а,б).

Спектр АИМ сигналов можно определить следующим образом.

Последовательность немодулированных прямоугольных импульсов с амплитудой U_0 , длительностью τ и периодом следования T_n может быть представлена рядом Фурье:

$$U(t) = U_0 \frac{\tau}{T_n} \left[1 + \sum_{k=1}^{\infty} U_k \cos k\omega t \right], \quad (4.6)$$

где

$$U_k = 2 \frac{\sin \frac{k\omega \tau}{2}}{\frac{k\omega \tau}{2}}.$$

Графическое изображение спектра такой импульсной последовательности представлено на рис. 4.2 в, откуда видно, что спектр содержит постоянную составляющую и гармоники частоты повторения, причем, в зависимости от соотношения τ/T_n некоторые гармоники могут отсутствовать или их амплитуды близки к нулю.

При АИМ-2 в случае модуляции последовательности импульсов гармонических сигналов амплитуды импульсов будут изменяться по закону

$$U_m(t) = U_0(1 + m \cos \omega_c t), \quad (4.7)$$

где m – коэффициент амплитудной модуляции.

С учетом (4.7) последовательность импульсов, модулированная по амплитуде, будет иметь вид

$$U_m(t) = U_0 \frac{\tau}{T_{\Pi}} \left[1 + m \cos \omega_c t + \sum_{k=1}^{\infty} U_k \cos k \omega t + \right. \\ \left. + \frac{m}{2} U_{c0} \sum_{k=1}^{\infty} U_k \cos(k \omega + \omega_c) t + \frac{m}{2} U_{c0} \sum_{k=1}^{\infty} U_k \cos(k \omega - \omega_c) t \right]. \quad (4.8)$$

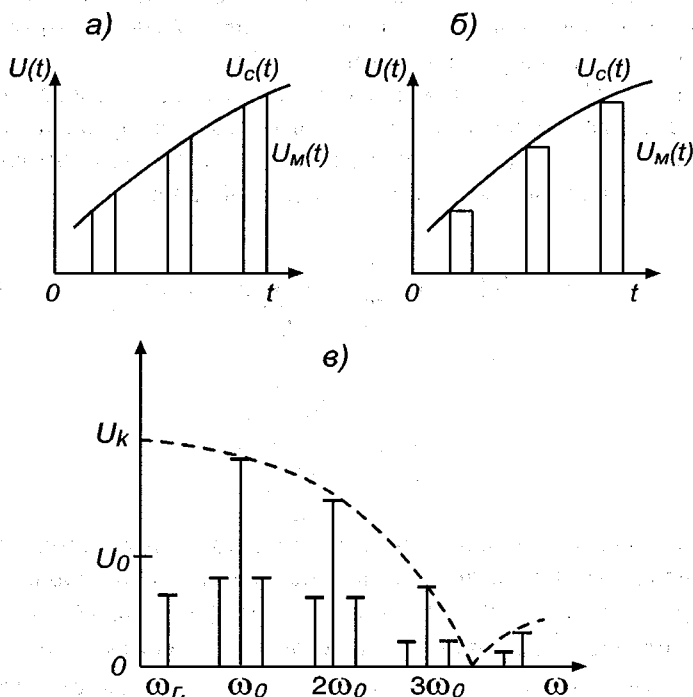


Рис. 4.2. Характер измерительных сигналов и спектр сигналов при амплитудно-импульсной модуляции: а, б – измерительные сигналы АИМ-1 и АИМ-2 соответственно; в – спектр сигналов АИМ-2

Анализ этого соотношения и рис.4.2,в показывают, что спектр сигнала АИМ-2 полностью содержит спектр немодулированной последовательности импульсов (постоянная составляющая и гармоники частоты следования импульсов) и, кроме

того, включает частоту модулирующего колебания ω_c и боковые частоты гармоник частоты следования вида $k\omega \pm \omega_c$.

Спектр сигналов АИМ-1 содержит аналогичные гармонические составляющие, но несколько иной амплитуды.

ВИМ (ШИМ, ФИМ)-сигналы. Время-импульсная модуляция объединяет два вида импульсной модуляции (ШИМ и ФИМ), при которых изменяются временные характеристики периодически следующих импульсов (изменяется длительность импульсов при неизменном периоде их следования). При широтно-импульсной модуляции подлежащим модуляции параметром является длительность импульсов. Различают одностороннюю (несимметричную) и двухстороннюю (симметричную) ШИМ. В первом случае моменты начала импульсов жестко закреплены, а во втором – жестко закреплены моменты времени, соответствующие серединам импульсов. При фазо-импульсной модуляции изменяется период следования импульсов при постоянной их длительности.

В случае широтно-импульсной модуляции гармоническим колебанием, в отличие от АИМ, кроме составляющих ω, ω_c и боковых частот вида $k\omega \pm \omega_c$ спектр будет содержать большое число боковых частот типа $k\omega \pm n\omega_c$ ($n = 1, 2, 3, \dots$). Полоса пропускания системы в основном определяется длительностью импульса τ , в данном случае минимальной.

ЧИМ-сигналы. При частотно-импульсной модуляции частота следования импульсов изменяется пропорционально изменению первичного модулирующего измерительного сигнала.

Сигналы, дискретные по параметру и времени. К сигналам такого типа относятся измерительные сигналы, квантованные по параметру и по времени. При их передаче по каналу связи необходимо обеспечить не только их неискаженную передачу за определенные интервалы времени, но и неискаженную передачу значения сигнала в каждый конкретный момент времени. При этом на приемной стороне необходимо различать между собой значения этих сигналов. Обычно для неискаженной передачи таких сигналов применяют кодо-импульсную модуляцию, при которой для неискаженной передачи измери-

тельного сигнала достаточно передать конечное число его значений

$$N=(U_0-U_n)/q, \quad (4.9)$$

где U_0 и U_n — значения измерительного сигнала U в начале и конце измерений, а q — шаг квантования.

Таким образом, для того, чтобы обеспечить передачу всех возможных значений измерительного сигнала, необходимо составить N отличающихся друг от друга дискретных сигналов. Такие сигналы формируются путем образования комбинаций импульсов, различающихся по своим параметрам, которые могут быть дискретным образом промодулированы. Комбинация импульсов, однозначно соответствующих квантованным значениям измерительных сигналов, называется *кодом*, а полученные таким образом кодированные импульсные сигналы — *кодо-импульсными*.

4.3. Преобразование непрерывных измерительных сигналов в дискретные

О необходимости дискретизации измерительных сигналов уже упоминалось выше при рассмотрении математической формализации методов зондирования (см. раздел 1.3). Однако никаких практических рекомендаций по выполнению дискретизации сделано не было, так как понятие радиотелеметрического комплекса еще не рассматривалось. Теперь можно рассмотреть этот вопрос детальнее.

Итак, непрерывные измерительные сигналы, т. е. представляющие собой непрерывную функцию времени, как правило, имеют место на выходе первичного измерительного преобразователя, отображающего синхронные изменения определенной метеорологической величины.

В радиотелеметрических комплексах зондирования атмосферы измерительные сигналы подвергаются различным преобразованиям, в том числе из непрерывных преобразуются в дискретные. Процесс преобразования непрерывных измерительных сигналов в дискретные называется квантованием.

Различают квантование по времени и по параметру.

Квантование по времени. Теоретической основой квантования по времени является теорема Котельникова, которая применительно к задаче квантования измерительного сигнала по времени может быть сформулирована следующим образом.

Если имеется непрерывный измерительный сигнал с ограниченным частотным спектром, т. е. не содержащим частот выше $F_{\text{в}}$, то он полностью определяется своими мгновенными значениями в моменты времени, отстоящие друг от друга на величину $1/2F_{\text{в}}$.

Учитывая важность корректного решения задач квантования по времени, рассмотрим вопросы реализации теоремы Котельникова более детально.

Пусть на вход измерительного канала с полосой пропускания ΔF поступает непрерывный сигнал $U(t)$, длительность которого равна T . Тогда, если этот сигнал имеет ограниченный частотный спектр Δf , то он может быть представлен с помощью n отчетов, число которых определяется выражением вида

$$n = \frac{T}{\Delta t} = 2\Delta f T, \quad (4.10)$$

где Δt – интервал времени между соседними отчетами.

В аналитическом виде теорема Котельникова записывается следующим образом:

$$U(t) = \sum_{k=1}^{\infty} U\left(\frac{k}{2\Delta f}\right) \frac{\sin\left[2\pi\Delta f\left(t - \frac{k}{2\Delta f}\right)\right]}{2\pi\Delta f\left(t - \frac{k}{2\Delta f}\right)}. \quad (4.11)$$

Такая запись означает, что любая функция времени, обладающая ограниченным частотным спектром, может быть представлена в виде бесконечной суммы, члены которой представляют выражения вида

$$U\left(\frac{k}{2\Delta f}\right) \frac{\sin\left[2\pi\Delta f\left(t - \frac{k}{2\Delta f}\right)\right]}{2\pi\Delta f\left(t - \frac{k}{2\Delta f}\right)}.$$

Величины $U\left(\frac{k}{2\Delta f}\right)$ являются значениями исходной функции времени $U(t)$, определяемыми в дискретные моменты времени. Эти величины называются *отсчетами* или *отсчетными значениями* функции $U(t)$.

Множитель вида

$$\frac{\sin\left[2\pi\Delta f\left(t - \frac{k}{2\Delta f}\right)\right]}{2\pi\Delta f\left(t - \frac{k}{2\Delta f}\right)}$$

называется *функцией отсчетов* (K). Если обозначить $t - \frac{k}{2\Delta f} \equiv \tau$, то функция отсчетов примет вид:

$$K(\tau) = \frac{\sin 2\pi\Delta f\tau}{2\pi\Delta f\tau}.$$

Графически функция отсчетов представлена на рис. 4.3.

При практическом применении теоремы Котельникова имеют место два принципиальных затруднения, не позволяющие использовать ее строго для измерительных сигналов.

Первая трудность состоит в том, что всякий реальный измерительный сигнал имеет конечную длительность, т. е. измерительный сигнал ограничен по аргументу, в то время как в соответствии с (4.11) измерительный сигнал представляется состоящим из бесконечной суммы отсчетов или отсчетных значений. В то же время ограниченность измерительного сигнала во времени приводит к бесконечно широкому спектру, что в

соответствии с теоремой Котельникова не позволяет выполнить квантование по времени.

Вторая трудность строгого использования теоремы Котельникова заключается в том, что для восстановления измерительного сигнала на приемной стороне РТК по его дискретным значениям в приемнике необходимо генерировать функции отсчетов, а так как последние имеют бесконечную протяженность во времени как для положительных, так и для отрицательных значений моментов времени $k/2\Delta f$, то соответствующие фильтрации физически неосуществимы.

Третья трудность определяется тем, что в соответствии с условиями теоремы Котельникова необходимо иметь измерительный сигнал как функцию времени. При реализации зондирования атмосферы с помощью РТК имеется измерительный сигнал как функция высоты, а следовательно, при осуществлении подъема измерительного прибора в атмосфере необходимо строго определять и зависимость $H(t)$.

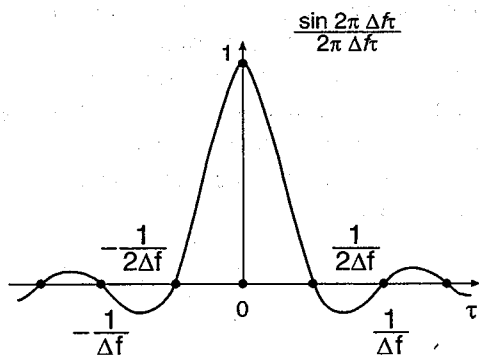


Рис.4.3. Функция отсчетов

Отмеченные особенности реализации теоремы Котельникова существенно затрудняют строгое ее использование лишь в тех случаях, когда необходимо абсолютно точное воспроизведение передаваемого измерительного сигнала. В случае, когда на приемной стороне РТК измерительный сигнал допустимо восстановить с определенной степенью приближения (точности), теорема Котельникова позволяет это успешно выполнять. Явля-

ется существенным и то, что на основании строгого исследования может быть вычислена точность такого приближения.

Таким образом, поскольку в реальных условиях вместо ширины частотного спектра Δf обычно используют верхнюю границу частотного спектра F_v , то с определенной степенью точности можно утверждать, что измерительный сигнал определяется его дискретными значениями, соответствующими интервалу квантования $1/2F_v$.

Квантование по параметру. Процесс преобразования непрерывного измерительного сигнала в дискретную по параметру функцию носит название *квантования по параметру* или *дискретизации (квантования) по уровню*.

При квантовании по уровню в диапазоне непрерывных значений измерительного сигнала выбирается конечное число его дискретных значений, обычно равномерно распределенных по всему диапазону. При этом в произвольный момент времени значение измерительного сигнала заменяется ближайшим дискретным его значением. В результате непрерывный измерительный сигнал приобретает ступенчатый вид.

Разность между соседними дискретными значениями измерительного сигнала называется *интервалом квантования по уровню*. В случае равномерного квантования по уровню интервал квантования ΔU в течение всего времени существования сигнала оказывается равным

$$\Delta U = \frac{1}{q-1} (U_{\text{макс}} - U_{\text{мин}}), \quad (4.12)$$

где q – число уровней квантования.

Непрерывный измерительный сигнал проходит через точки ступенчатой функции, соответствующие серединам интервалов квантования. В результате абсолютная ошибка квантования по уровню может изменяться от нуля до значения $\Delta U/2$. Относительная ошибка квантования по уровню δ_k при этом будет изменяться в пределах

$$0 < \delta_k < \frac{1}{2(q-1)}.$$

Если принять все значения δ_k от 0 до $\frac{1}{2(q-1)}$ равновероятными, то средняя квадратическая ошибка квантования будет равна

$$\sigma_k = \frac{2\delta_k}{\sqrt{12}} = \frac{1}{\sqrt{12}(q-1)} \approx \frac{0.3}{q-1}. \quad (4.13)$$

Использование (4.13) позволяет по заданной средней квадратической ошибке определить число уровней квантования измерительного сигнала.

Следует заметить, что квантование по уровню позволяет в то же время уменьшить влияние слабых помех при передаче измерительных сигналов по каналу. Это обусловлено тем, что если помеха не превосходит половины интервала между двумя соседними уровнями квантования, то она не вызывает искажения дискретного значения измерительного сигнала при его восстановлении.

4.4. Радиолокационные станции. Основные характеристики

Одним из важнейших элементов радиотелеметрического комплекса зондирования атмосферы являются специальные наземные радиотехнические устройства, которые и должны определять местоположение измерительного прибора в пространстве, а также принимать и осуществлять обработку измерительного канала.

Можно выделить три основных типа радиотехнических устройств, используемых в радиотелеметрических комплексах зондирования атмосферы:

- *радиопеленгационные станции*, позволяющие при наличии измерительного сигнала определить угловые координаты объекта в пространстве (как правило, вертикальный и азимутальный углы), высота объекта вычисляется косвенным образом, например, по измеренному давлению;
- *радиолокационные станции*, позволяющие определить угловые координаты объекта в пространстве и наклонную даль-

ность до него, а также осуществить прием и обработку измерительных сигналов;

– *ОМЕГА-станции*, позволяющие на основе принятого измерительного сигнала, осуществить вычисление координат объекта в пространстве, а также необходимую обработку измерительных сигналов.

Наиболее широкое распространение при зондировании атмосферы получили радиолокационные и ОМЕГА-станции. Об использовании ОМЕГА-станций уже говорилось ранее (см. гл. 2); в данном разделе рассмотрим радиолокационные станции (РЛС).

Радиолокационные станции используют для производства радиолокационных наблюдений электромагнитные волны. В основе радиолокационного наблюдения лежат следующие свойства электромагнитных волн: отражение волн от объектов, физические свойства которых отличаются от свойств окружающей среды; постоянство скорости распространения волн в однородной среде; прямолинейность распространения волн в однородной среде; возможность концентрации излучения и приема электромагнитных волн в узких секторах.

Импульсная РЛС (рис. 4.4) включает в себя передатчик, приемник, антенно-фидерную систему, блоки дальности, угловой автоматики, счета, передачи и регистрации данных, а также энергопитания.

Передатчик формирует мощные короткие высокочастотные импульсы электромагнитной энергии.

Антенно-фидерная система предназначена для передачи мощных высокочастотных импульсов с выхода передатчика к антенне и их излучения в пространство, для формирования направленных свойств антенны, а также для приема отраженных или излученных высокочастотных сигналов и подведения их ко входу приемника. В современных РЛС для излучения и приема высокочастотных сигналов используется одна антенна. Переключение антенны с выхода передающего устройства в режиме излучения на вход приемника в режиме приема осуществляет *антенный переключатель*.

Приемник предназначен для усиления принятых высокочастотных сигналов до необходимой величины, обеспечивающей работу всех других элементов РЛС.

Блок угловой автоматики позволяет определить положение антенны в пространстве, а тем самым измерять угловые координаты объекта в пространстве.

Блок дальности (иногда называют *синхронизатором*) формирует пусковые импульсы, с помощью которых осуществляется согласование работы во времени всех блоков станции и выполняется измерение наклонной дальности до объекта.

Блок счета выполняет счет измерительных сигналов, поступающих от первичных измерительных преобразователей в процессе зондирования атмосферы.

Блок передачи и регистрации данных объединяет потоки всех видов измерительной информации с целью ее регистрации, обработки, а также передачи потребителям.

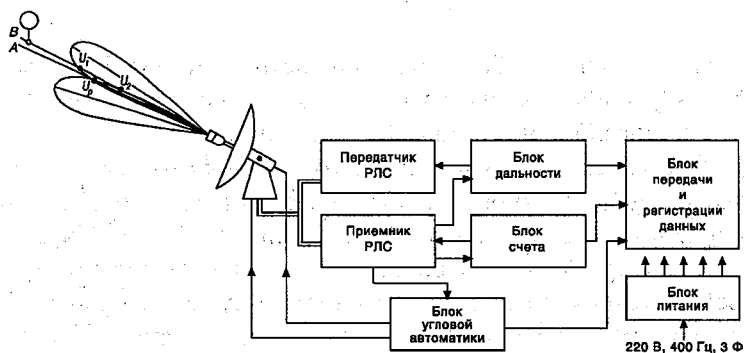


Рис.4.4. Функциональная блок-схема импульсной радиолокационной станции (РЛС)

Система энергоснабжения обеспечивает работу всей радиолокационной станции электрической энергией.

Работа РЛС и особенности ее использования определяются соответствующими техническими и тактическими характеристиками.

Технические характеристики

Длина волны (несущая частота) высокочастотных колебаний λ является одной из основных характеристик РЛС. При выборе длины волны учитывают характер распространения и рассеяния электромагнитных волн, возможности конструирования антенн, возможности генерирования высокочастотных

колебаний большой мощности и приема измерительных сигналов. Обычно выбор длины волны РЛС обычно производится компромиссно, учитывая множество факторов. Отечественные РЛС, используемые для зондирования атмосферы, как правило, работают в свехвысокочастотном (СВЧ) интервале с использованием несущей частоты 1782.5 мГц, что примерно соответствует длине волны около 17 см.

Излучаемая мощность. При использовании РЛС различают среднюю импульсную мощность передатчика ($P_{\text{и}}$) за время длительности импульса τ и среднюю мощность передатчика ($P_{\text{ср}}$) за период повторения импульсов $T_{\text{п}}$, которые связаны между собой соотношением

$$P_{\text{и}} \tau = P_{\text{ср}} T_{\text{п}}. \quad (4.14)$$

Для обеспечения большой дальности действия РЛМ мощность излучения должна быть большой; в современных системах зондирования она составляет сотни киловатт.

Длительность излучаемых высокочастотных импульсов τ оказывает существенное влияние на работу РЛС. С точки зрения обеспечения большей дальности действия РЛС, с одной стороны, целесообразно иметь большие значения длительности импульсов, что обусловлено возможностью сужения полосы пропускания радиолокационного приемника, приводящего к повышению его чувствительности, а с другой стороны, малые значения длительности импульсов позволяют реализовать большие значения импульсной мощности, лучшее разрешение в пространстве, уменьшение, так называемой, «мертвой зоны» и др.

Действительно, длительность импульсов определяется следующими факторами:

- максимально допустимой средней мощностью высокочастотного передатчика РЛС, т. к. для него необходимо выполнение очевидного условия

$$P_{\text{ср. макс}} \geq P_{\text{и}} \tau / T_{\text{п}};$$

- размером «мертвой зоны» $R_{\text{мин}}$

$$R_{\text{мин}} = \frac{c\tau}{2};$$

– разрешающей способностью по дальности $\Delta R_{\text{мин}}$

$$\Delta R_{\text{мин}} \geq \frac{c\tau}{2}.$$

В РЛС зондирования атмосферы длительность зондирующих импульсов обычно составляет величину порядка 1 мкс.

Частота повторения излучаемых импульсов. Выбор частоты повторения импульсов $F_{\text{п}}$ производится в соответствии с максимальной дальностью действия РЛС $R_{\text{макс}}$, скоростью обзора пространства и необходимой величиной отношения сигнал/шум. Минимальное значение частоты повторения импульсов выбирается так, чтобы длительность периода излучения импульсов была бы не меньше времени запаздывания сигналов, отраженных от самой удаленной цели, т. е. необходимо, чтобы выполнялось условие

$$T_{\text{п}} = 1/F_{\text{п}} \geq 2R_{\text{макс}}/c. \quad (4.15)$$

Если ввести, так называемый, коэффициент запаса по периоду повторения k_p , то соотношение следует переписать в виде

$$F_{\text{п. мин}} \leq c(2k_p R_{\text{макс}})^{-1}.$$

При определении максимального значения частоты повторения импульсов необходимо учитывать, что для обеспечения уверенного обнаружения объекта необходимо, чтобы при обзоре пространства от него последовательно пришло несколько отраженных импульсов:

$$N = t_{\text{обз}} F_{\text{п}} = \theta F_{\text{п}} / \Omega, \quad (4.16)$$

где θ – ширина диаграммы направленности антенны; Ω – угловая частота сканирования диаграммы направленности антенны. Тогда

$$F_{\Pi} = \frac{N\Omega}{\theta}. \quad (4.17)$$

Если минимально необходимое для уверенного обнаружения цели число отраженных импульсов обозначить через $N_{\min}$, то (4.17) можно переписать в виде

$$F_{\Pi, \max} \geq N_{\min} \Omega / \theta.$$

Таким образом, частота повторения излучаемых импульсов в импульсных РЛС должна выбираться в соответствии с соотношением

$$c/2.5R_{\max} \geq F_{\Pi} \geq N_{\min} \Omega / \theta. \quad (4.18)$$

Обычно частота следования зондирующих импульсов составляет сотни герц.

Характеристики диаграммы направленности антенны. Направленные свойства антенны характеризуются с помощью диаграммы направленности антенны, а численно – коэффициентом направленного действия и шириной диаграммы направленности.

Диаграммой направленности антенны для моностатических систем (излучающая и приемная антенны совмещены) называется зависимость значений мощности (излучаемой или принимаемой) от направления ее излучения или приема. Обычно пользуются нормированными диаграммами направленности, представляющими собой отношение соответствующей мощности электромагнитной волны к ее значению в направлении максимума.

Ширина диаграммы направленности определяется углом раствора диаграммы на уровне половины от максимальной мощности ($0.5 P_{\max}$) или на уровне 0.707 максимальной амплитуды волны ($E_{\max}$).

Коэффициентом направленного действия антенны в заданном направлении D_{Ψ} называется величина, показывающая, во сколько раз плотность потока мощности в данном направлении Π_{Ψ} отличается от среднего значения плотности потока мощно-

сти $\Pi_{\text{ср}}$, создаваемой при изотропном распространении излучения, т. е.

$$D_{\psi} = \Pi_{\psi} / \Pi_{\text{ср}} = E_{\psi}^2 / E_{\text{ср}}^2. \quad (4.19)$$

Очевидно, что в направлении максимума диаграммы направленности имеет место максимальное значение коэффициента направленного действия (D). Иногда вместо коэффициента направленного действия используют коэффициент усиления антенны G_{ψ} :

$$G_{\psi} = \eta_a D_{\psi},$$

где η_a — коэффициент полезного действия антенны.

Между коэффициентом направленного действия антенны в направлении максимума диаграммы направленности и углами ее раствора в ортогональных плоскостях имеет место зависимость

$$D = \frac{4\pi}{\theta_{\alpha}\theta_{\beta}}, \quad (4.20)$$

где $\theta_{\alpha}, \theta_{\beta}$ — ширина диаграммы направленности антенны (в радианах) в горизонтальной и вертикальной плоскостях соответственно.

В РЛС зондирования атмосферы, как правило, используются зеркальные антенны с осесимметричной игольчатой диаграммой направленности, для которой справедливо следующее выражение:

$$D = \frac{4\pi A}{\lambda^2}, \quad (4.21)$$

где A — эффективная площадь антенны. Кроме того, ширина диаграммы направленности (в градусах) связана с диаметром их раскрытия d соотношением

$$\theta = (60 \div 80) \frac{\lambda}{d}.$$

Ширина диаграммы направленности для оперативных систем зондирования атмосферы обычно составляет $5+6^\circ$.

Чувствительность радиолокационного приемника оценивается с помощью понятия минимально различимого сигнала на фоне собственных шумов приемника:

$$P_{\text{пр. мин}} = m_p P_{\text{ш}}, \quad (4.22)$$

где m_p — коэффициент различимости, характеризующий необходимое минимальное превышение мощности порогового сигнала над мощностью собственных шумов приемника; $P_{\text{ш}}$ — мощность собственных шумов приемника.

Чувствительность радиолокационного приемника может быть задана тремя способами: единицами мощности, относительными единицами мощности и единицами коэффициента шума. Чувствительность приемника, выраженная в единицах мощности, определяется соотношением (4.22). При этом для уверенного обнаружения сигнала на фоне шумов приемника необходимо, чтобы $m_p > 1$. Очевидно, что чувствительность приемника тем выше, чем меньше уровень его собственных шумов. Чувствительность современных радиолокационных приемников составляет величину порядка $10^{-12} \div 10^{-13}$ Вт.

Основным недостатком задания чувствительности в единицах мощности является необходимость оперирования с малыми величинами. Для устранения этого недостатка пользуются заданием чувствительности в виде относительных логарифмических единиц (децибел). Чувствительность радиолокационного приемника определяется при этом обычно к мощности в 1 Вт:

$$n = 10 \lg (P_{\text{пр. мин}})^{-1}.$$

Таким образом, чувствительности приемника, равной 10^{-12} Вт, соответствует относительная чувствительность 120 Дб/Вт.

В современной радиолокации для задания чувствительности приемников используется и, так называемый, коэффициент шума $N_{\text{ш}}$, связанный с мощностью собственных шумов приемника:

$$P_{ш} = N_{ш} k T \Delta f ,$$

где k – постоянная Больцмана, T – температура окружающей среды, Δf – полоса пропускания приемника.

Использование коэффициента шума для задания чувствительности приемников обусловлено его относительной простотой измерения.

Тактические характеристики

Зона наблюдения. Зоной наблюдения РЛС называется область пространства, в которой могут производиться обнаружение объектов и измерение их координат с заданной точностью. Зона наблюдения характеризуется максимальной и минимальной дальностями действия станции, пределами обзора по азимуту и углу места, а также разрешающей способностью.

Минимальной дальностью действия РЛС (мертвой зоной) для моностатических систем называется близлежащая область пространства, в которой РЛС не может обнаруживать объекты. Очевидно, что радиус «мертвой зоны» зависит от длительности зондирующих импульсов, в течение которых прием отраженных сигналов оказывается невозможным:

$$R_{\min} = \frac{c\tau}{2} . \quad (4.23)$$

Практически радиус мертвой зоны всегда превосходит величину, определяемую из соотношения (4.23), так как после излучения антенной импульса всегда необходимо некоторое время на переход из режима передачи на режим приема отраженных сигналов.

Максимальной дальностью действия РЛС называется такое наибольшее расстояние, на котором еще возможно однозначно определить, на какой зондирующий импульс получен соответствующий ответ. Достаточно очевидным при этом является, что

$$R_{\max} = c/2F_{\Pi} . \quad (4.24)$$

Пределы обзора по угловым координатам (азимутальному углу и углу места) в РЛС выбираются такими, чтобы обеспечить обзор всей небесной полусферы.

Разрешающая способность. Разрешающей способностью РЛС называется ее способность раздельно наблюдать близко расположенные друг к другу объекты в атмосфере. Различают разрешающую способность по дальности и по угловым координатам.

Разрешающая способность по дальности оценивается минимальным расстоянием между двумя точечными объектами, находящимися на одном направлении от РЛС, при котором они наблюдаются раздельно. В импульсных РЛС разрешающая способность по дальности определяется длительностью зондирующего импульса. Действительно, если два объекта находятся на одном направлении соответственно на расстояниях R_1 и R_2 , то при постоянстве скорости распространения электромагнитной энергии в атмосфере отраженные от них сигналы приходят к РЛС через промежуток времени

$$\Delta t = 2 \left(\frac{R_2}{c} - \frac{R_1}{c} \right) = \frac{2\Delta R}{c}. \quad (4.25)$$

Очевидно, что объекты будут наблюдаться раздельно, если

$$\Delta t \geq \tau. \quad (4.26)$$

С учетом (4.25) выражение (4.26) может быть переписано так:

$$\tau \leq \frac{2}{c} \Delta R_{\min},$$

откуда

$$\Delta R_{\min} \geq \frac{c\tau}{2}. \quad (4.27)$$

Разрешающая способность по угловым координатам оценивается минимальным углом между направлениями на два равноудаленных от РЛС точечных объекта, при котором они наблю-

даются отдельно. Разрешающая способность по угловым координатам определяется шириной диаграммы направленности антенны. Очевидно, что разрешающая способность по угловым координатам должна быть равна ширине диаграммы направленности антенны, т. е. должно выполняться условие

$$\Delta\psi = \theta. \quad (4.28)$$

В реальных условиях разрешающая способность по угловым координатам оказывается несколько лучше той, которая определяется (4.28), что обусловлено формой диаграммы направленности антенны. Предельное значение разрешающей способности по угловым координатам определяется соотношением

$$\Delta\psi_{\text{пред}} \approx 0.6\theta.$$

Разрешающие способности по азимуту и углу места для осесимметричных диаграмм направленности антенны оказываются равными и вычисляются аналогично.

4.5. Рассеяние электромагнитных волн

Эффективная площадь рассеяния. Способность различных объектов отражать электромагнитные волны определяется электрическими свойствами материала, из которого они состоят. Электрические свойства любого вещества, как известно, характеризуются электрической проводимостью, диэлектрической и магнитной проницаемостью. В зависимости от электрических свойств тела могут отражать, поглощать или пропускать падающую на них электромагнитную энергию. При этом, если на границе поверхности раздела двух сред происходит резкое изменение одного из перечисленных параметров, то при облучении поверхности раздела должно наблюдаться рассеяние электромагнитных волн.

При радиолокационных наблюдениях рассеивающие свойства целей обычно характеризуют одной объединенной характеристикой – эффективной площадью рассеяния (ЭПР). Под эффективной площадью рассеяния (σ) объекта понимают величину

$$\sigma = 4\pi R^2 \frac{\Pi_2}{\Pi_1}, \quad (4.29)$$

где Π_1 и Π_2 – плотности потоков мощности электромагнитной волны в точке расположения объекта и мощности рассеянной волны в точке расположения РЛС соответственно; R – расстояние от РЛС до объекта.

Выражение (4.29) записано при условии, что рассеивающая поверхность σ расположена перпендикулярно падающему лучу и рассеивает падающую на нее энергию равномерно во всех направлениях.

Если использовать связь между мощностью и напряженностью (E) электромагнитной волны, то (4.29) можно переписать в виде:

$$\sigma = 4\pi R^2 \frac{E_2^2}{E_1^2},$$

где E_1 и E_2 – напряженности падающей электромагнитной волны в районе цели и отраженной волны в районе РЛС соответственно.

ЭПР зависит от электрических свойств материала объекта, его конфигурации, геометрических размеров и направления, с которого происходит облучение. Для большинства объектов ЭПР можно определить лишь экспериментально; теоретически величина ЭПР может быть рассчитана только для объектов с заданными свойствами и простейших геометрических форм. В качестве таких простейших объектов обычно рассматривают плоскую идеально проводящую большую пластину, большую идеально проводящую сферу и, так называемые, уголковые отражатели.

Плоская идеально проводящая большая пластина. Пусть плоская металлическая (идеально проводящая) пластина с гладкой зеркальной поверхностью, линейные размеры которой намного больше длины падающей электромагнитной волны, находится на расстоянии R от РЛС и ориентирована перпендикулярно направлению падающей волны. По своим направленным свойствам такая пластина оказывается эквивалентной антенне с коэффициентом направленного действия

$$D_{\text{пл}} = \frac{4\pi}{\lambda^2} S_{\text{пл}}, \quad (4.30)$$

где λ – длина волны падающего электромагнитного излучения, $S_{\text{пл}}$ – площадь пластины.

Если пренебречь потерями в материале пластины при рассеянии падающей электромагнитной энергии и предположить, что рассеяние пластины ненаправленно, то плотность потока мощности рассеянной волны в точке расположения РЛС будет равна

$$\Pi'_2 = \frac{\Pi_1}{4\pi R^2} S_{\text{пл}}.$$

С учетом направленных свойств пластины это выражение можно переписать в виде

$$\Pi_2 = \Pi'_2 D_{\text{пл}} = \frac{\Pi_1}{4\pi R^2} S_{\text{пл}} D_{\text{пл}}.$$

Используя определение ЭПР, ЭПР пластины будет определяться следующим соотношением:

$$\sigma_{\text{пл}} = \frac{\Pi_2}{\Pi_1} 4\pi R^2 = \frac{4\pi}{\lambda^2} S_{\text{пл}}^2. \quad (4.31)$$

Зависимость ЭПР пластины от квадрата ее площади физически объясняется тем, что с увеличением площади пластины увеличивается не только поток мощности, падающий на пластину, но и коэффициент ее направленного действия. Заметим, что при наклоне пластины относительно направления падения волны ее ЭПР резко уменьшается.

Идеально проводящая большая сфера. Рассмотрим однородную сферу большого радиуса (r), для которой выполняется соотношение $r \gg \lambda$. Предположим, что эта сфера обладает идеальной проводимостью. Является достаточно очевидным, что при наличии падающей электромагнитной волны различные

участки поверхности сферы будут расположены под разными углами относительно направления падающей волны, вследствие чего их вклад в формирование отраженного сигнала будет уменьшаться от центральной точки на поверхности сферы к периферии. Следовательно, так же должен уменьшаться вклад площадей этих участков в суммарную ЭПР сферы. Разделим поверхность сферы плоскостями, параллельными плоскости фронта падающей электромагнитной волны, на, так называемые, зоны Френеля таким образом, что глубина каждой зоны в направлении падающей волны была бы равна $\lambda/4$ (рис. 4.5).

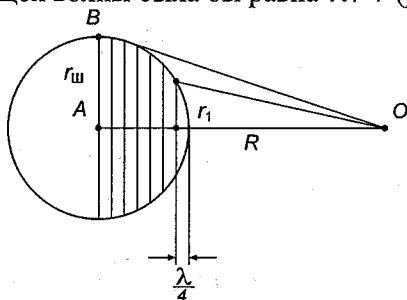


Рис. 4.5. К расчету ЭПР большой проводящей сферы

Наибольший вклад в рассеянный сигнал вносит первая зона Френеля, перпендикулярная падающему лучу. Радиус этой зоны равен

$$r_1 = r \sqrt{1 - \left(\frac{\lambda}{4r} \right)^2} \approx \sqrt{\frac{\lambda r}{2}}.$$

Таким образом, площадь поверхности первой зоны Френеля будет равна

$$S_1 = \pi r_1^2 = \frac{\lambda \pi r}{2}.$$

Установлено, что напряженность поля, создаваемого усеченной сферической поверхностью, в π раз меньше напряженности, создаваемой плоской пластиной. Так как такая поверх-

ность участвует в формировании рассеянного сигнала дважды, то это приведет к уменьшению ЭПР соответствующей плоской пластины в π^2 раз. Иначе говоря, ЭПР сферы (σ_c) будет равна ЭПР плоской идеально проводящей пластины с площадью, соответствующей площади первой зоны Френеля с поправкой, однако, на ее направленные свойства

$$\sigma_c = \frac{1}{\pi^2} \sigma_{пл} = \frac{4\pi S_1^2}{\pi^2 \lambda^2} = \pi r^2. \quad (4.32)$$

Таким образом, ЭПР большой идеально проводящей сферы равна площади ее большого сечения.

Угловые отражатели. Угловые отражатели представляют собой систему из двух или трех перпендикулярных пластин, которые называются гранями. Грани угловых отражателей могут иметь различные размеры и форму. Чаще всего используются угловые отражатели с треугольными и квадратными гранями. Характерной особенностью угловых отражателей является способность многократного рассеяния падающей на них электромагнитной энергии. Наибольший эффект при этом достигается в случае рассеяния падающей электромагнитной волны в обратном направлении. Иначе говоря, они могут быть подобны зеркалу, плоскость которого перпендикулярна направлению падающей электромагнитной волны.

Двухгранные угловые отражатели дают зеркальное рассеяние в том случае, если падающий луч лежит в плоскости, перпендикулярной ребру отражателя (рис. 4.6). При падении в других плоскостях рассеянный луч будет уходить в сторону от направления падающего луча. Для того, чтобы рассеянный луч направлялся в сторону падающего в любой плоскости, необходимо, чтобы рассеянный луч имел трехкратное рассеяние от трех взаимно перпендикулярных граней.

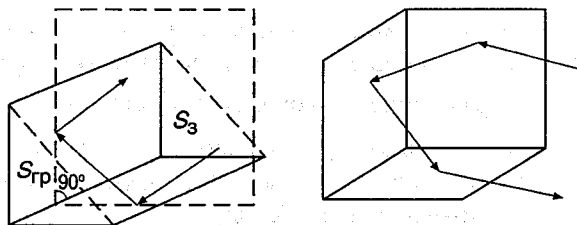


Рис. 4.6. Рассеяние электромагнитной волны от уголкового отражателя:
 а – двухгранный уголкового отражатель с квадратными гранями;
 б – трехгранный уголкового отражатель с квадратными гранями.

Рассмотрим рассеивающие свойства двухгранного уголкового отражателя. Пусть на двухгранный уголкового отражатель падает электромагнитная волна, направление падения которой лежит в плоскости, перпендикулярной ребру уголка. Рассеяние электромагнитной волны двухгранным уголкового отражателем в обратном направлении можно заменить рассеянием от плоской пластины, лежащей в плоскости падающей волны и представляющей собой общий участок площадей проекций граней на плоскость фронта падающей волны. Таким образом, эквивалентная площадь двухгранного уголкового отражателя будет равна

$$S_з = 2S_{гр} \sin \gamma,$$

где $S_{гр}$ – площадь одной грани, γ – угол падения волны, отсчитываемый от вертикальной грани. Здесь следует указать на то, что пределы изменения этого угла заключены в интервале от 0 до 45° ; при углах $\gamma > 45^\circ$ множитель $\sin \gamma$ необходимо заменить на $\cos \gamma$. Очевидно, что $S_з$ будет иметь максимальное значение при $\gamma = 45^\circ$ и $S_з = \sqrt{2}S_{гр}$.

ЭПР двухгранного уголкового отражателя будет равна

$$\sigma'' = 16 \frac{\pi}{\lambda^2} S_{гр}^2 \sin^2 \gamma. \quad (4.33)$$

Максимальное значение ЭПР определится выражением

$$\sigma''_{\text{макс}} = \frac{8\pi}{\lambda^2} S^2 \quad (4.34)$$

Аналогичные рассмотрения для трехгранных уголкового отражателей позволяют получить следующие выражения для определения максимальных величин ЭПР:

– для уголкового отражателя с треугольными гранями в виде правильных треугольников:

$$\sigma'''_{\text{тр. макс}} = \frac{4\pi l^4}{3\lambda^2}; \quad (4.35)$$

– для уголкового отражателя с квадратными гранями:

$$\sigma'''_{\text{кв. макс}} = \frac{12\pi l^4}{\lambda^2}, \quad (4.36)$$

где l – длина ребра.

Угловые отражатели в силу своей большой ЭПР нашли наибольшее применение при производстве ветровых измерений.

4.6. Измерение координат объектов в атмосфере

При реализации радиолокационных наблюдений за перемещающимися объектами в атмосфере, как уже отмечалось выше, необходимо выполнять измерения угловых координат (азимутального и вертикального углов), а также наклонной дальности от антенны РЛС до объекта. Рассмотрим основные методы измерения координат объектов в атмосфере.

Измерение угловых координат объектов.

Измерение угловых координат (пеленгация) объектов может быть основано на анализе амплитуд или фаз измерительных сигналов. В соответствии с этим различают амплитудные и фазовые методы измерения угловых координат.

Амплитудные методы. В основу амплитудных методов измерения угловых координат объектов положено использование направленных свойств радиолокационных антенн, которые характеризуются диаграммой направленности. При этом считается, что амплитуда сигнала, поступающего от цели, будет в

точности повторять диаграмму направленности. В зависимости от способов анализа амплитуды принятого измерительного сигнала можно выделить две разновидности амплитудных методов: метод максимума и метод сравнения.

Метод максимума предполагает, что максимум диаграммы направленности совпадает с направлением на объект (рис. 4.7, а). При повороте диаграммы направленности сигнал, поступающий на вход приемника РЛС от цели, будет изменяться, следуя изменению диаграммы. В тот момент, когда поступающий от цели сигнал достигнет максимального значения, производится определение угловой координаты объекта по положению диаграммы направленности в пространстве.

Основное преимущество метода максимума заключается в том, что в момент измерений достигается максимальный уровень измерительных сигналов, что обеспечивает их большое превышение над помехами. Недостаток метода максимума состоит в том, что в области максимума диаграмма направленности антенны имеет достаточно малую кривизну, вследствие чего снижается точность измерения угловых координат. Если чувствительность измерительного устройства по мощности равна ΔP , то в пределах угла $2\Delta\theta$ (рис. 4.7, а) практически невозможно обнаружить изменения амплитуд принимаемых измерительных сигналов. Поэтому точность измерения угловых координат методом максимума и будет определяться углом $2\Delta\theta$.

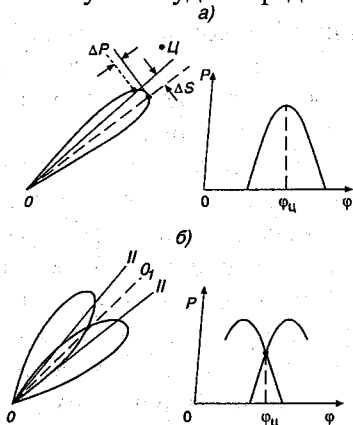


Рис. 4.7. К измерению угловых координат объектов амплитудными методами: а – метод максимума, б – метод сравнения.

Сущность *метода сравнения* при определении угловых координат объектов заключается в последовательном сравнении амплитуд сигналов, принятых последовательно во времени на антенну со смещенными положениями диаграммы направленности. При реализации данного метода используется диаграмма направленности в виде лепестка, который поочередно занимает два положения (I или II) относительно линии OO_1 (рис. 4.7, б). Если объект находится внутри угла 2ψ (ψ – угол между направлениями I и OO_1), то, сравнивая величины сигналов, последовательно принятых антенной, можно определить отклонение объекта от направления OO_1 , которое, как правило, и соответствует направлению геометрической оси антенной системы. Поворачивая антенную систему в пространстве, можно найти такое направление, когда величины сигналов, принятых при крайних (противоположных) положениях диаграммы направленности, будут одинаковыми. Пространственное направление антенны, соответствующее равенству амплитуд сигналов, и будет определять направление на объект. Направление OO_1 , которому соответствует равенство сигналов от объекта при двух положениях диаграммы направленности, называется *равносигнальным* (РСН). В реальных условиях вследствие ограниченной точности измерения угловых координат имеют дело обычно не с РСН, а с *равносигнальной зоной* (РСЗ). Поэтому иногда *метод сравнения* называют *равносигнальным* методом.

Метод сравнения обеспечивает более высокую точность, чем метод максимума. Это обусловлено использованием участка диаграммы направленности антенны с большой крутизной, вследствие чего при малом отклонении объекта от РСН наблюдается достаточно большое изменение величины принятого измерительного сигнала. Отсчет направления при этом производится при достаточно большом уровне принимаемого измерительного сигнала, для чего точка пересечения диаграмм направленности выбирается примерно на середине.

Фазовые методы. Из фазовых методов измерения угловых координат наибольшее распространение получил метод сравнения фаз сигналов, одновременно принятых на разнесенные антенны (рис. 4.8). При определении угловых координат таким методом в плоскости необходимо иметь две разнесенные антен-

ны, а при пеленговании в двух ортогональных плоскостях

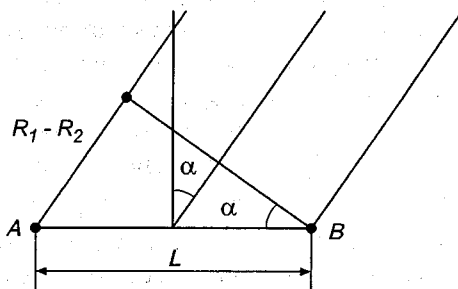


Рис. 4.8. К определению разности фаз сигналов, принимаемых двумя разнесенными антеннами

(например, вертикальной и горизонтальной) необходимо иметь четыре антенны, разнесенные попарно в соответствующих плоскостях. Кроме того, РЛС, реализующая такой метод пеленгования, должна иметь еще и пятую антенну – передающую.

Рассмотрим принцип фазового пеленгования в одной плоскости. Вследствие различных расстояний от объекта пеленгования до приемных антенн принимаемые измерительные сигналы в точках расположения этих антенн будут сдвинуты по фазе на величину

$$\varphi = \frac{2\pi}{\lambda}(R_1 - R_2), \quad (4.37)$$

где R_1 и R_2 – расстояния от объекта до соответствующих антенн. Очевидно, что

$$\varphi = \frac{2\pi}{\lambda}L \sin \alpha,$$

где L – расстояние между антеннами (база); α – угол в плоскости пеленгования между направлением прихода измерительного сигнала (направлением визирования) и нормалью к базе.

Для малых углов $\sin \alpha \approx \alpha$, поэтому

$$\alpha = \frac{\lambda \varphi}{2\pi L}. \quad (4.38)$$

Таким образом, измеряя фазовый угол φ , можно рассчитать угловую координату в плоскости. Ошибку пеленгования можно определить путем дифференцирования обеих частей соотношения (4.38):

$$\delta\alpha = \frac{\lambda \delta\varphi}{2\pi L},$$

где $\delta\varphi$ — ошибка измерения разности фаз измерительных сигналов, принятых антеннами.

Чувствительность метода к измерению угла (ϵ_φ) можно оценить с помощью (4.38), из которой имеем

$$\epsilon_\varphi = \frac{\varphi}{\alpha} = \frac{2\pi L}{\lambda}. \quad (4.39)$$

Из (4.39) следует, что чувствительность, а следовательно, и точность измерения угла будут тем выше, чем больше база L и меньше длина волны λ . С точки зрения обеспечения большей точности желательно также измерять большие разности фаз. Однако, если измеряемая разность фаз окажется больше 2π , возникает неоднозначность в ее измерении, а следовательно, и в измерении угловой координаты. Для исключения неоднозначности измерений величину базы необходимо выбирать таким образом, чтобы при отклонении объекта в обе стороны от нормали к середине базы на максимальный угол $\alpha_{\text{макс}}$ разность фаз изменялась бы на величину, не превышающую 2π , а при отклонении в одну сторону — на величину, не превышающую π , т. е.

$$\frac{2\pi L}{\lambda} \sin \alpha_{\text{макс}} \leq \pi. \quad (4.40)$$

Из (4.40) видно, что величина базы фазовой системы измерения угловых координат, работающей на длине волны λ и при

максимально возможных отклонениях цели $\alpha_{\text{макс}}$, должна выбираться из условия

$$L \leq \frac{\lambda}{2 \sin \alpha_{\text{макс}}} \quad (4.41)$$

Основным преимуществом фазового метода измерения угловых координат является очень высокая точность, а наиболее существенным недостатком — необходимость поддерживать идентичность фазовых характеристик обоих приемных устройств.

Следует заметить, что рассмотренный фазовый метод определения угловых координат дает достаточно ясное представление о методе измерения координат, реализуемого в ОМЕГА-навигационных системах; необходимо только вместо приемных антенн понимать ОМЕГА-станции. Измерение разности фаз колебаний, пришедших от ОМЕГА-станций, выполняется при этом самим объектом, перемещающимся в атмосфере.

В последнее время все большее распространение получают методы измерения угловых координат на основе использования фазированных антенных решеток (ФАР), обеспечивающие более широкие возможности формирования достаточно узких диаграмм направленности антенны и управления ею. В пределах раскрытия антенной решетки устанавливается множество излучающих элементов. Каждый элемент возбуждается напряжением, амплитуда и фаза которого устанавливаются микропроцессором. Распределение амплитуд и фаз напряжений на излучающих элементах антенной системы определяет положение, форму и поляризацию результирующей диаграммы направленности. Формируемая такой решеткой диаграмма направленности может быстро изменять свое направление в пространстве, в то время как сама антенная система остается неподвижной. Является существенным, однако, что при использовании ФАР могут реализовываться рассмотренные методы измерения угловых координат.

Измерение дальности объектов

Все способы радиолокационного измерения дальности объектов основаны на измерении времени распространения радио-

локационных сигналов. Различают амплитудный, частотный и фазовый методы измерения дальности.

Амплитудный метод. При амплитудном методе измерения о дальности судят по времени запаздывания характерного изменения амплитуды принимаемого радиолокационного сигнала, для чего излучаемые сигналы модулируют по амплитуде. В соответствии с этим амплитудный метод измерения дальности называют обычно *импульсным методом*, а радиолокатор, реализующий этот метод – *импульсной РЛС*.

При импульсном методе измерения дальности передающее устройство РЛС излучает в пространство мощные высокочастотные импульсы. Пройдя расстояние R , зондирующий импульс отражается от цели и воспринимается приемником РЛС. При постоянной скорости распространения электромагнитных волн в атмосфере (c) время, необходимое на распространение волны на удвоенную дальность, будет равно

$$t_R = \frac{2R}{c},$$

откуда

$$R = \frac{1}{2} c t_R. \quad (4.42)$$

Таким образом, при импульсном методе измерения дальности сводится к определению временного интервала между моментами излучения импульса и приема отраженного от цели радиолокационного сигнала. Ошибка измерения дальности импульсным методом будет выражаться соотношением

$$\Delta R = \frac{1}{2} c \Delta t_R, \quad (4.43)$$

где Δt_R – ошибка измерения временного интервала.

Импульсные РЛС получили широкое распространение в метеорологической практике как в качестве необходимой составной части радиотелеметрических комплексов зондирования атмосферы, так и в виде специализированных РЛС, предназна-

ченных для зондирования атмосферы непосредственно с помощью электромагнитных волн.

Частотный метод. При реализации частотного метода о дальности объектов судят по изменению частоты частотно-модулированных непрерывных сигналов, излучаемых радиолокационным передатчиком. При этом время запаздывания электромагнитной волны при ее распространении определяется путем измерения разности частот между излученными высокочастотными колебаниями, отраженными от цели радиолокационными сигналами.

Пусть передающее устройство РЛС излучает непрерывные высокочастотные, модулированные по частоте колебания

$$U_1(t) = U_{01} \sin \left(\omega_0 t + \frac{\Delta \omega}{\Omega_m} \sin \Omega_m t \right), \quad (4.44)$$

где ω_0 — среднее значение несущей частоты электромагнитных колебаний, излучаемых РЛС, $\Delta \omega$ — девиация частоты излучаемых колебаний, Ω_m — угловая частота модуляции.

Сигналы, отраженные от неподвижной цели, будут определяться выражением

$$U_2(t) = U_{02} \sin \left[\omega_0 (t - t_R) + \frac{\Delta \omega}{\Omega_m} \sin \Omega_m (t - t_R) \right]. \quad (4.45)$$

Используя (4.42), разность частот между излучаемыми высокочастотными колебаниями можно выразить с помощью соотношения

$$F_R = \frac{8 \Delta f \Omega_m}{2 \pi c} R,$$

откуда

$$R = \frac{2 \pi F_R c}{8 \Delta f \Omega_m}. \quad (4.46)$$

Частотный метод измерения дальности позволяет измерять очень малые расстояния с высокой точностью и использовать при этом достаточно малые мощности излучения.

Фазовый метод. При фазовом методе измерения дальности о дальности судят по измерениям разности фаз непрерывных синусоидальных колебаний, излучаемых передающим устройством и принимаемых приемником РЛС.

Пусть передающее устройство излучает непрерывные высокочастотные колебания. Фаза этих колебаний будет определяться как

$$\varphi_{\text{изл}} = \omega_0 t + \varphi_1, \quad (4.47)$$

где φ_1 — начальное значение фазы.

Фаза принимаемого радиолокационного сигнала, отраженного от цели, будет равна

$$\varphi_{\text{пр}} = \omega_0 (t - t_R) + \varphi_1 + \varphi_{\text{отр}} + \varphi_{\text{рас}}, \quad (4.48)$$

где $\varphi_{\text{отр}}$ — фазовый сдвиг сигнала, обусловленный отражением от цели; $\varphi_{\text{рас}}$ — фазовая задержка сигнала в цепях РЛС, обусловленная рассеиванием.

Если фазовая задержка сигнала, возникающая в цепях РЛС, заранее может быть известной, то случайный фазовый сдвиг, возникающий в процессе отражения от цели, заранее учтен быть не может. В результате сравнения принятых колебаний с колебаниями, излучаемыми передатчиком РЛС, может быть определена разность фаз этих колебаний

$$\Delta\varphi = \frac{4\pi}{\lambda} R - \varphi_{\text{отр}},$$

откуда следует, что

$$R = \frac{\lambda}{4\pi} (\Delta\varphi + \varphi_{\text{отр}}). \quad (4.49)$$

Рассмотренный фазовый способ измерения дальности в радиолокационных системах в настоящее время практически не

применяется вследствие наличия случайной составляющей $\Phi_{\text{отр}}$, которая заранее не может быть учтена, а также вследствие малой дальности действия при условии исключения неоднозначности измерений, когда должно выполняться условие $\Delta\varphi \leq 2\pi$. Этот метод достаточно широко используется в ОМЕГА-навигационных системах, когда применяется излучение ОНЧ.

4.7. Дальность радиолокационного наблюдения за объектами в атмосфере

В процессе создания радиотелеметрических комплексов зондирования атмосферы большое значение уделяется обеспечению необходимой дальности обнаружения объектов при использовании РЛС.

Дальность действия РЛС зависит от ее технических характеристик, отражательной способности цели и состояния атмосферы. Чтобы определить дальность радиолокационного наблюдения, введем некоторые идеализированные представления: на линии, соединяющей антенну РЛС с целью нет никаких препятствий, ослабление электромагнитных волн в атмосфере отсутствует, Земля не оказывает влияния на траекторию распространения электромагнитных волн (траектория прямолинейная), эффективная площадь рассеяния объекта известна.

Итак, пусть при сформулированных выше условиях с помощью РЛС наблюдается цель на расстоянии R . Цель имеет эффективную площадь рассеяния σ . Так как антенна РЛС обладает направленными свойствами, то плотность потока мощности в точке расположения наблюдаемого объекта будет равна

$$P_1 = \frac{P_0}{4\pi R^2} D_{\psi \text{ прд}}, \quad (4.50)$$

где P_0 – мощность, излучаемая антенной; $D_{\psi \text{ прд}}$ – коэффициент направленного действия передающей антенны в направлении на объект, который определяется соотношением

$$D_{\psi \text{ прд}} = D_{\text{прд}} F(\psi).$$

Здесь $D_{\text{прд}}$ – коэффициент направленного действия антенны в направлении максимума, $F(\psi)$ – функция, описывающая нормированную диаграмму направленности излучающей антенны по мощности.

Если не учитывать потери в процессе отражения, то мощность, падающая на цель и соответственно рассеиваемая целью, будет определяться следующим выражением:

$$P_{\text{отр}} = \Pi_1 \sigma = \frac{\sigma}{4\pi R^2} P_0 D_{\text{прд}} F(\psi).$$

Тогда мощность, приходящаяся на приемную антенну может быть вычислена с помощью соотношения

$$P_{\text{пр}} = \frac{\sigma}{(4\pi)^2 R^4} P_0 D_{\text{прд}} F(\psi) A_{\psi \text{ прм}},$$

где $A_{\psi \text{ прм}} = A_{\text{прм}} \tilde{F}(\psi)$ – эффективная площадь приемной антенны, $A_{\text{прм}}$ – эффективная площадь приемной антенны для направления максимума диаграммы направленности, $\tilde{F}(\psi)$ – функция, описывающая нормированную диаграмму направленности приемной антенны по мощности излучения.

С учетом приведенных соотношений

$$P_{\text{пр}} = \frac{\sigma}{(4\pi)^2 R^4} P_0 D_{\text{прд}} A_{\text{прм}} F(\psi) \tilde{F}(\psi).$$

Поскольку излучение и прием обычно производятся с помощью одной и той же антенны (моностатические системы), а соответствующие диаграммы направленности – аналогичные, то некоторые индексы можно опустить. Тогда получаем

$$P_{\text{пр}} = \frac{\sigma}{(4\pi)^2 R^4} P_0 D A F^2(\psi). \quad (4.51)$$

Если мощность принятого сигнала будет равна пороговой мощности $P_{\text{пр.м}}$, то это означает, что цель находится на максимальной дальности обнаружения $R_{\text{макс}}$. Осуществив такой предельный переход в (4.51) и разрешая полученное уравнение относительно $R_{\text{макс}}$, получаем

$$R_{\text{макс}} = \sqrt[4]{\frac{\sigma}{(4\pi)^2 P_{\text{пр.м}}} P_0 D A F^2(\psi)}. \quad (4.52)$$

Для случая, когда максимум диаграммы направленности направлен на цель

$$F(\psi) = 1,$$

и выражение (4.52) может быть переписано в виде

$$R_{\text{макс}} = \sqrt[4]{\frac{\sigma}{(4\pi)^2 P_{\text{пр.м}}} P_0 D A}. \quad (4.53)$$

Поскольку между эффективной площадью антенны A и ее коэффициентом направленного действия D имеется связь

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

окончательно (4.53) может быть переписано в следующих двух вариантах:

$$R_{\text{макс}} = \sqrt[4]{\frac{\sigma}{(4\pi)^3 P_{\text{пр.м}}} P_0 D^2 \lambda^2}, \quad (4.54)$$

$$R_{\text{макс}} = \sqrt[4]{\frac{\sigma}{4\pi \lambda^2 P_{\text{пр.м}}} P_0 A^2}. \quad (4.55)$$

Соотношения (4.54) и (4.55) представляют собой уравнения радиолокационного наблюдения за точечной целью с известной ЭПР (иногда такую цель называют *пассивной*) в свободном пространстве.

Если подставить в соотношения (4.54) или (4.55) конкретные значения входящих величин, соответствующие реальным системам зондирования атмосферы, то полученные $R_{\text{макс}}$ в этом случае оказываются равными примерно 50 км, что оказывается явно недостаточным для проведения зондирования. Наиболее эффективным методом повышения $R_{\text{макс}}$ оказалось использование не пассивной, а *активной* цели.

Радиолокационную систему с активным ответом представим состоящей из РЛС-запросчика и ответчика; при этом как запросчик, так и ответчик имеют по одной антенне, работающей на излучение и прием.

Итак, пусть РЛС-запросчик излучает в пространство импульсные сигналы запроса мощностью $P_{\text{из}}$. Плотность потока мощности сигнала запросчика в точке расположения ответчика определится соотношением

$$\Pi_3 = \frac{1}{4\pi R^2} P_{\text{из}} D_3,$$

где R – расстояние между запросчиком и ответчиком, D_3 – коэффициент направленного действия антенны запросчика в направлении ответчика.

Мощность сигнала запросчика на входе приемника ответчика будет равна

$$P_3 = \Pi_3 A_0 = \frac{1}{4\pi R^2} P_{\text{из}} D_3 A_0, \quad (4.56)$$

где A_0 – эффективная площадь антенны ответчика в направлении запросчика.

Если такой запросный сигнал принят ответчиком, то он вырабатывает ответный сигнал мощностью $P_{\text{ю}}$. Плотность потока мощности сигнала ответа в точке расположения запросчика равна

$$\Pi_o = \frac{1}{4\pi R^2} P_{\text{ио}} D_o,$$

где D_o – коэффициент направленного действия антенны ответчика в направлении запросчика. Мощность сигнала ответа на входе приемника запросчика окажется равной

$$P_o = \frac{1}{4\pi R^2} P_{\text{ио}} D_o A_z. \quad (4.57)$$

Очевидно, что если ответчик будет находиться на максимальной дальности $R_{\text{макс}}$, то в этом случае мощность на входе приемника запросчика должна быть равна его чувствительности. С учетом этого выражение (4.56) можно записать в виде

$$P_{\text{мин.о}} = P_{\text{из}} D_z A_o / 4\pi R_{\text{макс}}^2, \quad (4.58)$$

откуда

$$R_{\text{макс}} = (P_{\text{из}} D_z A_o / 4\pi P_{\text{мин.о}})^{1/2}. \quad (4.59)$$

Если теперь запросчик будет находиться на максимальной дальности $R_{\text{макс}}$, то в этом случае мощность на входе приемника запросчика должна быть равна его чувствительности. Тогда (4.57) можно переписать

$$P_{\text{мин.з}} = P_{\text{ио}} D_o A_z / 4\pi R_{\text{макс}}^2, \quad (4.60)$$

откуда

$$R_{\text{макс}} = (P_{\text{ио}} D_o A_z / 4\pi P_{\text{мин.з}})^{1/2}. \quad (4.61)$$

Система будет энергетически сбалансированной, если максимальные дальности, определяемые соотношениями (4.58) и (4.61) будут равны. Приравняв тогда правые части этих соотношений, получаем

$$P_{\text{из}} D_z P_{\text{мин.з}} A_o = P_{\text{ио}} D_o P_{\text{мин.о}} A_z. \quad (4.62)$$

Используя соответствующие выражения для коэффициентов направленного действия антенн запросчика и ответчика

$$D_3 = \frac{4\pi}{\lambda^2} A_3, \quad D_0 = \frac{4\pi}{\lambda^2} A_0,$$

соотношение (4.62) можно преобразовать к окончательному виду:

$$P_{из} P_{мин.з} = P_{ио} P_{мин.о}. \quad (4.63)$$

Выражения (4.62) и (4.63) называются уравнениями радиолокации с активным ответом. Они позволяют произвести выбор основных параметров для сбалансированной системы радиозондирования, обеспечивая дальность действия радиотелеметрического комплекса до 300 км.

СИСТЕМЫ РАДИОЗОНДИРОВАНИЯ АТМОСФЕРЫ

В настоящее время в разных странах мира используются различные системы радиозондирования атмосферы, различающиеся по назначению, принципу действия, способу применения, конструкции и т.п.

Изобретателем метода радиозондирования атмосферы является профессор А.П. Молчанов. Первый в мире радиозонд конструкции Молчанова был создан в Павловской обсерватории и выпущен в полет 30 января 1930 г. К 1937 г. в ряде стран образовались первые сети радиозондирования, измерения на которых производились с помощью национальных радиозондов.

По своему назначению все радиозонды можно подразделить на серийные, используемые для систематического зондирования на станциях сети радиозондирования, и на радиозонды специального назначения, применяемые периодически для специальных измерений в атмосфере. К первой группе относятся практически все радиозонды комплексного зондирования атмосферы. Ко второй группе следует отнести эталонные радиозонды, радиозонды для измерения потоков лучистой энергии в атмосфере, радиометрические радиозонды для измерения интенсивности естественной и искусственной радиации, радиозонды для измерения концентрации озона и некоторых других малых газовых компонент в атмосфере и др.

По способу измерения все радиозонды делятся на восходящие, нисходящие, а также уравнишенные радиозонды, применяемые для измерений на определенном уровне и свободно увлекаемые воздушным потоком.

Анализ конструкций современных радиозондов показывает, что все они представляют собой многоканальные измерительные системы, использующие для измерений метеорологических величин различные первичные измерительные преобразователи. Сами радиозонды являются составной частью сложнейших радиотелеметрических комплексов, создаваемых для зондирования атмосферы. При этом прием информации об измеренных

значениях метеорологических величин осуществляется с помощью специальных технических средств, разнообразие видов которых также достаточно велико.

Рассмотрим более детально системы радиозондирования, используемые для зондирования атмосферы в России.

5.1. Система радиозондирования атмосферы «Метеорит – МАРЗ»

Система радиозондирования «Метеорит – МАРЗ» принадлежит к оперативным отечественным системам зондирования атмосферы, в состав которой входит наземная импульсная радиолокационная станция типа (РЛС) «Метеорит» и радиозонд МАРЗ.

В процессе реализации зондирования измеряются температура и относительная влажность воздуха, а также текущие координаты радиозонда. Это позволяет дополнительно определить такие важнейшие характеристики как скорость и направление ветра, давление воздуха, температуру точки росы и другие.

Система радиозондирования «Метеорит – МАРЗ» имела ряд модификаций; в настоящее время используется РЛС типа «Метеорит-2» и радиозонд МАРЗ-2-2.

РЛС «Метеорит-2» используется для радиозондирования атмосферы с 1971 г., а радиозонд МАРЗ-2-2 – с середины восьмидесятых годов.

РЛС «Метеорит –2»

Радиолокационная станция «Метеорит-2» обладает большой максимальной дальностью действия в режиме активного ответа за счет использования коротковолнового диапазона длин волн электромагнитных колебаний (дециметрового при длине волны около 17 см.), большой мощности передатчика РЛС и высокой чувствительности ее приемного устройства, а также в силу хороших направленных свойств антенной системы.

В данной системе полностью автоматизирован процесс измерения координат радиозонда, сопровождения радиозонда по угловым координатам и дальности, а также процесс регистрации радиотелеметрической и радиолокационной информации.

Функциональные узлы РЛС «Метеорит-2» в целом соответствуют элементам типичной импульсной радиолокационной

станции, рассмотренным в п. 4.4. В то же время эта станция имеет ряд некоторых отличий, позволяющих более эффективно выполнять радиозондирование атмосферы.

РЛС «Метеорит-2» имеет в своем составе два передатчика: маломощный (1 кВт) и передатчик большой мощности (200 кВт). Маломощный передатчик используется при подготовке радиозонда к выпуску и в первые моменты времени после выпуска, когда большая мощность излучаемой электромагнитной энергии не нужна. В процессе проведения радиозондирования передатчик большой мощности используется, как правило, лишь при больших вертикальных углах антенны; при малых вертикальных углах антенны – передатчик малой мощности.

В системе «Метеорит-2» имеется специальный выносной пульт управления, предназначенный для визуального наведения антенной системы на радиозонд перед выпуском и на начальном участке траектории с последующим переходом на режим автоматического сопровождения. Необходимость введения такого пульта обусловлена тем, что на участке траектории полета непосредственно после выпуска и в первые минуты подъема радиозонда его движение происходит, как правило, с большими угловыми перемещениями, что не позволяет достаточно быстро РЛС «захватить» радиозонд и выполнять его автоматическое сопровождение.

Чувствительность РЛС «Метеорит-2» является достаточно высокой за счет применения в приемном устройстве специального усилителя высокой частоты.

В итоге РЛС «Метеорит-2» обладает следующими основными техническими характеристиками:

- диапазон частот электромагнитной энергии, излучаемой передатчиками РЛС.....1772.5 ÷ 1792.5 мГц;
- импульсная мощность передатчиков:
 - маломощного.....1 кВт;
 - большой мощности.....200 кВт;
- длительность излучаемых импульсов запроса.....(1.5 ± 0.3) мкс;
- частота повторения импульсов запроса.....416 Гц;
- антенна параболического типа с диаметром.....2.5 м;
- ширина диаграммы направленности антенны.....(5±1)°;

- чувствительность приемника РЛС..... 10^{-14} Вт;
- дальность автоматического сопровождения радиозонда с регистрацией данных 250 км;
- средняя ошибка определения угловых координат радиозонда.....7.2°;
- срединная ошибка измерения дальности:
при дальностях до 50 км 20 м;
при дальностях до 150 км 40 м;
- точность регистрации:
угловых координат.....3.6°;
дальности.....10 м;
- частот измеренных метеорологических величин.....1 Гц;
- потребляемая мощность при напряжении питания 220 В.....9 кВА.

К сожалению, большой вес, значительная потребляемая мощность, устаревшая элементная база, а также отсутствие средств автоматизации процесса производства наблюдений и обработки полученных результатов не соответствуют современным требованиям, предъявляемым к подобным системам.

Радиозонды типа МАРЗ

Малогабаритные радиозонды МАРЗ имеют несколько разновидностей, однако, как уже отмечалось выше, с РЛС «Метеорит-2» может использоваться только радиозонд типа МАРЗ-2-2.

Этот радиозонд выполнен на элементной базе с использованием полупроводниковых элементов и интегральных микросхем. Источником питания радиозонда служит водоналивная меднохлористомagneзиевая низковольтная малогабаритная батарея 28-МХМ-0.1, обеспечивающая напряжения 27 и 9.5 В. Использование стабилизаторов питания позволило повысить надежность функционирования радиозонда и уменьшить погрешность радиотелеметрического канала.

Радиозонд имеет достаточно малые массу, габариты и потребление энергии, что делает его достаточно привлекательным для зондирования атмосферы.

Радиозонд МАРЗ-2-2, функциональная блок-схема которого представлена на рис. 5.1, содержит первичные измерительные преобразователи температуры и относительной влажности, электронный коммутатор, преобразователь сопротивления – частота, СВЧ-автогенератор, генератор импульсов, источник питания и стабилизатор напряжений и тока.

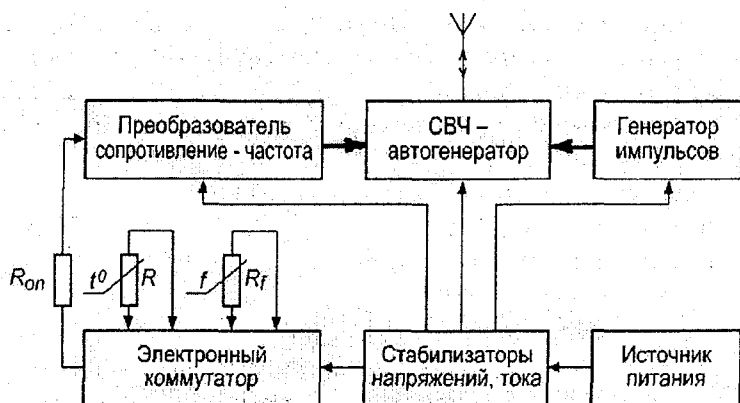


Рис. 5.1. Функциональная блок-схема радиозонда типа МАРЗ

В качестве первичного измерительного преобразователя используется терморезистор с антирадиационным покрытием; для измерения относительной влажности служит преобразователь электромеханического типа (животная пленка, прогиб которой соответствует изменению электрического сопротивления связанного жестко с ней реостата).

МАРЗ-2-2 представляет собой приемопередатчик с двойной амплитудной модуляцией, работающий в сверхрегенеративном режиме. Несущая частота 1782.5 МГц модулируется по амплитуде короткими импульсами, следующими с частотой 800 кГц (частота суперизации). Сверхрегенеративный режим работы приемопередатчика радиозонда обеспечивает формирование ответного сигнала на принятый запросный импульс РЛС. Телеметрическая информация передается путем вторичной импульсной модуляции. В излучении электромагнитной энергии СВЧ-автогенератором радиозонда формируются преобразователем сопротивление-частота паузы длительностью 240 мкс, частота следования которых зависит от электрического сопротивления первичных измерительных преобразователей температуры и относительной влажности, которое, в свою очередь, определяется исходным значением соответствующей метеорологической величины. Частота следования этих импульсов может изменяться от 50 до 1100 Гц. Для обеспечения необходимой точности измерений (учета дестабилизирующих факторов) используется

опорное сопротивление, которое обеспечивает формирование импульсов в опорном канале с номинальной частотой 1080 Гц. Передача измерительных сигналов температуры, влажности и опорного осуществляется путем временного разделения каналов с помощью электронного коммутатора. Цикл коммутации включает в себя измерение величин опорного сопротивления, сопротивления датчика температуры, сопротивления датчика относительной влажности и снова сопротивления датчика температуры. Длительность каждого измерительного канала составляет 20–25 с.

Таким образом, при использовании радиозонда МАРЗ-2-2 о значениях измеряемых метеорологических величин можно судить по измеренным частотам пауз в излучении СВЧ-генератора радиозонда. Однако поскольку на формирование этих частот в процессе полета радиозонда влияют многие неконтролируемые искажающие факторы (например, уменьшение напряжения источника питания), то для уменьшения погрешности измерения температуры и относительной влажности обычно их определение выполняется по отношению соответствующих этим метеорологическим измерениям частот к опорной частоте радиозонда.

При поступлении запросных импульсов от РЛС за счет срыва колебаний генератора импульсов формируется особая пауза (большой длительности), которая может определяться как ответный сигнал радиозонда.

В итоге, радиозонд типа МАРЗ-2-2 обладает следующими основными характеристиками:

- диапазон измерения температуры воздуха... (50...–80) °С;
 - диапазон измерения относительной влажности воздуха (при температуре от +50 до –40 °С) (15... 98) %;
 - диапазон вычисления давления воздуха.... (1050... 5) гПа;
 - несущая частота радиозонда (1782.5 ± 12.5) мГц;
 - частота генератора импульсов (800 ± 25) кГц;
 - частоты пауз измерительных каналов радиозонда:
- опорная частота $F_{оп}$ (1080–40) Гц;
- частота сигналов температуры F_T (50 – ($F_{оп}$ –25)) Гц;
- частота сигналов относительной влажности $F_u(500 – (F_{оп}–25))$ Гц;

- длительность паузы в излучении генератора СВЧ.....(240±40)мкс;
- вес снаряженного радиозонда.....430г.

Погрешность радиозонда по температуре, характеризующая средним квадратическим отклонением результатов измерений, не должна превышать 0.5 °С. Допускаемая погрешность по относительной влажности при изменении температуры окружающей среды от -40 до 50 °С равна 15 %. При температуре ниже -40 °С погрешность по влажности не нормируется. Постоянные времени датчиков температуры и относительной влажности в нормальных условиях при скорости обдува 6 м/с не превышают 10 с. Величина излучаемой мощности (0.6 Вт) и достаточно высокая чувствительность к запросному импульсу (< -50дБ) обеспечивают уверенный прием измерительных сигналов от радиозонда и его уверенное сопровождение на расстоянии до 300 км.

Обработка сигналов радиозонда типа МАРЗ-2-2

К каждому радиозонду прилагаются градуировочные данные – статические характеристики преобразования (СХП), которые позволяют перевести значения отношений частот

$$y_T = \frac{F_T}{F_{оп}} \text{ и } y_u = \frac{F_T}{F_u} \quad (5.1)$$

в соответствующие значения температуры и относительной влажности:

$$T = \frac{B}{\ln \left[\left(\frac{R_{01}}{y_T} - R_{02} \right) \frac{1}{A} \right]} - C - 273.5; \quad (5.2)$$

$$u = K + N \left(\frac{R_{01}}{y_u} - R_{02} \right) 10^{-3} + M \left(\frac{R_{01}}{y_u} - R_{02} \right)^2 10^{-6}, \quad (5.3)$$

где $A, B, C, R_{01}, R_{02}, K, N, M$ – характеристики статического преобразования.

По измеренным угловым координатам (вертикальному и азимутальному углам) и наклонной дальности до радиозонда можно определить его высоту в каждый момент наблюдений, а также скорость и направление ветра в соответствующих слоях (см. п. 2.5).

Далее рассчитываются средняя температура и средняя относительная влажность для соответствующих слоев, после чего оказывается возможным определить среднюю виртуальную температуру слоев ($\bar{T}_v$) в °С, используя следующие выражения:

$$\bar{T}_v = \bar{T} + (\bar{T} + 273.15) \cdot 0.37942 \frac{e}{\bar{p} - e}, \quad (5.4)$$

$$e = \frac{\bar{u}}{100} 6.1 \cdot 10^{7.5\bar{T}/(237.3 + \bar{T})}, \quad (5.5)$$

где $\bar{T}$ – средняя температура слоя, $\bar{u}$ – средняя относительная влажность слоя, e – парциальное давление водяного пара, $\bar{p}$ – давление по стандартной атмосфере, соответствующее середине слоя.

Для определения давления воздуха на стандартных высотах (p) можно использовать барометрическую формулу вида

$$p = p_0 \exp \left[- \frac{g \Delta h}{R(\bar{T}_v + 273)} \right], \quad (5.6)$$

где $R = 287.052$ Дж/кг·К – удельная газовая постоянная сухого воздуха; $g = 9.81$ м/с² – ускорение свободного падения; p_0 – давление на исходном уровне; Δh – толщина слоя. Обычно берут слой стандартной толщины, соответствующей перепаду стандартных высот.

Определить высоту стандартных изобарических поверхностей можно, используя соотношение

$$H_n = h + \frac{\overline{T_v} + 273.15}{s} \ln \frac{p_h}{p}, \quad (5.7)$$

где H_n – высота стандартной изобарической поверхности p ; p_h – давление воздуха на ближайшей стандартной высоте h ; s – константа, равная 0.0341677, если используются значения высоты h в метрах.

Зная высоты стандартных изобарических поверхностей, можно определить значения температуры и относительной влажности воздуха на них.

Для стандартных изобарических поверхностей следует вычислить еще и дефицит точки росы (D), который может быть найден следующим образом:

$$\begin{aligned} T_d &= T - D, \\ D &= T - \alpha \frac{A^*}{B^*}, \end{aligned} \quad (5.8)$$

где

$$\begin{aligned} A^* &= \beta T + \gamma(\alpha + T) \ln \left(\frac{u}{100} \right), \\ B^* &= \alpha \beta - \gamma(\alpha + T) \ln \left(\frac{u}{100} \right), \end{aligned}$$

$\alpha = 241.9$; $\beta = 7.6326$; $\gamma = 0.43429$; T_d – температура точки росы.

Теперь можно подготовить полученные данные к передаче, закодирав их с помощью соответствующих кодов.

5.2. Система радиозондирования атмосферы АВК-1 («Титан») – МРЗ

В настоящее время наиболее широко на отечественной сети станций зондирования атмосферы применяется система АВК-1 («Титан») – специализированный информационно-вычислительный комплекс, в состав которого входят наземная радиоло-

кационная импульсная станция со специальным компьютерным устройством и радиозонд типа МРЗ-3А.

По принципу действия эта система аналогична системе «Метеорит – МАРЗ», но является более современной техникой. Радиолокационная станция выполнена на более современной элементной базе и оснащена компьютерным устройством, которое обеспечивает производство зондирования атмосферы с полной автоматизацией приема и обработки измерительных сигналов, а также выдачу всей метеорологической информации потребителю в виде специальных телеграмм. Кроме того, компьютерное устройство позволяет выполнять тестовый и функциональный контроль работоспособности самой РЛС.

Комплекс АВК-1.

Комплекс АВК-1 работает совместно с радиозондом типа МРЗ, выпускаемым в свободный полет на наполненной водородом оболочке. В процессе полета комплексом принимаются, формируются и обрабатываются все поступающие измерительные сигналы, а также определяется местоположение радиозонда в пространстве.

Структурная схема комплекса представлена на рис. 5.2.

Комплекс содержит следующие системы: передающую, антенно-фидерную (АФС), приемную, отображения информации (СОИ), определения координат (СОК), обработки и управления (СОУ), управления антенной (СУА), автоматического контроля (САК) и электропитания (СЭП).

Передающая система позволяет формировать кратковременные импульсы в сверхвысокочастотном диапазоне (импульсы запроса) большой и малой мощности (1 кВт и 10 кВт).

Антенно-фидерная система передает электромагнитную энергию импульсов запроса, генерируемых передатчиками, к антенне, которая и излучает эту энергию в пространство в режиме передачи и принимает измерительные сигналы в режиме приема. Конструкция антенны с использованием вращающегося спирального излучателя позволяет получить круговое сканирование диаграммы направленности антенны в пространстве, что обеспечивает сопровождение радиозонда по угловым координатам. АФС обеспечивает также работу устройства измерения коэффициента шума и имитатора сигналов радиозонда, используемых для контроля и настройки всего комплекса АВК-1.

Приемная система преобразует принятые антенной измерительные сигналы, а также усиливает их до величин, необходимых для устойчивой работы системы определения координат, системы управления антенной, а также системы управления и обработки информации.

Система определения координат включает в себя цифровую следящую систему дальности, схему преобразования углов положения антенны по азимуту и углу места в цифровые коды и схему формирования синхронизирующих импульсов запуска передатчиков.

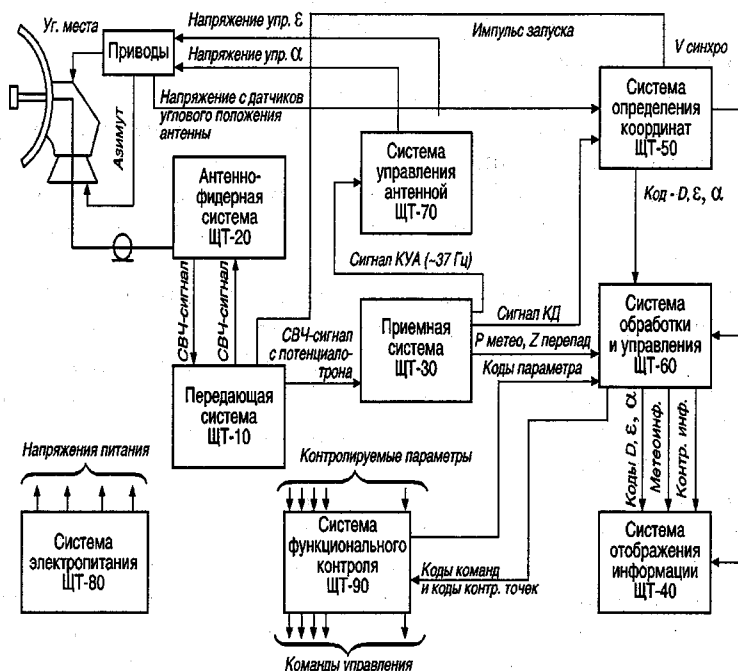


Рис.5.2. Структурная схема комплекса АВК-1.

Блок дальности в этой системе использует паузу в излучении передатчика радиозонда для измерения наклонной дальности до радиозонда и автоматического его сопровождения. Дальность до радиозонда определяется импульсным методом, т.е. по времени

между моментом посылки импульса запроса передатчика РЛС и моментом приема ответного сигнала радиозонда.

Значения измеренной дальности до радиозонда в цифровом коде, а также положения антенны по азимуту и углу места передаются в систему обработки и управления.

Система управления антенной служит для изменения положения антенны относительно вертикальной (вращение по азимуту) и горизонтальной (вращение по углу места) осей. Предусмотрены следующие режимы работы антенны:

- режим ручного управления, используемый для наведения антенны на радиозонд перед переходом на автоматическое сопровождение;
- режим автоматического сопровождения, используемый для определения координат в процессе полета радиозонда методом равноточностной зоны.

Индикация положения антенны производится на экране видеоконтрольного устройства в цифровой и аналоговой форме.

Система отображения информации осуществляет передачу информации в видеоконтрольное устройство (ВКУ), на принтер и телетайп.

На экране ВКУ отображается радиолокационная, метеорологическая и контрольная информация в аналоговой и цифровой форме.

На принтер выдается вся информация, которая отображается на экране ВКУ, дополнительно печатаются некоторые промежуточные данные и результаты, получаемые в процессе решения задачи зондирования атмосферы.

Система обработки и управления выполняет обработку первичных радиолокационных данных и измерительных сигналов, а также управляет работой систем комплекса.

СОУ решает следующие задачи:

- обрабатывает радиолокационные данные и измерительные сигналы от радиозонда;
- производит вычисление метеорологических величин в соответствии с задачей зондирования;
- подготавливает аэрологические телеграммы КН-03, КН-04, «Слой», «Приземный слой», «Шторм»;

- обрабатывает и выдает в систему отображения всей отображаемой и регистрируемой радиолокационной и метеорологической информации;

- вырабатывает команды по включению, изменению и выключению режимов систем комплекса в процессе подготовки и проведения зондирования атмосферы;

- обеспечивает совместно с системой автоматического контроля функциональный контроль аппаратуры комплекса.

СОУ включает в себя специализированный компьютер, устройство ввода-вывода с тремя каналами выдачи информации, внешние устройства.

Управление работой компьютера, ввод необходимых исходных данных осуществляется с пульта оператора.

Время выполнения задач задается интервалами времени, которые формируются в таймере.

Преобразование метеоимпульсов $F_{\text{метео}}$ в цифровые коды длительности периода и длительности импульса осуществляется в метеопреобразователе, который вместе с таймером входит в состав СОУ.

Система автоматического контроля осуществляет автоматический функциональный контроль параметров аппаратуры комплекса и управления аппаратурой в процессе зондирования. Проверка параметров осуществляется посистемно, когда в компьютере выполняется программа функционального контроля. Контрольная информация также отображается на экране ВКУ.

В качестве источника входных сигналов при проверке работы систем комплекса используется имитатор сигналов радиозонда.

При проведении функционального контроля проводится допусковый контроль параметров аппаратуры. Во время работы комплекса по зондированию атмосферы САК работает в режиме управления.

Система электропитания предназначена для обеспечения всех систем комплекса необходимым напряжением питания.

Комплекс АВК-1 имеет следующие основные характеристики:

- дальность автоматического сопровождения радиозонда.....300 км;

- максимальная высота зондирования.....(40 ÷ 50) км;
- максимальные ошибки измерения координат радиозонда:
- наклонной дальности.....30 м;
- угловых координат.....7.2°;
- диапазон несущей частоты передатчиков РЛС.....(1775 ÷ 1790) мГц;
- длительность излучаемых импульсов запросного сигнала:
- мощного передатчика (10 кВт).....1.1 мкс;
- маломощного передатчика (1 кВт).....0.5 мкс;
- частота повторения запросного сигнала.....457 Гц;
- ширина диаграммы направленности.....6°;
- угол отклонения максимума диаграммы направленности от геометрической оси антенны.....около 2°;
- частота кругового сканирования диаграммы направленности 37 Гц;
- чувствительность приемной антенны 27 дБ/Вт;
- типы индикаторов:
- дальности.....А;
- отображения информации.....ВКУ;
- электропитание комплекса:
- напряжение 220 В;
- частота 400, 50 Гц;
- потребляемая мощность.....8 кВт.

Радиозонды типа МРЗ

Для работы с АВК-1 используются радиозонды типа МРЗ: МРЗ-ЗА и МРЗ-ЗАМ; в зондах МРЗ-ЗАМ используется в отличие от зонда МРЗ-ЗА модернизированный первичный измерительный преобразователь относительной влажности, позволяющий проводить соответствующие измерения в большем диапазоне и с более высокой точностью.

Радиозонды МРЗ отличаются от радиозондов МАРЗ способом модуляции несущей частоты (в этих радиозондах применяется частотная модуляция), а также длительностью канальных интервалов в работе электронного коммутатора (5.5 с).

Функциональная схема радиозонда МРЗ-ЗАМ показана на рис. 5.3. Как видно из рис. 5.3, радиозонд содержит СВЧ-автогенератор, совмещающий функции генератора, высокочув-

ствительного приемника запросных импульсов от АВК-1 и активного ответчика по каналу дальности; генератор супер-ирирующих импульсов, вырабатывающий прямоугольные импульсы с частотой следования 800 или 600 кГц, обеспечивающие работу СВЧ-АГ в режиме сверхгенерации; первичные измерительные преобразователи температуры (терморезистор ММТ-6) и относительной влажности (оксид алюминия или традиционная животная пленка с преобразователем механических деформаций в электрическое сопротивление); электронный коммутатор (ЭК), обеспечивающий поочередное подключение метеорологических датчиков к измерительному преобразователю (ИП), который выполняет преобразование электрического сопротивления датчиков в период следования температуры (T_T) или относительной влажности (T_u); формирователь импульсов (Ф), вырабатывающий существенно разной длительности сигналы от используемых метеорологических датчиков; батарею питания 28-МХМ-01 со стабилизаторами напряжения и тока (СНиТ).

Принцип действия радиозонда типа МРЗ состоит в использовании частотно-манипулированной модуляции (взамен амплитудной модуляции у радиозондов МАРЗ) частоты 800 или 600 кГц.

Информация о значениях температуры и относительной влажности содержится в параметрах радиотелеметрического сигнала, представляющего из себя последовательность импульсов, следующих с частотой суперизации (800 или 600 кГц) и имеющих в качестве частоты заполнения несущую частоту передатчика радиозонда. Последовательность суперизирующих импульсов является частотно-манипулированным сигналом, частота следования которого может иметь два значения, отличающихся на частоту девиации (± 7 кГц). Девиация частоты следования суперизирующих импульсов находится в пределах $11 \div 17$ кГц при отклонениях от номинальных значений (800 или 600 кГц) не более чем 5–25 кГц. Эти изменения определяются воздействием последовательности модулирующих видеоимпульсов, период повторения которых является параметром, в значениях которого закодирована информация об измеряемых метеорологических величинах.

Действительно, сигналы с измерительного преобразователя подаются на формирователь импульсов, где они удлиняются с

целью повышения помехоустойчивости измерительного канала системы радиозондирования АВК-1 – МРЗ. Формирователь вырабатывает импульсы существенно разной длительности для датчиков температуры и относительной влажности. Команду на переход от формирования импульсов одной длительности к другой подает электронный коммутатор в момент переключения первичных измерительных преобразователей. Таким образом, в зависимости от того, какой метеорологический датчик оказывается подключенным к измерительному преобразователю, импульсы на выходе формирователя имеют ту или иную длительность, причем разность в их длительности для конкретного радиозонда составляет не менее 180 мкс. Благодаря этому АВК-1 уверенно разделяет сигналы датчика температуры от датчика относительной влажности.

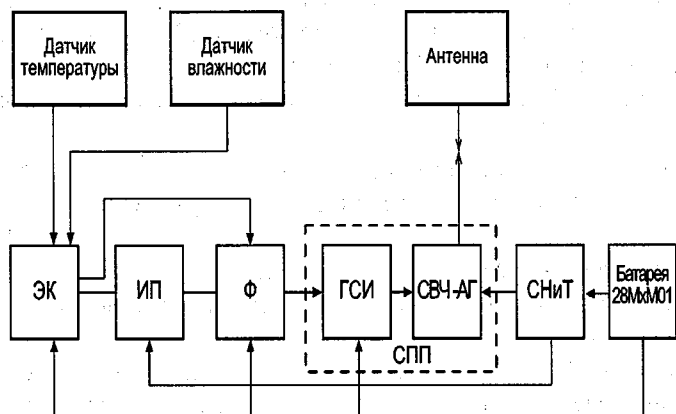


Рис. 5.3. Функциональная схема радиозонда типа МРЗ.

В радиозондах типа МРЗ так же, как и в радиозондах МАРЗ используется опорное сопротивление ($R_{оп}$) для учета влияния дестабилизирующих факторов в работе радиозонда. Цикл коммутации тоже является аналогичным радиозондам типа МАРЗ: $R_{оп}$, R_T , R_u , R_T .

Диапазон изменения периода следования импульсов измерительного преобразователя для радиозондов МРЗ следующий:

- в канале измерения температуры
при $R_T = 3 \pm 1000$ кОм..... (1562÷5882) мкс;

- в канале измерения относительной влажности

при $R_n = 1.5 \pm 1.5$ кОм.....(1526±2564) мкс.

В то же время диапазон изменения длительности импульсов на выходе формирователя составляет:

- в канале опорного сопротивления.....(200±350) мкс;
- в каналах метеорологических величин.....(435±765) мкс.

Передачик радиозонда МРЗ вырабатывает ответный сигнал на запросный импульс АВК-1. Ответ состоит из первичной и вторичной реакции на запросный сигнал и представляет собой последовательность из двух импульсов, из которых первый увеличен, а второй – уменьшен по длительности относительно всех остальных импульсов ГСИ. Иначе говоря, при приходе запросного сигнала происходит расширение импульса суперного шума (ШИМ) без изменения его амплитуды и вслед за этим – сужение следующего импульса или полное его исчезновение, т.е. образуется пауза (достаточно большой длительности) в излучении передатчика СВЧ-радиозонда.

Можно указать следующие основные характеристики радиозондов типа МРЗ:

- диапазон измерения температуры(–80... +50) °С;
- диапазон измерения относительной влажности:
 зонда МРЗ-3А(15... 100) %;
 зонда МРЗ-3АМ.....(10... 100) %;
- пределы допускаемой основной погрешности канала влажности:
 зонда МРЗ-3А не более 10 %;
 зонда МРЗ-3АМ не более 7 %;
- несущая частота 1782 мГц;
- частота следования импульсов ГСИ 800 или 600 кГц;
- потребляемые токи радиозондом.....(20...50) мА;
- время непрерывной работы зонда не менее 2 ч;
- масса не более 0.36 кг.

Компьютер станции АВК-1 по величинам отношения соответствующих частот к опорной частоте рассчитывает значения температуры и относительной влажности воздуха.

Следует заметить при этом, что переход от числа импульсов в единицу времени (частоты импульсов) к периоду их следования при измерении метеорологических величин в РТК ЗА явля-

ется одним из важнейших отличий радиозондов МРЗ от зондов МАРЗ, позволяющим повысить эффективность измерения метеорологических величин.

5.3. Перспективные системы радиозондирования атмосферы

К перспективным отечественным системам радиозондирования атмосферы следует отнести радиотелеметрические комплексы МАРЛ-Т и БРИЗ.

МАРЛ-Т – микроэлектронный аэрологический радиолокатор (радиотеодолитный вариант). Основные достоинства МАРЛ-Т:

- меньшая стоимость по сравнению с используемыми комплексами АВК;
- отсутствие необходимости в строительстве специального здания для РТК ЗА;
- уменьшенные эксплуатационные расходы;
- рабочий диапазон частот, соответствующий международному стандарту;
- применение фазированной антенной решетки, что позволяет осуществлять автоматический поиск и «захват» радиозонда в сложных метеорологических условиях;
- возможность работы как с отечественными радиозондами, так и с радиозондами фирмы ВАЙСАЛА;
- возможность работы от источника бесперебойного питания.

Основные технические характеристики МАРЛ-Т:

Состав аппаратуры:

- радиотеодолит (радиолокатор), конструктивно размещенный в одном блоке с ФАР;
- персональный компьютер с принтером и модемом.

Рабочий диапазон частот 1680 МГц.

Дальность сопровождения радиозонда ... не менее 250 км.

Тип антенны..... ФАР.

Пределы поворота диаграммы направленности:

в горизонтальной плоскости:

- механический поворот..... $\pm 210^\circ$;
 - электронное сканирование..... $\pm 25^\circ$;
- в вертикальной плоскости:
- электронное сканирование в секторе..... $(-10 \dots +100)^\circ$.

Ширина диаграммы направленности:

- в горизонтальной плоскости..... 9° ;
- в вертикальной плоскости..... 6° .

Систематические ошибки измерения угловых

координат.....не более 0.05° .

Электропитание.....однофазная сеть 220 В, 50 Гц.

Потребляемая мощность.....1000 Вт.

Вес РТК ЗА.....385 кг.

Время развертывания.....не более 1 ч.

В состав комплекта перспективных отечественных радиозондов, работающих с МАРЛ-Т, входят первичные измерительные преобразователи (датчики) температуры, относительной влажности и атмосферного давления, радиоблоки (включающие в себя формирователь телеметрического сигнала и приемопередатчик), водоактивируемая батарея питания и теплозащитный корпус с элементами крепления.

В качестве первичного измерительного преобразователя температуры в радиозондах могут использоваться как серийный датчик зондов типа МРЗ (МАРЗ), так и датчики температуры повышенной точности ИПТ-Ф и ИПТ-ПО, выполненные на основе никелевого фольгового терморезистора и на основе платиновой микропроволоки.

В качестве датчика относительной влажности используется измерительный преобразователь ИПВ с частотным выходом, выполненный на основе интегрального пленочного преобразователя влажности.

В качестве датчика атмосферного давления используется измерительный преобразователь ИПАД, выполненный на основе интегрального кремниевого преобразователя.

С помощью радиоблока осуществляется преобразование выходных параметров датчиков метеорологических величин в частотные телеметрические сигналы и их поочередное подключение на вход приемопередатчика. Сверхрегенеративный приемопередатчик реализует передачу телеметрического сигнала на несущей частоте 1780 (1680) мГц и выработку ответного сигнала.

ла на запросный импульс, излучаемый станцией сопровождения. Полный цикл передачи всех телеметрических сигналов содержит восемь равных по длительности канальных интервалов времени. Количество телеметрических сигналов и последовательность их передачи в цикле устанавливается в радиоблоке автоматически при подключении к нему определенного (необходимого для данного вида зондирования) набора датчиков метеорологических величин. Могут использоваться следующие наборы датчиков:

- температуры;
- температуры и относительной влажности;
- температуры и атмосферного давления;
- температуры, относительной влажности и атмосферного давления.

За счет применения в радиоблоках программируемых логических интегральных микросхем обеспечивается возможность изготовления радиозондов с различной длительностью канальных интервалов, числом и последовательностью передачи сигналов в телеметрическом цикле, что обеспечивает возможность использования радиозондов с различными станциями сопровождения.

БРИЗ – аэрологическая радиолокационная станция предназначена для работы в составе системы сетевого радиозондирования атмосферы, а также может применяться и для зондирования атмосферы в научных и специальных целях.

Станция обеспечивает автоматический контроль функционирования, предполетную проверку радиозонда, автоматическое сопровождение радиозонда в полете, прием и обработку координатно-телеметрической информации, вычисление метеорологических величин, составление и передачу телеграмм с данными зондирования в стандартных кодах КН-04, «Слой», «Шторм» и «Приземный слой».

РТК БРИЗ может работать с серийными отечественными радиозондами МРЗ-3А, МРЗ-3АМ и МАРЗ.

Основные характеристики комплекса БРИЗ:

Тип антенной системы..... ФАР;
Высота зондирования..... до 40 км;
Дальность автосопровождения..... до 200 км;

Диапазон рабочих частот(1782 ± 10) мГц;

Диапазон вычисляемых метеорологических величин:

по температуре воздуха.....(–80... +50) °С;

по относительной влажности.....(15... 100) %;

по скорости ветра..... до 150 м/с;

по атмосферному давлению..... (1100... 2) гПа;

Электропитание..... переменное, однофазное 220 В, 50 Гц

потребляемая мощность.....500 Вт;

Масса РТК:

аппаратуры антенного поста..... (120–150) кг;

аппаратуры поста оператора.....(30–40) кг;

Наработка на отказ..... не менее 2000 ч.

Перспективными радиозондами для работы с РТК БРИЗ являются радиозонды МРЗ-10, использующие в качестве метеорологических датчиков высокоточные чувствительные преобразователи, выполненные на основе современных технологий.

5.4. Системы специального радиозондирования атмосферы

Исследования в области физики свободной атмосферы кроме данных о температуре, относительной влажности, давлении воздуха и скорости ветра требуют также сведений о распределениях в атмосфере ряда дополнительных характеристик, таких, как потоков длинноволновых излучений, содержания озона, аэрозолей, углекислого газа, уровня радиации и т. д.

Массовые измерения вертикальных профилей этих дополнительных характеристик возможны только с помощью радиозондов. Поскольку эти радиозонды в отличие от обычных должны измерять тот или иной специальный параметр, они получили название *специальных радиозондов*, а радиозондирование в целом – *специальное радиозондирование*.

Наибольшее распространение из всех видов специального зондирования получили актинометрическое и озонметрическое радиозондирования, а также зондирование с целью исследования радиоактивности в атмосфере.

5.4.1. Актинометрическое радиозондирование атмосферы

Актинометрическое радиозондирование атмосферы является одним из важных направлений развития специального зондирования, которое позволяет экспериментально измерять вертикальные профили потоков и радиационного баланса длинноволновых излучений в свободной атмосфере до высоты 30÷35 км. Длинноволновое излучение – это тепловое (инфракрасное – ИК) излучение Земли и атмосферы в диапазоне длин волн 4÷40 мкм.

Актинометрическое радиозондирование атмосферы производится с помощью актинометрических радиозондов (АРЗ), состоящих, как правило, из стандартных радиозондов и актинометрических приставок (радиометров). Сопряжение радиометров с сетевыми радиозондами позволяет использовать для актинометрического зондирования сетевые радиотелеметрические комплексы зондирования атмосферы.

В результате выполнения актинометрического зондирования вместе со стандартной информацией о распределении метеорологических величин получают также данные о восходящем потоке длинноволновой радиации $Q^{\uparrow}$, нисходящем потоке $Q^{\downarrow}$, эффективном излучении системы «земная поверхность – атмосфера» F , представляющем собой разность восходящего и нисходящего потоков излучения. Разность эффективных излучений на границах слоя ΔH определяет приток длинноволновой радиации к этому слою. Слой выхолаживается, если эффективное излучение на верхней границе слоя больше, чем на его нижней границе и, наоборот, нагревается, если эффективное излучение на верхней границе слоя меньше, чем на нижней. Радиационный приток тепла позволяет вычислить скорость радиационного изменения температуры воздуха, т.е. то изменение температуры, которое обусловлено процессами поглощения или излучения длинноволновой радиации.

В практике отечественного актинометрического радиозондирования атмосферы наибольшее распространение получил актинометрический радиозонд (АРЗ), созданный в Центральной аэрологической обсерватории (ЦАО). Первичным измерительным преобразователем, позволяющим выполнять соответст-

вующие измерения потоков длинноволновой радиации, является длинноволновый радиометр.

Как правило, в приборах, предназначенных для измерения длинноволновых потоков радиации, используется эффект ее теплового воздействия. При этом в термоэлектрических радиометрах и балансомерах в результате теплового воздействия радиационных потоков на их верхние и нижние поверхности вырабатывается электродвижущая сила, пропорциональная разности этих потоков. Мерой интенсивности приходящей радиации в термометрических радиометрах является температура приемной поверхности, которая возрастает при увеличении приходящего на эту поверхность радиационного потока. Приемная (чувствительная) поверхность радиометра стремится прийти в тепловое равновесие с окружающей средой. Для того, чтобы определить поток радиации, приходящий на приемную поверхность, необходимо составить уравнение ее теплового баланса.

Итак, выделим на приемной поверхности некоторую площадку площадью s . Тогда поток радиации, приходящей на верхнюю площадку радиометра, будет складываться из следующих потоков: потока длинноволновой радиации, приходящей на площадку сверху; потока длинноволновой радиации от различных элементов конструкции радиозонда; потока длинноволновой радиации, поступающей от нижней приемной пластины и промежуточных экранов радиометра; нагрева за счет тока, протекающего в цепи термосопротивления, измеряющего температуру приемной поверхности.

Указанные потоки энергии дадут следующие слагаемые теплового баланса:

$$\beta_0 Q^\downarrow + \beta_v Q_s^\downarrow + \beta_n Q^\uparrow + q, \quad (5.9)$$

где β_0 — эффективный коэффициент поглощения для измеряемого потока длинноволновой радиации, приходящей сверху; β_v — эффективный коэффициент поглощения мешающей или ложной радиации сверху; β_n — эффективный коэффициент поглощения мешающей или ложной радиации снизу; $Q_s^\downarrow$ — поток радиации, излучаемой экранирующими устройствами радиометра или корпусом радиозонда; $Q^\uparrow$ — поток длинноволновой радиации от

атмосферы, приходящий сверху; $Q^\uparrow$ – поток длинноволновой радиации, приходящий снизу на поверхность радиометра; q – поток тепла за счет протекающего измерительного тока.

Выделенная площадка теряет часть тепла на излучение вверх, излучение вниз, на тепловые потоки благодаря конвекции и теплопроводности вверх и вниз, тепловые потоки вдоль приемной поверхности и за счет изменения ее температуры. Эти потери тепла могут быть определены следующим образом:

$$\begin{aligned} &\beta_{\text{ив}}\sigma T_{\text{в}}^4 + \beta_{\text{ин}}\sigma T_{\text{н}}^4 + \lambda_{\text{в}}\text{grad}T_{\text{в}} + \lambda_{\text{н}}\text{grad}T_{\text{н}} + \\ &+ \lambda_{\text{п}}\text{grad}T_{\text{п}} + c \frac{dT_{\text{п}}}{dt}, \end{aligned} \quad (5.10)$$

где $\beta_{\text{ив}}$ – коэффициент излучения площадки вверх; $\beta_{\text{ин}}$ – коэффициент излучения площадки вниз; $\lambda_{\text{в}}$, $\lambda_{\text{н}}$ и $\lambda_{\text{п}}$ – эффективные коэффициенты тепловых потерь с верхней и нижней поверхностей выделенной площадки, а также вдоль приемной поверхности через границы площадки площадью s ; c – теплоемкость площадки, приходящаяся на единицу ее площади; $T_{\text{в}}$, $T_{\text{н}}$ и $T_{\text{п}}$ – температуры верхней, нижней и всей приемной поверхности, соответственно; $\frac{dT_{\text{п}}}{dt}$ изменение температуры площадки за время dt .

Приравняв выражения (5.9) и (5.10), получаем уравнение теплового баланса для верхней поверхности радиометра:

$$\begin{aligned} &\beta_0 Q^\downarrow + \beta_{\text{в}} Q_{\text{с}}^\downarrow + \beta_{\text{н}} Q^\uparrow = \\ &= \beta_{\text{ив}}\sigma T_{\text{в}}^4 + \beta_{\text{ин}}\sigma T_{\text{н}}^4 + \lambda_{\text{в}}\text{grad}T_{\text{в}} + \lambda_{\text{н}}\text{grad}T_{\text{н}} + \lambda_{\text{п}}\text{grad}T_{\text{п}} + c \frac{dT_{\text{п}}}{dt}. \end{aligned} \quad (5.11)$$

Аналогичное уравнение теплового баланса может быть записано и для площадки нижней приемной поверхности радиометра. Полученные два уравнения являются исходными для расчета нисходящего и восходящего потоков радиации. Преобразование этих уравнений с учетом конструктивных особенностей актино-

метрического радиозонда позволило получить достаточно удобные для практической реализации соотношения

$$\begin{aligned}Q^{\uparrow} &= Q_1(T_{\text{в}}) + Q_2(T_{\text{н}}) - Q_3(T_0), \\Q^{\downarrow} &= Q_1(T_{\text{н}}) + Q_2(T_{\text{в}}) - Q_3(T_0), \\F &= Q^{\uparrow} - Q^{\downarrow},\end{aligned}\tag{5.12}$$

где Q_1 , Q_2 и Q_3 определенные функции, зависящие от конструктивных особенностей используемого актинометрического радиозонда, T_0 температура окружающей среды.

При измерении потоков длинноволновой радиации в атмосфере особые трудности возникают в дневное время, когда имеется и коротковолновое излучение Солнца. Применение любых фильтров для измерения длинноволновой радиации днем не дает необходимых результатов, так как оказывается практически невозможным выделение полезного сигнала на фоне помех от коротковолновой радиации, излучения фильтров и температурных градиентов в самом приборе.

Разработанный способ измерения длинноволновой радиации на фоне коротковолнового излучения основан на использовании в актинометрических преобразователях двух покрытий, имеющих высокую отражательную способность в области коротковолновой части спектра и резко отличную излучательную (поглощательную) способность в длинноволновой области. К таким покрытиям относятся, например, эмаль белая типа ВЛ-548 и серебро или алюминий. Коэффициенты отражения этих материалов в спектральной области $0.4 \div 2.5$ мкм имеют значения, равные примерно 95 %.

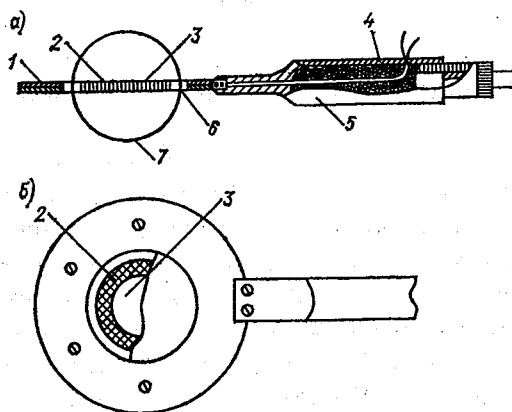


Рис. 5.4. Балансомер актинометрического радиозонда АРЗ-2.

а) вид сбоку; б) вид сверху.

1 – корпус балансомера, 2 и 3 – термобатареи, 4 – полая ручка балансомера, 5 – силикагель, 6 – опорное кольцо из плексигласа, 7 – полиэтиленовый экран

Включенные навстречу друг другу термобатареи, покрытые различными материалами (ВЛ-548 алюминий), позволяют измерить баланс длинноволновой радиации и в дневное время. Такой радиометр используется в актинометрическом радиозонде АРЗ-2.

Баланс длинноволновой радиации в радиозонде АРЗ-2 измеряется с помощью балансомера, чувствительным элементом которого является термоэлектрическая батарея, представляющая собой круглый диск и содержащая около 2000 термопар серебро-константин (рис. 5.4). Для исключения влияния воздушных потоков и атмосферных осадков на показания балансомера применяются полусферические полиэтиленовые экраны, обладающие достаточной степенью прозрачности в рабочем диапазоне длин волн.

Актинометрические радиозонды обеспечивают измерение потоков длинноволновой радиации в диапазоне от нуля до $2.9 \text{ Дж}/(\text{см}^2 \text{ мин})$. Постоянная времени лежит в интервале 30–45 с. Средняя квадратическая ошибка измерения потоков радиации составляет $0.02 \text{ Дж}/(\text{см}^2 \text{ мин})$, а определения скорости радиационного изменения температуры воздуха $0.007 \text{ }^\circ\text{C}/\text{ч}$ для

$p = 100$ гПа. Максимальная ошибка может, однако, достигать 0.03 °С/ч.

5.4.2. Озонометрическое радиозондирование атмосферы

Озонометрическое радиозондирование атмосферы играет весьма важную роль в исследованиях состояния окружающей среды, поскольку озон не только играет большую роль в атмосферных процессах, но и поглощает ультрафиолетовое излучение Солнца (с длиной волны менее 0.290 мкм), избыток которого вредно отражается на развитии живых организмов.

В 1986 г. многими странами подписана международная «Венская конвенция об охране озонового слоя в земной атмосфере». Необходимость заключения этой конвенции была обусловлена тем, что промышленная деятельность человечества (в частности, выбросы в атмосферу фреонов, соединений фтора и хлора) существенно влияет на озон, уменьшая его содержание в атмосфере.

Наибольший интерес представляют следующие характеристики содержания озона в атмосфере:

- общее содержание озона (ОСО) толщина того слоя, который образовал бы весь озон атмосферы (O_3), собранный отдельно и приведенный к давлению 1000 гПа и температуре 0 °С.

- плотность (или концентрация) озона (ρ_{O_3}); выражается обычно в mg/m^3 ;

- парциальное давление озона (p_{O_3}); выражается обычно в миллипаскалях, мПа;

- отношение смеси (ρ_{O_3}), т. е. отношение плотности озона к плотности воздуха.

Для измерения характеристик содержания озона в атмосфере используются различные методы, среди которых особое значение имеет озоновое радиозондирование, когда соответствующие измерения производятся с помощью специальных озонных зондов (озонозондов).

В соответствии с принятыми методами измерения озона озонзонды разделяются на оптические, хемолуминесцентные и

электрохимические. Наибольшее распространение при этом получили электрохимические озонозонды.

Оптические озонозонды основаны на измерении интенсивности ультрафиолетовой радиации, поступающей к прибору от Солнца. Все оптические озонозонды измеряют общее количество озона $x(h)$, находящегося в данный момент над прибором, достигшем высоты h . Тогда с помощью численного дифференцирования $x(h)$ по h может быть определена плотность озона $\rho_{O_3}(h)$ на разных высотах.

Общее содержание озона в столбе атмосферы над уровнем h может быть вычислено на основе сравнения ослабления монохроматического излучения в полосе поглощения озона и вне ее.

Оптический озонозонд в силу этого и представляет собой двухканальный автоматический ультрафиолетовый фотометр, определяющий интенсивность поступающей ультрафиолетовой радиации от Солнца в полосе поглощения озона на длине волны 0.310 мкм и вне этой полосы на длине волны 0.369 мкм. Он состоит из светоприемника, выполненного из кварцевого стекла, пропускающего ультрафиолетовое излучение, и снабженного специальным осесимметричным экраном, обеспечивающим постоянство радиационного потока на приемник излучения независимо от угла падения солнечных лучей, светофильтра, отсекающего видимую часть спектра солнечного излучения, блока сменных светофильтров для получения монохроматического излучения, модулятора радиационного потока и миниатюрного электродвигателя, приводящего в действие механизм переключения экспозиций и вращения диска модулятора.

Монохроматическая радиация, выделенная соответствующими светофильтрами, попадает на приемник излучения (как правило, фоторезистор, чувствительный к ультрафиолетовой радиации). Приемник излучения через согласующее устройство может подключаться к измерительному преобразователю обычного серийного радиозонда с последующим использованием соответствующего радиотелеметрического комплекса зондирования атмосферы для определения распределения по высоте плотности или концентрации озона.

Хемолуминесцентные озонозонды. Принцип действия хемолуминесцентных озонозондов предполагает использование

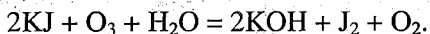
люминесценции (свечения) некоторых веществ (например, люминала, родамина и др.) под действием озона. При этом люминесценция оказывается тем сильнее, чем выше концентрация озона в атмосфере.

Хемолуминесцентный озонозонд состоит из люминофора, испускающего световой поток при контакте с воздухом, содержащим озон, приемника светового излучения, принимающего световой поток от люминофора и насоса, прокачивающего воздух вдоль поверхности люминофора. Специально изготавливаемый люминофор, как правило, обладает люминесцентным излучением, не зависящим от влажности воздуха и достаточно большим временем «живучести», не обнаруживая «усталости» при длительных экспозициях. Такой люминофор не летуч, интенсивность его люминесценции линейно зависит от количества озона в проходящем воздушном потоке. Кроме того, он обладает относительно малым временем инерции, т. е. быстро реагирует на изменение концентрации озона, а также является нечувствительным к другим малым компонентам атмосферного воздуха (NO_2 , SO_2 , Cl_2 и др.).

Перед выпуском озонозонд калибруется в воздухе, содержащем определенное количество озона. В процессе подъема измерения обычно проводятся дискретно с достаточно малой частотой, соответствующей нескольким измерениям на 1 км изменения высоты.

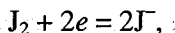
Хемолуминесцентные озонозонды также выполняются в виде приставок к серийным радиозондам, что позволяет использовать соответствующие радиотелеметрические комплексы зондирования для получения информации о распределении озона в атмосфере.

Электрохимические озонозонды. Такие озонозонды реализуют свойства определенной активности озона при взаимодействии с некоторыми химическими веществами. Так, например, из раствора йодистого калия (КJ) озон при взаимодействии выделяет свободный йод:

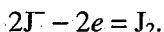


При этом, если в раствор погрузить два электрода, к которым приложена небольшая разность потенциалов (обычно

десятые доли вольта), то при отсутствии озона и, соответственно, йода тока не будет. При появлении йода его молекулы у катода (электрода с отрицательным потенциалом) образуют ионы



которые потом двигаются к аноду (электроду с положительным потенциалом), где йод восстанавливается, т. е.



Если так или иначе помешать его возвращению в массу раствора, то текущий ток (переносимый заряд) будет пропорционален количеству озона, реагирующего с раствором КJ.

Возможно применение других электролитов для определения концентрации озона, но принцип работы во всех случаях является аналогичным. Устройство, где реализуется описанная химическая реакция, обычно называется кулонометрической или электрохимической ячейкой.

Таким образом, электрохимический озонозонд должен содержать кулонометрическую ячейку для измерения концентрации озона, воздушный фильтр, насос и регулятор протекающего воздуха. Электрические сигналы, снимаемые с электродов ячейки, усиливаются, преобразуются и поступают на соответствующий измерительный преобразователь. Следует заметить, что с целью учета температурного режима, определяющего интенсивность соответствующей химической реакции, необходимо измерять и температуру внутри электрохимической ячейки.

Электрохимический озонозонд также обычно выполняется в виде приставки к серийному радиозонду, что позволяет достаточно широко его использовать в радиотелеметрических комплексах зондирования атмосферы.

Данный метод измерения содержания озона в атмосфере является наиболее совершенным из всех описанных методов и имеет достаточно много различных реализаций. Погрешность измерения концентрации озона в атмосфере при использовании этого метода обычно не превышает $\pm 10\%$.

5.4.3. Радиозондирование распределения радиоактивности в атмосфере

Радиоактивность в атмосфере может вызываться как естественными, так и искусственными факторами. К естественным факторам относятся солнечные и галактические потоки корпускул, вторгающихся в атмосферу Земли и в некоторых случаях достигающих даже поверхности Земли. Ядерные взрывы определяют группу искусственных факторов. В последние годы, особенно после ядерной аварии на Чернобыльской АЭС в 1986 г., исследованиям радиоактивных излучений в атмосфере уделяется особенно большое внимание. Так, в соответствии с конвенцией Всемирной метеорологической организации (ВМО) вблизи каждой АЭС должны работать не менее трех наземных метеорологических станций и одной станции зондирования атмосферы.

Первичным измерительным преобразователем радиозонда, преобразующим корпускулярное излучение в электрический ток, являются две расположенные одна над другой кассеты, каждая из которых состоит из шести самогасящихся счетчиков Гейгера — Мюллера. Кассеты образуют, так называемый, кубический телескоп. Между кассетами размещается пластина алюминия толщиной несколько миллиметров, позволяющая отделить при работе схемы совпадений мягкую вторичную компоненту корпускулярного излучения.

При попадании корпускулярной частицы в один из счетчиков в нем возникает газовый разряд, а на его выходе, соответственно, импульс напряжения. Если газовый разряд возникает в счетчиках обеих кассет, то выходные импульсы напряжения возникают на выходах двух кассет. Частота следования таких импульсов соответствует частоте регистрации корпускулярных частиц в обеих кассетах. Следует заметить, что в этом случае регистрируются потоки частиц, поступающих на преобразователь из определенного пространственного телесного угла. Для регистрации суммарного потока корпускулярного излучения считаются импульсы напряжений от отдельных счетчиков.

Непосредственно для измерения радиоактивности используют γ - и β -трубки, позволяющие зарегистрировать γ - и β -излучения в атмосфере.

Интервалы измерений составляют: γ -трубкой $10^{-4} \div 10^1$ р/ч, а β -трубкой $4 \cdot 10^{-4} \div 20$ р/ч. Точность измерений составляет около 10 % по излучению $\text{Cs } 137$.

Соответствующие измерительные преобразователи обычно представляют собой приставки весом около 100 г к сетевым радиозондам, используемым для зондирования атмосферы.

ГЛАВА 6

ЗОНДИРОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ С ПОМОЩЬЮ АЭРОСТАТОВ

6.1. Аэростаты и их использование для зондирования атмосферы

Аэростатом называется летательный аппарат, подъемная сила которого определяется законом Архимеда. Для получения подъемной силы оболочку аэростата наполняют газом, удельный вес которого меньше удельного веса воздуха. Свободная подъемная сила аэростата A определяется выражением

$$A = E - G, \quad (6.1)$$

где E – архимедова сила, равная весу вытесненного воздуха и направленная снизу вверх; G – вес всей системы аэростата.

Условием подъема аэростата является выполнение очевидного неравенства:

$$E > G.$$

Аэростат поднимается до высоты, где его вес становится равным весу вытесненного воздуха. Таким образом, равенство $E = G$ является условием дрейфа аэростата на определенном уровне. Если необходимо подняться выше, то следует либо уменьшить G (например, сбрасывая балласт), либо увеличить E . Для спуска аэростата, как правило, уменьшают силу E , выпуская из оболочки газ.

Конструктивно схема аэростата включает в себя оболочку, подвесную систему и подвеску со специальной измерительной и навигационной аппаратурой.

Оболочка выполняет роль резервуара для подъемного газа и одновременно является основным силовым элементом конструкции, воспринимающим статические и динамические нагрузки.

Конструктивно оболочка может быть открытой, закрытой или полужакрытой. В первом случае внутренний объем оболочки свободно сообщается с атмосферой. Во втором случае оболочка

закрыта, и внутри нее создается определенное сверхдавление. В оболочках полужакрытого типа величину сверхдавления можно регулировать с помощью газового клапана.

Эффективность аэростата, т. е. его способность достичь определенной высоты и совершить дрейф заданной продолжительности с полезным грузом определенного веса, во многом определяется материалом оболочки. Особое значение при этом имеют прочностные, весовые и оптические характеристики используемого для оболочки материала. Обычно оболочки изготавливаются из нерастяжимых пленочных материалов, имеющих небольшой удельный вес и высокую прочность.

Важны оптические свойства материала оболочки, влияющие на перегрев ΔT газа, содержащегося в оболочке, в процессе дрейфа аэростата:

$$\Delta T = T_r - T_v, \quad (6.2)$$

где T_r — температура газа; T_v — температура окружающего воздуха.

Передача тепла в системе оболочка — подъемный газ идет от оболочки, изменение температуры которой определяется уравнением вида

$$c_o q_o S \frac{d\tilde{T}_o}{dt} = Q_1 + Q_2 - Q_3 - Q_4 - Q_5, \quad (6.3)$$

где c_o — теплоемкость материала оболочки; q_o — вес 1 м² материала оболочки; S — площадь оболочки; $\tilde{T}_o$ — температура оболочки; Q_1 — приток тепла в результате поглощения солнечной радиации; Q_2 — приток тепла вследствие поглощения длинноволновой радиации; Q_3 — расход тепла за счет излучения оболочки; Q_4 — расход тепла в результате теплоотдачи в окружающий воздух; Q_5 — расход тепла за счет теплоотдачи в газ.

Уравнение (6.3) показывает, что температура оболочки зависит от теплового баланса и теплофизических характеристик материала оболочки. Чем меньше перегрев газа в оболочке, тем более благоприятны условия для дрейфа аэростата.

Аэростатные пленки в зависимости от толщины пропускают 50–90% энергии в длинноволновой части спектра и 95–98 % энергии в видимой части спектра. Селективность пропускания радиации имеет весьма важное значение при оценке влияния внешних условий в разное время суток на дрейф и эксплуатационные характеристики аэростатов.

Сохранение свободной подъемной силы зависит также от газопроницаемости материалов оболочек, т. е. от способности пленки пропускать газ, имеющий различное парциальное давление по обе стороны пленки, в направлении от большего парциального давления к меньшему. Если оболочка аэростата наполнена водородом или гелием, то в окружающую среду уходит подъемный газ, а внутрь оболочки поступает атмосферный воздух. Обычно газопроницаемость пленочных материалов, обусловленная диффузией газа, очень небольшая. Значительно важнее потеря газа через микроотверстия в оболочке, являющиеся следствием механических повреждений или дефектом производства. В этом случае скорость утечки газа, как правило, оказывается пропорциональной сверхдавлению в оболочке.

Таким образом, наличие микроотверстий приводит к изменению объема газа и вследствие этого к нарушению статического равновесия аэростата и уменьшению высоты дрейфа. Учет возможной утечки газа через микроотверстия имеет решающее значение при оценке максимальной продолжительности дрейфа аэростатов, особенно аэростатов с закрытыми оболочками.

Подъемным газом, обеспечивающим полет аэростата, может быть любой газ с весовой плотностью меньшей, чем у воздуха, поскольку удельная подъемная сила газа f определяется выражением

$$f = \gamma_v - \gamma_r, \quad (6.4)$$

где γ_v и γ_r – весовые плотности воздуха и газа соответственно.

В качестве подъемного газа, как правило, используют водород или гелий, основные характеристики которых следующие:

	<i>водород</i>	<i>гелий</i>
f , кг/м ³	1.1	1.0
γ_r , кг/м ³	0.125	0.225

Наибольшую удельную подъемную силу имеет водород, поэтому с точки зрения выбора конструктивных параметров аэростата он, как правило, представляется весьма выгодным. Однако из-за пожароопасности и взрывоопасности водорода более предпочтительным иногда является гелий, который не горит.

Подвесная система является важным элементом конструкции аэростата. Она соединяет оболочку с грузом и передает усилия от груза к оболочке. Обычно подвесная система включает в себя фалу и балку, на которой крепятся контейнеры с аппаратурой, а также парашют для спасения аппаратуры. Иногда часть элементов аппаратуры в виде печатных схем переносится непосредственно на оболочку.

Оболочка и подвесная система в соединении друг с другом представляют собой физический маятник, колебания которого происходят около общего центра тяжести. Однако при этом грузовая фала и груз могут совершать и вращательное движение в горизонтальной плоскости. Распределение значений угловой скорости ω вращения подвески подчиняется нормальному закону распределения случайных величин. Среднее квадратическое отклонение угловой скорости $\sigma_{\omega} = 1.07^{\circ}/\text{с}$ при $\omega_{\text{макс}} = 0.5^{\circ}/\text{с}$ и $\bar{\omega} = 0.13^{\circ}/\text{с}$.

Для большинства измерений вращение подвески не является существенной помехой, однако его следует учитывать тогда, когда необходима фиксация местной вертикали.

Подвеска метеорологических аэростатов состоит из контейнеров различной конструкции, в которых размещается аппаратура управления, радио- и навигационное оборудование, метеорологические измерительные блоки и источники питания.

Возможности аэростатных измерений весьма значительны, поскольку во время дрейфа аэростата могут быть измерены многие физические характеристики атмосферы.

Анализ методов аэростатного зондирования показывает, что аэростат является измерительной системой, позволяющей определить изменение в переменных Лагранжа скалярных или векторных величин для некоторого объема воздуха.

Изменение некой величины Y , характеризующей физические характеристики движущегося объема воздуха, определяются уравнением

$$\frac{dY}{dt} = \frac{\partial Y}{\partial t} + u \frac{\partial Y}{\partial x} + v \frac{\partial Y}{\partial y} + w \frac{\partial Y}{\partial z}, \quad (6.5)$$

где $\frac{dY}{dt}$ — индивидуальная производная величины Y ; $\frac{\partial Y}{\partial t}$ — локальная производная, определяющая скорость изменения величины Y в неподвижной точке пространства; $u \frac{\partial Y}{\partial x} + v \frac{\partial Y}{\partial y}$ — адвективный член, характеризующий изменение величины Y за счет горизонтальных движений; $w \frac{\partial Y}{\partial z}$ — конвективный член, характеризующий изменение величины Y за счет движения частицы в вертикальном направлении; u, v, w — составляющие вектора скорости ветра по осям координат x, y, z .

Уравнение движения для единичной массы запишем в виде:

$$\frac{d\vec{C}}{dt} = l(\vec{C} - \vec{C}_g)\vec{k} + \vec{F}_T, \quad (6.6)$$

где l — параметр Кориолиса; $\vec{C}$ — вектор горизонтальной составляющей скорости ветра; $\vec{C}_g$ — вектор геострофической скорости ветра; $\vec{k}$ — вертикальный единичный вектор; $\vec{F}_T$ — сила трения, отнесенная к единице массы.

Аэростат при своем дрейфе непосредственно дает значение суммы трех первых членов в правой части (6.5). Член, обусловленный вертикальной адвекцией скорости $\left(w \frac{\partial Y}{\partial z}\right)$, не превышает 20% ускорения $\frac{d\vec{C}}{dt}$, т. е. величиной $w \frac{\partial Y}{\partial z}$ не всегда можно пренебречь. Поэтому при расчетах индивидуальной производной $\frac{d\vec{C}}{dt}$ желательно использовать и данные синхронного вертикального зондирования с помощью радиозондов.

Аэростатные измерения можно интерпретировать и в переменных Эйлера. Такая возможность имеет место всегда, когда рассматривается информация, поступающая в фиксированный момент времени. В этом случае имеем

$$\frac{\partial Y}{\partial t} = \frac{dY}{dt} - u \frac{\partial Y}{\partial x} - v \frac{\partial Y}{\partial y} - w \frac{\partial Y}{\partial z}, \quad (6.7)$$

где $\frac{dY}{dt}$ — изменение величины Y с течением времени для индивидуальной частицы.

Таким образом, одной из существенных черт аэростатного зондирования является получение информации об индивидуальных изменениях характеристик атмосферы и о траекториях воздушных частиц в горизонтальной плоскости. Индивидуальные изменения характеризуют процессы, происходящие в атмосфере, более полно, чем локальные изменения. Во всех случаях определение индивидуальных производных путем суммирования локальных и адвективных изменений, а не путем прямого их измерения приводит к потере точности.

Аэростатное зондирование характеризуется высокой информативностью измерений, производимых вдоль траектории дрейфа. Эта особенность вытекает из того, что определенное множество инвариантных соотношений содержит различные комбинации функций и их производных, сохраняющихся неизменными вдоль траектории движения. Иначе говоря, если инвариант получен для начальной точки траектории, его значение может быть приписано любой точке траектории дрейфа. Так, например, инвариантным вдоль траектории может быть условие

$$\frac{d}{dt} \left(\frac{\Omega + 2\omega}{\rho} \text{grad} \Theta \right) = 0, \quad (6.8)$$

где Ω — вихрь скорости; ω — угловая скорость вращения Земли; Θ — потенциальная температура; ρ — плотность воздуха.

Инвариант (6.8) выражен через характеристики поля геопотенциала Ω ; составляющие скорости также выражены через это поле.

С качественной точки зрения информация, поступающая при аэростатном зондировании, может быть разделена на первичную и вторичную. Первичная информация формируется в результате непосредственных измерений. Вторичная информация является результатом вычислений и в непосредственных измерениях не содержится.

В процессе аэростатного зондирования, как и при всяком измерении, можно выделить несколько этапов получения информации:

- съем информации; определяется типом измерительных приборов, периодичностью и точностью измерений;
- передача информации; зависит от типа радиолинии и системы приема;
- обработка информации, определяемой системой; характеризуется методом анализа и способом отображения.

Рассмотрим несколько подробнее процессы съема информации и ее отображения.

Особенностью метеорологических полей является их непостоянство во времени и пространстве, наличие возмущений различного масштаба и интенсивности. Если предположить, что возмущения метеорологических полей представляют собой индивидуальные образования, то их можно охарактеризовать тремя параметрами: геометрическим размером l ; интенсивностью f ; продолжительностью существования Δt .

Периодичность съема информации обуславливается следующими характеристиками измерительной системы: разрешающей способностью по геометрии l_p , т. е. расстоянием между точками измерений; разрешающей способностью по времени $\Delta t_{\text{изм}}$, т. е. интервалом времени между измерениями.

Введем безразмерные параметры $L = l / l_p$ и $N = \Delta t / \Delta t_{\text{изм}}$. Если $1 \leq L \leq 2$, то представляется возможным обнаружить все возмущения размером l ; при $L \geq 2$ распознаются все возмущения по их геометрическим параметрам. При $1 < N < 2$ периодичность измерений будет соответствовать полному изучению возмущений с некоторым избытком информации.

Аэростатные системы зондирования позволяют изучать динамику мезо- и макропроцессов с характерными горизонталь-

ными размерами 100+2000 км и продолжительностью существования 2+48 ч.

Используя приведенные выше соотношения для L и N , можно определить временные и пространственные интервалы измерений, имея в виду, что в лучшем случае аэростатная измерительная система должна обеспечивать прослеживание всего цикла развития возмущения – от его возникновения до затухания.

Графически результаты аэростатного зондирования могут быть представлены различными методами, конкретное содержание которых определяется видом получаемой информации.

Как уже указывалось, основной особенностью аэростатного зондирования является представление результатов измерений в переменных Лагранжа. Эта особенность определяет характер пространственно-временного отображения метеорологических полей.

Возникает вопрос о правомерности построения изолиний, поскольку измерения асинхронны.

Согласно гипотезе о применимости теоремы Котельникова к метеорологическим полям, функция $f(t)$, имеющая спектр частот с верхней границей ω_c , определяется последовательностью своих значений, интервал отсчета которых определяется из выражения

$$\Delta t = \frac{1}{2\omega_c}, \quad (6.9)$$

где t – временная или пространственная координата. Для представления функции $f(t)$ в интервале длиной t_c требуется $n = 2 t_c \omega_c$ ординат с промежутком Δt между последовательными отсчетами. При таком условии функция $f(t)$ выражается аналитически через мгновенные значения в виде

$$f(t) = \sum_{k=1}^n f(k\Delta t) \frac{\sin 2\pi\omega_c(t - k\Delta t)}{2\pi\omega_c(t - k\Delta t)}. \quad (6.10)$$

Из (6.10) следует, что правильном выборе Δt любое асинхронное поле может быть согласовано. Если в пределах 1500–2000 км метеорологические поля можно считать локально

однородными и изотропными, т.е. направление отсчета не влияет на вид корреляционной функции, представляется возможным определить расстояния Δd , при которых возможно согласование df/dt , из выражения

$$\Delta d = \frac{d_c}{4\pi}, \quad (6.11)$$

где d_c – масштаб локальной неоднородности и изотропности. При $d_c = 1500 \div 2000$ км формула (6.11) дает значения $\Delta d = 100 \div 200$ км.

Частота измерений, соответствующая $\Delta d = 100 \div 200$ км, вполне может быть достигнута при аэростатном зондировании, однако практически такой режим работы потребует передачи большого объема информации, что приведет к усложнению системы приема данных. При увеличении значений Δd нарушается принцип однородности и изотропности, в результате чего согласование поля будет происходить с определенной ошибкой, величина которой зависит от пространственно-временной изменчивости исследуемого поля.

Если считать, что характерный размер (радиус) атмосферных возмущений равен примерно 500 км, то расстояние между точками измерений должно быть близким к 400 км, что при средних скоростях воздушных потоков соответствует $3 \div 10$ ч дрейфа аэростата.

Представляется весьма перспективным включение аэростатов в единую систему глобального сбора данных о состоянии не только атмосферы, но и окружающей среды, в силу следующих соображений:

- аэростаты позволяют в перспективе приблизиться к решению проблем получения оптимального объема информации о состоянии атмосферы и окружающей среды;
- аэростаты перемещаются вместе с воздушной массой и позволяют проследить процессы ее эволюции;
- аэростаты являются уникальной платформой для размещения различной научной аппаратуры с целью решения большого спектра задач зондирования атмосферы;
- аэростаты позволяют получать информацию практически в любой момент времени и в любой точке пространства;

- данные аэростатного зондирования могут служить реперными при интерпретации различных видов косвенных дистанционных измерений, включая и спутниковые.

6.2. Движение аэростата в атмосфере

Аэростат, выполняющий полет в атмосфере, участвует в двух движениях: он совершает горизонтальное движение вместе с воздушными массами относительно земных координат и перемещается в вертикальном направлении в результате изменения подъемной силы.

Движение аэростата в вертикальном направлении совершается относительно воздуха и может быть описано уравнением вида

$$m_a \frac{dw}{dt} = A - c_R w^2, \quad (6.12)$$

где m_a – масса аэростата; w – вертикальная скорость движения аэростата; A – свободная подъемная сила; c_R – общий коэффициент аэродинамического сопротивления.

Величину A в любой момент времени t можно найти из выражения

$$A = A_0 + q(t - t_0) + q_{\text{во}} \left(\frac{\theta_H}{T_H} - \frac{\theta_0}{T_0} \right), \quad (6.13)$$

где A_0 – свободная подъемная сила в начальный момент; q – вес балласта, сбрасываемого в единицу времени; $q_{\text{во}}$ – вес вытесненного аэростатом воздуха на уровне взлета; t_0 – момент времени, с которого начинается сброс балласта; T_0 и T_H – температуры воздуха на уровне взлета и на высоте H соответственно; θ_0 и θ_H – температура газа в оболочке на уровне взлета и на высоте H соответственно.

Подставив значение A в уравнение движения аэростата (6.12), получаем следующее выражение:

$$m_a \frac{dw}{dt} = A_o + q(t - t_o) + q_{BO} \left(\frac{\theta_H}{T_H} - \frac{\theta_o}{T_o} \right) - c_R w^2. \quad (6.14)$$

Уравнение (6.14) справедливо для невыполненного аэростата, т. е. такого, у которого подъемный газ не занимает всего конструктивного объема оболочки. Для выполненного аэростата (газ занимает весь конструктивный объем), совершающего дрейф на заданной высоте (в зоне равновесия), уравнение движения можно записать в виде

$$m_a \frac{dw}{dt} = E_o \frac{\gamma_{BH}}{\gamma_{BO}} - G - c_R w^2, \quad (6.15)$$

где E_o — начальная полная подъемная сила; γ_{BO} и γ_{BH} — весовые плотности воздуха на уровне взлета и высоте H соответственно; G — полетный вес аэростата.

Анализ уравнений (6.14) и (6.15) показывает, что движение аэростата в вертикальной плоскости в основном определяется изменением температуры газа (θ) во время дрейфа, т. е. теплофизическими процессами, происходящим в системе аэростат-атмосфера.

Передача тепла от оболочки к газу, наполняющему аэростат, происходит, главным образом, за счет конвекции. Уравнение, описывающее этот процесс, можно записать в следующем виде:

$$\frac{dQ}{dt} = \alpha_T S (\bar{T}_o - \theta), \quad (6.16)$$

где Q — количество тепла; α_T — коэффициент теплоотдачи от оболочки к газу или от газа к оболочке; S — площадь поверхности оболочки, соприкасающейся с газом; $\bar{T}_o$ — средняя температура оболочки; θ — температура газа.

Вследствие нагрева или охлаждения оболочки и последующей передачи тепла газ нагревается (или охлаждается) относи-

тельно окружающего воздуха. Абсолютный перегрев (переохлаждение) газа определится следующим выражением:

$$\Delta T = \theta - T. \quad (6.17)$$

При равенстве температур газа и воздуха условие равновесия аэростата на уровне H запишется следующим образом:

$$G = f_H V_H = E_H, \quad (6.18)$$

где f_H — удельная подъемная сила на высоте H ; V_H — объем оболочки на высоте H ; E_H — подъемная сила на высоте H .

Перегрев газа приводит к нарушению равновесия аэростата. Аэростат будет подниматься до тех пор, пока на высоте H_1 силы G и E_{H_1} не уравниваются:

$$G = f_{H_1} V_{H_1}. \quad (6.19)$$

Здесь f_{H_1} — удельная подъемная сила перегретого газа, температура которого равна $\theta_H + \Delta\theta$.

Сохранение заданного конструктивного объема оболочки V достигается тем, что излишек газа покидает оболочку. В результате некоторой потери газа аэростат опустится ниже зоны равновесия, однако перегрев опять приведет к увеличению подъемной силы и подъему аэростата на высоту H_2 , где устанавливается новое равновесие:

$$G = f_{H_2} V_{H_2}.$$

При отсутствии нагрева газ охлаждается, его температура постепенно становится равной температуре воздуха. При охлаждении на $\Delta\theta$ объем газа уменьшается на величину

$$\Delta V = \frac{\Delta\theta}{\theta_H + \Delta\theta} V.$$

Это приводит к уменьшению веса воздуха, вытесняемого оболочкой аэростата:

$$\gamma_{\text{вн}} \Delta V = \frac{\Delta \theta}{\theta_{\text{н}} + \Delta \theta} \gamma_{\text{вн}} V. \quad (6.20)$$

На эту же величину уменьшается и подъемная сила; равновесие будет нарушено, и аэростат начнет снижаться. Сброс части балласта позволяет прекратить это снижение. Суточный расход балласта может быть рассчитан по формуле

$$q_{\text{сут}} = kG, \quad (6.21)$$

где k – коэффициент суточного расхода балласта;

$$k = \frac{1 - \frac{\theta}{T} \frac{T'}{\Delta \theta'}}{1 + \frac{T'}{\Delta \theta''} \frac{f_0}{\gamma_{\text{во}}}}, \quad (6.22)$$

где T' – температура воздуха ночью; $\Delta \theta'$ – переохлаждение газа ночью; $\Delta \theta''$ – перегрев газа днем; f_0 – удельная подъемная сила газа.

Рассмотренный процесс является периодическим и повторяется от одних суток к другим, в результате чего профиль аэростата имеет колебательный характер, при котором дневная зона равновесия располагается на 5...15 км выше уровня сброса балласта. Такой профиль полета характерен для аэростатов, совершающих дрейф в средней стратосфере (на высотах 20...35 км). При этом увеличение амплитуды суточных колебаний приводит к уменьшению суточного расхода балласта и к увеличению продолжительности дрейфа.

В нижней стратосфере и тропосфере общая схема вертикального движения аэростата не меняется, однако здесь не имеет смысла увеличивать амплитуду изменения высоты дрейфа, поэтому суточные колебания происходят около заданной зоны равновесия, регулируемой программой работы барометрического стабилизатора высоты, который управляет сбросом балласта по определенному закону.

Барометрический принцип регулирования высоты дрейфа обеспечивает стабилизацию полета аэростата около уровня, называемого уровнем балластирования. Принудительный подъем аэростата с этого уровня осуществляется путем сброса некоторой части балласта для выполнения неравенства $E > G$. Принудительное снижение аэростата возможно за счет выпуска части газа через специальный клапан.

Колебательный профиль полета характерен для аэростатов с открытой оболочкой, т. е. когда объем и масса газа изменяются в процессе дрейфа. Значительный интерес представляет дрейф аэростата на фиксированной высоте без расхода балласта. Этому требованию отвечает аэростат с закрытым типом оболочки, когда обеспечивается сохранение одной и той же массы газа в течение всего полета. В таком случае для исследования процессов, происходящих в оболочке аэростата, можно применить уравнение газового состояния

$$p_r V = m_r R_r \theta, \quad (6.23)$$

где p_r — давление газа в оболочке; V — объем газа; m_r — масса газа; R_r — удельная газовая постоянная; θ — температура газа.

Сверхдавление газа в оболочке (Δp_H) на высоте H можно представить в виде

$$\Delta p_H = \Delta p_T + \Delta p_h + \Delta p_{\Delta H}, \quad (6.24)$$

где Δp_T — сверхдавление, обусловленное изменением температуры газа; Δp_h — сверхдавление в полюсной точке, обусловленное весом столба газа высотой h ; $\Delta p_{\Delta H}$ — сверхдавление за счет перехода аэростатом зоны равновесия при подъеме.

Основной вклад в суммарное сверхдавление вносит член Δp_T , величина которого определяет все конструктивные особенности аэростатов с закрытой оболочкой. Величина Δp_T может быть определена из выражения

$$\Delta p_T = \left(\frac{\theta_H}{T_H} - \frac{V_o \gamma_{го}}{V_H \gamma_{гH}} - 1 \right) p_{вH}, \quad (6.25)$$

где T_H и θ_H — температура воздуха и газа на высоте H соответственно; V_0 — начальный объем газа; V_H — объем газа на высоте H ; γ_0 — начальная весовая плотность газа; $\gamma_{гH}$ — весовая плотность газа на высоте H ; $p_{вH}$ — давление воздуха на высоте H .

Использование аэростатов с закрытым типом оболочки определяется возможностью сохранения заданного объема оболочки при максимальных переохлаждениях газа и прочностными характеристиками материала оболочки, который не должен разрушаться при максимальных величинах сверхдавления.

Для выполнения первого условия оболочка заполняется определенным количеством газа, обеспечивающим сохранение формы и объема оболочки при ночных переохлаждениях газа. Второе условие выполняется в том случае, если количество газа в оболочке создает сверхдавление, не превышающее давление, допустимое для материала заданной прочности.

В случае выполнения этих условий общая продолжительность полета $t_{\text{общ}}$ аэростата с закрытым типом оболочки определяется выражением

$$t_{\text{общ}} = \frac{1}{p} \ln \frac{\theta' T''}{\theta'' T'} \left[1 + \frac{2L\gamma_0\delta}{p''nr} \right], \quad (6.26)$$

где p — давление; T' и T'' — температура воздуха ночью и днем соответственно; θ' и θ'' — температура газа в оболочке ночью и днем соответственно; L — разрывная длина материала оболочки; γ_0 — весовая плотность материала оболочки; δ — толщина пленки; r — радиус оболочки; n — запас прочности материала оболочки; p'' — давление воздуха днем.

Наиболее существенное ограничение продолжительности полета обусловлено диффузией и вследствие этого потерей (утечкой) газа через микроотверстия оболочки. К этой основной причине добавляется возможность обледенения оболочки в тропосфере и старение материала в результате действия ультрафиолетовой радиации в верхней стратосфере. Максимальная продолжительность полета возможна в верхней тропосфере и нижней стратосфере (свыше 400 суток).

Изменение высоты дрейфа в течение многосуточного полета зависит от теплофизических процессов, происходящих в системе аэростат–атмосфера. Среди теплофизических факторов при этом определяющим является параметр τ , определяемый соотношением вида

$$\tau = \frac{\bar{b}_0}{\epsilon_0},$$

где $\bar{b}_0$ – средний коэффициент поглощения оболочки прямой солнечной радиации; ϵ_0 – средний коэффициент черноты оболочки.

Для пленок, используемых для изготовления оболочек аэростатов постоянного уровня, этот параметр τ обычно не превосходит 0.1. Вследствие этого можно предполагать, что температура газа в течение дрейфа изменяется незначительно. Действительно, отклонение аэростата от заданной высоты дрейфа, как правило, не превышает нескольких десятков метров (20÷60 м) при сохранении величины утечки газа через микроотверстия в материале оболочки. В принципе, возможно изготовление таких материалов для оболочек, для которых газопроницаемость оказывается весьма низкой.

Движение аэростата в вертикальной плоскости в значительной мере оказывается аналогичным движению воздушной частицы. Степень этой аналогичности может быть установлена при рассмотрении взаимодействия свободного тела с неустановившимся потоком идеальной жидкости.

Совпадение скорости движения аэростата со скоростью потока возможно только в случае установившегося движения на одном уровне. При подъеме или снижении аэростат может обгонять поток или отставать от него, т. е. возникает явление скольжения аэростата относительно потока. Степень несоответствия зависит от конструктивных особенностей аэростата и времени суток.

6.3. Локализация аэростатов

Дрейфующий аэростат является подвижной измерительной платформой, точность измерений для которой в значительной

мере определяется точностью измерения пространственных координат аэростата.

Методы, реализуемые для определения географических координат аэростата, позволили создать навигационные устройства, которые могут быть разделены на две основные группы:

- автономные, работа которых не связана с функционированием каких-либо наземных или космических устройств;
- неавтономные, являющиеся составной частью наземных или космических систем.

К первой группе относятся различные астрономические, магнитные и астроманнитные устройства, характеризующиеся относительно небольшим весом и малым потреблением электроэнергии. Например, простейшим астрономическим навигационным устройством может являться датчик высоты Солнца. К сожалению, использование подобных устройств в силу различных причин не позволяет достаточно точно определить географические координаты аэростата; наиболее вероятными являются ошибки $80 \div 100$ км, хотя максимальные их значения могут достигать 300 км. Для решения большей части метеорологических задач такая низкая точность пространственной локализации аэростатов является недопустимой. Использование комбинированных методов измерения навигационных параметров (совместное измерение высоты и азимута Солнца или одной из составляющих магнитного поля Земли), хотя и дает некоторое улучшение точности определения положения аэростата, полностью обеспечить требуемое качество измерений не позволяет.

Неавтономные навигационные устройства дают возможность определять координаты в любое время суток при условии пеленгации работающего аэростатного передатчика с Земли или с ИСЗ, или использования специальных навигационных сетей типа ОМЕГА. Наиболее эффективными являются методы спутниковой и ОМЕГА-локации.

Суть методов, использующих сеть навигационных станций ОМЕГА для определения пространственных координат перемещающихся объектов в атмосфере, уже рассматривалась нами ранее. Рассмотрим более детально методы спутниковой локализации.

В методах спутниковой локализации наибольшее развитие получил доплеровский метод, основанный на измерении сдвига

частоты высокостабильного сигнала, передаваемого на аэростат и отраженного обратно. В доплеровских навигационных системах используется связь между смещением частоты передатчика Δf и величиной радиальной скорости движения ИСЗ (вектор направлен по линии, соединяющей ИСЗ с аэростатом) v_p :

$$\Delta f = \frac{v_p}{\lambda},$$

где λ – длина волны передатчика аэростата.

Величина Δf зависит от удаления аэростата от ИСЗ, т. е. от временной разности между началом приема сигналов и моментом прохода ИСЗ через траверс аэростата.

Этот метод реализуется для, так называемых, односторонней и двусторонней линии связи между ИСЗ и аэростатом (рис. 6.1).

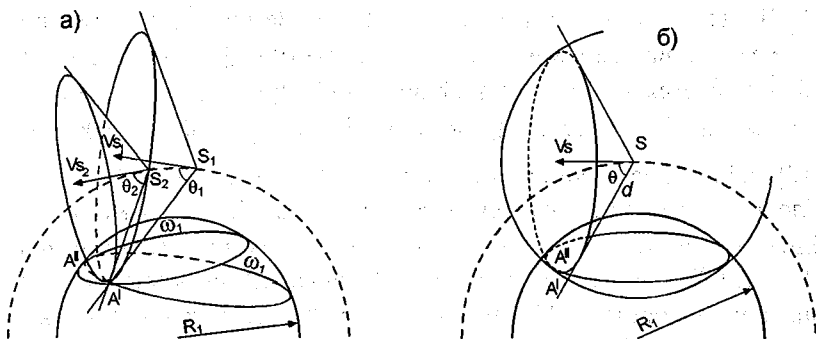


Рис. 6.1. Определение местоположения аэростатов с ИСЗ при реализации метода доплеровского сдвига частоты:

а – односторонняя схема связи; б – двусторонняя схема связи

При односторонней линии связи определение местоположения аэростата доплеровским методом осуществляется путем «одностороннего» (на ИСЗ) измерения доплеровского сдвига частоты. Геометрия определения положения аэростатов при односторонней линии связи представлена на рис. 6.1а.

Аэростатный передатчик в течение времени t с периодом Δt излучает сигнал несущей (опорной) частоты f_a . На ИСЗ принимается этот сигнал и определяется изменение частоты сигнала

Δf (доплеровский сдвиг частоты) при прохождении его от аэростата до ИСЗ.

Тогда аэростат должен находиться на кривой ω_1 , образованной пересечением конуса с вершиной в точке s_1 местоположения ИСЗ в момент времени t_1 и сферы с центром, совпадающим с центром Земли. Полуугол Θ_1 при вершине конуса определяется как функция величины доплеровского сдвига частоты Δf и орбитальной скорости ИСЗ v_{s_1} :

$$\Theta_1 = \arccos \frac{\Delta f c}{f_a |v_{s_1}|},$$

где c — скорость распространения электромагнитного излучения.

Конус с полууглом Θ_1 имеет большую полуось, определяемую величиной вектора скорости v_{s_1} . Радиус сферы R равен сумме высоты аэростата H и радиуса Земли R . Следующее измерение, выполненное через промежуток времени Δt , когда ИСЗ окажется в точке s_2 , даст новую кривую ω_2 , образованную пересечением конуса с параметрами Θ_2 и v_{s_2} и сферы, соответствующей положению аэростата над поверхностью Земли. Следует заметить, что высота аэростата может изменяться, однако ее изменение за интервал Δt является достаточно незначительным и не может существенно исказить результаты локализации аэростата. Две кривые ω_1 и ω_2 пересекаются в двух точках A' и A'' , одна из которых соответствует мнимому положению аэростата. Систематическое наблюдение за аэростатом, однако, легко позволяет установить истинное положение аэростата (точка A'). Если воспользоваться тремя последовательными измерениями соответствующих величин, то три кривые ω_1 , ω_2 и ω_3 пересекутся только в одной точке, соответствующей истинному положению аэростата.

При наличии двусторонней схемы связи для определения координат аэростата измеряются расстояние d от ИСЗ до аэростата, угол Θ , параметры орбиты спутника и высота аэростата. Расстояние до аэростата определяется по времени прохождения сигнала от ИСЗ до аэростата и обратно.

Геометрическое местоположение аэростата находится на пересечении конуса с параметрами ν_s и Θ с вершиной в точке s , вписанного в сферу радиусом d , и сферой радиусом $R' = R + H$ (рис. 6.1, б). В этом случае также образуются две (мнимая и реальная) точки A' и A'' пересечений. При последующем измерении через интервал времени Δt неопределенность устраняется. Таким образом, при двусторонней схеме связи между ИСЗ и аэростатом достаточно лишь двух измерений дальности и доплеровского сдвига частоты одним или двумя ИСЗ.

На точность определения местоположения аэростата доплеровским методом спутниковой локализации в основном влияют следующие факторы: частотная неустойчивость аэростатного и спутникового передатчиков, ионосферная рефракция и шумовые эффекты, ошибки в измерении эфемериды ИСЗ и высоты аэростата.

Существующие модели позволяют рассчитать орбиту ИСЗ с ошибкой 1.7 км вдоль орбиты и 1.2 км поперек орбиты. Частотная неустойчивость передатчиков, обусловленная тепловым шумом, многократным отражением электромагнитной волны от поверхности Земли и влиянием рефракции, приводит к ошибке в локализации в среднем на 300 м. В итоге, с помощью доплеровского метода спутниковой локализации координаты аэростатов определяются с ошибкой, не превосходящей 2–3 км.

6.4. Системы аэростатного зондирования атмосферы

6.4.1. Структурная схема систем аэростатного зондирования атмосферы

Общая структурная схема систем аэростатного зондирования атмосферы, представленная в оперативном и специальном режимах, изображена на рис. 6.2.

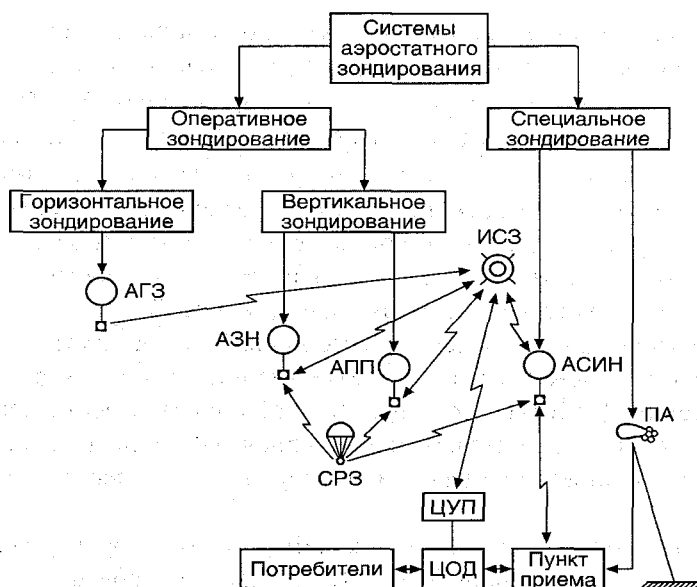


Рис. 6.2. Структурная схема систем аэростатного зондирования атмосферы

В оперативном режиме производится измерение основных метеорологических величин (давления, температуры, влажности воздуха), а также пространственно-временных координат аэростата (местоположения и высоты полета) в момент измерений. Оперативное зондирование осуществляется аэростатами горизонтального зондирования (АГЗ), аэростатами-носителями (АЭН), сбрасываемыми на парашютах радиозондов (СРЗ) и аэростатами переменного профиля (АПП).

Получение неоперативной метеорологической информации производится, как правило, аэростатами специальных измерений и наблюдений (АСИН). В пограничном слое иногда используются привязные аэростаты (ПА). Такие аэростаты оснащаются специальной аппаратурой для производства соответствующих измерений.

Связующим звеном между метеорологическими аэростатами и наземным комплексом, включающим центры управления полетами (ЦУП) и обработки данных (ЦОД), являются ИСЗ. ИСЗ позволяют осуществить пространственную локализацию

аэростатов, а также реализовать сбор и ретрансляцию данных зондирования.

6.4.2. Система горизонтального зондирования атмосферы

Способность аэростатов сверхдавления совершать длительные полеты на квазипостоянных высотах (изопикнических уровнях) используется в системе горизонтального зондирования атмосферы.

Горизонтальное зондирование, являясь достаточно экономически выгодным и относительно простым для технической реализации, представляется особенно эффективным в нижней и средней стратосфере, что обусловлено следующими факторами:

- этот слой атмосферы в меньшей степени охвачен традиционными методами зондирования, чем тропосфера;
- продолжительность полетов аэростатов сверхдавления в тропосфере, особенно в нижнем ее слое, незначительна вследствие высокой вероятности обледенения аэростатной системы, а также возможности столкновения с гражданскими самолетами;
- пространственно-временная устойчивость воздушных потоков в стратосфере в целом выше, чем в тропосфере, что способствует незначительному рассеянию (сходимости) групп аэростатов.

Бортовое оборудование аэростатов горизонтального зондирования состоит из двух основных блоков: измерительного и радиотехнического. В состав измерительного блока входят первичные измерительные преобразователи метеорологических величин (температуры, давления и влажности воздуха), а также измеритель высоты и датчик натяжения материала оболочки.

Измерение температуры воздуха на аэростатах имеет ряд существенных особенностей, связанных с тем, что датчик температуры перемещается вместе с воздушным потоком. Тепловое состояние датчика температуры при этом в основном зависит от радиационного баланса системы датчик температуры — аэростат — атмосфера, от конструктивных особенностей датчика (оптических характеристик его поверхности, размеров и особенностей поддерживающих конструкций). Датчик температуры во время дрейфа АГЗ подвергается воздействию прямой и отра-

женной солнечной радиации, а также длинноволновой радиации (земли, облаков, оболочки и подвески аэростата).

Наибольшее применение при зондировании атмосферы нашли бусиновые терморезисторы, позволяющие измерять температуру воздуха от -80 до $+50$ °С с точностью 0.5 °С. Могут использоваться и проволочные терморезисторы толщиной $20\div 40$ мкм.

На точность измерения температуры воздуха на аэростатах большое влияние оказывают длинноволновая радиация от оболочки и нагрев или охлаждение оболочкой пограничного слоя окружающего воздуха. Это вызывает необходимость удаления датчика температуры от оболочки на расстояние до десяти ее диаметров.

Для измерения давления воздуха наиболее эффективными оказались датчики мембранного типа с различными диапазонами измерения давления. Такой датчик давления может обеспечить точность измерений порядка 0.1 гПа на максимальных высотах дрейфа.

В связи с тем, что аэростаты сверхдавления совершают полеты на уровне изопикнической поверхности, возникает необходимость привязки данных зондирования к высоте дрейфа над поверхностью Земли. Для этого требуется знание истинной высоты уровня полета аэростата в момент измерений. С этой целью на аэростатах, как правило, используется радиовысотомер для измерений в диапазоне $0.5\ldots 30$ км. Точность измерений составляет $0.02\div 0.07$ % от величины высоты.

При полетной массе АГЗ $2\text{--}3$ кг диаметр оболочек АГЗ составляет $4\div 6$ м.

Бортовое оборудование АГЗ состоит из реле времени, кодирующего устройства, радиопередатчика, источника питания и антенны. Реле времени обеспечивает периодическое (заданное) включение и выключение аппаратуры. Кодировочное устройство осуществляет преобразование измерительных сигналов в радиосигналы. Частота передачи данных составляет $1\div 2$ ч, а продолжительность передачи $\div 1$ с. Дальность действия низкочастотного передатчика не превышает $1000\div 1200$ км. Солнечный генератор или панель солнечных батарей обеспечивают устойчивую работу аппаратуры аэростата в течение всего полета АГЗ.

Считается, что оптимальное количество аэростатов АГЗ, одновременно находящихся на одном стратосферном уровне в северном полушарии, составляет 300÷425.

6.4.3. Система вертикального зондирования атмосферы

Для получения в оперативном режиме информации о физическом состоянии атмосферы по вертикальному разрезу используется система вертикального аэростатного зондирования. По технической реализации и обработке информации этот метод является наиболее сложным.

Вертикальное зондирование осуществляется аэростатами переменного профиля (АПП) и сбрасываемыми радиозондами (СРЗ), опускающимися на парашюте. Иначе говоря, вертикальное зондирование может быть осуществлено бортовыми датчиками при принудительном или естественном изменении высоты дрейфа аэростата или датчиками сбрасываемых радиозондов. Следует заметить при этом, что зондирование бортовыми датчиками аэростатов ограничивается сравнительно небольшим по вертикальной мощности слоем 5÷10 км.

Основным источником информации при вертикальном зондировании являются показания сбрасываемых радиозондов, однако измерения, выполняемые вдоль траектории и при изменении высоты дрейфа, также имеют весьма важное значение.

Наибольшее применение нашли АЭН с оболочками полужакрытого типа. Конструктивно такие оболочки отличаются от оболочек закрытого типа лишь наличием специального газового клапана, необходимого для стравливания избытка газа и соответственного уменьшения свободной подъемной силы, до величины, необходимой для удержания АПП на заданном уровне после сброса СРЗ. Применение клапана обеспечивает и сохранение постоянства рабочего сверхдавления в оболочке АЭН.

Диаметр оболочек современных АЭН, контейнер которых способен вмещать до 200 СРЗ, составляет 20÷35 м. Поскольку контейнер, содержащий СРЗ, представляет существенную опасность для летательных аппаратов, уровень полета АЭН должен находиться достаточно высоко в стратосфере.

Сброс радиозондов осуществляется над заданными районами по командам, поступающим либо из ЦУП, либо из бортового программно-командного устройства. Свободный от СРЗ контейнер может отделиться от подвески и опуститься на поверхность Земли на парашюте. Таким образом, после завершения программы вертикального зондирования АЭН с оболочкой полужакрытого типа превращается в аэростат горизонтального зондирования.

Контейнер с СРЗ изготавливается из теплозащитного материала, покрытого светозащитной пленкой. Однако теплозащита не предохраняет контейнер от нагрева прямой солнечной радиацией, в результате чего в контейнере создается отличный от внешних условий тепловой режим. В связи с этим перед сбрасыванием должна выполняться выдержка радиозонда. Радиозонд считается выдержанным, когда показания бортового на АЭН и радиозондового датчика температуры совпадают.

СРЗ включает в себя измерительный и радиотехнический блоки, а также специальный парашют. Парашют рассчитывается таким образом, чтобы СРЗ снижался с оптимальной скоростью 500÷600 м/мин и при сбрасывании с высоты 30 км сместился от точки сброса не более чем на 300 км.

Сбрасывание радиозондов производится автоматически или по командам из центра управления полетом.

Данные измерений основных метеорологических величин с СРЗ через АЭН, выполняющий функцию промежуточного ретранслятора, передаются на ИСЗ, который «сбрасывает» полученную информацию в наземные центры обработки данных зондирования.

Определение точного местоположения СРЗ в пространстве осуществляется с помощью низкочастотных навигационных станций системы ОМЕГА.

Бортовое оборудование аэростатов-носителей, кроме контейнера с СРЗ, измерительного и радиотехнического блоков должно содержать блоки управления полетом и спасения аппаратуры аэростата.

Блок управления полетом АЭН включает в себя программно-командное устройство, барореле и устройство ликвидации оболочки. В состав этого блока входят также устройства управления газовым клапаном, медленного и аварийного сброса

балласта. Работа этого блока организуется как автономно (например, с помощью барореле), так и по командам из ЦУП.

Система спасения аппаратуры предполагает использование замка-отцепа подвески от оболочки и грузового парашюта, обеспечивающего безопасный спуск аппаратуры. Обычно приборы не испытывают сколько-нибудь значительных повреждений, если скорость их приземления не превышает 4 ± 5 м/с.

6.5. Измерение метеорологических величин при аэростатном зондировании атмосферы

6.5.1. Определение характеристик поля ветра

При аэростатном горизонтальном зондировании производится непосредственное определение вектора ветра на фиксированной высоте. В этом случае

$$\bar{C} = \frac{1}{t_2 - t_1} \int_{t_1}^{t_2} C dt, \quad (6.27)$$

где C — скорость горизонтального движения воздуха за бесконечно малый промежуток времени; t_1 и t_2 — моменты времени, соответствующие началу и концу участка траектории и определяющие временной интервал осреднения ветра.

Скорость ветра $\bar{C}$, полученная в результате осреднения C за интервал времени $\Delta t = t_2 - t_1$, принимается за скорость ветра в момент времени $t = t_1 + \Delta t/2$.

Практически при аэростатном зондировании скорость ветра вычисляется по формуле

$$\bar{C} = \frac{\Delta r}{t_2 - t_1}, \quad (6.28)$$

где Δr — протяженность участка траектории, ограниченного положениями аэростата в моменты времени t_1 и t_2 .

Среднеквадратическая ошибка измерения скорости ветра σ_c определяется выражением

$$\sigma_c = \frac{\sigma_r}{t_2 - t_1}, \quad (6.29)$$

где σ_r — среднеквадратическая ошибка измерения Δr , зависящая от ошибок определения двух последовательных положений аэростата.

Если считать, что среднеквадратические ошибки определения двух последовательных положений аэростата равны, тогда

$$\sigma_c = \sqrt{2} \frac{\sigma_r}{t_2 - t_1}, \quad (6.30)$$

где σ_r — среднеквадратическая радиальная ошибка определения места аэростата.

Траектория полета АГЗ позволяет также вычислить среднее значение горизонтального ускорения $\bar{a}$ по формуле

$$\bar{a} = \frac{\Delta r_2 / \tau_2 - \Delta r_1 / \tau_1}{\Delta t}, \quad (6.31)$$

где Δr_1 и Δr_2 — участки траектории аэростата за промежутки времени $\Delta \tau_1$ и $\Delta \tau_2$ соответственно; Δt — интервал времени между двумя последовательными определениями скорости ветра.

Среднеквадратическая ошибка определения ускорения аэростата может быть рассчитана по формуле

$$\sigma_a = 2 \frac{\sigma_r}{\tau \Delta t}, \quad (6.32)$$

где $\tau = \tau_1 = \tau_2$.

Из записанных выражений видно, что точность измерения ветра и ускорения по траектории аэростата зависит от точности определения его координат, скорости полета и временных интервалов Δt и τ . Следовательно, выбор временных интервалов осреднения имеет важное значение и не может быть произволь-

ной операцией. Выбор интервалов должен обеспечивать фильтрацию короткопериодных случайных пульсаций ветра и в то же время не позволить сильного сглаживания скорости ветра. Практически обычно интервал осреднения определяется исходя из общей структуры поля ветра и требуемой точности его измерения. Тогда, задаваясь значениями относительной ошибки измерения скорости и ошибки определения координат аэростата, можно найти оптимальный интервал осреднения в зависимости от скорости полета аэростата.

Среднеквадратическую ошибку определения направления ветра можно оценить по формуле

$$\sigma_d = \sqrt{2} \frac{\sigma_r}{C(t_2 - t_1)} \frac{180}{\pi} \quad (6.33)$$

Из (6.33) видно, что при заданном значении ошибки определения координат аэростата величина σ_d зависит от скорости воздушного потока и временного интервала осреднения. Обычно при определении направления ветра используется такой же временной интервал, как и при определении скорости ветра.

Наблюдения за перемещением аэростатов АГЗ позволяют оценить агеострофичность движения и вычислить агеострофические отклонения ветра, определить пульсации скорости ветра и горизонтальную дивергенцию скорости ветра.

Траектории аэростатов с изменяющимся профилем полета позволяют вычислить средний ветер в слое, в пределах которого осуществлялся подъем или спуск аэростата. При постоянной вертикальной скорости аэростата при изменении высоты средний ветер вычисляется непосредственно по участку траектории, соответствующему подъему или спуску аэростата.

Тогда средний ветер в слое можно определить по формуле

$$\bar{C} = \int_{H_1}^{H_2} C dz, \quad (6.34)$$

где $\bar{C}$ — среднее значение скорости ветра в слое от высоты H_1 до высоты H_2 ; C — скорость горизонтального движения в элементарном слое.

Использование метода вертикального аэростатного зондирования позволяет рассчитать полный поток в слое, вертикальные сдвиги ветра, а также определить вертикальную составляющую вихря скорости.

6.5.2. Измерение температуры воздуха при аэростатном зондировании

Измерение температуры воздуха при аэростатном зондировании атмосферы имеет ряд специфических особенностей, зависящих от используемой системы зондирования.

При горизонтальном зондировании термометрическое тело перемещается вместе с воздушным потоком. При этом, поскольку горизонтальный дрейф обычно реализуется в стратосфере, плотность воздуха достаточно мала, а солнечная радиация (в дневное время) наиболее интенсивна.

Тепловое состояние датчика температуры можно приближенно описать уравнением

$$c \frac{dT}{dt} = q_c \delta S + q k S_1 - S_1 k \sigma T^4 - S_2 \alpha (T - T_b) + Q_k, \quad (6.35)$$

где c — теплоемкость материала датчика; T — средняя температура датчика; t — время; q_c — плотность потока прямой солнечной радиации; q — плотность потока длинноволновой радиации Земли и атмосферы; S и S_1 — поверхности, на которые падает прямая солнечная и длинноволновая радиации соответственно; S_2 — поверхность датчика, через которую происходит конвективное охлаждение; k — показатель черноты датчика; α — коэффициент конвективного теплообмена датчика с окружающей средой; T_b — температура воздуха; Q_k — поток тепла к датчику температуры через контакты; σ — постоянная Стефана-Больцмана.

Из уравнения (6.35) имеем

$$\Delta T = T - T_b = -\frac{c}{S_2 \alpha} \frac{dT}{dt} + \frac{q_c \delta S + (q - \sigma T^4) k S_1}{S_2 \alpha} + \frac{Q_k}{S_2 \alpha}, \quad (6.36)$$

где первое слагаемое в правой части характеризует инерцию датчика, второе — эффективное поглощение потоков прямой солнечной и длинноволновой радиации, а третье — приток тепла к датчику через контакты, приходящийся на единицу площади.

В период дрейфа величины S , c , k остаются постоянными, меняются величины q_0 , q , δ и α , т. е. потоки тепла и коэффициенты, характеризующие теплообмен термометрического тела с внешней средой.

Рассмотрим влияние инерции датчика температуры на величину $\Delta T = T - T_b$, обозначив коэффициент инерции

$$\lambda \equiv \frac{c}{\alpha S_2}. \quad (6.37)$$

Если предположить, что радиационные потоки и поток тепла через контакты отсутствуют, то

$$T - T_b = (T_0 - T_b) e^{-\frac{t}{\lambda}}, \quad (6.38)$$

где T_0 — температура датчика в начальный момент времени $t = 0$.

Из выражения (6.38) следует, что с течением времени температура датчика монотонно приближается к температуре воздуха, причем скорость этого приближения тем больше, чем меньше коэффициент инерции λ . Если $t \gg \lambda$, то $T - T_b = v\lambda$, где

$v = -\frac{dT}{dt} = -\frac{dT}{dz} \frac{dz}{dt}$ — величина, характеризующая скорость изменения температуры внешней среды.

При измерении температуры воздуха в течение дрейфа аэростата параметр времени намного больше λ , так как t измеряется минутами или часами, а λ — секундами. Даже если аэростат совершает некоторые колебательные движения относительно уровня дрейфа, инерционная погрешность невелика. Подстановка в формулу

$$T - T_b = -\frac{dT}{dz} \frac{dz}{dt} \lambda$$

характерных значений $\frac{dT}{dz} = 6.5 \text{ K/1 км}$, $\frac{dz}{dt} = 2 \text{ м/с}$ и $\lambda = 20 \text{ с}$

позволяет оценить погрешность $\Delta T = 0.3 \text{ K}$. Полученная оценка погрешности измерения температуры является максимальной, поскольку в реальных условиях коэффициент инерции датчика температуры типа ММТ, используемый при аэростатном зондировании, в диапазоне высот 30÷34 км изменяется в пределах 10÷16 с.

Более сложным является учет влияния радиационного потока $R = q_c + q$, который не равен нулю в любое время суток. В течение дрейфа датчик температуры подвергается воздействию прямой и отраженной солнечной радиации, а также длинноволновой радиации от Земли, атмосферы и самого аэростата (оболочки и аппаратурного контейнера). При этом возникает весьма сложная зависимость q_c, q, α и δ от многих факторов, что не позволяет корректно определить величину $\Delta T = T - T_b$. Особенно велики могут быть ошибки определения T_b вследствие влияния прямой солнечной радиации в светлое время суток в стратосфере.

Значительного уменьшения радиационного нагрева можно добиться, если использовать в качестве измерительных преобразователей термометров сопротивления при условии создания искусственной вентиляции. Так, при скорости вентиляции 10 м/с и применении датчика температуры из платиновой проволоки толщиной 20÷40 мкм радиационная ошибка определения температуры на высоте дрейфа в 30 км не превышает 0.6÷1.1 °C.

При использовании бусинкового терморезистора с прозрачным стеклянным покрытием при измерениях температуры в тропосфере и стратосфере радиационная ошибка не превосходит 0.5 °C.

Помимо прямой солнечной радиации на показания первичных измерительных преобразователей температуры в значительной степени влияет поток длинноволновой радиации, идущей от самого аэростата. Поскольку в дневное время суток перегрев газа в оболочке может достигать 20÷30 °C, а верхней и боковых граней контейнеров 100÷120 °C, оболочка и контейнеры являются интенсивно излучающими телами. В ночное время суток оболочка и контейнер могут иметь температуру на

20÷30 °С ниже температуры окружающего воздуха и более активно излучающей становится окружающая среда.

Если радиационный теплообмен происходит между двумя непрозрачными телами S_1 и S_2 , ориентация которых друг относительно друга не меняется, поток тепла Q_T , поглощенный телом S_2 , может быть определен из выражения вида

$$Q_T = \frac{E_1 \delta_2}{\pi} \iint_{S_1} \cos \varphi_1 dS_1 \iint_{S_2} \frac{\cos \varphi_2}{r^2} dS_2, \quad (6.39)$$

где E_1 – излучательная способность тела S_1 ; δ_2 – осредненный по длинам волн коэффициент поглощения тела S_2 ; φ_1 – угол между нормалью к dS_1 и прямой, соединяющей dS_1 и dS_2 ; φ_2 – угол падения радиации, излучаемой элементом dS_1 тела S_1 на элемент dS_2 ; r – расстояние между элементами dS_1 и dS_2 .

В общем виде интегралы в (6.39) не берутся, и задача о теплообмене излучением решается только для конкретных случаев теплового взаимодействия тел. Однако качественный анализ (6.39) позволяет сделать достаточно очевидный вывод, что поток поглощенного тепла Q_T существенно уменьшается с увеличением расстояния r . Тем самым является достаточно обоснованным требование максимальных удалений первичного измерительного преобразователя температуры от основной подвески (до 100–150 м).

Измерение температуры воздуха при вертикальном зондировании уже рассматривалось ранее при реализации подъема первичного измерительного преобразователя температуры в атмосфере. Здесь лишь кратко рассмотрим некоторые особенности измерения температуры при использовании сбрасываемых радиозондов.

Итак, при измерениях температуры в этом случае проявляются ошибки трех видов: инерционной, радиационной и «скоростной» (за счет кинетического нагрева). Уравнение теплового баланса датчика температуры сбрасываемого радиозонда имеет вид

$$\Delta T = -\gamma \lambda w + \frac{\overline{RS'}}{\alpha S} + r \frac{w^2}{2000}, \quad (6.40)$$

где γ – вертикальный градиент температуры; λ – коэффициент инерции датчика температуры; $\bar{R}$ – радиационный баланс; S – площадь соприкосновения датчиков с внешней средой; S' – площадь датчика, для которой радиационный баланс не равен нулю; α – коэффициент конвективного теплообмена датчика с окружающей средой; w – скорость падения радиозонда; r – коэффициент торможения.

Следует заметить, что при анализе ошибок измерения температуры при использовании поднимающихся в атмосфере радиозондов из-за достаточно небольшой скорости вертикального движения скоростная поправка не рассматривалась. Для сбрасываемых радиозондов ее учет становится необходимым. Максимальные ошибки соответствуют сбрасыванию радиозонда с наибольших высот; так, при сбрасывании радиозонда с высоты порядка 30 км величины инерционной и скоростной поправок достигают значений, равных 0.8 и 3.8 °C, соответственно. Величина радиационной поправки зависит дополнительно и от высоты Солнца.

При дрейфе аэростата в стратосфере может наблюдаться сильный перегрев контейнера, где находятся сбрасываемые радиозонды. Влияние этого фактора приводит к тому, что только по мере снижения радиозонда первичный измерительный преобразователь приходит в тепловое равновесие со средой, которое наступает значительно ниже уровня сбрасывания радиозонда. Иначе говоря, при вертикальном зондировании может возникать некая инерционная зона, где величина $\Delta T = T - T_{\text{в}}$ имеет достаточно большое значение. В связи с этим необходимой операцией при обработке результатов измерения температуры при вертикальном зондировании с помощью сбрасываемых радиозондов является определение времени начала отсчета Δt :

$$\Delta t = \lambda \frac{T - T_{\text{в}}}{T' - T'_{\text{в}}}, \quad (6.41)$$

где λ – коэффициент инерции датчика температуры; $T - T_{\text{в}}$ – начальная разность температур «датчик – атмосфера»; $T' - T'_{\text{в}}$ –

разность температур «датчик–атмосфера» при установившемся тепловом равновесии датчика со средой.

В зависимости от начального перегрева и задаваемой величины разности ΔT при тепловом равновесии со средой вертикальная протяженность инерционной зоны изменяется в пределах 7–10 км.

6.5.3. Измерение давления при аэростатном зондировании

При выполнении горизонтального дрейфа АГЗ давление воздуха может определяться как непосредственно с использованием мембранных датчиков давления, так и на основе использования измерений других физических величин. Так, например, показания датчиков, измеряющих натяжение оболочки, помимо своего прямого назначения, могут быть использованы для определения плотности ρ и давления p воздуха по формулам:

$$\rho = \frac{M}{V_0 + \alpha \frac{\Delta l}{l_0} V_0}, \quad (6.42)$$

$$p = \rho R T_v. \quad (6.43)$$

Здесь M – масса аэростата с учетом присоединенной массы; V_0 – начальный объем аэростата; α – числовой коэффициент (для сферы $\alpha = 3$); $\Delta l / l_0$ – относительное увеличение натяжения оболочки, измеряемое соответствующим датчиком; R – газовая постоянная для сухого воздуха;

Основным источником информации при вертикальном зондировании являются показания сбрасываемых радиозондов, однако их точность существенно зависит от корректности определения высот изобарических поверхностей.

Высоту изобарических поверхностей можно вычислять двумя основными методами.

А. *От поверхности Земли по барометрической формуле.* В этом случае высота изобарической поверхности H_{p_i} определяется из выражения

$$H_{p_i} = H_{p_0} + \Delta H_{p_0}^{p_1} + \dots + \Delta H_{p_{i-1}}^{p_i} \quad (6.44)$$

где H_{p_0} — высота поверхности Земли над уровнем моря; $\Delta H_{p_0}^{p_1}$ — толщина слоя от уровня p_0 до уровня p_1 ; $\Delta H_{p_{i-1}}^{p_i}$ — толщина слоя от уровня p_{i-1} до уровня p_i .

Ошибка вычисления высоты изобарической поверхности растет по мере уменьшения давления, а ошибка определения высоты поверхности Земли над уровнем моря зависит от точности измерения давления p и температуры воздуха T и точности привязки района приземления радиозонда к местности.

Б. *От уровня полета аэростата, высота которого должна измеряться независимо.* Высота изобарической поверхности определяется из выражения

$$H_{p_i} = H_{p_{AA}} - \Delta H_{p_i}^{p_{i+1}} - \dots - \Delta H_{p_k}^{p_{AA}}, \quad (6.45)$$

где $H_{p_{AA}}$ — высота изобарической поверхности дрейфа.

Во втором методе ошибка определения высоты изобарической поверхности зависит от точности определения высоты дрейфа и растет с уменьшением давления.

Сравнительный анализ возможностей использования указанных методов показывает, что более предпочтительным является первый метод, поскольку позволяет достичь большей точности.

6.5.4. Измерение радиационных потоков при аэростатном зондировании

Измерение радиационных потоков с аэростатов имеет свои особенности. Наиболее важным фактором, осложняющим обработку выполненных измерений является отклонение подвески

азростата от вертикали, в результате чего нарушается горизонтальность приемных поверхностей датчиков радиации. Влияние негоризонтальности приемных поверхностей наиболее существенно сказывается на измерении суммарной радиации и радиационного баланса.

Другая особенность измерения радиационных потоков обусловлена необходимостью приведения результатов измерений к заданному моменту времени.

При интерпретации азростатных измерений необходимо иметь в виду, что в поле зрения датчика попадает интегральный поток с некоторых площадей, радиусы которых существенно растут с увеличением высоты дрейфа и угла зрения применяемого датчика.

В свою очередь, площадь обзора может характеризоваться различной температурой излучения или отражательной способностью. Вследствие этого радиационный поток, фиксируемый на азростате ($Q^\uparrow$), представляет собой некоторую сумму элементарных потоков:

$$Q^\uparrow = \sum_{i=1}^n Q_i^\uparrow, \quad (6.46)$$

где n – число участков площадью $S = \pi r^2$ с различной температурой или отражательной способностью.

Если считать, что яркость подстилающей поверхности постоянна и внешняя среда оптически пуста, то энергетическая освещенность от круга, радиусом r , будет равна

$$F = \pi I S_0 \sin^2 \frac{\alpha}{2},$$

где I – энергетическая яркость; S_0 – площадь обзора датчика на высоте H ; α – угол зрения датчика.

Максимальный вклад в общий поток восходящей радиации вносят площади относительно больших размеров (десятки километров), которые однако всегда меньше всей площади, соответствующей дальности видимого горизонта с высоты H .

Колебания подвески аэростата относительно местной вертикали приводят к тому, что в пределах круга радиусом r и в пределах всей площади обзора измеренное значение восходящей радиации может существенно отличаться от фактического. Поэтому значение восходящего потока следует определять из серии наблюдений как математическое ожидание.

ГЛАВА 7

ЗОНДИРОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ С ПОМОЩЬЮ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ РАКЕТ

7.1. Метеорологические ракеты и их использование при зондировании атмосферы

Метеорологической ракетой называется ракета с установленными на ней измерительными приборами, предназначенная для исследования верхних слоев атмосферы.

Верхние слои атмосферы часто подразделяют на *среднюю* и *верхнюю* атмосферу. Первая включает в себя страто- и мезосферу, а вторая – термосферу и экзосферу. Наиболее интенсивно ведутся исследования средней атмосферы, т. е. слоя от 15+20 до 80+100 км, внутри которого расположены большая часть озоносферы и нижний слой ионосферы Земли. Основное внимание при этом уделяется исследованиям закономерностей термического и динамического режимов страто- и мезосферы, состава и плотности воздуха в этом слое и т. д.

Для осуществления зондирования с помощью метеорологических ракет используются системы ракетного зондирования. Система ракетного зондирования атмосферы состоит из собственно метеорологической ракеты и наземного ракетного комплекса, под которым понимается совокупность наземных радиотехнических средств, предназначенных как для получения информации об измеряемых метеорологических величинах с помощью первичных измерительных преобразователей, установленных на метеорологической ракете, так и для измерения координат ракеты в момент измерений.

По типу используемых двигательных установок метеорологические ракеты делятся на одноступенчатые и двухступенчатые, обычно использующими в качестве горючего твердое топливо. По способу управления метеорологические ракеты, как правило, являются неуправляемыми.

К системам ракетного зондирования атмосферы предъявляются весьма сложные требования.

1. Конструкция ракеты должна обеспечивать доставку измерительных приборов на заданную высоту. При этом перегрузки, которые возникают в процессе движения ракеты (от единиц до сотен g), не должны вызвать повреждение измерительных приборов.

2. В силу подъема ракеты до больших высот метеорологические величины изменяются в достаточно широком интервале, что приводит к необходимости использования различных первичных измерительных преобразователей, проводящих измерения в том или ином диапазоне изменения метеорологической величины. Весьма существенным является и учет особенностей взаимодействия измерительных преобразователей со средой.

3. На метеорологической ракете вся измерительная и другая аппаратура должны располагаться в таком месте, где возможный температурный перегрев является наименьшим. Дело в том, что в процессе полета на поверхности ракеты развивается такая высокая температура, что измерительные приборы даже при использовании необходимой тепловой изоляции могут получить повреждения. Поскольку при полете ракеты в разреженной атмосфере может выделяться адсорбированный воздух, в результате чего вокруг ракеты образуется собственная атмосфера, метеорологические приборы должны выноситься в переднюю часть ракеты (на ее шпиль), где влияние газовой выделения не является столь существенным.

4. При движении ракеты на активном участке траектории она должна быть определенным образом стабилизирована в пространстве. На пассивном участке траектории (полет ракеты с неработающим двигателем и спуск приборного контейнера), когда производятся метеорологические измерения, должен быть стабилизирован приборный контейнер.

5. Для передачи результатов измерений на наземный радиотелеметрический комплекс в состав бортовой аппаратуры метеорологической ракеты должна входить специальная радиотелеметрическая система, обеспечивающая полноту и неискаженную передачу всей измерительной информации. Аппаратура наземного радиотелеметрического комплекса должна обеспечивать прием по радиоканалу результатов измерений, передаваемых с метеорологической ракеты, а также измерение координат приборного контейнера в моменты проведения изме-

рений. При этом получение измерительной информации и определение координат приборного контейнера в моменты измерений должны быть строго синхронизированы по времени.

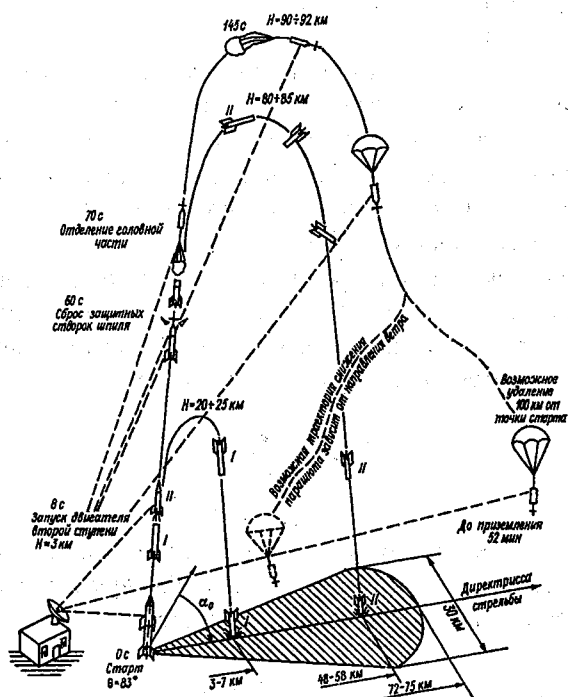


Рис. 7.1. Схема запуска и движения метеорологической двухступенчатой ракеты с отделяющейся головной частью и приборным контейнером

Важным условием успешной реализации ракетного зондирования атмосферы является реализация системы спасения, обеспечивающей сохранность контейнера с аппаратурой ракеты. Система спасения может использовать один или несколько парашютов и специальных устройств, обеспечивающих необходимое гашение скорости при падении приборного контейнера, а также демпфирование удара в момент приземления (рис. 7.1).

Только полный учет всех сформулированных требований позволяет эффективно выполнять зондирование атмосферы с помощью метеорологических ракет.

7.2. Движение метеорологических ракет

Рассмотрим особенности движения ракет, исходя из принципов ракетного движения, впервые сформулированным К.Э. Циолковским.

Пусть в момент времени t_0 имеется масса m , движущаяся со скоростью v . Тогда, если в момент времени t_1 произойдет уменьшение массы на величину Δm , скорость движения которой w , то оставшаяся масса получит приращение скорости Δv , равное по величине и имеющее противоположное направление скорости движения массы Δm .

С физической точки зрения подобный подход соответствует движению тел с переменной массой. При этом считается, что изменение количества движения такой системы определяется импульсом действующих на систему сил, т. е.

$$d(mv) = \sum_i F_i dt. \quad (7.1)$$

Полагая для простоты, что рассматриваемая система является замкнутой, т. е. на систему не действуют внешние силы, можно уравнение (7.1) переписать в виде

$$d(mv) = 0.$$

Выполнив операцию дифференцирования, получаем

$$mdv + vdm = 0. \quad (7.2)$$

Учитывая, что изменение массы отрицательное (масса убывает) и $v = -w$, выражение (7.2) можно переписать в виде

$$mdv + wdm = 0,$$

откуда

$$dv = -w \frac{dm}{m}. \quad (7.3)$$

Считая, что в момент времени t_0 рассматриваемая система имела массу m_0 и находилась в состоянии покоя ($v = 0$), а в

момент времени t , система имела массу корпуса m_k , движущуюся со скоростью v , проинтегрируем уравнение (7.3) в соответствующих пределах

$$\int_0^v dv = - \int_{m_0}^{m_k} w \frac{dm}{m}. \quad (7.4)$$

Выполняя соответствующее интегрирование, получаем

$$v = w \ln \frac{m_0}{m_k}. \quad (7.5)$$

Поскольку в движущейся ракете изменение массы происходит за счет сгорания ракетного топлива, можно считать, что

$$m_0 = m_k + m_r,$$

где m_r – масса топлива в ракете.

Тогда уравнение (7.5) приобретает вид

$$v = w \ln \left(1 + \frac{m_r}{m_k} \right), \quad (7.6)$$

где w – скорость газовой струи, образующейся в результате сгорания ракетного топлива.

Для реальных условий, когда на движение ракеты оказывают влияние силы земного тяготения и сопротивления воздуха, уравнение (7.6) можно переписать в виде

$$v = w \ln \left(1 + \frac{m_r}{m_k} \right) - gt - \Delta v_c, \quad (7.7)$$

где g – ускорение свободного падения; Δv_c – изменение скорости движения ракеты за счет сопротивления воздуха.

Уравнение (7.7) получило название уравнения ракетного движения. Оно играет весьма важную роль для построения ракетных систем, поскольку позволяет заранее оценить скорость движения реальной ракеты в зависимости от вида используемого топлива и ее конструктивных особенностей. В частности, отношение m_t / m_k имеет особое значение, поскольку позволяет на основе анализа соотношения массы ракетного топлива и собственной массы ракеты ввести методы многоступенчатого построения ракет.

Учитывая заслуги К.Э. Циолковского в разработке теоретических основ ракетного движения, принято отношение m_t / m_k называть числом Циолковского (C), а само уравнение (7.7) – уравнением Циолковского.

В качестве примера на рис. 7.1 представлено изображение основных этапов движения двухступенчатой метеорологической ракеты с отделяющейся головной частью с приборным контейнером. Отчетливо видно, как за счет отделения отработавших ступеней ракеты, реализуется максимальная высота зондирования.

7.3. Измерение температуры воздуха при ракетном зондировании атмосферы

7.3.1. Особенности измерения температуры при ракетном зондировании

Измерение температуры воздуха при реализации ракетных измерительных комплексов значительно отличается от решения подобной задачи в рамках традиционных систем зондирования.

Действительно, при увеличении скорости движения датчика, как уже отмечалось ранее, теплоотдача термометра увеличивается, что влечет за собой уменьшение инерционных и радиационных погрешностей. Однако с увеличением скорости начинает вступать в силу и другой, не анализируемый ранее фактор – нагревание термометра за счет трения воздуха о термометр и выделения тепла в воздухе, сжимающемся под действием динамического давления около препятствия, каким является термометр.

Максимальный нагрев термометра соответствует тому случаю, когда вся энергия движения воздуха относительно термометра превращается в теплоту. Температуру, которую принимает при этом термометр, называют температурой торможения. Она может быть определена следующим образом.

Кинетическая энергия, отнесенная к единице массы воздуха, равна $v^2/2$. Если эта энергия будет превращена в теплоту, которая целиком пойдет на нагревание единицы массы воздуха, то это вызовет его нагрев на величину ΔT_v , которая может быть найдена из равенства

$$\frac{v^2}{2} = c_p \Delta T_v = c_p (T_t - T), \quad (7.8)$$

или

$$\frac{v^2}{2} = c_p (T_t - T), \quad (7.9)$$

где c_p — теплоемкость воздуха при постоянном давлении; T_t — температура торможения; T — температура воздуха.

Отсюда

$$\Delta T_v = \frac{v^2}{2c_p}. \quad (7.10)$$

Практически в результате того, что кинетическая энергия не полностью переходит в тепловую, температура термометра оказывается меньше температуры торможения. Различие между ними, зависящее от конструкции термометра и характера движения воздуха при обтекании термометра, принято учитывать с помощью коэффициента восстановления термометра r_v , показывающего, какая часть кинетической энергии потока при торможении около термометра восстанавливается в тепловую энергию.

С учетом коэффициента восстановления скоростной пере-
грев термометра

$$\Delta T_v = \hat{T} - T = r_b \frac{v^2}{2c_p}, \quad (7.11)$$

где $\hat{T}$ — реальная температура термометра; r_b — коэффициент восстановления

Разделив (7.11) на (7.9), получаем

$$r_b = \frac{\hat{T} - T}{T_t - T}. \quad (7.12)$$

Следует отметить, что коэффициент восстановления существенно зависит от числа Рейнольдса (Re). При этом в области ламинарного течения коэффициент восстановления практически постоянен. Турбулизация движения при больших числах Re вызывает увеличение коэффициента восстановления. Существенно, что в потоке обычной плотности всегда $r_b < 1$. В сильно разреженном газе это условие нарушается.

При большой скорости обтекания термометра потоком (или движения термометра в потоке) вместо v обычно вводят число Маха:

$$\text{Ma} = \frac{v}{c_{\text{AK}}}, \quad (7.13)$$

где c_{AK} — местная скорость звука в воздухе, которая для сухого воздуха может быть определена как

$$c_{\text{AK}} = \sqrt{\gamma RT}.$$

Здесь $\gamma = c_p/c_v$; R — газовая постоянная.

Тогда получим

$$\Delta T_v = \hat{T} - T = T \frac{\gamma - 1}{2} \text{Ma}^2. \quad (7.14)$$

Соответственно формуле (7.9) может быть придан вид

$$T_{\tau} = T \left(1 + \frac{\gamma - 1}{2} \text{Ma}^2 \right) \quad (7.15)$$

и, следовательно,

$$\hat{T} = T \left(1 + r_b \frac{\gamma - 1}{2} \text{Ma}^2 \right). \quad (7.16)$$

При реализации измерения температуры с помощью ракетных комплексов следует дополнительно учитывать, что с высотой резко уменьшается плотность воздуха и, соответственно, возрастает длина свободного пробега молекул. Отсюда использование классических законов газовой динамики сплошной среды связано с рядом ограничений, а при некоторых условиях они вообще могут быть принципиально невыполнимыми. Рассмотрим причины, вызывающие эти ограничения.

При расчетах, связанных с движением тел в газах, степень разреженности газов принято характеризовать безразмерным числом Кнудсена (Kn), равным отношению длины свободного пробега молекул (l) к характерному размеру (L). Под последним в зависимости от того, какая решается задача, следует понимать либо размер тела, движущегося в газе, либо, например, толщину слоя скачка плотности перед движущимся телом (если, разумеется, параметры движения таковы, что пограничный слой или скачок плотности образуются). Число Кнудсена

$$\text{Kn} = \frac{l}{L} \quad (7.17)$$

формально можно выразить через числа Рейнольдса и Маха:

$$\text{Kn} \approx \frac{\text{Ma}}{\sqrt{\text{Re}}}. \quad (7.18)$$

При обтекании тел воздухом обычной (приземной) плотности воздух ведет себя как сплошная среда, так как длина пути

свободного пробега молекул пренебрежимо мала по сравнению с любыми размерами, которые могут рассматриваться при расчете обтекания тел воздушным потоком.

Если тело (датчик температуры) оказывается в разреженных слоях атмосферы, характер обтекания изменяется. Так, уже на высотах около 100 км длина пути свободного пробега молекул, из которых состоит воздух, становится соизмеримой с размерами датчика, а также пространств, к которым относятся результаты соответствующих измерений. Молекулы на таких высотах сталкиваются с датчиком не реже, чем друг с другом. Отражаясь от датчика, частицы сталкиваются друг с другом в среднем достаточно редко. Это приводит к тому, что движение тел в сильно разреженном воздухе не сопровождается образованием пограничного слоя или скачков уплотнения. Датчик оказывается как бы «один на один» с отдельными частицами воздуха (молекулами, атомами, ионами, электронами).

Установлено, что законы классической аэродинамики, справедливые для газовых потоков как для сплошной среды, полностью применимы лишь для случаев, когда $Kn \leq 10^{-3}$. Наиболее характерной чертой движения при таких условиях является полное торможение потока у поверхности датчика: к поверхности датчика примыкает пограничный слой газа, в котором скорость газа относительно датчика монотонно возрастает от нуля до значения, характерного для пространства, где искажающее влияние датчика на поток пренебрежимо мало.

При увеличении значений числа Кнудсена заметная часть газовых молекул начинает скользить вдоль поверхности датчика. Это, так называемый, режим движения со скольжением. Он характеризуется числами Кнудсена в диапазоне от 10^{-3} до 0.25.

При $Kn \geq 10$ режим движения называют свободно-молекулярным. Датчик участвует во взаимодействии с молекулами «на равных правах» с ними. В диапазоне $0.25 \leq Kn \leq 10$ режим движения является переходным.

Таким образом, при расчете теплообмена датчиков со средой при больших скоростях движения и на больших высотах следует учитывать и изменение характера взаимодействия датчика со средой.

7.3.2. Измерение температуры при ракетном зондировании атмосферы

При измерении температуры верхней атмосферы могут использоваться два способа. В одном измерение температуры производится с помощью первичного измерителя (например, термометра сопротивления или терморезистора), а в другом температура может определяться на основании показаний других первичных измерительных преобразователей косвенным методом.

Датчик температуры устанавливается на некотором удалении от поверхности шпигла ракеты и представляет собой либо терморезистор в виде тонкой вольфрамовой нити диаметром порядка $40+50$ мкм, натянутой на изолированные косынки, либо полупроводниковый бусинковый терморезистор, включенный в измерительный неравновесный мост.

С целью учета влияния искажающих факторов на результаты измерений разработана методика введения соответствующих поправок. Для того, чтобы получить необходимые аналитические выражения, позволяющие рассчитать температуру воздуха, необходимо проанализировать уравнение теплового баланса термометрического тела.

Рассмотрим уравнение теплового баланса нити термометра (для бусинкового терморезистора рассмотрение практически аналогично)

$$dQ = dQ_1 + dQ_2 + dQ_3 + dQ_4, \quad (7.19)$$

где dQ – изменение теплосодержания нити при изменении ее температуры на определенное значение; dQ_1 – приток тепла от внутреннего источника; dQ_2 – тепло, полученное нитью за счет воздействия на ее поверхность потоков коротковолновой и длинноволновой радиации (с учетом потерь на излучение); dQ_3 – приток тепла за счет взаимодействия термометрического тела с набегающим воздушным потоком; dQ_4 – составляющая баланса, учитывающая поток тепла от нити к шпиглу через кронштейны (косынки).

Изменение теплосодержания нити при изменении ее температуры на dT градусов за время dt будет определяться соотношением

$$dQ = \rho_n c_n V_n dT_n, \quad (7.20)$$

где ρ_n – плотность материала нити; c_n – теплоемкость материала нити; V_n – объем нити.

Приток тепла от внутреннего источника за счет протекания измерительного тока по терморезистору будет равен

$$dQ_1 = i^2 R_n dt,$$

где i – протекающий измерительный ток; R_n – сопротивление нити.

Составляющая теплового баланса dQ_2 , учитывающая тепло, полученное нитью за счет воздействия на ее поверхность потоков коротковолновой и длинноволновой радиации (с учетом потерь на излучение), будет описываться соотношением

$$dQ_2 = F_1 \varepsilon_1 s_1 dt + F_1 A_1 \varepsilon_1 s_2 dt + F_2 \varepsilon_2 s_3 dt + F_2 \varepsilon_2 A_2 s_4 dt + \\ + [\varepsilon_3 \sigma T_n^4 s_5 + \varepsilon_3 \sigma (T_n^4 - T_r^4) s_6] dt,$$

где F_1 и F_2 – плотности коротковолнового и длинноволнового лучистых потоков; ε_1 и ε_2 – коэффициенты поглощения нитью коротковолновой и длинноволновой радиации; A_1 и A_2 – коэффициенты отражения головной частью шпилья коротковолновой и длинноволновой радиации; $s_1 \dots s_6$ – эффективные поверхности нити для соответствующих потоков; T_n – регистрируемая температура нити; T_r – температура головной части шпилья; σ – постоянная излучения.

Приток тепла за счет взаимодействия термометрического тела с газовым потоком будет иметь вид

$$dQ_3 = \alpha (T_c - T_n) s dt, \quad (7.21)$$

где α – коэффициент теплообмена нити с набегающим воздушным потоком; T_c – средняя температура воздуха, заторможенного в пограничном слое нити; s – поверхность нити, взаимодействующая с воздушным потоком.

Если считать, что средняя температура T_c равна температуре воздуха $\hat{T}$, заторможенного в пограничном слое нити, то поскольку

$$\frac{1}{2c_p} = \frac{\gamma - 1}{2\gamma R},$$

соответствующее выражение (7.11) можно переписать следующим образом:

$$T_c = T + r_b \frac{\gamma - 1}{2\gamma R} v^2, \quad (7.22)$$

где γ – отношение теплоемкостей газа при постоянном давлении и постоянном объеме; R – универсальная газовая постоянная; v – скорость движения датчика в среде.

С учетом (7.22) выражение для dQ_3 можно переписать в виде

$$dQ_3 = \alpha \left(T + r_b \frac{\gamma - 1}{2\gamma R} v^2 - T_h \right) s dt. \quad (7.23)$$

Поток тепла от нити к головной части шпиля через держатели может быть определен с помощью выражения

$$dQ_4 = \lambda (T_r - T_h) s' dt, \quad (7.24)$$

где λ – теплопроводность материала держателей; s' – площадь соприкосновения нити с держателями.

Подставляя выражения для соответствующих составляющих теплового баланса в основное соотношение, получаем

$$\frac{c_n \rho_n V_n}{\alpha s} \frac{dT_h}{dt} = \frac{i^2 R_n}{\alpha s} + \frac{\sum}{\alpha s} - T_h - T + r_b \frac{\gamma - 1}{2\gamma R} v^2 + \frac{\lambda s'}{\alpha s} (T_r - T_h), \quad (7.25)$$

где Σ — обозначает составляющую теплового баланса dQ_3 .

Решая уравнение (7.25) относительно температуры невозмущенного потока T , получаем

$$T = T_n - r_b \frac{\gamma - 1}{2\gamma R} v^2 - \frac{\Sigma}{\alpha s} + \frac{i^2 R_n}{\alpha s} + \eta \frac{dT_n}{dt} + \xi (T_n - T_r), \quad (7.26)$$

где η — коэффициент инерции нити, ξ — коэффициент, зависящий от конструкции термометрического тела (определяется экспериментально).

Введенные коэффициенты определяются соотношениями

$$\eta = \frac{c_n \rho_n V_n}{\alpha s}; \quad \xi = \frac{\lambda s'}{\alpha s}.$$

Анализ соотношения (7.26) показывает, что измерение температуры невозмущенного воздушного потока сводится к измерению температуры нити и введению соответствующих поправок. При этом второй член в правой части представляет поправку на скоростной напор, третий — на радиационный баланс, четвертый — поправку на нагревание термометра измерительным током, пятый — на инерционность термометра, а шестой — на теплообмен между нитью и головной частью шпигля через держатели. Анализ вводимых поправок показывает, что только поправка на инерцию и поток тепла по держателям могут иметь переменный знак, в то время как все остальные поправки вычитаются из величины измеренной температуры нити. Это означает, что эти последние факторы завышают показания термометра.

Следует заметить, что до высоты 50 км все поправки, кроме поправки на динамический напор, пренебрежимо малы и их можно не учитывать. Действительно, поправка на скоростной напор учитывает влияние торможения потока в пограничном слое нити, вследствие чего термометр воспринимает не только энергию теплового движения молекул, но и кинетическую энергию их упорядоченного движения со скоростью v . В силу этого эта поправка существенна на всех высотах. На высотах от

50 до 70 км, где уже чувствителен переход в область динамики разреженного газа, прочие поправки, кроме поправки на динамический напор, не очень велики, но на высотах свыше 70 км заметно увеличиваются.

Недостатком расчета температуры по (7.26) является тот факт, что величины r_v и α , входящие в (7.26), сами зависят от состояния среды. Для преодоления этого затруднения расчеты температуры выполняются методом последовательных приближений. Первое приближение вычисляется по (7.26), для которого r_v и α соответствуют температуре по стандартной атмосфере для данной высоты, а последующие – по параметрам r_v и α , определенным по значениям температуры, вычисленной в предыдущем приближении.

Следует отметить, что в процессе вывода соотношения (7.26) предполагалось, что нить термометрического тела находится в потоке воздуха вне пограничного слоя головной части шпиля. При движении ракеты данное условие может нарушаться. Для исключения связанных с этим погрешностей на шпиле ракеты размещается не один тепловой термометр, а несколько, равномерно расположенные по поверхности шпиля, данные которых осредняются. При этом нити термометров должны быть перпендикулярными по отношению к набегающему потоку.

Для проведения расчетов по соотношению (7.26) является необходимым еще и измерение производной температуры этой нити по времени, что должно также выполняться в процессе основных измерений. Должны измеряться также температура головной части шпиля и величины лучистых потоков, которые фиксируются специальными приборами, установленными на головной части шпиля. Скорость движения ракеты определяется на основе радиолокационного сопровождения, выполняемого с помощью наземной РЛС.

Среднеквадратическая ошибка измерения температуры с помощью терморезистора при ракетном зондировании атмосферы до высоты 40 км не превышает 5 °С, на высоте 50 км она составляет 10 °С, а на высотах 70÷75 км она может достигать 20 °С.

Сущность косвенного метода измерения температуры состоит в том, что температура атмосферы рассчитывается по измеренному давлению.

Действительно, в области применимости законов газовой динамики справедливо уравнение состояния

$$p = NkT, \quad (7.27)$$

где p – давление, N – число частиц в единице объема, k – постоянная Больцмана, T – ионная (электронная) температура среды (К).

Из (7.27) следует, что при известных давлении и удельной концентрации частиц может быть рассчитана температура среды.

В принципе, могут использоваться и другие косвенные методы: по убыванию атмосферного давления с высотой (по убыванию плотности воздуха с высотой), по измеренным давлениям в двух точках обтекаемого корпуса ракеты, по скорости распространения звука и т. д.

7.4. Измерение давления воздуха при ракетном зондировании атмосферы

Одной из особенностей измерения давления при ракетном зондировании является большой диапазон измеряемых значений (от 10^5 до 10^{-1} Па).

В этом диапазоне длина пути свободного пробега молекул много меньше характерных размеров измерительного преобразователя. Здесь для измерения давления используют различные типы мембранных измерительных преобразователей (10^5 – 10^3 Па), а также тепловые манометры (10^3 – 10^{-1} Па).

Измерение атмосферного давления на борту ракеты также имеет ряд особенностей. После старта на активном участке траектории скорость ракеты оказывается весьма значительной и может даже значительно превышать скорость звука. При полете ракеты с такой скоростью вокруг нее создается слой возмущения, в котором, как указывалось выше, температура, давление и скорость обтекания воздухом корпуса ракеты могут существен-

но отличаться от соответствующих значений в невозмущенной среде.

Поле давления вокруг ракеты оценивают с помощью коэффициента восстановления давления

$$s_b = \frac{p_c - p}{0.5\rho v^2}, \quad (7.28)$$

где p_c – давление на поверхности ракеты, p – давление воздуха в неискаженной среде.

До скоростей, не превышающих 4Ма (Ма – число Маха), в точках, удаленных от конца шпиля ракеты на 5–6 единиц длины, значение коэффициента s_b практически равно нулю (≤ 0.05). Это означает, что давление в таких точках на поверхности ракеты (или шпиля) будет мало отличаться от давления невозмущенного потока. Следовательно, если в такие точки установить заборники измерителей давления, то погрешность измерения давления, обусловленная движением ракеты, практически будет отсутствовать.

Для движений со скоростями, превосходящими скорость звука, величина среднего давления в пограничном слое (p_c) может быть определена с помощью выражения

$$p_c = p(1 + s_b \frac{\gamma}{2} \text{Ma}^2). \quad (7.29)$$

В условиях сплошной среды, но достаточно сильного разрежения воздуха для измерения давления используется тепловой манометр. Принцип его действия основан на зависимости теплоотдачи нагретого тела (обычно тонкой металлической нити или терморезистора) от числа соударяющихся с ним молекул в условиях сильного разрежения.

Тепловой манометр представляет собой сообщающийся с атмосферой стеклянный баллон, внутрь которого впаяна тонкая металлическая нить (обычно вольфрамовая). Если давление воздуха в баллоне постоянно, то должен установиться тепловой баланс, при котором количество энергии, получаемой от источ-

ника питания, равно количеству энергии, теряемой нитью вследствие теплообмена с воздухом в баллоне. Уравнение теплового баланса нити можно записать в следующем виде:

$$i^2 R_n = Q_1 + Q_2 + Q_3, \quad (7.30)$$

где i – ток, протекающий по нити; R_n – сопротивление нити.

В левой части уравнения (7.30) представлена энергия, получаемая нитью от источника питания в виде джоулева тепла.

Правая часть (7.30) представляет собой потери тепловой энергии нитью: Q_1 – потери за счет теплопроводности газа в баллоне; Q_2 – потери за счет собственного излучения нити; Q_3 – потери за счет отвода тепла от нити к более холодным выводам и контактам.

В процессе практической реализации тепловых манометров принимают меры к уменьшению величин Q_2 и Q_3 за счет применения нити с низкой излучательной способностью и малой теплопроводностью.

Учитывая это, можно положить

$$i^2 R_n \approx Q_1. \quad (7.31)$$

Энергия, переносимая молекулами газа с единицы нагретой поверхности нити в единицу времени, определяется соотношением

$$Q_1 = c k \alpha p_m (T_{ст} - T_m) = i^2 R_n, \quad (7.32)$$

где c – коэффициент, зависящий от типа газа; k – коэффициент аккомодации, характеризующий эффективность теплообмена между поверхностью нити и молекулами воздуха в манометре; α – коэффициент теплоотдачи молекул воздуха; $T_{ст}$ – температура стенок манометра; T_m и p_m – температура нити и давление воздуха в баллоне манометра.

Таким образом, при известных сопротивлении нити, протекающем через нить токе и конструктивных параметрах манометра, измерение давления в полости манометра сводится к

измерению температуры нити (температуры молекул разреженного газа) и температуры стенок баллона манометра.

В реальных условиях, однако, всегда наблюдается разность температур в теле манометра и пограничном слое воздуха, омывающим дренажное отверстие. Это явление описывается уравнением вида

$$\frac{p_c}{p_m} = \left(\frac{T_c}{T_m} \right)^n, \quad (7.33)$$

где n — коэффициент диффузии, величина которого определяется диаметром трубопровода манометра и степенью разреженности среды.

Учитывая (7.16) и (7.29) при условии, что $\hat{T} = T_c$, получаем

$$p = \frac{p_m}{1 + s_b \frac{\gamma}{2} \text{Ma}^2} \left[\frac{T \left(1 + r_b \frac{\gamma - 1}{2} \text{Ma}^2 \right)}{T_m} \right]^n \quad (7.34)$$

Условия измерения давления существенно зависят от угла атаки. При вертикальном полете ракеты с небольшими углами атаки ($5 \div 6^\circ$) коэффициент восстановления давления также стремится к нулю. Для того, чтобы уменьшить угол атаки, полет ракеты должен быть стабилизирован. Для стабилизации ракеты в пространстве используется вращательное движение ракеты вокруг продольной оси, а также стабилизирующие устройства на основе гороскопов. Во время движения ракета, однако, может совершать и прецессионные колебания относительно оси вращения. Для исключения влияния такого движения ракеты на результаты измерения давления входные отверстия измерителей давления размещают в противоположных симметричных точках поверхности ракеты.

Истинное значение давления вычисляют осреднением результатов измерений.

Для проведения измерений давления в условиях еще большего разрежения могут использоваться ионизационный манометр и магнитный электроразрядный манометр.

7.5. Метеорологические ракетные системы

Отечественные метеорологические ракетные системы используют ряд ракетных комплексов, среди которых можно отметить ММР-06М, М-100Б, МР-12, МР-20 и их модификации. Следует отметить при этом, что если ракетный комплекс ММР-06М является базовым комплексом, с помощью которого реализуется оперативное зондирование атмосферы, то остальные комплексы являются многоцелевыми, с помощью которых могут выполняться как метеорологические, так и специальные геофизические измерения в верхней атмосфере.

Ракетный комплекс ММР-06М. Входящая в этот комплекс ракета представляет собой неуправляемую твердотопливную одноступенчатую ракету, предназначенную для доставки на высоту 60÷65 км (до 80 км) полезного груза, размещенного в головной части ракеты.

Для осуществления старта ракеты используется стартовая установка, которая с помощью спиральных направляющих придает ракете вращательное движение, необходимое для стабилизации продольной оси ракеты в полете. По достижении ракетой 60÷65 км от нее отделяется головная часть, которая спускается на Землю с помощью парашюта. Все метеорологические измерения проводятся на нисходящем участке траектории (спуск на парашюте). Результаты измерений передаются на Землю по радиотелеметрическому каналу. Координаты головной части определяются радиолокационным способом.

Наземной радиотехнической системой, реализующей зондирование атмосферы ракетным комплексом ММР-06М, является радиолокационная станция типа «Метеорит-Р».

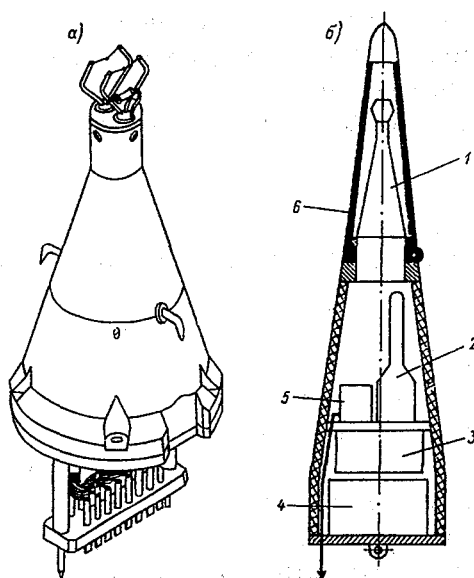


Рис. 7.2. Головная часть и приборный отсек ракетного комплекса ММР-06М: а – приборный отсек; б – головная часть

Головная часть ракетного комплекса (рис. 7.2) состоит из корпуса с измерительными приборами и контейнера, в котором расположены аппаратура радиотелеметрического канала и источники питания.

Измерение давления воздуха производится с помощью мембранного датчика давления и теплового манометра, использование которых определяется диапазоном измеряемого давления.

Измерение температуры воздуха выполняется с помощью двух бусиновых полупроводниковых терморезисторов. Для определения температуры поверхности головной части и стенок теплового манометра используются металлические терморезисторы. Температура кронштейнов основных терморезисторов измеряется с помощью вспомогательных бусиновых полупроводниковых терморезисторов.

На восходящем участке траектории полета ракеты корпус головной части (1) закрыт специальными предохранительными щитками (6), раскрываемыми вблизи вершины траектории перед отделением головной части. Приборный отсек выполнен из

радиопрозрачной специальной пластмассы и в нем расположены радиотелеметрический блок (3), радиопередатчик (2), источники питания (5) и парашют (4).

Комплекс ММР-06М имеет следующие основные характеристики:

- длина:
 - общая 3.38 м;
 - головной части (с парашютным отсеком) 1.06 м;
- масса:
 - общая 135 кг;
 - головной части 11.5 кг;
 - приборного отсека 5 кг;
- количество ступеней двигателя одна;
- топливо пороховой заряд;
- максимальная скорость:
 - на восходящем участке 1300 м/с;
 - при спуске головной части < 300 м/с;
- время достижения верхней точки траектории (60–64 км) 115 с ;
- датчики:
 - температуры воздуха бусинковые терморезисторы;
 - давления воздуха мембранный датчик давления, тепловые манометры;
- измерение ветра радиолокационное слежение за дрейфом парашюта с приборным отсеком;
- специальные датчиками оптический озонметр.

Применяемые источники питания позволяют обеспечивать работу измерительного комплекса в течение 2 ч.

Ракетный комплекс М-100Б. Основу этого комплекса составляет метеорологическая ракета М-100Б, являющаяся твердотопливной двухступенчатой неуправляемой ракетой. Комплекс М-100Б предназначен для зондирования верхней атмосферы путем доставки измерительной аппаратуры до максимальной высоты около 100 км.

Запуск ракеты (рис. 7.1) производится с помощью пусковой установки, основной частью которой являются лафет и ствол со стопорными устройствами и спиральными направляющими.

При пуске ракеты ствол находится почти в вертикальном положении ($80\div 85^\circ$).

Можно выделить следующие основные этапы ракетного зондирования атмосферы с помощью комплекса М-100Б:

- $0\div 8$ с – запуск и работа двигателя первой ступени;
- $8\div 9$ с – запуск двигателя второй ступени, сброс отработанной первой ступени;
- $9\div 60$ с – работа двигателя второй ступени;
- $61\div 70$ с – сброс отработанной второй ступени и защитных створок шпиля, отделение головной части, раскрытие кронштейнов;
- $71\div 145$ с – полет приборного контейнера по инерции до высоты $90\text{--}92$ км;
- более 146 с – нисходящее движение приборного контейнера, где производится измерение метеорологических величин.

Головная часть (рис. 7.3) состоит из шпиля, приборного отсека, промежуточного отсека с разделительным отсеком и парашютного отсека.

Для измерения температуры воздуха используются четыре терморезистора (3), установленные на кронштейнах (через 90°). Находясь под защитными створками, кронштейны (1) в сложном виде ориентированы вдоль шпиля, а после сброса створок устанавливаются в положение, перпендикулярное оси шпиля. Для измерения температуры кронштейна используется специальный терморезистор (2).

Измерение давления выполняется с помощью мембранного датчика давления, а также двух тепловых манометров, установленных также на шпиле. Использование того или иного датчика определяется диапазоном измеряемого давления воздуха. Температура стенок тепловых манометров тоже измеряется с помощью двух терморезисторов.

Перечисленный состав измерительного оборудования составляет стандартный вариант. Однако емкость приборного отсека позволяет использовать при зондировании специальные измерительные преобразователи плотности воздуха, содержания озона, концентрации водяного пара, атомарного кислорода и заряженных частиц в стратосфере и мезосфере. Кроме этого, могут измеряться потоки прямой солнечной и рассеянной радиации в различных спектральных интервалах, наличие и состав корпускулярного излучения.

Используемая многоканальная радиотелеметрическая система с временным разделением измерительных каналов позволяет осуществить амплитудный принцип кодирования с частотной

модуляцией сигнала по высокой частоте. Эти сигналы с помощью бортового радиопередатчика мощностью около 2 Вт передаются на наземное радиоприемное устройство.

Измерение координат ракеты в пространстве осуществляется с помощью наземной радиолокационной станции типа «Метеорит-Р».

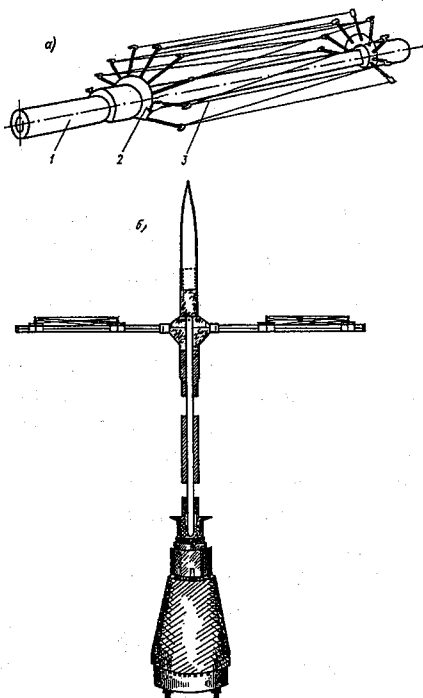


Рис. 7.3. Головная часть ракетного комплекса М-100Б:
а — датчики температуры воздуха; б — головная часть комплекса

Ракетный комплекс М-100Б обладает следующими основными техническими характеристиками:

- длина:
 - общая 8.34 м;
 - головной части (с парашютным отсеком) 2.60 м;
- масса:
 - общая 466 кг;
 - головной части 71.4 кг;

- количество ступеней двигателя две;
- топливо пороховой заряд;
- максимальная скорость:
 - на восходящем участке 1400 м/с;
 - при спуске головной части 600 м/с;
- время достижения верхней точки траектории (85 км). 140 с;
- датчики:
 - температуры воздуха вольфрамовая проволока;
 - давления мембранный датчик давления;
 - тепловые манометры;
- измерение ветра радиолокационное слежение за парашютом с приборным контейнером;
- наличие специальных датчиков разнообразные, в зависимости от задач исследования.

Использование ракетного комплекса М-100Б позволяет проводить зондирование атмосферы до больших высот, чем с использованием комплекса ММР-06М, обеспечивая при этом измерение достаточно большого количества различных метеорологических величин.

Ракетные комплексы МР-12 и МР-20. Для зондирования атмосферы до высот порядка 180 км может применяться ракета МР-12, а до высот порядка 250 км – МР-20.

Многоцелевые головные части этих ракетных комплексов позволяют измерять состав нейтральной атмосферы и ионосферы, давления, плотности и температуры окружающей среды, потоков энергетических частиц, электрических полей, оптических характеристик атмосферы и других характеристик, определяющих свойства околоземного космического пространства.

Модульная конструкция головных частей позволяет устанавливать более 30 вариантов измерительных комплексов для конкретных задач реализуемого зондирования. При этом вес полезной нагрузки составляет 120÷280 кг.

Таким образом, ракетные комплексы МР-12 и МР-20 являются специализированными ракетными измерительными комплексами, позволяющими реализовать при зондировании атмосферы широкий спектр метеорологических и геофизических задач.

ДИСТАНЦИОННЫЕ КОСВЕННЫЕ МЕТОДЫ ЗОНДИРОВАНИЯ АТМОСФЕРЫ

ГЛАВА 8

РАДИОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ

8.1. Электромагнитные волны и их взаимодействие с атмосферой

Электромагнитной волной называется совокупность электрического и магнитного полей, создаваемых переменным электрическим током. При распространении электромагнитной волны в каждой точке пространства имеет место электрическая и магнитная составляющие. Эти составляющие характеризуются векторами напряженности электрического поля ($\vec{E}$) и магнитного поля ($\vec{H}$), которые в свободном пространстве расположены в плоскости, перпендикулярной направлению распространения волны, и ориентированы друг относительно друга под прямым углом. Направление распространения электромагнитной волны определяется вектором Умова–Пойнтинга ($\vec{P}$), представляющим собой векторное произведение $\vec{E}$ и $\vec{H}$. Векторы $\vec{E}$, $\vec{H}$ и $\vec{P}$ образуют правую тройку векторов. Модуль вектора $\vec{P}$ численно равен мощности волны, приходящейся на единицу площади, и обычно называется плотностью потока мощности волны.

Характер распространения электромагнитных волн существенно зависит от свойств среды, в которой они распространяются. Связь параметров электромагнитной волны с характеристиками среды определяется уравнениями Максвелла:

$$\begin{aligned}\operatorname{rot} \vec{H} &= \varepsilon \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} + \sigma \vec{E}, \\ \operatorname{rot} \vec{E} &= -\mu \frac{\partial \vec{H}}{\partial t}, \\ \operatorname{div} \vec{H} &= 0, \\ \operatorname{div} \vec{E} &= \frac{\rho}{\varepsilon},\end{aligned}\tag{8.1}$$

где ε – диэлектрическая проницаемость среды; σ – удельная электрическая проводимость среды; μ – магнитная проницаемость среды; ρ – плотность свободных зарядов в среде.

Диэлектрическая и магнитная проницаемость среды определяются соотношениями

$$\varepsilon = \varepsilon' \varepsilon_0, \mu = \mu' \mu_0,$$

где ε' – относительная диэлектрическая проницаемость среды; $\varepsilon_0 = \frac{1}{36\pi} 10^{-9} \text{ Ф/м}$ – диэлектрическая проницаемость вакуума; μ' – относительная магнитная проницаемость среды; $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7} \text{ Гн/м}$ – магнитная проницаемость вакуума.

Если среда представляет собой однородный диэлектрик, то $\sigma = 0$, $\rho = 0$, $\mu' = 1$, $\varepsilon = \text{const}$ и уравнения Максвелла (8.1) могут быть записаны в следующем виде:

$$\begin{aligned}\operatorname{rot} \vec{H} &= \varepsilon \frac{\partial \vec{E}}{\partial t}, \\ \operatorname{rot} \vec{E} &= -\mu_0 \frac{\partial \vec{H}}{\partial t},\end{aligned}\tag{8.2}$$

$$\operatorname{div} \vec{H} = 0,$$

$$\operatorname{div} \vec{E} = 0.$$

Пусть в идеальном однородном диэлектрике вдоль оси x распространяется плоская электромагнитная волна (плоской называется волна, имеющая плоский фронт; в свою очередь, фронтом или фазовой поверхностью волны называется поверхность, все точки которой в каждый момент времени характеризуются одинаковыми значениями фаз). Решение системы (8.2) для такой среды в случае гармонических колебаний будет иметь вид

$$E_x = 0, H_x = 0,$$

$$E_y = 0, H_y = \pm \frac{\sqrt{\epsilon}}{Z_0} E_m \cos \omega \left(t - \frac{x}{v} \right), \quad (8.3)$$

$$E_z = E_m \cos \omega \left(t - \frac{x}{v} \right), H_z = 0,$$

где $v = 1/\sqrt{\epsilon\mu_0}$ — скорость распространения электромагнитной волны в идеальном диэлектрике, $Z_0 = 120\pi$ — волновое сопротивление свободного пространства.

Анализ решения (8.3) показывает, что рассматриваемая волна является поперечной, т. е. в ней отсутствуют продольные составляющие векторов $\vec{E}$ и $\vec{H}$ (рис. 8.1, а). В любой точке пространства векторы $\vec{E}$ и $\vec{H}$ изменяются синфазно, а сами поля распространяются с одинаковой скоростью. Амплитуды составляющих полей по мере распространения волны остаются неизменными и однозначно связаны между собой через сопротивление свободного пространства $Z_0 = \sqrt{\epsilon} E_m / H_m$. В диапазоне радиоволн идеальным однородным диэлектриком можно считать сухой воздух. В диапазоне оптических волн такое предположение в ряде случаев может оказаться неверным.

На практике среды в виде идеального диэлектрика встречаются редко; как правило, приходится иметь дело с полупроводящими средами (средами с потерями), для которых $\sigma \neq 0$. Для такой среды в предположении $\rho = 0$ уравнения Максвелла будут иметь вид

$$\begin{aligned}\operatorname{rot} \vec{H} &= \varepsilon \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} + \sigma \vec{E}, \\ \operatorname{rot} \vec{E} &= -\mu_0 \frac{\partial \vec{H}}{\partial t}, \\ \operatorname{div} \vec{H} &= 0, \\ \operatorname{div} \vec{E} &= 0.\end{aligned}\tag{8.4}$$

Напряженность электрического поля, изменяющегося по гармоническому закону, может быть записана в виде

$$E = E_m e^{i\omega t},\tag{8.5}$$

где E_m — амплитуда электрической составляющей волны.

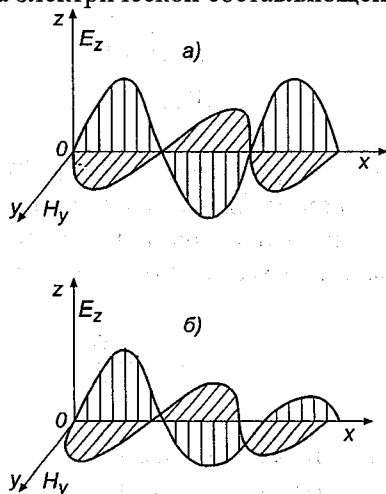


Рис. 8.1. Изменение напряженности электрического и магнитного поля в направлении распространения электромагнитной волн: а — в однородном идеальном диэлектрике; б — в полупроводящей среде (среде с потерями)

$$E = E_m e^{i\omega t}, \quad (8.5)$$

где E_m — амплитуда электрической составляющей волны.

Дифференцирование (8.5) по t дает

$$\frac{\partial E}{\partial t} = i\omega E_m e^{i\omega t} = i\omega E = -\frac{\omega}{i} E,$$

откуда

$$E = -i \frac{1}{\omega} \frac{\partial E}{\partial t}. \quad (8.6)$$

С учетом соотношения (8.6) система уравнений (8.4) может быть переписана в виде

$$\begin{aligned} \operatorname{rot} \vec{H} &= \left(\varepsilon - i \frac{\sigma}{\omega} \right) \frac{\partial \vec{E}}{\partial t}, \\ \operatorname{rot} \vec{E} &= -\mu_0 \frac{\partial \vec{H}}{\partial t}, \\ \operatorname{div} \vec{H} &= 0, \\ \operatorname{div} \vec{E} &= 0. \end{aligned} \quad (8.7)$$

Сравнение систем уравнений (8.2) и (8.7), соответствующих идеальному однородному диэлектрику и полупроводящей среде, показывает, что они аналогичны при условии, если полупроводящая среда обладает комплексной диэлектрической проницаемостью

$$\varepsilon_{\kappa} = \varepsilon - i \frac{\sigma}{\omega},$$

с мнимой частью, зависящей от частоты.

Комплексная относительная диэлектрическая проницаемость

$$\varepsilon'_k = \frac{\varepsilon_k}{\varepsilon_0} = \frac{\varepsilon - i \frac{\sigma}{\omega}}{\varepsilon_0} = \varepsilon' - i \frac{\sigma}{\varepsilon_0 \omega} = \varepsilon' - i \cdot 60 \lambda \sigma \quad (8.8)$$

однозначно связана с комплексным коэффициентом преломления электромагнитных волн соотношением

$$m = \sqrt{\varepsilon'_k} = \sqrt{\varepsilon' - i \frac{\sigma}{\varepsilon_0 \omega}} = n - ip. \quad (8.9)$$

Вещественная часть комплексного коэффициента преломления (n) называется показателем преломления, а мнимая часть (p) — показателем поглощения электромагнитной волны.

Анализ зависимости комплексного коэффициента преломления от частоты ω показывает, что $m \approx n$ при $\omega \rightarrow \infty$, т. е. электромагнитная волна в основном преломляется в среде, а при $\omega \rightarrow 0$ — $m \approx p$, т. е. доминирует поглощение электромагнитной волны.

Решение системы уравнений (8.7) дает

$$E_x = 0, H_x = 0,$$

$$E_y = 0, H_y = -\frac{\sqrt{n^2 + p^2}}{Z_0} E_m e^{-\frac{\omega}{c} p x} \cos \left[\omega \left(t - \frac{x}{v} \right) - \arctg \frac{p}{n} \right], \quad (8.10)$$

$$E_z = E_m e^{-\frac{\omega}{c} p x} \cos \omega \left(t - \frac{x}{v} \right), H_z = 0,$$

где $v = c/\sqrt{\varepsilon'_k}$ — скорость распространения электромагнитной волны в полупроводящей среде.

Как следует из соотношений (8.10), при распространении электромагнитной волны в полупроводящей среде имеют место следующие особенности (рис. 8.1, б): по мере распространения волны обе ее составляющие испытывают ослабление, что опре-

деляется множителем $e^{-\frac{\omega}{c}p}$; составляющие волны сдвинуты друг относительно друга на величину $\varphi = \arctg \frac{p}{n}$; амплитуды электрической и магнитной составляющих связаны между собой соотношением

$$H_m = \frac{\sqrt{n^2 + p^2}}{Z_0} E_m.$$

Поэтому для описания электромагнитной волны достаточно выражения для электрической составляющей поля.

Плоская волна является удобной идеализацией электромагнитного поля, рассматриваемого в пределах небольшого изменения расстояния x .

Волна, излучаемая точечным источником, имеет сферическую форму. Она описывается выражениями, аналогичными (8.10), однако напряженность электрического ($\vec{E}$) и магнитного ($\vec{H}$) полей убывает обратно пропорционально расстоянию. Плотность потока мощности, равная векторному произведению $\vec{P} = \vec{E} \times \vec{H}$, изменяется обратно пропорционально квадрату расстояния. Иными словами, мощность, излучаемая в пределах фиксированного телесного угла, распределяется по площади сечения этого угла, пропорционально квадрату расстояния до источника.

8.2. Радиофизические характеристики атмосферы и их связь с метеорологическими величинами

Радиофизическими характеристиками атмосферы являются диэлектрическая проницаемость и коэффициент преломления, которые между собой однозначно связаны. В общем случае диэлектрическая проницаемость и коэффициент преломления являются величинами комплексными.

При рассмотрении радиофизических характеристик реальной атмосферы целесообразно рассматривать три среды: безоб-

лачную атмосферу, гидрометеорные частицы и атмосферные образования с частицами гидрометеоров.

Безоблачная атмосфера. Под действием падающей электромагнитной волны молекулы газов и водяного пара, составляющие безоблачную атмосферу, поляризуются. Вектор электрического смещения среды $\vec{D}$ связан с вектором напряженности электрического поля $\vec{E}$ соотношением

$$\vec{D} = \epsilon_0 \vec{E} + \vec{P}_0 = \left(\epsilon_0 + \frac{\vec{P}_0}{\vec{E}} \right) \vec{E} = \epsilon_a \vec{E}, \quad (8.11)$$

где $\vec{P}_0$ — момент поляризации единицы объема среды; ϵ_a и ϵ_0 — диэлектрические проницаемости атмосферы и вакуума соответственно.

Из соотношения (8.11) следует, что поляризуемая среда имеет относительную диэлектрическую проницаемость

$$\epsilon' = \frac{\epsilon_a}{\epsilon_0} = 1 + \chi_c, \quad (8.12)$$

где $\chi_c = \vec{P}_0 / \epsilon_0 \vec{E}$ — электрическая восприимчивость среды.

Рассматривая безоблачную атмосферу как смесь «сухих» газов и водяного пара, можно записать

$$\epsilon' = 1 + \chi_-(\gamma) + \chi_{-(\text{вп})}, \quad (8.13)$$

где $\chi_-(\gamma)$ — электрическая восприимчивость газов; $\chi_{-(\text{вп})}$ — электрическая восприимчивость водяного пара атмосферы.

Молекулы газов не обладают начальным электрическим моментом, и их поляризация обусловлена смещением зарядов в молекуле относительно равновесного положения. Поэтому величина $\chi_c(\gamma)$ определяется соотношением

$$\chi_c(\gamma) = N_\gamma \chi'_c(\gamma), \quad (8.14)$$

где $\chi'_c(\Gamma)$ — электрическая восприимчивость одной молекулы газа; N_Γ — число молекул газа в 1 м^3 .

Число молекул в 1 м^3 , характеризующее плотность атмосферы на данной высоте, связано с давлением p (в паскалях) и абсолютной температурой T соотношением

$$N_\Gamma = \frac{p}{kT},$$

где $k = 1.38 \cdot 10^{-23} \text{ Дж/К}$ — постоянная Больцмана.

Молекулы водяного пара имеют постоянный электрический момент и их поляризация обусловлена не только смещением зарядов в молекуле, но и поворотом самой молекулы относительно поля. Повышение температуры увеличивает скорость движения молекул и затрудняет ориентацию молекул относительно поля, так что величина $\chi_c(\text{ВП})$ зависит от температуры воздуха в соответствии с соотношением

$$\chi_c(\text{ВП}) = \left[\chi'_c(\text{ВП}) + \frac{\chi'_c(\text{ВП})}{T} \right] N_{\text{ВП}}, \quad (8.15)$$

где $\chi'_c(\text{ВП})$ — электрическая восприимчивость одной молекулы водяного пара при температуре 1 К , $N_{\text{ВП}} = e/kT$ — концентрация молекул водяного пара при парциальном давлении e .

В результате подстановки выражений (8.14) и (8.15) в соотношение (8.13), получаем

$$\epsilon' = 1 + \frac{\chi'_c(\Gamma)p}{\epsilon_0 kT} + \frac{e}{\epsilon_0 kT} \left[\chi'_c(\text{ВП}) + \frac{\chi'_c(\text{ВП})}{T} \right].$$

Подставляя значения величин $\chi'_c(\Gamma)$ и $\chi'_c(\text{ВП})$, определяемых экспериментально, и выражая суммарное давление p и парциальное давление водяного пара e в гПа, температуру T — в Кельвинах (К), получаем выражение для относительной диэлектрической проницаемости безоблачной атмосферы:

$$\epsilon' = 1 + \left[\frac{157}{T} \left(p + \frac{4800e}{T} \right) \right] 10^{-6}. \quad (8.16)$$

Из соотношения (8.16) видно, что значения диэлектрической проницаемости воздуха незначительно превышают единицу. Для волн длиной более 1 см электропроводность нижней части атмосферы (тропосферы) очень мала, и диэлектрическую проницаемость можно считать величиной почти действительной. При этом коэффициент преломления определяется приближенным выражением

$$n = \sqrt{\epsilon'} = \sqrt{(\epsilon' - 1) + 1} \approx 1 + \frac{\epsilon' - 1}{2},$$

откуда

$$n = 1 + \left[\frac{78.5}{T} \left(p + \frac{4800e}{T} \right) \right] 10^{-6}. \quad (8.17)$$

В силу малости величины $n - 1$ коэффициент преломления удобно выражать в N -единицах:

$$N = (n - 1) 10^6. \quad (8.18)$$

Если известно не парциальное давление водяного пара e , а удельная влажность воздуха q , то используя соотношение

$$q = 622 \frac{e}{p},$$

выражение для расчета коэффициента преломления можно записать в виде

$$n = 1 + \frac{78.5p}{T} \left(1 + 622 \frac{q}{T} \right) 10^{-6}. \quad (8.19)$$

Погрешность определения коэффициента преломления в наземных условиях составляет значение порядка 0.7 N -единиц, а в средней тропосфере может достигать 1.2 N -единиц и более.

В реальной атмосфере вследствие изменчивости метеорологических величин происходят сложные пространственно-временные изменения коэффициента преломления. Различают, однако, сезонные и суточные изменения коэффициента преломления в тропосфере, а также случайные изменения, обусловленные атмосферной турбулентностью.

Сезонные изменения обусловлены, главным образом, годовым ходом влажности с максимумом в теплое полугодие. Наибольшие изменения коэффициента преломления при этом имеют место в нижнем трехкилометровом слое атмосферы, что обусловлено большими изменениями в этом слое температуры и влажности. Суточные изменения коэффициента преломления атмосферы наиболее значительны в нижнем километровом слое и могут достигать 10÷15 N -единиц. Они также обусловлены большим суточным ходом температуры и влажности воздуха. Случайные флуктуации коэффициента преломления, связанные с атмосферной турбулентностью, также могут быть достаточно велики, достигая значений 10 N -единиц.

Обычно учитывают изменение коэффициента преломления атмосферы только по высоте, пренебрегая горизонтальной изменчивостью, которая учитывается лишь в ряде специальных задач.

Для характеристики вертикальной изменчивости коэффициента преломления атмосферы пользуются понятиями вертикального градиента и эффективной высотой.

Вертикальный градиент коэффициента преломления атмосферы может быть определен с помощью соотношений вида

$$\frac{dn}{dh} \approx \frac{\Delta n}{\Delta h} = \frac{n_2 - n_1}{h_2 - h_1}, \quad (8.20)$$

или

$$\frac{dN}{dh} \approx \frac{\Delta N}{\Delta h} = \frac{N_2 - N_1}{h_2 - h_1},$$

n_1 (N_1) и n_2 (N_2) – соответствующие значения коэффициента преломления на высотах нижней и верхней границ рассматриваемого слоя (h_1 и h_2).

Из (8.20) следует, что реальной атмосфере, для которой коэффициент преломления уменьшается с высотой, соответствуют отрицательные значения градиента.

В радиометеорологическом зондировании атмосферы, а также при решении ряда других задач пользуются параметрами стандартной, или нормальной, атмосферы. В тропосфере для нормальной атмосферы имеют место линейное уменьшение температуры воздуха с высотой, равное 6.5°C на 1 км, уменьшение давления по барометрическому закону

$$p(h) = p_0 \exp\left(-\frac{gh}{RT}\right),$$

и убывание влажности воздуха по эмпирическому соотношению

$$q(h) = q_0 \exp(-h(b - ch)),$$

где p_0 и q_0 – давление (гПа) и удельная влажность (г/м^3) на нижнем уровне; g – ускорение свободного падения; $\bar{T}$ – средняя температура столба влажного воздуха от нижнего уровня до уровня h (км); R – универсальная газовая постоянная; b и c – коэффициенты ($0.1112 \leq b \leq 0.2181$; $0.0286 \leq c \leq 0.0375$).

Если предполагать, что в стандартной атмосфере коэффициент преломления изменяется с высотой по линейному закону, то его вертикальный градиент оказывается равным

$$\frac{dn}{dh} = -4 \cdot 10^{-8} \text{ 1/м или } \frac{dN}{dh} = -4 \cdot 10^{-2} N\text{-единиц/м.}$$

Однако, учитывая законы изменения метеорологических величин с высотой в тропосфере, логично предположить, что закон изменения коэффициента преломления с высотой более корректно описать зависимостью вида

$$n = n_0 e^{-\alpha h}, \quad (8.21)$$

где α – некий коэффициент, величина которого определяется в соответствии с вертикальным распределением метеорологических величин.

Для учета характера распределения коэффициента преломления с высотой вводят в рассмотрение, так называемую, эффективную высоту коэффициента преломления H_e – высоту, на которой величина коэффициента преломления уменьшается по сравнению с исходным значением в e раз. В случае стандартной, или нормальной атмосферы, $n_0 = 1.000253$ и эффективная высота оказывается равной около 8 км.

Гидрометеорные частицы. Лед и вода, из которых состоят взвешенные или выпадающие частицы облаков и осадков, относятся к полупроводящим средам – средам с потерями. Для таких сред относительная диэлектрическая проницаемость является величиной комплексной и определяется соотношением (8.8), которое можно переписать в виде

$$\epsilon_k = \epsilon_d - \epsilon_{mh},$$

где ϵ_d и ϵ_{mh} – действительная и мнимая части диэлектрической проницаемости.

Согласно дипольной теории Дебая, действительная и мнимая части диэлектрической проницаемости определяются выражениями

$$\epsilon_d = n_0^2 + \frac{\epsilon_0 - n_0^2}{1 + \left(\frac{\lambda_s}{\lambda}\right)^2}, \quad (8.22)$$

$$\epsilon_{mh} = \frac{\lambda_s}{\lambda} \frac{\epsilon_0 - n_0^2}{1 + \left(\frac{\lambda_s}{\lambda}\right)^2}, \quad (8.23)$$

где n_0 – оптический коэффициент преломления; ϵ_0 – статическая диэлектрическая постоянная; λ_s – так называемая, длина «волны скачка», которой соответствует максимальное значение действительной части диэлектрической проницаемости; λ – длина волны излучения. Для воды $\epsilon_0 = 80.8$; $n_0^2 = 1.8$; $\lambda_s = 1.6$ см.

Из соотношений (8.22) и (8.23) следует, что как действительная, так и мнимая части диэлектрической проницаемости для гидрометеорных частиц зависят от длины падающей электромагнитной волны. Для малых длин волн ($\lambda \approx 2$ см) диэлектрическая проницаемость практически является действительной величиной, при $\lambda \approx 6$ см действительная и мнимая компоненты диэлектрической проницаемости оказываются примерно равными, а при $\lambda \approx 9$ см мнимая часть может даже несколько превышать действительную часть диэлектрической проницаемости.

Атмосферные образования. Аналогично выражению (8.13) относительную диэлектрическую проницаемость смеси, состоящей из влажного воздуха и взвешенных гидрометеорных частиц, можно представить в виде

$$\epsilon' = 1 + \chi_c(r) + \chi_c(вп) + \chi_c(A), \quad (8.24)$$

где $\chi_c(A)$ – электрическая восприимчивость аэрозольной фракции.

В случае атмосферного образования, состоящего из равномерно распределенных в пространстве сферических частиц, электрическая восприимчивость аэрозольной части единицы объема определяется соотношением

$$\chi_c(A) = N_i a^3 \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|, \quad (8.25)$$

где N_i – число частиц в единице объема; a – средний радиус аэрозольных частиц; m – комплексный коэффициент преломления вещества частиц.

Поскольку объем одной частицы $V = \frac{4}{3}\pi a^3$ и водность атмосферного образования $W = \rho NV$, соотношение (8.25) представим в виде

$$\chi_e(A) = \frac{3}{4\pi} \frac{W}{\rho} \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|, \quad (8.26)$$

где ρ — плотность вещества аэрозольных частиц.

С учетом (8.26) выражение для коэффициента диэлектрической проницаемости смеси, состоящей из влажного воздуха и взвешенных аэрозольных частиц, можно записать в виде

$$\varepsilon' = 1 + \left[\frac{157}{T} 10^{-6} \left(p + \frac{4800e}{T} \right) + \frac{3}{4\pi} \frac{W}{\rho} \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right| \right]. \quad (8.27)$$

Соответственно, коэффициент преломления такой смеси может быть вычислен по формуле

$$n = \sqrt{1 + \left[\frac{157}{T} 10^{-6} \left(p + \frac{4800e}{T} \right) + \frac{3}{4\pi} \frac{W}{\rho} \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right| \right]}.$$

Воспользовавшись приближенным соотношением $\sqrt{1 + \alpha} \approx 1 + \frac{1}{2}\alpha$ при $\alpha \ll 1$, окончательное выражение для коэффициента преломления смеси можно записать в виде

$$n = 1 + \frac{78.5}{T} 10^{-6} \left(p + \frac{4800e}{T} \right) + \frac{3}{8\pi} \frac{W}{\rho} \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|. \quad (8.28)$$

Первые два слагаемых в правой части (8.28) определяют вклад в величину показателя преломления влажного воздуха, а третье слагаемое — вклад аэрозольной части атмосферного

образования. Для капельно-жидкой облачности, полагая $W \approx 1$ г/м³, $\rho \approx 1$, $\left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right| \approx 1$, величина третьего слагаемого оказыва-

ется существенно меньше (почти на три порядка), чем величина второго слагаемого. Таким образом, можно сделать заключение, что коэффициент преломления в атмосфере в основном определяется температурой и давлением влажного воздуха. Следует заметить, однако, что для мощных конвективных облаков типа *Cb* величины второго и третьего слагаемых в (8.28) могут стать сопоставимыми, и величина показателя преломления в атмосферных образованиях может отличаться от показателя преломления газовой атмосферы.

8.3. Преломление электромагнитных волн в атмосфере

8.3.1. Радиорефракция в атмосфере

Изменение показателя преломления электромагнитной волны в атмосфере приводит к появлению радиорефракции. Радиорефракцией называется искривление траектории электромагнитных волн при распространении в атмосфере.

Плотность реальной атмосферы убывает с высотой, поэтому радиолуч, направленный с земной поверхности вверх, будет переходить из области с большим значением плотности в области с меньшими значениями плотности.

Если электромагнитный луч попадает на границу раздела плоскопараллельных сред с разными значениями коэффициента n (рис. 8.2, а), то искривление траектории луча будет происходить по закону $n_i \sin \varphi_i = \text{const}$.

Так как луч переходит из среды с большим значением n в среду с меньшим значением n , то угол φ_2 должен быть больше угла φ_1 , т. е. траектория луча будет обращена вогнутостью в сторону границы раздела.

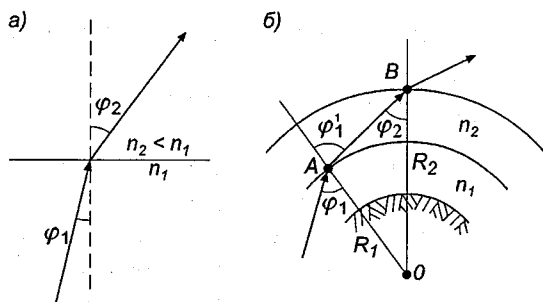


Рис.8.2. Характер преломления луча:

а – в плоской атмосфере; б – в сферической атмосфере.

Если луч падает на границу раздела сферических слоев (рис. 8.2, б) с различными значениями коэффициента преломления, то, считая в пределах каждого слоя распространение прямолинейным (что представляется вполне возможным при достаточно тонких слоях), для точки А можно записать

$$n_1 \sin \varphi_1 = n_2 \sin \varphi_1' . \quad (8.29)$$

Из треугольника AOB по теореме синусов находим

$$\sin \varphi_1' = \frac{R_2}{R_1} \sin \varphi_2 , \quad (8.30)$$

где R_1 и R_2 – расстояния точек падения волны от центра сферической Земли.

В результате подстановки (8.29) в (8.30) получаем

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

или

$$nR \sin \varphi = \text{const.} \quad (8.31)$$

Если электромагнитный луч будет распространяться в плоскостой атмосфере, в которой коэффициент преломления изменяется постепенно, то будет происходить плавное искривление траектории луча. Радиус кривизны (ρ) будет определяться величиной градиента коэффициента преломления в соответствии с выражением

$$\rho = -\frac{1}{dn/dh},$$

где dn/dh – вертикальный градиент коэффициента преломления.

Когда радиус кривизны радиолуча, направленного вдоль земной поверхности, равен радиусу кривизны земной поверхности, луч огибает земной шар. Такая рефракция называется критической рефракцией. Условием критической рефракции будет

$$\frac{dn}{dh} = -\frac{1}{R_3} = -15.7 \cdot 10^{-8} \text{ 1/м},$$

где R_3 – радиус Земли.

Можно выделить и другие характерные виды рефракции. В зависимости от характера искривления радиолуча различают три основных вида радиорефракции: отрицательную, нулевую и положительную (рис. 8.3 и табл. 8.1.).

Таблица 8.1

Виды радиорефракции

Тип рефракции	dn/dh , 1/м
Отрицательная	> 0
Нулевая	0
Положительная:	
пониженная	от 0 до $-4 \cdot 10^{-8}$
нормальная	$-4 \cdot 10^{-8}$
повышенная	от $-4 \cdot 10^{-8}$ до $-15.7 \cdot 10^{-8}$
критическая	$-15.7 \cdot 10^{-8}$
аномальная	$< -15.7 \cdot 10^{-8}$
(сверхрефракция)	

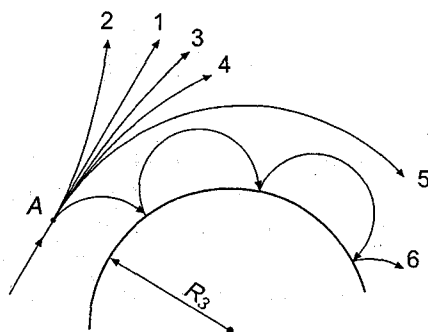


Рис. 8.3. Траектории распространения радиоволн при различных типах радиорефракции:

1—нулевая, 2—отрицательная, 3—нормальная (стандартная),
4—повышенная, 5—критическая, 6—аномальная (сверхрефракция).

При нулевой рефракции (нулевое значение градиента коэффициента преломления) траектория радиолуча является прямой. Отрицательная рефракция имеет место, когда луч направлен выпуклостью вниз, т. е. луч из менее плотной среды переходит в более плотную. Это может быть только при положительных значениях вертикального градиента коэффициента преломления. Положительная рефракция возникает при отрицательных значениях вертикального градиента коэффициента преломления и, в свою очередь, подразделяется на пониженную, нормальную, повышенную, критическую и аномальную (сверхрефракцию). Нормальная радиорефракция соответствует рефракции в нормальной (стандартной) атмосфере, имеющей вертикальный градиент коэффициента преломления $-4 \cdot 10^{-8}$ 1/м. Радиорефракция при значениях вертикального градиента преломления от 0 до $-4 \cdot 10^{-8}$ 1/м называется положительной пониженной радиорефракцией. Радиорефракция при $-15.7 \cdot 10^{-8} < dn/dh < -4 \cdot 10^{-8}$ называется положительной повышенной рефракцией. При значениях вертикального градиента коэффициента преломления менее $-15.7 \cdot 10^{-8}$ 1/м имеет место аномальная положительная рефракция (сверхрефракция). Радиус кривизны радиолуча в этом случае меньше радиуса кривизны земного шара, вследствие чего луч испытывает многократное отражение от земной поверхности.

Критическая рефракция и сверхрефракция характеризуются сверхдальним распространением радиоволн в атмосфере. Такое явление связывают с образованием, так называемых, атмосферных волноводов, которые могут быть как приземными, так и приподнятыми (отражение в этом случае имеет место не от земной поверхности, а от слоя атмосферы над землей).

8.3.2. Методы учета радиорефракции

Явление рефракции приводит к ошибкам измерения высоты объектов в атмосфере над поверхностью Земли. Различают два основных метода учета радиорефракции в атмосфере: метод эквивалентного радиуса Земли и метод приведенного коэффициента преломления.

Метод эквивалентного радиуса сводит задачу криволинейного распространения радиоволн к задаче с прямолинейным распространением в условиях реальной рефракции в атмосфере. Криволинейную траекторию луча при этом «разгибают», изменяя радиус Земли до тех пор, пока траектория луча не станет прямолинейной. Полученный радиус сферы называют эквивалентным радиусом.

Определим эквивалентный радиус для случая, когда вертикальный градиент коэффициента преломления постоянен, а луч первоначально направлен под углом φ_0 к вертикали. Для двух точек, одна из которых расположена на земной поверхности, а вторая – на высоте H , на основании соотношения (8.31) можно записать

$$n_0 R_s \sin \varphi_0 = n(R_s + H) \sin \varphi, \quad (8.32)$$

где n_0 и n – значения коэффициента преломления на уровне земной поверхности и на высоте H соответственно.

Значение коэффициента преломления атмосферы на высоте H связано с его приземным значением соотношением

$$n = n_0 + \frac{dn}{dh} H.$$

Поэтому соотношение (8.32) может быть переписано в виде

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

или

$$\sin \varphi_0 = \left(1 + \frac{1}{n_0} \frac{dn}{dh} H + \frac{H}{R_3} + \frac{1}{n_0} \frac{H^2}{R_3} \frac{dn}{dh} \right) \sin \varphi. \quad (8.33)$$

Так как $\frac{H}{R_3} \ll 1$ и $\frac{dn}{dh} \ll 1$, то, пренебрегая в (8.33), послед-

ним слагаемым в скобках, получаем

$$\sin \varphi_0 = \left[1 + H \left(\frac{1}{R_3} + \frac{1}{n_0} \frac{dn}{dh} \right) \right] \sin \varphi. \quad (8.34)$$

Сравнивая (8.34) с (8.32) при $n = n_0$, можно заметить, что соотношение (8.34) формально соответствует случаю отсутствия рефракции, но уже не в атмосфере Земли с радиусом кривизны $1/R_3$, как это имело место при обычной нулевой рефракции, а в атмосфере некой новой сферы с радиусом кривизны

$$\frac{1}{R_3} = \frac{1}{K_p R_3} = \frac{1}{R_3} + \frac{1}{n_0} \frac{dn}{dh}, \quad (8.35)$$

откуда

$$R_3 = K_p R_3, \quad (8.36)$$

где

$$K_p = \frac{1}{1 + \frac{1}{n_0} R_3 \frac{dn}{dh}}$$

Величина R_3 определяет радиус этой новой сферы и называется эквивалентным радиусом. Для нормальной атмосферы,

полагая $\frac{dn}{dh} = -4 \cdot 10^{-8} \text{ 1/м}$, $R_3 = 6370 \cdot 10^3 \text{ м}$, $n_0 \approx 1$, получаем $K_p = 1.33$ и $R_s = 8460 \text{ км}$. Следует отметить при этом, что при нулевой рефракции $R_s = R_3$, а при отрицательной рефракции $R_s < R_3$.

Введенное понятие эквивалентного радиуса позволяет определить дальность радиовидимости $R_{пр}$, т. е. такую дальность, где еще возможно обнаружить объект. Действительно, даже при нулевых углах возвышения радиолуч поднимается с увеличением расстояния над поверхностью Земли. При этом будет существовать расширяющаяся с расстоянием зона, простирающаяся от поверхности земли до радиолуча. Объекты не могут обнаруживаться, если они находятся в этой зоне (так называемая, зона радиотени). Для нулевых углов возвышения

$$R_{пр} = \sqrt{2R_s} (\sqrt{H} + \sqrt{h^*}), \quad (8.37)$$

где h^* — высота антенны радиолокатора над поверхностью Земли.

Реальная высота H объектов в атмосфере может быть найдена путем введения соответствующей поправки на радиорефракцию. Обычно эту высоту H определяют для условий нормальной радиорефракции по формуле

$$H = R \sin \delta + \xi R^2, \quad (8.38)$$

где R — расстояние до объекта, δ — вертикальный угол радиолуча, ξ — коэффициент, который для условий нормальной радиорефракции равен $6 \cdot 10^{-5} \text{ км}$.

Метод приведенного коэффициента преломления состоит в том, что влияние кривизны земной поверхности (а следовательно, и кривизны сферической слоистой атмосферы) заменяют влиянием дополнительного значения коэффициента преломления атмосферы. Для этого криволинейную траекторию луча вместе с земной поверхностью «разгибают» до тех пор, пока сферическая поверхность Земли не превратится в плоскую, а луч при этом будет иметь другую кривизну. Соответствующий

новой рефракции коэффициент преломления атмосферы называется приведенным коэффициентом преломления.

Пусть, как и в предыдущем случае, из точки, расположенной на земной поверхности, в плоскослоистую атмосферу направлен радиолуч. Применительно к этому случаю также будет справедливо соотношение (8.32). С учетом того, что $\frac{nH}{R_3} \approx \frac{H}{R_3}$ (так как $n \approx 1$), соотношение (8.32) можно переписать в виде

$$\left(n + \frac{H}{R_3} \right) \sin \varphi = n_0 \sin \varphi_0. \quad (8.39)$$

Отсюда приведенный коэффициент преломления

$$n_{\text{пр}} = n + \frac{H}{R_3} \quad (8.40)$$

или в N -единицах

$$N_{\text{пр}} = (n_{\text{пр}} - 1) 10^6 = \left(n + \frac{H}{R_3} - 1 \right) 10^6. \quad (8.41)$$

Приведенный коэффициент преломления используется так же, как и обычный коэффициент преломления в задачах распространения электромагнитной энергии, но над плоской Землей.

8.4. Ослабление электромагнитных волн в атмосфере

В процессе распространения электромагнитных волн в атмосфере возникают потери энергии, зависящие от ее структуры. При исследовании этих потерь атмосферу можно рассматривать как смесь составляющих ее газов, водяного пара и аэрозольной фракции. Механизм взаимодействия электромагнитных волн с газами атмосферы и водяным паром, с одной стороны, и с гидрометеорами и атмосферным аэрозолем, с другой, имеет свои особенности.

8.4.1. Ослабление в газах атмосферы

Ослабление в газах атмосферы при распространении электромагнитных волн в атмосфере имеет место вследствие поглощения и рассеяния энергии волн молекулами. В диапазоне сверхвысоких частот (СВЧ) длина волны колебаний намного больше размеров молекул, поэтому эффектом рассеяния можно пренебречь и рассматривать только эффект поглощения.

Из газов, составляющих атмосферу, наиболее сильно электромагнитная энергия ослабляется кислородом и водяным паром, при этом ослабление возникает вследствие того, что электромагнитная волна взаимодействует с дипольными моментами молекул указанных газов и вызывает их вынужденные колебания. Молекулы кислорода магнитно взаимодействуют с электромагнитным излучением, а молекулы водяного пара — электрически.

Ослабляющие свойства кислорода зависят от давления и температуры: с понижением температуры поглощение кислородом увеличивается. Так, при температуре -40°C оно на 70 % может быть больше, чем при 20°C . Ослабление водяным паром оказывается пропорциональным удельной влажности воздуха и также увеличивается с понижением температуры: при температуре -40°C ослабление на 20–45 % больше, чем при 20°C .

Поглощение в кислороде может быть выражено следующей формулой:

$$\alpha_k(\lambda) \sim \frac{N}{T} \Delta f, \quad (8.42)$$

где N — концентрация молекул кислорода; T — температура; Δf — ширина линии поглощения кислорода; $\alpha_k(\lambda)$ — коэффициент ослабления кислородом на длине волны λ .

Однако концентрация молекул кислорода N пропорциональна плотности воздуха ρ , а из уравнения состояния $\rho = p/RT$. Поэтому можно записать

$$N \sim \frac{p}{RT},$$

где R — газовая постоянная.

В свою очередь, ширина линии поглощения в основном определяется эффектами соударения молекул; из кинетической теории газов следует, что

$$\Delta f \sim \frac{P}{\sqrt{T}}.$$

В итоге получаем

$$\alpha_r(\lambda) \sim \frac{P^2}{T^{5/2}} \quad (8.43)$$

Поскольку давление и температура воздуха с высотой сильно изменяются, то для определения коэффициента ослабления кислородом на некоторой высоте h ($\alpha_k(\lambda, h)$) необходимо в (8.43) ввести некую функцию ($\varphi_1(h)$), зависящую от высоты. Тогда

$$\alpha_k(\lambda, h) = \frac{P^2}{T^{5/2}} \varphi_1(h),$$

где

$$\varphi_1(h) = e^{-h/5.3}.$$

Тогда можно записать

$$\alpha_k(\lambda, h) = \alpha_k(\lambda, 0) e^{-h/5.3}. \quad (8.44)$$

Здесь $\alpha_k(\lambda, 0)$ — коэффициент ослабления кислородом при $h = 0$.

Величина $h_k = 5.3$ км называется эффективной высотой слоя кислорода на этой высоте $\alpha_k(\lambda, 0)/\alpha_k(\lambda, h) = e$, т. е. эффективная высота слоя кислорода соответствует изменению его коэффициента ослабления в e раз.

Интегральное поглощение в кислороде будет определяться выражением

$$\tau_k(\lambda) = \int_0^{\infty} \alpha_k(\lambda, h) dh \approx \alpha_k(\lambda, 0) H_k, \quad (8.45)$$

где H_k характеризует эквивалентную длину поглощения (ЭДП); в случае экспоненциальной высотной зависимости $\alpha_k(\lambda, h)$ ЭДП совпадает с эффективной высотой слоя кислорода, т. е. равна 5.3 км.

Для расчетов коэффициента поглощения водяным паром вне областей резонанса обычно используется следующая зависимость:

$$\alpha_{\text{вп}}(\lambda) \sim \frac{Qp}{T^2} (\sqrt{T} + e^{-280/T}), \quad (8.46)$$

где Q — абсолютная влажность воздуха.

Учитывая, что абсолютная влажность так же, как давление и температура воздуха, уменьшаются с высотой, можно аналогично проведенному выше рассмотрению записать

$$\alpha_{\text{вп}}(\lambda, h) = \alpha_{\text{вп}}(\lambda, 0) e^{-h/2.1}. \quad (8.47)$$

Величина $h_{\text{вп}} = 2.1$ км называется эффективной высотой слоя водяного пара.

Интегральное поглощение в водяном паре можно определить с помощью выражения

$$\tau_{\text{вп}}(\lambda) = \int_0^{\infty} \alpha_{\text{вп}}(\lambda, h) dh \approx \alpha_{\text{вп}}(\lambda, 0) H_{\text{вп}}. \quad (8.48)$$

Здесь величина $H_{\text{вп}}$ тоже характеризует эквивалентную длину поглощения, но в водяном паре.

Таким образом, коэффициент поглощения энергии электромагнитного излучения вне области резонанса газами атмосферы в зависимости от высоты может быть определен в соответствии с выражением

$$\alpha(\lambda, h) = \alpha_k(\lambda, h) + \alpha_{\text{вп}}(\lambda, h) = \alpha_k(\lambda, 0) e^{-h/5.3} + \alpha_{\text{вп}}(\lambda, 0) e^{-h/2.1}. \quad (8.49)$$

Интегральное поглощение на вертикальной трассе тогда может быть определено с помощью соотношения вида

$$\tau(\lambda) = \tau_{\kappa}(\lambda) + \tau_{\text{вп}}(\lambda) = \alpha_{\kappa}(\lambda, 0)H_{\kappa} + \alpha_{\text{вп}}(\lambda, 0)H_{\text{вп}}. \quad (8.50)$$

Расчет поглощения газами атмосферы при распространении электромагнитного излучения по наклонным трассам в диапазоне вертикальных углов $5^{\circ} \leq \delta \leq 90^{\circ}$ производится с помощью выражений, учитывающих сферичность слоев атмосферы:

$$\Gamma_a = \alpha_{\kappa}(\lambda, h)l_1 + \alpha_{\text{вп}}(\lambda, h)l_2, \quad (8.51)$$

где l_1 и l_2 — эквивалентные длины путей, проходимых электромагнитной волной соответственно в сухой атмосфере и в водяном паре, приведенные к приземным условиям:

$$\begin{aligned} l_1 &= \frac{5.3}{\sin \delta} (1 - e^{-h/5.3}), \\ l_2 &= \frac{2.1}{\sin \delta} (1 - e^{-h/2.1}). \end{aligned} \quad (8.52)$$

Потери электромагнитной энергии в газах атмосферы обычно учитывают с помощью удельных коэффициентов поглощения в кислороде (γ_{κ}) и в водяном паре ($\gamma_{\text{вп}}$), характеризующих ослабление проходящей электромагнитной энергии на единице расстояния. Для слоя атмосферы протяженностью R суммарный коэффициент ослабления будет выражаться соотношением

$$\Gamma_a = (\gamma_{\kappa} + \gamma_{\text{вп}})R. \quad (8.53)$$

Мощность электромагнитной волны с учетом ослабления может быть определена с помощью выражения

$$P = P_0 \cdot 10^{-0.1\Gamma_a},$$

где P_0 — мощность электромагнитной волны при отсутствии ослабления.

Применительно к радиолокационным задачам, когда электромагнитная волна проходит одно и то же расстояние R дважды (до объекта и обратно), принимаемая мощность волны может быть определена по формуле

$$P = P_0 10^{-0.2 \Gamma_a} \quad (8.54)$$

Величина $K = 10^{-0.2 \Gamma_a}$, называемая множителем ослабления, позволяет учесть ослабление электромагнитной энергии за счет ослабления в газах атмосферы. Учитывая структуру этого коэффициента, величины Γ_a обычно задаются в децибелах (дБ).

Анализ зависимости удельных коэффициентов ослабления кислородом и водяным паром показывает, что как у кислорода, так и у водяного пара имеются области длин волн, где поглощение может быть достаточно велико за счет резонансных явлений. Так, у кислорода резонансная область лежит вблизи длин волн 0.5 и 0.25 см, где значение удельного коэффициента поглощения у земной поверхности может достигать 3 и 14 дБ/км соответственно. Ослабление электромагнитной волны водяным паром зависит от его содержания в атмосфере. Резонансное поглощение у водяного пара наблюдается на длинах волн 0.16 и 1.35 см. На этих длинах волн при удельной влажности 7.5 г/м³, характерной для умеренных широт, удельный коэффициент поглощения оказывается равным 20 и 0.2 дБ/км соответственно. Ослабление электромагнитного излучения водяным паром при этом является пропорциональным удельной влажности воздуха; при понижении температуры воздуха оно медленно растет.

На длине волны около 3 см (рабочая длина волны радиолокатора МРЛ-2) удельный коэффициент ослабления в кислороде равен 0.0072 дБ/км, в водяном паре при температуре 20 °С — 0.00039 дБ/км при влажности 1 г/м³ и 0.004 дБ/км при влажности 7.5 г/м³.

Для достаточно протяженных трасс (порядка 300 км) ослабление в газах атмосферы может вызвать уменьшение динамического диапазона метеорологического радиолокатора до 6 дБ.

8.4.2. Ослабление гидрометеорами

Ослабление гидрометеорами при распространении электромагнитной волны происходит вследствие поглощения и рассеяния энергии на гидрометеорных частицах. Интенсивность процессов поглощения и рассеяния для одной частицы оценивают с помощью эффективных площадей поглощения (σ_{p_i}) и полного рассеяния (σ_{n_i}):

$$\sigma_{n_i} = \frac{P_n}{\Pi}, \quad \sigma_{p_i} = \frac{P_p}{\Pi},$$

где P_n и P_p – мощности, теряемые падающей электромагнитной волной вследствие поглощения и полного рассеяния соответственно; Π – плотность потока мощности, падающей на частицу электромагнитной волны.

Плоский фронт электромагнитной волны площадью S имеет мощность $P_0 = \Pi S$. На элементе пути dR падающая электромагнитная волна взаимодействует с $NSdR$ частицами. Тогда полную мощность, поглощенную или рассеянную на элементе пути, можно представить с помощью выражений

$$dP_n = -\Pi \sigma_{n_i} NSdR$$

и

$$dP_p = -\Pi \sigma_{p_i} NSdR,$$

где N – количество частиц в единице объема.

Из записанных выражений следует, что

$$\begin{aligned} \frac{dP_n}{P_0} &= -N \sigma_{n_i} dR, \\ \frac{dP_p}{P_0} &= -N \sigma_{p_i} dR \end{aligned} \quad (8.52)$$

Проинтегрировав эти выражения по дальности в пределах от 0 до R , а по мощности – в пределах от P_0 до P_n для поглощения и от P_0 до P_p для рассеяния, получаем

$$\ln \frac{P_n}{P_0} = -N \sigma_{n_i} R, \quad (8.53)$$

$$\ln \frac{P_p}{P_0} = -N \sigma_{p_i} R$$

или

$$10 \lg \frac{P_n}{P_0} = -4.34 N \sigma_{n_i} R,$$

$$10 \lg \frac{P_p}{P_0} = -4.34 N \sigma_{p_i} R$$

Величины, определяющие потери мощности на пути в 1 км, представляют собой удельные коэффициенты поглощения (γ_n) и полного рассеяния (γ_p), рассчитываемые в дБ/км:

$$\gamma_n = 4.34 \cdot 10^3 N \sigma_{n_i}, \quad (8.54)$$

$$\gamma_p = 4.34 \cdot 10^3 N \sigma_{p_i}.$$

Если потери на поглощение и рассеяние электромагнитной энергии суммировать, то полное ослабление можно оценить удельным коэффициентом полного ослабления

$$\gamma_\Sigma = \gamma_n + \gamma_p = 4.34 \cdot 10^3 N \sigma_{\Sigma i}, \quad (8.55)$$

где $\sigma_{\Sigma i} = \sigma_{n_i} + \sigma_{p_i}$ — эффективная площадь полного ослабления частицы.

Эффективные площади поглощения и полного рассеяния сферических частиц могут быть рассчитаны по формулам Ми, которые для случая малых частиц, удовлетворяющих условию $\pi d/\lambda \ll 1$, имеют вид

$$\sigma_{n_i} = \frac{\pi^2 d^3}{\lambda} \operatorname{Im} \left(-\frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right), \quad (8.56)$$

$$\sigma_{p_i} = \frac{2\pi^5 d^6}{3\lambda^4} \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2, \quad (8.57)$$

где d – диаметр i -ой частицы, Im – мнимая часть стоящего в скобках комплексного числа.

Величины σ_{n_i} и σ_{p_i} в различной степени зависят от размеров частиц и длины волны падающего электромагнитного излучения. Для частиц малых размеров, для которых справедливы выражения (8.56) и (8.57), $\sigma_{n_i} \gg \sigma_{p_i}$, т. е. эффективная площадь полного ослабления практически определяется лишь эффективной площадью поглощения.

Используемые для расчетов полного ослабления значения квадрата модуля и мнимой части отношения $\frac{m^2 - 1}{m^2 + 2}$ для воды зависят от температуры и длины волны, а для льда практически не зависят от длины волны и зависят лишь от температуры. Для практических расчетов обычно полагают, что для воды величины $\left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2$ имеет значение около 0.930 (при 0 °C и $\lambda \approx 3$ см) и 0.9340 (при 0 °C и $\lambda \approx 10$ см), а для льда – 0.197 (при любых температурах). Величины $\operatorname{Im} \left(-\frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right)$ для воды имеют значения 0.0335 и 0.1102 соответственно, а для льда – $9.6 \cdot 10^{-4}$.

8.4.3. Ослабление в атмосферных образованиях

Ослабление в дожде рассчитывают в функции его интенсивности, выраженной в мм/ч, поскольку найти концентрацию и распределение капель по размерам затруднительно. Очевидно, что вклад частиц различных размеров в общую интенсивность

дождя различен. Парциальная интенсивность дождя I_i , формируемая каплями диаметром d_i , определяется соотношением

$$I_i = 3.6 \cdot 10^6 N_i \frac{\pi d_i^3}{6} \rho v_i, \quad (8.58)$$

где v_i — абсолютная скорость падения капли диаметром d_i (см/с); N_i — количество соответствующих капель в единице объема; ρ — плотность воды.

В дожде содержатся капли разных размеров, поэтому общая интенсивность дождя представляет собой сумму парциальных интенсивностей

$$I = \sum_{i=1}^N I_i.$$

С учетом (8.58) соотношение (8.55) может быть переписано в виде

$$\gamma = \frac{0.434}{3.6} \sum_{i=1}^N \frac{I_i \gamma_i}{v_i V_i} = 0.126 \sum_{i=1}^N I_i C_i,$$

где V_i — объем капли диаметром d_i ; $C_i = \gamma_i / (v_i V_i)$; $\rho = 1$ (для воды).

Так как множитель C_i при фиксированных длине волны и температуре представляет собой постоянную величину, то коэффициент ослабления в дожде может быть записан в виде

$$\gamma = 0.126 C \sum_{i=1}^N I_i. \quad (8.59)$$

Из соотношения (8.59) следует, что ослабление в дожде с интенсивностью I мм/ч линейно зависит от парциальных интенсивностей I_i , обусловленных группами капель различных размеров. Однако следует заметить, что такая зависимость между удельным коэффициентом ослабления и интенсивностью дождя наблюдается обычно лишь для некоторых средних условий. Могут иметь место случаи, когда дожди с одинаковой интенсивностью будут давать различное ослабление.

Для наиболее типичных законов распределения капель в дождях различной интенсивности коэффициент удельного ослабления определяют с помощью эмпирической формулы

$$\gamma = \beta I^\alpha, \quad (8.60)$$

где γ выражено в дБ/км, а I – в мм/ч, α и β – эмпирические коэффициенты.

Значения коэффициента α составляют 1.31 при $\lambda \approx 3$ см и 1.00 при $\lambda \approx 10$ см, а коэффициента β – 0.0074 и 0.0003 соответственно.

Анализ зависимости типа (8.60) при указанных значениях коэффициентов α и β показывает, что ослабление в дожде является более значительным для $\lambda \approx 3$ см, чем для $\lambda \approx 10$ см.

Ослабление в облаках и туманах можно рассчитать, пользуясь такой характеристикой этих образований, как водность, которая в случае монодисперсного образования со сферическими частицами определяется соотношением

$$W = N \frac{\pi d^3}{6} \rho, \quad (8.61)$$

где N – количество частиц в 1 м³; ρ – плотность вещества; d – диаметр частиц.

Для капельно-жидких облаков и туманов ($\rho = 1$) удельный коэффициент полного ослабления электромагнитного излучения определяется формулой

$$\gamma_\Sigma = \left[0.43 \frac{6\pi}{\lambda} \operatorname{Im} \left(-\frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right) \right] W. \quad (8.62)$$

В диапазоне длин волн, используемых в метеорологических радиолокационных станциях, величина стоящего в квадратных скобках множителя обратно пропорциональна λ , поэтому (8.62) может быть представлено в виде

$$\gamma = 0.438 \frac{W}{\lambda^2}. \quad (8.63)$$

Поскольку одной из основных характеристик тумана является оптическая дальность видимости D (в метрах), связанная с водностью соотношением

$$W = 9286 D^{-1.43}, \quad (8.64)$$

то дальность видимости может использоваться в качестве параметра при определении удельного коэффициента ослабления электромагнитной волны

$$\gamma = 4067 \frac{D^{-1.43}}{\lambda^2}. \quad (8.65)$$

Ослабление в граде и снеге составляет всего несколько процентов ослабления в дожде той же интенсивности, что обусловлено малым значением множителей

$$\left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2 \quad \text{и}$$

$$\operatorname{Im} \left(-\frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right) \quad \text{в соотношениях (8.56) и (8.57). Поэтому, если}$$

интенсивность града не очень велика, ослаблением в граде в диапазоне длин волн λ от 3 до 10 см можно пренебречь. Что касается ослабления в снеге, то в случае сухого снега ослабление также пренебрежимо мало. Если снег мокрый, то ослабление электромагнитной волны в нем такое же, как и в дожде той же интенсивности.

8.5. Рассеяние электромагнитных волн в атмосфере

8.5.1. Эффективная площадь рассеяния электромагнитных волн

Наряду с эффектом поглощения при ослаблении электромагнитных волн следует учитывать и рассеяние электромагнит-

ной волны компонентами атмосферы. Это является тем более важным, что именно эффекты рассеяния приводят к формированию отраженного сигнала, который при реализации радиометеорологического метода зондирования и несет полезную информацию о состоянии окружающей среды.

Количество энергии, рассеиваемое в направлении РЛС (отраженное), характеризуется эффективной площадью рассеяния (ЭПР). Стандартное определение ЭПР как локационной цели связано с введением фиктивной цели, рассеивающей падающее на цель излучение изотропно и создающей в точке приема такую же плотность потока излучения Π_2 , как и реальная цель. Под ЭПР в таком варианте понимают площадь поперечного сечения зондирующего локационного сигнала σ , поток энергии излучения через которую $\Pi_1\sigma$ обеспечивает выполнение указанного условия.

Таким образом

$$\Pi_1\sigma = \Pi_2 4\pi R^2, \quad (8.66)$$

где Π_1 и σ отнесены к точке расположения цели, а Π_2 – к точке приема; R – расстояние от цели до приемника излучения.

Так как рассеяние реальных целей не изотропно, то ЭПР конкретной цели существенно зависит от того, под каким углом по отношению к зондирующему сигналу просматривается цель приемником излучения.

Следует отметить, что данное определение ЭПР относится лишь к единичной локационной цели, в качестве которой, например, можно рассматривать отдельную облачную частицу. При этом, если излучение и прием осуществляются в одной точке пространства (на одну антенну), то используется термин «эффективная площадь обратного рассеяния»

Достаточно просто теоретически ЭПР может быть вычислена только для частиц несложной формы, в частности сферических. Согласно теории Ми, ЭПР сферической частицы выражается формулой

$$\sigma = \frac{\lambda^2}{16\pi^2} \left| \sum_{n=1}^{\infty} (a_n - b_n) \right|^2, \quad (8.67)$$

где a_n и b_n — коэффициенты, определяющие так называемые амплитуды парциальных волн в рассеивающей частице.

Коэффициенты a_n и b_n могут быть сравнительно легко вычислены лишь при условии, что длина волны падающего излучения значительно превосходит размеры рассеивающей сферической частицы. В этом случае для расчета ЭПР можно применять теорию дифракционного рассеяния электромагнитных волн, развитую Релеем.

Выражение для σ оказывается совсем простым, если радиус частицы a , во-первых, намного меньше длины волны λ (точнее, $a \leq 0.03\lambda$) и, во-вторых, меньше длины волны внутри частицы ($a < 0.13\lambda/|m|$). Если это условие не выполняется, то электромагнитное поле внутри частицы не будет совпадать с внешним, и проникающие в частицу волны породят различные системы стоячих волн.

Для таких малых частиц сферической формы σ описывается формулой Релея

$$\sigma = \frac{2^6 \pi^5 a^6}{\lambda^4} \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2. \quad (8.68)$$

Множитель $\left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2$ для воды в сантиметровом диапазоне

длин волн равен 0.93 ± 0.04 , а для льда с единичной плотностью — 0.197. Отсюда следует, что эта величина для водяной сферической частицы почти в пять раз больше, чем для ледяной сферической частицы тех же размеров.

С увеличением размеров частиц, когда $a \geq 0.03\lambda$, величина σ сначала стремительно растет до некоторого предела, зависящего от соотношения между a и λ , а затем начинает осциллировать, постепенно приближаясь к предельному значению, пропорциональному πa^2 .

С увеличением размеров сухих ледяных сфер начинают отмечаться аномалии в рассеянии. Интенсивность рассеяния сухих ледяных сфер, размеры которых равны или больше длины волны, на порядок больше, чем водяных капель равного радиуса.

Это обусловлено тем, что ледяная сфера с малым показателем преломления и пренебрежимо малым внутренним поглощением ведет себя как диэлектрическая линза. Малый коэффициент отражения на ее передней поверхности позволяет большей части падающей энергии проникнуть в сферу, где она фокусируется на внутренней поверхности и частично отражается назад. В противоположность этому отражению, отражение от большой водяной сферы (как и от металлической) из-за большого показателя преломления фактически происходит от передней по отношению к падающей волне поверхности, выпуклость которой приводит к расхождению отраженного пучка. Таким образом, небольшое количество энергии, которое попадает внутрь сферы, никогда не достигает ее задней поверхности, так как пучок после преломления на передней поверхности становится настолько узким, что его лучи сходятся на оси вблизи передней поверхности сферы. Энергия, попавшая внутрь, сильно ослабевает из-за большого коэффициента поглощения воды.

По этой же причине смачивание больших ледяных сфер ($2a \geq 0.8\lambda$) приводит к уменьшению их σ ; для этого достаточно толщины жидкой оболочки всего толщиной в 10^{-2} см, что вполне возможно при обтаивании ледяных частиц.

Еще большие ошибки могут возникать из-за неучета особенностей рассеяния электромагнитной энергии на несферических частицах. Соответствующая теория при этом дает достаточно простые расчетные формулы лишь для простейшего случая — трехосного эллипсоида вращения. Рассеяние от таких частичек является функцией не только их электрических свойств и размеров, но и ее формы, т. е. от соотношения между полуосями эллипсоида, а также от угла, под которым частица облучается. Рассеяние такой частицей может изменить поляризацию падающей электромагнитной волны. Изменение поляризации электромагнитной волны при рассеянии существенно зависит также и от агрегатного состояния рассеивающей частицы.

Пространственно-распределенные метеорологические цели формируют отраженные сигналы, создаваемые не одной частицей, а совокупностью частиц, которые заключены в некотором разрешаемом объеме. Поэтому для характеристики эффективной площади рассеяния совокупности частиц пользуются понятием об эффективной площади рассеяния единицы объема η .

Если положение рассеивающих частиц в объеме взаимно независимо и произвольно, а расстояние между частицами такое, что отсутствует взаимодействие (интерференция) между полями, создаваемыми при рассеянии отдельными частицами, то такое рассеяние является некогерентным. В этом случае

$$\eta = \sum_{V,i} \sigma_i, \quad (8.69)$$

т. е. эффективная площадь рассеяния единицы объема V равна сумме эффективных площадей рассеяния σ_i отдельных частиц, находящихся в единице рассеивающего объема. Часто величину η называют удельной ЭПР.

Теоретически наиболее просто можно рассчитать удельную ЭПР монодисперсных атмосферных образований, состоящих из частиц сферической формы, предполагая, что суммарная мощность отраженных сигналов определяется суммой ЭПР отдельных рассеивателей, образующих сложную цель.

Очевидно, что удельная ЭПР такой метеорологической цели будет в этом случае определяться соотношением

$$\eta = N\sigma_i, \quad (8.70)$$

где N – количество рассеивающих частиц в единице объема.

С учетом закона распределения рассеивающих частиц по размерам $N(a)$ выражение для удельной ЭПР будет иметь вид

$$\eta = \sum_a N(a)\sigma_i(a, \lambda). \quad (8.71)$$

Таким образом, введенное понятие удельной ЭПР несет информацию о метеорологических объектах в атмосфере (облаках, осадках и т. п.); измеряется она в м^{-1} , т. е. $\text{м}^2/\text{м}^3$.

8.5.2. Отражаемость метеорологических объектов

Эффективная площадь рассеяния реальной цели может существенно отличаться от величины введенной удельной ЭПР,

поскольку при использовании радиометеорологического метода зондирования рассеянный сигнал формируется не единицей объема, а, так называемого, разрешаемого объема метеорологической цели.

Рассмотрим понятие разрешаемого объема (рис. 8.4). Такой объем при использовании импульсных РЛС иногда называется импульсным объемом. Так как дальность R до объема, облучаемого электромагнитным импульсом длительностью τ , намного больше расстояния $c\tau$, занимаемого импульсом в пространстве, то этот объем можно считать цилиндром с площадью основания S и высотой $c\tau$. Однако сигналы, отраженные от частиц, заполняющих данный объем, будут одновременно приниматься не со всего цилиндра, а только с его части высотой $c\tau/2$. В результате для узкой симметричной диаграммы направленности антенны шириной θ величина разрешаемого или импульсного объема $V_{\text{и}}$ может быть определена из соотношения

$$V_{\text{и}} = S \frac{c\tau}{2} = \frac{\pi R^2 \theta^2 c\tau}{8}. \quad (8.72)$$

Тогда в случае релеевского рассеяния для монодисперсных метеорологических объектов их ЭПР будет описываться следующим выражением:

$$\sigma = \frac{\pi^6 2^3 R^2 \theta^2 c\tau}{\lambda^4} N a^6 \left| \frac{m-1}{m^2+2} \right|^2. \quad (8.73)$$

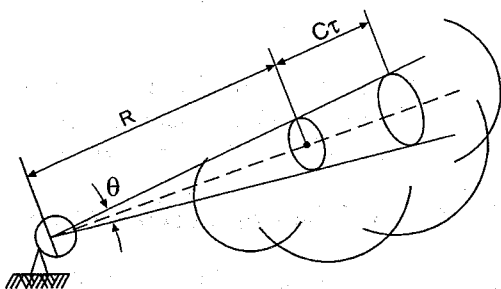


Рис. 8.4. К определению разрешаемого объема метеорологического объекта

Для случая полидисперсных метеорологических образований соответствующее выражение примет вид:

$$\sigma = \frac{\pi^6 2^3 R^2 \theta^2 c \tau}{\lambda^4} \sum_a N(a) a^6 \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2. \quad (8.74)$$

Выражения (8.73) и (8.74) справедливы в том случае, когда разрешаемый объем пространства весь заполнен отражающими частицами. В реальных условиях, особенно при наблюдении метеорологических объектов на значительных расстояниях, разрешаемый объем пространства, который увеличивается по мере роста расстояния, может оказаться лишь частично заполненным отражающими частицами. Соответствующее уменьшение ЭПР метеорологического объекта учитывают с помощью коэффициента заполнения k_3 ($0 \leq k_3 \leq 1$).

Удельная ЭПР метеорологического объекта при релеевском типе рассеяния электромагнитной энергии может быть определена из соотношения

$$\eta = \frac{64\pi^5}{\lambda^4} \sum_{v,i} a_i^6 \left| \frac{m_i^2 - 1}{m_i^2 + 2} \right|^2. \quad (8.75)$$

Если обозначить

$$Z_a = \sum_{v,i} a_i^6 \left| \frac{m_i^2 - 1}{m_i^2 + 2} \right|^2, \quad (8.76)$$

то

$$\eta = \frac{64\pi^5}{\lambda^4} Z_a. \quad (8.77)$$

Величина Z_a называется радиолокационной отражаемостью. Как следует из (8.76), радиолокационная отражаемость определяется концентрацией и распределением частиц по размерам в единичном объеме и их комплексным коэффициентом преломления в используемом диапазоне электромагнитного излучения. Величина Z_a характеризует рассеивающие свойства метеорологических объектов в диапазоне радиоволн. Если в объеме метеорологического объекта находятся только частицы воды или

только частицы льда, радиолокационная отражаемость определяется так:

$$Z'_a = \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2 \sum_{v,i} a_i^6. \quad (8.78)$$

Если величина радиолокационной отражаемости выражается через диаметр частиц d_i , то она обозначается Z и описывается выражением

$$Z = \sum_{v,i} d_i^6 \left| \frac{m_i^2 - 1}{m_i^2 + 2} \right|^2. \quad (8.79)$$

При этом

$$Z = 64Z_a.$$

Величина Z измеряется в см^3 , т. е. $\text{см}^6/\text{см}^3$, или м^3 , т. е. $\text{м}^6/\text{м}^3$. В оперативных условиях может для Z использоваться размерность $\text{мм}^6/\text{м}^3$, введением которой подчеркивается, что в единице объема (м^3) суммируются не просто радиусы находящихся в нем частиц, а радиусы частиц в шестой степени (мм^6), соответствующие релеевскому типу рассеяния электромагнитной энергии.

В связи с тем, что диапазон отражаемости Z для реальных метеорологических объектов может быть очень велик (от 10^{-5} до $10^5 \text{ мм}^6/\text{м}^3$), часто для удобства записи Z используют логарифмы или децилогарифмы ($\lg Z$ или $10\lg Z$).

Отражаемость является специфической метеорологической характеристикой интегральной микроструктуры облаков и осадков, такой же, как водность облаков W или интенсивность выпадающих осадков I , и содержит метеорологическую информацию об объемах облаков и осадков, рассеивающих электромагнитное излучение в радиодиапазоне.

Величина Z , в отличие от η , не зависит от длины волны λ , а также от каких-либо других характеристик техники, используемой для радиометеорологического зондирования атмосферы.

Формулы для Z и η выражают еще одну особенность радиометеорологической информации, а именно ее сильную зависи-

мость от размеров частиц в метеорологическом объекте. В результате, величины Z и η резко возрастают при увеличении размеров частиц и их концентрации в метеорологическом объекте и резко падают по мере их уменьшения. Отсюда ясно, что радиометеорологический метод зондирования является наиболее эффективным при обнаружении и определении метеорологических объектов, состоящих из большого числа крупных частиц.

Используется и, так называемая, эквивалентная радиолокационная отражаемость Z_e — величина, характеризующая свойства единичного отражающего объема в предположении, что отраженный сигнал создается лишь водяными каплями. Величина Z_e определяется по формуле

$$Z_e = \frac{\lambda^4 \eta}{\pi^5 \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2} \quad (8.80)$$

Тогда, поскольку для воды $\left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2 = 0.93 \approx 1$, а для льда соответствующая величина равна 0.197 (0.176+0.208), то для водяных частиц $Z_e \approx Z$, а для ледяных частиц

$$Z_e = (0.189 - 0.224) Z$$

или в дБZ

$$Z_e' = [Z - (7.2 - 6.5)].$$

Для частиц, отличных от релейских,

$$Z = 3.52 \cdot 10^9 \eta \lambda^4, \quad (8.81)$$

где размерность η — в см^{-1} и λ в см.

Отражаемость облаков. Расчет интенсивности рассеяния электромагнитной энергии объемом, содержащим частички облаков, требует знания аналитического выражения для функции распределения облачных капель по размерам (спектра

капель). Спектр является важной самостоятельной характеристикой облаков, однозначно связанной с их водностью.

Изменение спектра с высотой связано с развитием в облаках восходящих потоков. Капли в поднимающемся облачном воздухе растут за счет конденсации (так как охлаждение поднимающегося воздуха приводит к созданию в облаке пересыщения) и коагуляции. На спектр облачных капель влияет также испарение вблизи границ облака и падение капель относительно воздуха. Гравитационная коагуляция, играющая главную роль среди коагуляционных явлений в облаках, начинается лишь после появления в облаке капель с $a = 15$ мкм.

Сложность физических процессов, происходящих в облаках, позволяет говорить только об осредненных спектрах. При этом осреднение должно производиться по большому числу измерений, выполненных в разных облаках и на разных стадиях их развития.

Кривые распределения облачных капель характеризуются, как правило, наличием одного максимума, положение которого может изменяться в процессе жизни облака. Спектр удобно характеризовать радиусом капель a_m , т. е. радиусом, соответствующим максимуму кривой распределения, или, иначе говоря, наиболее вероятному значению радиуса в данном спектре.

Кривые $f(a)$, представляющие зависимость отношения числа капель N_a , радиус которых заключен между a и $a \pm da$, к общему числу капель в некотором объеме воздуха N , как известно, называются кривыми плотности распределения. Более строго функция $f(a)$ может быть определена следующим образом.

Пусть относительная доля $dN(a)/N$ числа частиц, радиусы которых заключены в пределах $(a, a+da)$, представлена в виде

$$dN(a) = Nf(a) \quad (8.82)$$

при условии

$$\int_0^{\infty} \frac{dN(a)}{N} = \int_0^{\infty} f(a) da = 1. \quad (8.83)$$

Функция $f(a)$ может быть также названа функцией счетного распределения частиц по размерам. Тогда средний арифметический радиус частицы может быть найден из выражения

$$\bar{a} = \int_0^{\infty} af(a)da. \quad (8.84)$$

Было предложено достаточно много эмпирических формул, описывающих реальные спектры капель облаков. Самая распространенная из них – формула Хргиана–Мазина, являющаяся частным случаем четырехпараметрического гамма-распределения. Формула Хргиана–Мазина удовлетворительно описывает спектр капель для облаков слоистых форм:

$$N(a)da = c^* a^2 e^{-ba} da, \quad (8.85)$$

где c и b – постоянные, зависящие от формы облаков;

$$c^* = \frac{5^5}{2} \frac{W}{\pi \rho^* a_m^5}, \quad W = \frac{4}{3} \pi \rho^* N \int_0^{\infty} a^3 f(a)da, \quad b = \frac{5}{a_m}, \quad (8.86)$$

ρ^* – плотность вещества капель облака; W – водность облака.

Формула Хргиана–Мазина оказывается непригодной для описания крупнокапельной части спектра. Распределение по размерам крупных частиц в облаках достаточно хорошо описывается обратной степенной зависимостью вида

$$N(a) = (\alpha - 1) \frac{N_1(a_1)^2}{a_1 a},$$

где N_1 – число частиц, превышающих определенный порог; a_1 – минимальный размер частиц; α – показатель, характеризующий спад кривой распределения для различных облаков.

Значения α для трех типов облаков (в скобках средняя мощность облаков) следующие: слоистые St $\alpha = 6$ (0.22–1.3 км),

слоисто-кучевые $Sc \propto 5$ (0.1–0.5 км); слоисто-дождевые $Ns \propto 3$ (2.1–2.8 км). Как и в случае мелкокапельной части спектра, форма кривой распределения крупных частиц по размерам – вполне определенная характеристика облаков.

Несмотря на ничтожно малую концентрацию таких капель по сравнению с концентрацией мелких капель (радиусом менее 75 мкм), их суммарная ЭПР может превосходить суммарную ЭПР всех мелких капель в заданном объеме облака.

Зная спектр облачных капель, можно рассчитать отражаемость единичного объема облака. Запишем с этой целью формулу Хргиана-Мазина в следующем виде:

$$N(a) = \frac{27}{2} \frac{N_0}{\left(\frac{a}{\bar{a}}\right)^2} a^2 \exp\left(-\frac{3a}{\bar{a}}\right),$$

где N_0 – число капель в единице объема.

Средний радиус облачной частицы может быть определен на основе выражения

$$\bar{a} = \frac{\int_0^{\infty} N(a) a da}{\int_0^{\infty} N(a) da}.$$

Тогда

$$Z_a = \int_0^{\infty} N(a) a^6 da = \int_0^{\infty} \frac{27}{2} \frac{N_0}{\left(\frac{a}{\bar{a}}\right)^2} a^2 \exp\left(-\frac{3a}{\bar{a}}\right) a^6 da \approx 27.6 N_0 \bar{a}^6. \quad (8.87)$$

Выражение (8.87) позволяет рассчитать отражаемость облака через средний радиус облачной частицы.

Можно использовать и соотношение, непосредственно учитывающее водность облака. Так, для облаков с $a < 15$ мкм и $W \leq 1.3$ г/м³ расчетная формула для Z имеет следующий вид:

$$Z = 0.048 W^2. \quad (8.88)$$

Полученная формула представляется вполне логичной, если учесть, что водность пропорциональна размеру облачной частицы в третьей степени, а отражаемость – в шестой.

Следует заметить, что зависимости (8.87) и (8.88) позволяют при реализации радиометеорологического метода зондирования определять средний радиус облачных частиц и водность облака.

Отражаемость жидких осадков. Капли мороси и дождя значительно крупнее облачных. Радиус капель мороси составляет $0.025 \div 0.25$ мкм. Радиус наиболее крупных капель дождя может достигать $3 \div 4$ мм; капли дождя большего размера не могут существовать в результате разбрызгивания. Количество капель существенно зависит от интенсивности дождя.

Среднее распределение капель дождя по размерам достаточно удовлетворительно описывается соотношением

$$F(a) = 1 - \exp\left(-\frac{2.25a}{\gamma}\right), \quad (8.89)$$

где $F(a)$ характеризует ту часть общего объема воды, которая приходится на капли радиусом от 0 до a ; γ – параметр, зависящий от интенсивности дождя (при $I = 1$ мм/ч $\gamma = 1.3$, а при $I = 25$ мм/ч $\gamma = 2.74$).

Значительное число дождевых капель имеют сферическую форму, однако крупные капли дождя приобретают во время падения форму сплюснутых эллипсоидов.

Хотя значительные изменения в распределении капель по размерам являются правилом и они связаны с изменением физических условий в процессе падения капель до поверхности, влияние этих изменений в спектре зависит от задач, в которых эти распределения используются. Единственное, что можно утверждать относительно спектра капель, с полной уверенностью это то, что этот спектр изменяется во времени и пространстве и, безусловно, зависит от типа облачности, из которой выпадают эти осадки.

Имея в виду, что

$$I = \frac{\pi \rho^*}{6} \int_0^{\infty} N(a) d^3 v(a) da, \quad (8.90)$$

в результате расчетов с помощью микрофизических исследований распределения частиц осадков по размерам Маршаллом и Пальмером была получена зависимость между Z и I :

$$Z = AI^B \approx 220I^B. \quad (8.91)$$

Здесь $v(a)$ – скорость падения капель дождя, Z – отражаемость в $\text{мм}^6/\text{м}^3$, I – интенсивность дождя в $\text{мм}/\text{ч}$.

Соотношение (8.91), которое иногда называют Z – I соотношением, дает наиболее точную оценку интенсивности осадков до $I \leq 25 \text{ мм}/\text{ч}$. При этом коэффициенты A и B зависят от многочисленных факторов (в частности, от типа осадков и особенностей метеорологических процессов в районе наблюдений) и могут изменяться в достаточно широких пределах.

Ниже приведем интенсивности осадков I ($\text{мм}/\text{ч}$), величины Z и $\lg Z$, соответствующие зависимости (8.91):

$I, \text{мм}/\text{ч}$	0.1	0.5	1	2.5	5	10	25	50	100
$Z, \text{дБЗ}$	7	18	23	29	34.2	39	45	50.2	55
$\lg Z$	1.1	0	0.5	1.1	1.22	2.1	2.7	3.22	3.3

Зависимость Маршалла-Пальмера для η выглядит следующим образом:

$$\eta = 5.7 \cdot 10^{-8} I^{1.6} \lambda^{-4}. \quad (8.92)$$

Отражаемость снегопада. На основании микрофизических измерений установлено, что Z и I связаны соотношением

$$Z = 1780I^{2.21}, \quad (8.93)$$

где Z – в $\text{мм}^6/\text{м}^3$, I – в дБЗ или $\text{мм}/\text{ч}$.

$$Z = 32.5 + 22.1 \lg I.$$

Для тающего снега Z_e (дБЗ)

$$Z_e = 26 + 22.1 \lg I. \quad (8.94)$$

Поскольку с увеличением интенсивности снегопада меняется его фазовое состояние и происходит нарушение условий релеевского рассеяния, рассчитанная величина I для снега может значительно отличаться от I для дождя, рассчитанной с помощью соотношения Маршалла–Пальмера.

Отражаемость каналов молний. В грозовых облаках при грозовых разрядах, сопровождающихся молнией, в атмосфере образуется ионизированный канал. Этот канал характеризуется большим градиентом коэффициента преломления на границах, высокой концентрацией ионов и свободных электронов и является поэтому интенсивно отражающим метеорологическим объектом.

При определении ЭПР молниевых каналов их аппроксимируют цилиндром длиной l , для которого ЭПР может быть представлена формулами

$$\sigma = 2\pi\rho^2rl^2\frac{l}{\lambda} \quad (8.95)$$

для большого радиуса сечения ($r \gg \lambda$) и

$$\sigma = \pi l^2\rho^2\left(\ln\frac{\lambda}{2\pi r}\right)^2 \quad (8.96)$$

для достаточно малого радиуса сечения ($r \ll \lambda$).

Коэффициент отражения по мощности (ρ^2) определяется по формулам Френеля и для нормального падения волны без учета поглощения составляет

$$\rho^2 = \frac{(n-1)^2}{(n+1)^2},$$

где

$$n = \frac{1}{2} \sqrt{\left[\epsilon + \frac{(2\delta\lambda)^2}{c} \right]^{1/2}} + \epsilon$$

представляет собой показатель преломления ионизированного воздуха, выражаемый через проводимость среды δ , длину волны

λ , скорость распространения электромагнитного излучения в вакууме c , диэлектрическую проницаемость ϵ .

Проводимость ионизированной среды определяется выражением

$$\delta = \frac{Ne^2}{m(\omega^2 + \nu^2)}$$

и зависит от средней концентрации электронов N , заряда электрона e , его массы m , угловой частоты падающей электромагнитной волны ω , угловой частоты столкновения электронов ν . Средняя концентрация электронов N и угловая частота столкновения электронов ν в канале молнии определяются зависимостями

$$N = \frac{I}{\pi r^2 e K_e}, \quad \nu = 320 \cdot 10^{-7} p \sqrt{T},$$

где r – радиус канала молнии, I – ток разряда молнии, E – напряженность электрического поля, K_e – подвижность электронов, p – давление воздуха, T – температура в канале молнии.

Подвижность электронов может быть определена в соответствии с выражением

$$K_e = \frac{0.75 \cdot 10^{-8} p^{-1} \sigma_1^{-2} T^{1/2}}{1 + \left[1 + 0.08 \left(\frac{E}{p} \right)^2 \frac{1}{\sigma_1^4 k} \right]^{1/2}},$$

где σ_1 – средний радиус столкновения электронов (см), k – относительная часть энергии, теряемая электроном при столкновении.

С прекращением молниевго разряда концентрация свободных электронов в ионизированном канале уменьшается по закону

$$N = \frac{N_0}{1 + N_0 \alpha t},$$

где N_0 – начальная концентрация электронов, α – коэффициент рекомбинации, t – время.

В грозовом облаке концентрация электронов может изменяться от 10^{13} до 10^{17} эл/см³. При наблюдении эхо-сигналов молний от 1 до 5 с коэффициент рекомбинации изменяется от 10^{-9} до 10^{-8} см³/эл·с. Радиус молниевых канала r составляет примерно 0.1 м, а длину канала принимают порядка 1 км. С использованием представленных данных можно рассчитать коэффициент отражения по мощности ρ^2 для различных длин волн. Для используемых длин волн при радиометеорологическом зондировании окружающей среды (3, 10 см) величина ρ^2 существенно зависит от интервала времени, прошедшего с начала разряда: так, если при $t = 10^{-6}$ с $\rho^2=1$, то при $t = 10^{-3}$ с ρ^2 составляет величину порядка 10^{-7} , а при $t = 1$ с – уже 10^{-14} .

Удельную ЭПР канала молний можно определить из следующих выражений:

для большого радиуса сечения канала молнии

$$\eta = 2\rho^2 \frac{1}{r} \frac{l}{\lambda}; \quad (8.97)$$

для малого радиуса сечения канала молнии

$$\eta = \frac{l}{r^2} \rho^2 \ln \left(\frac{\lambda}{2\pi r} \right)^2. \quad (8.98)$$

Поскольку ρ^2 быстро уменьшается во времени, то и соответствующие величины η будут резко уменьшаться, что сделает практически невозможным обнаружение канала молнии при радиометеорологическом зондировании атмосферы.

8.6. Поляризация радиолокационных сигналов, отраженных от облаков и осадков

Облака и осадки в общем случае состоят из частиц произвольной формы; только капли туманов и капельно-жидких

облаков, не дающих осадков, приближенно можно считать сферическими. Причины, приводящие к изменению формы капель осадков, обусловлены, с одной стороны, гравитационным падением, а с другой – аэродинамическим сопротивлением воздушной среды. В результате этого капли осадков оказываются сплюснутыми в вертикальной плоскости и приближаются по форме к двухосному эллипсоиду вращения. Что касается частиц кристаллических облаков и снежинок, то они имеют явно несферическую форму.

Теоретическое решение задачи рассеяния электромагнитных волн на частицах сложной формы затруднено, так как координатные системы, в которых решаются соответствующие волновые уравнения, должны соответствовать форме рассеивающих частиц. Задача может быть решена, если гидromетеорные частицы аппроксимировать двухосными эллипсоидами вращения с размерами, много меньшими длины волны.

Для двухосного эллипсоида вращения с полуосями a , b , c и диэлектрической проницаемостью ϵ значения дипольного момента вдоль соответствующих осей оказываются различными и определяются соотношением

$$p_i = E_i g ,$$

$$g = \frac{abc}{3} \frac{\epsilon - 1}{1 + (\epsilon - 1)n_i} ,$$

где E_i – проекция поля падающей волны на соответствующую ось ($i = a, b, c$); n_i – коэффициенты формы, определяемые как

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

и другими аналогичными выражениями.

Для сферы, как частного случая эллипсоида, $a = b = c$ и $n_a = n_b = n_c = 1/3$, а выражение дипольного момента будет иметь вид

$$\hat{p} = E_0 \hat{g} ,$$

$$\hat{g} = \frac{a^3}{3} \frac{\varepsilon - 1}{1 + (\varepsilon - 1) \frac{1}{3}} = \frac{\varepsilon - 1}{\varepsilon + 2} a^3$$

и

$$\hat{p} = E_0 \frac{\varepsilon - 1}{\varepsilon + 2} a^3.$$

При произвольной ориентации частицы относительно вектора поля падающей волны в общем случае возбуждаются все три составляющие дипольного момента частицы и будут различны фазы соответствующих им составляющих сигнала. Поэтому отраженный от такой частицы сигнал в общем случае будет иметь эллиптическую поляризацию, отличающуюся от поляризации падающей волны.

Для того, чтобы вычислить величину сигнала, рассеянного частицей в обратном направлении, необходимо определить составляющие дипольного момента вдоль выбранных направлений. Если вектор поля падающей линейно поляризованной волны параллелен одной из осей эллипсоида, то в частице будет возбуждаться только составляющая дипольного момента вдоль этой оси и в отраженном сигнале будет присутствовать только составляющая, обусловленная этой компонентой дипольного момента. Таким образом, если облучаемая эллипсоидальная частица ориентирована так, что одна из ее осей параллельна вектору поля падающей линейно поляризованной волны, то отраженная волна будет также линейно поляризованной в той же плоскости, что и падающая волна. В этом случае в отраженной волне будет отсутствовать поперечно поляризованная составляющая (деполяризационная компонента).

Очевидно, что частица сферической формы в силу ее симметричности не изменяет форму поляризационного эллипса падающей на нее волны. Однако, поскольку направление пространства при отражении меняется, вращение падающей и отраженной волн будет противоположным.

В общем случае при облучении эллипсоидальной частицы линейно поляризованной волной с произвольного направления отраженная волна будет иметь как основную, так и деполяриза-

ционную составляющие. При практических расчетах основной и деполаризационной составляющих их удобно определять относительно мощности волны, рассеянной равновеликой сферической частицей, дипольный момент которой легко вычисляется.

Относительная мощность, отраженная эллипсоидальной частицей, оказывается при этом функцией отношения $g/\hat{g}$, угла наклона вектора поля E в плоскости фронта волны α (параметр поляризации), а также углов, определяющих ориентацию частицы в пространстве. При этом $g/\hat{g}$, в свою очередь, является функцией диэлектрической проницаемости вещества частицы и фактора формы.

Вводя параметры I_x и I_y , характеризующие относительные мощности, отраженные эллипсоидальной частицей в направлениях x и y (горизонтальном и вертикальном соответственно), можно записать

$$I_x = \frac{p_x^2}{\hat{p}^2}, \quad I_y = \frac{p_y^2}{\hat{p}^2}.$$

Таким образом, можно определить основную и деполаризационные компоненты волны, отраженной от эллипсоидальной частицы с любым фактором формы при облучении ее волной любой поляризации.

Определение поляризации волны, отраженной эллипсоидальной частицей при облучении ее волной эллиптической поляризации, представляет собой сложную электродинамическую задачу, так как при суммировании соответствующих составляющих волны необходимо учитывать и фазовые соотношения.

Проанализируем поляризацию радиолокационных сигналов, отраженных от атмосферных образований как совокупности частиц эллипсоидальной формы.

Дождь. Капли дождя имеют форму, близкую к двухосному сплюснутому эллипсоиду вращения, меньшая ось которого (ось симметрии) ориентирована в вертикальном направлении.

Если подобная частица облучается в горизонтальном направлении вертикально поляризованной волной (все РЛС ли-

нейной поляризации работают, как правило, с волной вертикальной поляризации), то в этом случае оказывается, что

$$I_x = 0, I_y = \frac{g^2}{\hat{g}^2},$$

а при облучении горизонтально поляризованной волной

$$I_x = \frac{(g')^2}{\hat{g}^2}, I_y = 0.$$

Для множества водяных и ледяных частиц эллипсоидальной формы, сплюснутых в вертикальном направлении, влияние формы особенно заметно для водяных частиц. Например, водяные частицы с фактором формы $\rho = 2$ (вертикальный размер в 2 раза меньше горизонтального), характерным для дождей большой интенсивности, рассеивают горизонтально поляризованную волну в 2 раза больше, чем равновеликие по объему сферические капли. В то же время при вертикально поляризованной облучающей волне отраженный сигнал будет в 2.5 раза меньше, чем для таких же сферических частиц. Изменение угла наклона антенны вертикальной поляризации приводит к изменению отраженного сигнала от наименьшего значения при горизонтальном направлении до наибольшего при вертикальном. Для направления в зенит величина отраженного сигнала не зависит от вида поляризации облучающей волны.

Кристаллические облака. Ледяные частицы кристаллических облаков, находясь во взвешенном состоянии или незначительно перемещаясь, хаотически ориентируются в пространстве и не имеют преимущественной ориентации относительно антенной системы РЛС (вектора поля облучающей волны). Рассмотрим поляризацию радиолокационных сигналов, отраженных от частиц кристаллических облаков, соответствующих случаям, когда вытянутые кристаллы хаотически расположены в горизонтальной плоскости (оси симметрии горизонтальны) и когда вытянутые кристаллические частицы хаотически расположены в пространстве по всем направлениям.

Для совокупности частиц, оси симметрии которых хаотически расположены в горизонтальной плоскости, при облучении с

помощью вертикально направленной антенны основная ($I_{\parallel}$) и деполяризационная ($I_{\perp}$) составляющие сигнала будут

$$I_{\parallel} = \frac{1}{4\bar{g}^2} \left[\frac{3}{2} g^2 + gg' + \frac{3}{2} (g')^2 \right],$$

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

Их отношение

$$D = \frac{I_{\parallel}}{I_{\perp}} 100\%$$

называется коэффициентом деполяризации. Коэффициент деполяризации для частиц, ориентированных в горизонтальной плоскости, зависит от фактора формы. При изменении угла наклона вертикально поляризованной антенны от нуля до 90° мощность отраженных сигналов меняется от минимального до максимального значений. Таким образом, по наличию деполяризационной компоненты и зависимости основной составляющей от угла наклона антенны можно получить информацию об ориентации частиц в пространстве. В частности, если при качании по углу места антенны, излучающей вертикально поляризованную волну, изменяется основной сигнал и обнаруживается деполяризационная компонента, то оси симметрии отражающих несферических частиц располагаются все в горизонтальной плоскости. И наоборот, отсутствие деполяризационной компоненты при тех же условиях свидетельствует о расположении осей симметрии частиц в вертикальной плоскости.

Для эллипсоидальных частиц, хаотически ориентированных в пространстве, мощность отраженного сигнала основной и деполяризационной компонент независимо от направления облучения и поляризации облучающей волны определяется соотношениями

$$I_{\parallel} = \frac{1}{5\bar{g}^2} \left[g^2 + \frac{4}{3} gg' + \frac{8}{3} (g')^2 \right],$$

$$I_{\perp} = \frac{1}{15\bar{g}^2} (g - g')^2.$$

Для таких сигналов аналогично предыдущему можно ввести коэффициент деполаризации, зависимость которого для водяных и ледяных частиц от фактора формы показывает, что хаотически ориентированные в пространстве частицы рассеивают энергию больше, чем соответствующие им равновеликие сферические частицы. Следствием этого может являться большая радиолокационная отражаемость хаотически ориентированных в пространстве несферических частиц, особенно водяных или тающих (покрытых тонкой пленкой воды) ледяных частиц. Например, за счет таяния несферических ледяных частиц в районе нулевой изотермы отраженный от них сигнал может возрасти до 10 дБ, что соответствует изменению принимаемой мощности радиолокационного сигнала на порядок.

Реальные кристаллические облака состоят из частиц произвольной формы, среди которых есть и сферические частицы, не изменяющие линейную поляризацию волны при отражении. Однако в целом для облака, содержащего хаотически ориентированные в пространстве ледяные и водяные частицы (ледяные, покрытые пленкой воды), деполаризационная компонента отраженного сигнала может быть значительной, доходящей до десятков процентов.

Анализ рассмотренных случаев отражения излучения от частиц кристаллических облаков приводит к выводу о том, что появление в отраженном сигнале деполаризационной компоненты свидетельствует о наличии в облаке ледяной фазы. Это позволяет по измеренной мощности деполаризационной компоненты получить некоторую информацию о микрофизической структуре отражающих атмосферных образований, не говоря о том, что уже сам факт наличия деполаризационной составляющей дает ценную информацию о состоянии воды в облаках.

При реализации стандартных методов радиометеорологического зондирования атмосферы для излучения высокочастотной энергии и приема отраженных сигналов, как правило, используется одна и та же антенна (так называемые, моностатические антенны). С точки зрения поляризационных свойств в этом

случае антенна должна удовлетворять принципу взаимности, когда она полностью принимает волну такой поляризации, какую имеет излучаемая волна. При этом, если на антенну поступает волна, поляризованная ортогонально излучаемой, то антенна оказывается как бы «слепой» и принимать такую волну не будет.

Обычно сетевые метеорологические РЛС типа МРЛ работают с излучением линейной поляризации, когда вектор E ориентирован в вертикальной плоскости. В таких станциях не предусматривается возможность приема деполаризационной компоненты. Поэтому анализ поляризационной структуры отраженных сигналов выполняется обычно с помощью специальных устройств, называемых поляриметрами.

8.7. Одноволновой и двухволновой методы радиометеорологического зондирования атмосферы

При радиометеорологическом зондировании атмосферы могут использоваться как одноволновой, так и двухволновой методы. Одноволновой метод основывается на измерении комплекса радиолокационных характеристик метеорологических объектов, взаимно дополняющих друг друга по информативности. Однако этот метод обладает рядом серьезных недостатков, главными из которых являются невозможность определения ослабления электромагнитной волны на трассе и внутри метеорологического объекта, а также наличие ряда трудно контролируемых ограничений метода. Большими возможностями обладает двухволновой метод радиометеорологического зондирования атмосферы.

В основе как одноволнового, так и двухволнового методов лежит использование уравнения дальности радиолокационного наблюдения метеорологических объектов. Это уравнение должно связывать между собой технические характеристики используемой РЛС, характеристики метеорологических объектов, определяющие их отражающие свойства, а также возможную дальность их обнаружения.

8.7.1. Одноволновой метод

Вывод соответствующего уравнения проведем для моноста-тической радиолокационной системы, в которой одна и та же антенна работает в режиме излучения и приема.

В соответствии с введенным ранее определением ЭПР оди-ночной метеорологической цели антенна в режиме приема воспринимает поток излучения (мощность радиоэха) от отдель-ной частицы, равный

$$P_1 = \Pi_2 \frac{\pi D^2}{4} = \Pi_1 \frac{\sigma_i}{4\pi R^2} \frac{\pi D^2}{4}, \quad (8.99)$$

где σ_i – ЭПР частицы метеорологической цели, D – диаметр раскрыва антенны, Π_1 и Π_2 – плотности потока мощности па-дающей (в точке расположения цели) и рассеянной (в точке приема) электромагнитной энергии, R – расстояние от РЛС до цели.

Здесь приняты два упрощения. Чтобы получить поток излу-чения на антенну, необходимо, вообще говоря, проинтегриро-вать сигнал по площади раскрыва антенны в пределах телесного угла, под которым видна цель. Учитывая, что при радиолокации метеорологических целей этот телесный угол весьма мал, можно пренебречь зависимостью ЭПР метеоцели от направления, под которым она просматривается, и заменить интегрирование умножением плотности потока мощности на величину площади раскрыва антенны. Второе упрощение связано с заменой эффек-тивного диаметра антенны геометрическим.

С учетом коэффициента направленного действия антенны в режиме излучения (K_n)

$$\Pi_1 = \frac{P_0}{4\pi R^2} K_n,$$

где P_0 – импульсная мощность передатчика РЛС без учета потерь.

Тогда можно записать

$$\frac{P_1}{P_0} = \frac{\pi D^2 K_n}{4(4\pi R^2)^2} \sigma_i. \quad (8.100)$$

Цель может быть обнаружена, если информационный сигнал P_1 надежно выделяется как на фоне сигналов от других целей, так и на фоне собственных шумов РЛС.

Чтобы получить мощность радиоэха от ансамбля частиц, представляющих метеорологический объект, необходимо просуммировать информационные сигналы от всех частиц, расположенных в импульсном отражающем объеме метеорологического объекта V_n , который может быть определен с помощью соотношения

$$V_n = \frac{c\tau}{2} \pi \left(\frac{\theta}{2} R \right)^2,$$

где τ — длительность зондирующего импульса, c — скорость распространения электромагнитной энергии в атмосфере, θ — ширина диаграммы направленности антенны РЛС.

Проинтегрировав потоки излучения от частиц с различными значениями σ_i и учитывая, что для единичного объема

$$\eta = \sigma = \int_0^{\infty} N(\sigma_i) \sigma_i d\sigma_i,$$

получим поток излучения, сформированный импульсным отражающим объемом, в виде

$$P_n = V_n \int_0^{\infty} P_1(\sigma_i) N(\sigma_i) d\sigma_i = V_n \frac{\partial P_1}{\partial \sigma_i} \int_0^{\infty} \sigma_i N(\sigma_i) d\sigma_i = V_n \frac{\partial P_1}{\partial \sigma_i} \eta. \quad (8.101)$$

Подставив вместо P_1 и V_n соответствующие выражения, получаем уравнение радиолокации пространственно распределенного метеорологического объекта:

$$\frac{P_n}{P_0} = \frac{D^2 c \tau \theta^2}{2 \cdot 4^4} K_n \frac{\eta}{R^2}. \quad (8.102)$$

В метеорологических РЛС (МРЛ), как правило, применяются антенны с осесимметричными диаграммами направленности. Для таких антенн коэффициент направленного действия, ширина диаграммы направленности, реальная площадь раскрытия антенны ($S_a = \pi D_a^2/4$) и ее эффективная площадь ($S = \pi D^4/4$) связаны между собой соотношениями

$$\begin{aligned} K_n &= 4\pi/\theta^2, \quad K_n = 4\pi D/\lambda^2, \\ D &= \kappa D_a, \\ \theta &= (60 \dots 80) \lambda/D, \end{aligned}$$

где κ — коэффициент использования антенны.

Можно приближенно считать, что

$$K_n \approx 16/\theta^2.$$

Тогда уравнение (8.102) можно переписать в следующем виде:

$$\frac{P_n}{P_0} = \frac{\pi}{2 \cdot 4^2} D^2 c \tau \frac{\eta}{R^2}. \quad (8.103)$$

Если ввести постоянную радиолокатора $C_{рл}$, то уравнение радиолокации метеорологических объектов можно записать следующим образом:

$$\frac{P_n}{P_c} = C_{рл} \frac{\eta}{R^2}, \quad (8.104)$$

где

$$C_{рл} = \frac{\pi}{2 \cdot 4^2} D^2 c \tau.$$

В уравнение радиолокации метеорологических объектов можно ввести мощность собственных шумов радиолокатора P_c . Тогда

$$\frac{P_n}{P_c} = C_{\text{рл}}^* \frac{\eta}{R^2}, \quad (8.105)$$

где

$$C_{\text{рл}}^* = \frac{\pi}{2 \cdot 4^2} \frac{P_0}{P_c} D^2 \text{ст.}$$

В таком варианте в левой части (8.105) оказывается величина превышения полезного сигнала над уровнем собственных шумов РЛС. Это отношение обычно выражают в децибелах (дБ).

Если использовать соответствующие выражения для η и Z , то уравнение радиолокации метеорологических объектов можно переписать следующим образом:

$$\frac{P_n}{P_c} = C_{\text{рл}}^* R^{-2} \frac{2^6 \pi^5}{\lambda^4} \sum_{v,i} a_i^6 \left| \frac{m_i^2 - 1}{m_i^2 + 2} \right|^2$$

и

$$\frac{P_n}{P_c} = C_{\text{рл}}^* \frac{\pi^5}{\lambda^4} \frac{Z_a}{R^2} = \Pi_{\text{рл}} \frac{Z_a}{R^2}, \quad (8.106)$$

где

$$\Pi_{\text{рл}} = C_{\text{рл}}^* \frac{\pi^5}{\lambda^4} = \frac{\pi^6}{2^7} \frac{P_0}{P_c} \frac{1}{\lambda^4} D^2 \text{ст.}$$

Величина $\Pi_{\text{рл}}$ носит название метеорологического потенциала РЛС. Потенциал РЛС определяется только ее техническими характеристиками и может быть рассчитан заранее.

Сравнивая выражения (8.105) и (8.106) с уравнением дальности радиолокационного наблюдения точечной цели, видно, что в отличие от наблюдения точечной цели, когда максимальная дальность обнаружения пропорциональна корню четвертой

степени из излучаемой мощности и других основных технических характеристик РЛС, при радиолокационном наблюдении метеорологических объектов максимальная дальность оказывается пропорциональной квадратному корню из соответствующих технических характеристик РЛС. Это обусловлено зависимостью ЭПР метеорологических объектов от расстояния.

Следует отметить, что при выводе одноволнового уравнения радиолокации метеорологических объектов неявно были сделаны некоторые существенные предположения:

1. Рассматривалось распространение плоской электромагнитной волны в свободном пространстве. На самом деле распространение волны происходит в реальной атмосфере, где может наблюдаться рефракция, приводящая к увеличению протяженности трассы распространения электромагнитного излучения. В силу этого в правую часть выведенных уравнений необходимо ввести некий множитель (<1), позволяющий учесть искривление траектории волны.

2. Считалось, что на пути распространения электромагнитной волны ослабления электромагнитной волны не происходит. Однако, как было показано выше, это не так, и тоже необходимо для учета этого эффекта ввести в правую часть выведенных уравнений коэффициент (<1), учитывающий наличие этого эффекта.

3. Предполагалось, что весь импульсный объем заполнен рассеивающими частицами метеорологического объекта. В реальных условиях, особенно при больших удалениях, следовало бы ввести коэффициент заполнения, который не может, по определению, быть больше единицы.

4. Не учитывалось ослабление электромагнитной энергии внутри атмосферного объекта. Необходимо было бы также ввести некий поправочный множитель (<1), позволяющий учесть подобное ослабление.

5. Считалось, что рассеяние некогерентное и однократное. В действительности, иногда может наблюдаться интерференция полей от отдельных элементарных рассеивателей, что в конечном итоге может привести к существенному изменению величины принимаемого сигнала. Этот эффект также возможно учесть введением соответствующего поправочного коэффициента в

правую часть уравнения радиолокации метеорологических объектов.

Можно было бы указать и ряд других использованных предположений, однако и отмеченного достаточно для того, чтобы одноволновое уравнение метеорологических объектов переписать в виде, учитывающем возможные предположения:

$$\frac{P_{\Pi}}{P_c} = C_{\text{пл}}^* \frac{\eta}{R^2} K \quad (8.107)$$

или

$$\frac{P_{\Pi}}{P_c} = \Pi_{\text{пл}} \frac{Z_a}{R^2} K, \quad (8.108)$$

где

$$K = \prod_{i=1}^n k_i.$$

Является существенным, что в самом общем случае коэффициент K является функцией длины волны излучения и свойств окружающей среды. Учет этих свойств весьма затруднителен, поэтому на практике, как правило, полагают $K = 1$.

Таким образом, выведенные уравнения дальности радиолокационного обнаружения метеорологических объектов позволяют по величине измеренного отраженного сигнала определить отражаемость метеорологического объекта, находящегося на определенном расстоянии от РЛС. При этом важно отметить, что, поскольку метеорологические объекты обладают разной отражаемостью и, более того, даже один метеорологический объект может иметь достаточно сложное распределение отражаемости в вертикальном и горизонтальном направлениях, выведенные уравнения определяют возможность получения ряда дополнительных характеристик метеорологических объектов. К ним относятся вертикальный профиль отражаемости, горизонтальные и вертикальные размеры метеорологических объектов, пространственные и временные градиенты отражаемости.

8.7.2. Двухволновой метод

Двухволновой метод основывается на различиях в частотной зависимости рассеяния электромагнитных волн гидрометеорами различных размеров. Этот метод разработан в результате обширных теоретических исследований закономерностей рассеяния электромагнитных волн СВЧ-диапазона (сантиметровых) встречающихся в облаках и осадках моделями спектров различных гидрометеоров (капли, градины, крупа, снег) и экспериментальных многоволновых радиолокационных исследований метеорологических объектов.

Итак, суть метода состоит в следующем. Как утверждалось выше, закон рассеяния электромагнитной энергии на гидрометеорных частицах существенно определяется соотношением размеров частицы и длины волны падающего излучения, а также формой частиц. Действительно, в области малых сферических частиц ($2\pi a \ll \lambda$) выполняется закон Релея и отражаемость метеорологического объекта оказывается пропорциональной размеру отражающих частиц в шестой степени, а также их концентрации; в области крупных частиц зависимость от размеров частиц является функцией длины волны. Тогда, если считать, что заранее не известен закон рассеяния, можно для двух длин волн излучения записать следующие соотношения:

$$\eta_{\lambda_1} = A_1 N a^{\alpha_1}, \quad (8.109)$$

$$\eta_{\lambda_2} = A_2 N a^{\alpha_2},$$

где $A_1, A_2, \alpha_1, \alpha_2$ — некие параметры, зависящие от используемых длин волн λ_1 и λ_2 и диэлектрических свойств частицы.

Тогда отношение отражаемостей на двух длинах волн является в первом приближении однозначной функцией размера рассеивающих частиц, т. е.

$$\frac{\eta_{\lambda_1}}{\eta_{\lambda_2}} = C a^{\alpha}, \quad (8.110)$$

где $C = A_1/A_2$ и $\alpha = \alpha_1 - \alpha_2$ — коэффициенты, зависящие от используемых длин волн и диэлектрических свойств частиц и не зависящие от других характеристик РЛС.

В случае малых сферических частиц, где возможно применение релеевского типа рассеяния, выражение (8.110) может быть переписано в виде

$$\frac{\eta_{\lambda_1}}{\eta_{\lambda_2}} = \frac{\lambda_2^4}{\lambda_1^4} = C. \quad (8.111)$$

Выражение (8.111) называется уравнением двухволновой радиолокации и является справедливым практически для любых гидрометеоров, так как влияние их диэлектрических свойств на величину отражаемости в случае малых частиц оказывается несущественным. В области крупных частиц соответствующее аналитическое выражение типа (8.111) оказывается слишком сложным, но оно может быть аппроксимировано для частиц с заданными диэлектрическими свойствами выражением типа (8.110), где коэффициенты C и α подбираются экспериментально.

Основным требованием для практической реализации двухволнового метода обнаружения метеорологических объектов является необходимость проведения одновременных и пространственно-совмещенных измерений η_{λ_1} и η_{λ_2} , либо непосредственного измерения их отношения с помощью двухволнового радиолокатора, имеющего одинаковую ширину диаграммы направленности на длинах волн λ_1 и λ_2 и синхронизированные по времени длительности зондирующих импульсов по обоим каналам.

Используя различия в ослаблении электромагнитной волны на различных длинах волн при наличии реперной (эталонной) цели, можно оценить и характеристики ослабления электромагнитной волны при распространении в атмосфере.

Учитывая все это, можно предположить, что двухволновой метод является достаточно перспективным для зондирования атмосферы.

8.8. Ограничения радиометеорологического метода зондирования атмосферы

Радиометеорологические методы зондирования атмосферы имеют ряд особенностей, которые необходимо учитывать при практической реализации.

1. Предельная дальность обнаружения метеорологических объектов ограничивается лишь дальностью прямой радиовидимости. В принципе, возможно принимать отраженный сигнал от всех метеорологических объектов, находящихся выше радиогоризонта. Однако, как следует из уравнений радиолокации метеорологических объектов, реальная максимальная дальность обнаружения $R_{\text{макс}}$ определяется при $P_{\text{п}}/P_{\text{с}} = 1$. Естественно, что при этом максимальная дальность не может быть больше предельной дальности.

2. С расстоянием увеличивается минимальное значение отражаемости $Z_{\text{мин}}$, которое при заданном потенциале радиолокатора $P_{\text{рл}}$ обеспечивает засветки на экранах радиолокатора. По этой причине метеорологические объекты, отражаемость которых меньше $Z_{\text{мин}}$ на некоторых расстояниях от радиолокатора, определяемых его потенциалом, не будут обнаруживаться.

3. Из-за сильного ослабления радиоволн СВЧ-диапазона в облаках и осадках радиометеорологический метод зондирования не позволяет обнаружить облака, отражаемость которых позволила бы сделать это при отсутствии ослабления. Более того, при зондировании облаков, расположенных за зоной выпадающих осадков, практически всегда получают заниженные значения измеренной отражаемости по сравнению с фактической.

4. С увеличением расстояния от радиолокатора резко уменьшается его разрешающая способность по угловым координатам. Диаграмма направленности антенны становится настолько широкой в пространстве, что не позволяет с достаточной степенью точности измерить высоты и площади радиозеха. Так, на расстоянии 300 км при ширине диаграммы направленности антенны в 1° линейные размеры сечения диаграммы направленности антенны составят около 5 км, в то время как на расстоянии 30 км они составляют всего 0.5 км. Отсюда следует возможная неравноточность радиолокационной информации о

высотах и площадях, занятых метеорологическими объектами, а также ее зависимость от расстояния.

Эти основные ограничения радиометеорологического метода следует помнить при реализации соответствующего зондирования атмосферы.

ЗОНДИРОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ С ПОМОЩЬЮ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ РАДИОЛОКАЦИОННЫХ СТАНЦИЙ

9.1. Метеорологические радиолокационные станции

9.1.1. Назначение метеорологических РЛС и особенности получаемой информации

Импульсные метеорологические радиолокационные станции (РЛС), иногда называемые метеорологическими радиолокаторами (МРЛ), предназначены для зондирования атмосферы с целью обнаружения и исследования облаков и осадков, основная метеорологическая информация о которых заключена в их радиолокационной отражаемости, подлежащей измерению.

В результате зондирования атмосферы с помощью МРЛ в оперативном режиме, как правило, решаются следующие основные задачи:

- обнаружение и определение местоположения и высот зон радиоэха кучево-дождевых облаков и связанных с ними явлений (ливней, гроз и града);
- предупреждение о грозах, граде и сильных ливневых осадках с заблаговременностью, зависящей от характера явления;
- определение скорости и направления перемещения зон радиоэха кучево-дождевых облаков и зон радиоэха осадков облажного характера;
- определение верхней границы радиоэха всех обнаруживаемых облаков и нижней границы радиоэха облаков без выпадающих осадков;
- определение тенденции изменения радиолокационных характеристик облачных систем;
- определение эволюции радиоэха кучево-дождевых облаков;
- оценка интенсивности и распределения осадков на площади обзора МРЛ.

Целью радиолокационных метеорологических наблюдений является метеорологическая интерпретация измеряемых радиолокационных характеристик метеорологических объектов.

Метеорологический анализ данных радиолокационных измерений основан на существовании устойчивых физико-статистических связей этих характеристик с физическим состоянием и параметрами облаков и осадков. При этом используются как качественные особенности пространственного распределения радиоэха, так и их количественные характеристики: высота верхней границы, вертикальная мощность и радиолокационная отражаемость.

Метеорологическая интерпретация (анализ) получаемых радиолокационных данных основана на использовании:

а) детерминированных, т. е. заранее составленных описаний радиолокационных характеристик метеорологических объектов для классификации облаков и облачных систем;

б) одиночных и комплексных физико-статистических критериев для распознавания опасных явлений погоды, связанных с кучево-дождевыми облаками;

в) корреляционных связей — для оценки мгновенной интенсивности осадков.

Весь процесс радиолокационных наблюдений облачности и осадков, а также метеорологической интерпретации получаемых данных можно разделить на два основных этапа:

— общая оценка метеорологической обстановки и определение типа обнаруживаемой облачной системы;

— локализация опасных метеорологических явлений, связанных с кучево-дождевой облачностью.

Зондирование атмосферы, выполняемое с помощью метеорологических радиолокационных станций, позволяет получить информацию о метеорологических объектах, которая в силу особенностей радиометеорологического метода носит вероятностный характер. Не менее важным является и то, что эта информация является мгновенной.

9.1.2. Особенности метеорологических радиолокационных станций

Одной из основных особенностей метеорологических радиолокационных станций является то, что они предназначены для количественных измерений мощности сигналов, отраженных от облаков и осадков. С этой целью в их состав должны входить специальные устройства измерения мощности отраженных сигналов. Выполнение точных измерений мощности отраженных сигналов влечет за собой необходимость калибровки радиолокатора как метеорологического инструмента и контроля его потенциала в процессе измерений. В свою очередь, контроль потенциала должен включать контроль излучаемой мощности и чувствительности приемного устройства.

Другой особенностью метеорологических РЛС является большой динамический диапазон приемного устройства, что обусловлено большим диапазоном значений мощности радиолокационных сигналов, отраженных от метеорологических объектов. Оценка возможных значений ЭПР метеорологических объектов показывает, что их динамический диапазон достигает 100–120 дБ; таким же диапазоном должен обладать и приемник метеорологической РЛС.

С целью достаточно надежного обнаружения облаков и осадков с малыми значениями отражаемости метеорологические РЛС должны обладать значительным потенциалом, что обеспечивается применением соответствующих мощных передатчиков и высокочувствительных приемных устройств.

Важным для метеорологических РЛС является выбор длины волны излучаемой электромагнитной энергии, который должен решаться компромиссно с учетом как рассеивающих свойств метеорологических объектов, так и ослабляющих свойств атмосферы.

Метеорологические радиолокаторы должны обеспечивать наблюдение метеорологических объектов как в горизонтальной, так и в вертикальной плоскостях, для чего должны быть предусмотрены соответствующие режимы управления антенной и соответствующие индикаторные устройства.

Обобщенная схема импульсного метеорологического радиолокатора представлена на рис. 9.1.

Основными частями метеорологического радиолокатора (МРЛ) являются антенная система, включающая в себя облучатель (1) и металлическое зеркало-отражатель (2), передатчик (3), приемник (4), антенный переключатель (5), индикаторы (6), синхронизатор (7), волноводно-фидерный тракт (8), блоки управления антенной (9) и энергетического питания (10).

Передатчик импульсной МРЛ генерирует мощные электромагнитные СВЧ-колебания в виде периодически повторяющихся зондирующих импульсов, которые с помощью антенной системы излучаются в сторону метеорологического объекта. Во время пауз между зондирующими импульсами, отраженные от метеорологического объекта информационные сигналы принимаются той же антенной системой и по волноводному тракту поступают на вход приемника, усиливаются и подаются на индикаторы РЛС для определения координат и физических характеристик метеорологических объектов.

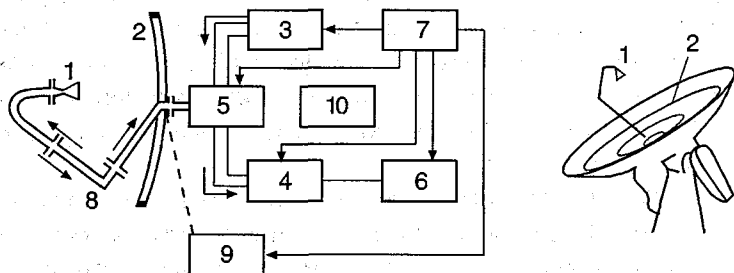


Рис. 9.1. Обобщенная схема метеорологической РЛС:
а — структурная схема, б — антенная система

Волноводно-фидерный тракт служит для передачи высокочастотных импульсов от передатчика к антенне и от антенны к приемнику. Антенный переключатель обеспечивает попеременное подключение антенны к передатчику или приемнику, что позволяет использовать для передачи и приема одну и ту же антенну. Во время работы передатчика переключатель через волноводно-фидерный тракт замыкает передатчик на антенную систему и отключает вход приемника, защищая приемник от мощного импульса передатчика, а в период между двумя зондирующими импульсами антенный переключатель закрывает вход

передатчика, чтобы всю энергию информационного сигнала (радиоэха) направить в приемник.

В метеорологических РЛС для наглядного представления метеорологической обстановки могут применяться индикаторы кругового обзора (ИКО), вертикального обзора (дальность-высота (ИДВ) и амплитудные индикаторы (ИА)).

На индикаторе кругового обзора пространственное положение метеорологического объекта определяется в полярных координатах: наклонная дальность и азимут. В ИКО применяется радиально-круговая развертка, периодически перемещающая луч радиально от центра к периферии экрана и обратно, одновременно (синхронно) с вращением антенны по азимуту. В результате этого на экране ИКО можно наблюдать конфигурацию, взаимное положение и размеры метеорологических объектов.

В индикаторе ИДВ развертка электронного луча производится синхронно с поворотом антенны по углу места, что позволяет получать изображение вертикальных разрезов наблюдаемого метеорологического объекта.

Следует заметить, что иногда в метеорологических РЛС используются совмещенные индикаторные устройства, когда они могут выполнять как функции ИКО, так и функции ИДВ.

Работа передатчика, приемника и индикаторов МРЛ синхронизируется запускающими или тактовыми импульсами, вырабатываемыми блоком синхронизатора. Система синхронизации обеспечивает также формирование масштабных меток дальности, подаваемых на индикаторы метеорологической РЛС.

Выбор технических характеристик МРЛ осуществляется в зависимости от назначения с учетом требуемой дальности действия, точности определения координат, оперативности обзора, отражающих свойств и других характеристик метеорологических объектов.

9.1.3. Отечественные типы МРЛ

В настоящее время для зондирования атмосферы достаточно широко используются две базовые отечественные радиометеорологические системы: МРЛ-2 и МРЛ-5.

МРЛ-2 представляет собой метеорологическую импульсную радиолокационную станцию, реализующую одноволновой метод радиометеорологического зондирования атмосферы. Основной реализуемый режим – режим штормоповещения.

Метеорологический радиолокатор МРЛ-2 в силу специфики решаемых при одноволновом методе задач имеет ряд особенностей. Так, передатчик станции может работать только на одной длине волны. Чувствительность приемного устройства достаточно высока; используется коррекция сигнала на квадрат расстояния. Для одновременного измерения одинаковых сигналов от метеорологических объектов может применяться система ступенчатого изоэха с клавишным переключателем. Управление антенной реализуется с помощью специального программного устройства. В целях устранения влияния ветровых нагрузок антенна заключена в специальную защитную пластиковую сферу.

Основные технические характеристики МРЛ-2 представлены в табл. 9.1.

МРЛ-5 является двухволновым высокопотенциальным метеорологическим импульсным радиолокатором. Локатор МРЛ-5 может работать как в режиме штормоповещения, так и при обслуживании градозащиты.

Можно отметить следующие основные особенности МРЛ-5.

Используются два отдельных канала, каждый из которых обладает высоким потенциалом; режим штормоповещения может осуществляться на каждом из каналов, а режим обслуживания градозащиты реализуется, главным образом, при совместной работе обоих каналов.

Применяется антенная система с параболическим отражателем и двухдиапазонным облучателем, формирующая узкие диаграммы направленности. Такая антенна обеспечивает получение высокой разрешающей способности по угловым координатам и совмещение диаграмм направленности обоих диапазонов с высокой точностью, что обеспечивает соответствующее качество измерения горизонтальных и вертикальных характеристик радиоэха. Антенная система помещена под защитный купол, обеспечивающий защиту антенны от ветровых нагрузок и от воздействия атмосферных явлений.

Прием измерительных сигналов осуществляется с помощью приемных устройств 1 и 2 каналов, каждое из которых обладает высокой чувствительностью и широким динамическим диапазоном входных сигналов. Высокая чувствительность приемных устройств позволяет увеличить дальность обнаружения метеорологических объектов, а широкий динамический диапазон обеспечивает высокую точность количественных измерений радиоза.

Принятые измерительные сигналы отображаются с помощью универсальной системы индикации, обеспечивающей возможность наблюдения и регистрации радиоза от метеорологических объектов. При этом, совмещенные индикаторы ИКО/ИДВ (основной и для фоторегистрации) с широким набором масштабов разверток обеспечивают наблюдения, измерения и регистрацию радиоза в горизонтальной и вертикальной плоскостях; двухлучевой индикатор типа ИА позволяет наблюдать изменение радиоза объектов в зависимости от дальности.

Преобразование угловой информации выполняется с помощью аппаратуры, обеспечивающей определение азимута метеорологических целей, вычисление высоты и горизонтальной дальности, а также сопряжение с устройствами автоматической обработки метеорологической информации.

Градусные очаги автоматически выделяются с помощью специальных устройств.

Оперативный съем и регистрация даты, времени, номера реализуемого канала, знака нормы потенциала МРЛ, уровня изоза, масштаба изображения, азимута и угла возвышения антенны, горизонтальной и наклонной дальности и высоты выбранной метеорологической цели выполняется с помощью специального светового табло.

В МРЛ-5 с помощью специальных устройств выполняется контроль чувствительности приемных устройств, мощности передающих устройств и потенциала локатора в целом.

Использованием специальных управляемых СВЧ-аттенюаторов обеспечивается измерение мощностей радиоза и их коррекция на квадрат расстояния.

Документирование картин радиоза осуществляется с помощью специальной регистрирующей аппаратуры.

Таблица 9.1.

Основные тактико-технические данные МРЛ-2 и МРЛ-5

Параметр	Единица измерения	МРЛ-2	МРЛ-5 (1 канал)	МРЛ-5 (2 канал)
• Несущая частота	мГц	9595±15	9595±15	2950±15
• Длина волны	см	3.14	3.14	10.15
• Импульсная мощность на выходе магнетрона	кВт	210	250	800
• Длительность импульса	мкс	1;2	1;2	1;2
• Частота следования зондирующих импульсов	Гц	600; 300	500;250	500;250
• Диаметр зеркала (параболоида вращения):				
в режиме градозащиты	м		1,4	4.5
в режиме штормоповещения	м	3	4.5	4.5
• Ширина диаграммы направленности излучения:				
в режиме градозащиты	град		1.5	1.5
в режиме штормоповещения	град	0.74	0.5	1.5
• Коэффициент усиления антенны:				
в режиме градозащиты	дБ		40	39
в режиме штормоповещения	дБ	46	49	40
• Уровень боковых лепестков диаграммы направленности:				
в режиме градозащиты	дБ		23	25
в режиме штормоповещения	дБ, %	10	23	25
• Скорость вращения антенны:				
по азимуту	число об/мин	6	0÷6	0÷6
по углу места	число ск/мин	4	0÷2	0÷2

Параметр	Единица измерения	МРЛ-2	МРЛ-5 (1 канал)	МРЛ-5 (2 канал)
• Чувствительность приемного устройства не менее	дБ/Вт	-132	-134	-136
• Масштабы дальности: индикатора кругового обзора (ИКО)	км	25;100; 300	25;50;100; 300	25;50; 100;300 6.25/12.5
индикатора дальность-высота (ИДВ)	км	5/10; 10/20; 20/40; 40/80	6.25/12.5; 12.5/25; 25/50; 50/100	12.5/25; 25/50; 50/100
• Общая потребляемая мощность от сети 3×220×50, в том числе для кондиционеров	кВт	19	14	14
• Точность позиционного режима по углу места			8	8
• Суммарное затухание, вносимое антенно-фидерным трактом в режиме приема	град	±0.25	±0.25	±0.25
и передачи	дБ	8	6	5
• Эффективная площадь антенны	м ²	7	16	16

Для обеспечения работы станции используется система электроснабжения, которая предусматривает питание аппаратуры либо от промышленной трехфазной сети, либо от специальной автономной сети.

В табл. 9.1. приведены основные тактико-технические характеристики метеорологического радиолокатора МРЛ-5. Сравнение этих характеристик с соответствующими характеристиками МРЛ-2 позволяет оценить принципиальные возможности использования РЛС для зондирования атмосферы.

9.2. Определение облачных систем по радиолокационным данным

Имея в виду особенности радиометеорологического зондирования атмосферы, логично предположить, что получаемые изображения облачных систем в радиодиапазоне не всегда достаточно полно соответствуют визуально наблюдаемым облачным системам.

Сравнение большого количества изображений радиоэха на ИДВ с данными метеорологических наблюдений за формами облаков позволило определить форму радиоэха, соответствующую каждой форме облаков. Так, облака слоисто-кучевые (*Sc*) и высоко-кучевые (*Ac*) как в теплую, так и в холодную половину года создают радиоэхо в виде сплошной полосы, которая по мере увеличения расстояния может приобретать ячеистую структуру. Облака слоистые (*St*), высокослоистые (*As*) и перистые (*Ci*) также имеют радиоэхо в виде сплошной полосы. Слоисто-дождевым облакам (*Ns*) соответствует радиоэхо в виде сплошной области, а кучево-дождевым (*Cb*) и мощным кучевым (*Cu cong.*) облакам – в виде вертикально вытянутых «столбов».

Из сказанного следует, что картины радиоэха различных облаков действительно не всегда являются отличительным признаком их формы: очевидно, необходимы и геометрические характеристики. Ими могут быть высота верхней и нижней границы радиоэха или его вертикальная мощность.

Следует заметить, однако, что высота нижней кромки радиоэха также не всегда может соответствовать визуально определяемой нижней границе облаков из-за выпадения из облаков отдельных крупных частиц, что обуславливает занижение нижней границы облаков по сравнению с визуальной или даже невозможность измерения высоты нижней границы облаков радиолокационным способом. Выпадение крупных частиц при наличии облаков нижнего яруса приводит к тому, что радиоэхо распространяется до поверхности Земли, а в случае облаков среднего и верхнего ярусов – до верхней границы нижележащего слоя.

Экспериментальная оценка возможности измерения нижней границы облаков нижнего, среднего и верхнего ярусов составила 0.3, 0.8 и 0.9 соответственно.

Для двух наиболее трудно распознаваемых форм облаков — *Ns* и *Cb* — ни одна из характеристик геометрических размеров радиозха не является однозначным признаком для определения формы облаков, так как функции их распределения взаимно пересекаются.

Специфика микроструктуры облачных систем зимой приводит к тому, что их отражаемость в это время на 2–3 порядка меньше по сравнению с соответствующей отражаемостью в летний период. Вызывается это уменьшением размеров рассеивающих частиц и водности облаков зимой.

Надежным радиолокационным признаком формы облаков является вертикальный профиль отражаемости $Z(H)$, характеризующий основные закономерности интегральной микроструктуры облака, а следовательно, и физические процессы его образования. Для выявления общих и наиболее типичных закономерностей в распределении $Z(H)$ в облаках анализируются осредненные вертикальные профили.

Анализ показывает, что вертикальные профили отражаемости всех облаков, за исключением облаков вертикального развития, можно разделить на три основных типа. Для первого из них характерно незначительное изменение отражаемости с высотой, лежащее в пределах возможных погрешностей измерений интенсивности радиозха. Такой вид профиля характерен для облаков с однородной по вертикали микроструктурой, какими являются *St* и *Ci*. Действительно, облака этих форм не содержат, как правило, крупных частиц и фазовый их состав сравнительно однороден.

Второй тип профиля — четко выраженный максимум отражаемости Z на высоте, близкой к уровню нулевой изотермы, характерен для слоисто-дождевых облаков *Ns*.

Третий тип профиля специфичен для облаков *Ac* и характеризуется незначительным увеличением отражаемости Z в средней части облака. Возможно, появление максимума для отражаемости Z в такого типа облаках связано с присутствием в этой части облака более крупных отражающих частиц.

По сравнению с летним периодом зимой изменение отражаемости с высотой для всех форм облаков менее существенно, что свидетельствует о сравнительно большей однородности микроструктуры облаков в этот период.

Учитывая весь комплекс радиолокационных характеристик облака, важнейшими из которых являлись картина радиоэха, характерные значения отражаемости облака и ее вертикальное распределение, была принята специальная форма классификации облачности, несколько отличающаяся от общепринятой генетико-морфологической и микрофизической классификации, но позволяющая достаточно хорошо описать тип облачных систем с учетом специфики радиолокационного метода наблюдений.

Таким образом, на основе использования детерминированных описаний радиолокационных характеристик отдельных классов облаков для радиолокационной классификации облаков в ближней зоне (до 40 км) различают пять основных типов радиоэха облаков:

- слоистообразных верхнего яруса *C*;
- слоистообразных среднего яруса *A*;
- слоистообразных нижнего яруса *S*;
- слоистообразных большой вертикальной протяженности *N*;
- кучевообразных (вертикального развития) *Q*.

Является существенным, что с первыми тремя типами радиолокационной классификации облачности не связаны никакие явления погоды; последние два могут сопровождаться обложными осадками и опасными явлениями погоды.

По наблюдениям в дальней зоне (30÷300 км) на ИКО характер облачной системы определяется совокупностью отдельных облачных форм и особенностями их распределения в пространстве. Существование связей между геометрическими размерами облаков и размерами их радиоэха на ИКО, а также между микроструктурой облаков и интенсивностью радиоэха позволяет использовать особенности пространственного распределения радиолокационных характеристик для определения типа облачной системы. Для этого могут использоваться следующие признаки:

- распределение радиоэха по площади, наблюдаемой на ИКО;

– пространственное распределение высоты верхней границы радиоэха;

– пространственное распределение отражаемости на наиболее характерном уровне, расположенном на 2 км выше уровня нулевой изотермы.

Радиолокационные наблюдения за различными облачными системами позволили классифицировать основные типы облачных систем в дальней зоне по указанным радиолокационным признакам. Здесь выделяют три основных типа радиоэха облаков:

- слоистообразных облаков (PCO), которое по распределению в пространстве может быть сплошным или несплошным, приподнятым или при наличии осадков достигать поверхности Земли ($As-Ns$, $St-Sc-Ac$);

- кучевообразных или конвективных (PKO), которое может наблюдаться в виде сплошной или несплошной полосы или отдельного очага ($Cu\ congest.$, Cb);

- одновременно кучевообразных и слоистообразных (PKCO), которое повторяет признаки предыдущих двух типов радиоэха ($As-Cb-Ac$, $As-Ns-Cb$).

Картина облачной системы $As-Ns$ на ИКО под оптимальным углом возвышения антенны, при котором на ИКО наблюдается наибольшая площадь радиоэха, имеет вид большой области радиоэха без четко очерченных границ. Такой вид радиоэха объясняется тем, что данная система, связанная с атмосферными фронтами, представляет собой сплошной массив облачности, простирающийся обычно на несколько сотен километров. Высота верхней границы $As-Ns$ может быть примерно постоянной для всей системы. Однако при одинаковой дальности поле высоты верхней границы радиоэха этой системы однородно, а по мере увеличения дальности высота радиоэха убывает. Это объясняется особенностью вертикального распределения отражаемости в облаках типа Ns , влиянием конечного значения потенциала МРЛ и кривизной Земли. В результате, начиная с некоторого расстояния от МРЛ, верхняя часть облаков, где отражаемость мала, радиолокатором может вообще не обнаруживаться.

Картина радиоэха облачной системы $As-Cb-Ac$ на ИКО под оптимальным углом возвышения антенны обычно имеет вид полосы или нескольких полос. Это обусловлено тем, что данная

система, связанная с атмосферными фронтами, представляет собой обычно гряду кучево-дождевых облаков, сопровождаемую облаками среднего яруса типа *As*, *Ac*. При больших углах возвышения антенны радиоэхо такой системы имеет вид «пелены» до расстояний, на которых могут обнаруживаться *As*, *Ac*, так как оно создается не только конвективными облаками, но и облаками среднего яруса. Во время наблюдений на МРЛ конвективные облака в системе *As-Cb-Ac* могут находиться на разных стадиях развития. Это объясняет неоднородный характер поля высоты верхней границы данной облачности.

Картина радиоэха облачной системы *As-Ns-Cb* на ИКО под оптимальным углом возвышения антенны представляет собой большую область без резко очерченных границ, которая по мере увеличения расстояния (более 100÷150 км) может переходить в отдельные полосы или ячейки. На расстоянии свыше 100÷150 км обычно наблюдаются только *Cb*.

Следует ожидать, что интенсивность конвекции в радиусе наблюдений будет в значительной степени определять и пространственное распределение высоты верхней границы радиоэха *Cb*. При слабо развитой конвекции верхняя граница облачного массива располагается на одинаковой высоте. В этом случае, как уже отмечалось, следует ожидать постепенного понижения верхней границы радиоэха с увеличением расстояния. При сильно развитой конвекции и формировании кучево-дождевых облаков может наблюдаться неоднородное поле высоты верхней границы радиоэха даже на одинаковых расстояниях.

В связи с тем, что вертикальное распределение отражаемости существенно различно в облаках *Cb* и *Ns*, неоднородно и само поле отражаемости выше высоты нулевой изотермы $H_{0^{\circ}\text{C}}$.

Облачные системы *St-Sc-Ac*, возникающие в теплой устойчивой воздушной массе, как известно, представляют собой сплошной массив облаков, простирающийся по горизонтали на сотни и даже тысячи километров. Однако в силу незначительной отражаемости таких облаков появление радиоэха от них возможно только на расстояниях, не превышающих 100 км. На ИКО радиоэхо таких облаков под меняющимися углами возвышения антенны имеет вид отдельных или концентрических колец. В первом случае такая картина может характеризовать одноярусную облачность, во втором — многоярусную. Высота верхней границы данной облачной системы примерно постоян-

ная, а поскольку дальность обнаружения этих облаков невелика, высота верхней границы радиозха также мало изменяется в пространстве. Аналогичный ход может иметь и поле отражаемости.

Картина радиозха облаков неустойчивой холодной массы типа *Cu cong.*, *Cb* на ИКО при наблюдениях под оптимальным углом возвышения представляет собой хаотически разбросанные ячейки или локальные полосы.

Из сказанного следует, что для определения типа облачной системы в случае ее обнаружения в ряде случаев достаточно использовать особенности пространственного распределения радиолокационных признаков: площади, высоты или отражаемости. Так, для облачных систем типа *As-Cb-Ac*, *St-Sc-Ac* и *Cu cong.*, *Cb* однозначным признаком определения их типа является картина распределения радиозха на площади. Однако для систем *As-Ns*, *As-Ns-Cb* этот признак является недостаточным. В этом случае для анализа необходимо привлекать дополнительную информацию в виде распределения высоты радиозха. Часто можно ограничиться двумя этими признаками, например, когда поле высоты неоднородно даже при одинаковой дальности. Такое распределение высоты при наличии соответствующих картин на ИКО характерно только для системы *As-Ns-Cb*, но нередко картины распределения высоты в системах *As-Ns* и *As-Ns-Cb* бывают идентичны, а высота убывает с расстоянием. В этих случаях следует использовать третий признак – картину распределения отражаемости, которая, как уже отмечалось, позволит практически однозначно отличить систему *As-Ns-Cb* от системы *As-Ns*.

9.3. Определение явлений погоды по радиолокационным данным

При реализации зондирования атмосферы с помощью МРЛ можно определить наличие ряда явлений погоды, имеющих весьма важное значение. К числу таких явлений обычно относят опасные явления погоды, связанные с конвективной облачностью, и осадки.

9.3.1. Радиолокационная классификация явлений погоды, связанных с конвективной облачностью

Метеорологические радиолокаторы сантиметрового диапазона обычно не фиксируют грозовые разряды, а вероятность обнаружения сигнала от молнии ничтожно мала из-за кратковременности ее существования и использования узких диаграмм направленности при выполнении зондирования атмосферы. Факт осадков определяется по наличию радиоэха у поверхности Земли, однако возможности такого определения ограничены радиусом $90 \div 100$ км под углами возвышения антенны, близкими к нулевым. К тому же с помощью МРЛ не представляется возможным всегда получать однозначную характеристику вида осадков (твердые или жидкие).

Поэтому радиометеорологическая классификация явлений, связанных с *Cb*, несколько отличается от общеизвестной метеорологической классификации и предполагает разделение на три группы:

- I – градоопасные *Cb* и грозовые облака с градом;
- II – грозоопасные облака и ливневой дождь с грозой;
- III – негрозоопасные конвективные облака и негрозовые ливни.

К группе I относятся кучево-дождевые облака, сопровождающиеся грозовыми разрядами и в большинстве случаев выпадением града. Однако из облаков этой группы град может и не выпадать в данный момент, т. е. облако находится в градоносном состоянии.

Группу II образуют облака *Cb*, сопровождающиеся ливневым дождем с грозовыми разрядами, а также облака *Cb*, образование которых связано с интенсивными восходящими потоками, сильной турбулентностью и высокой напряженностью электрического поля. Это, так называемая, предгрозовая стадия, которая обычно визуально фиксируется, как *Cb*, без явлений.

В группу III включают облака *Cu cong. – Cb*, которые за время их жизни не переходят в грозовые облака. Из них в процессе развития может выпадать ливневой дождь различной интенсивности и продолжительности.

Невозможность получения непосредственных характеристик степени опасности явлений (молния, интенсивность конвекции

и др.) с помощью МРЛ заставляет использовать в качестве критерия диагноза косвенные признаки, основанные на различных физико-статистических закономерностях, установленных для определенных физико-географических условий, конкретных МРЛ и методик наблюдения путем статистической обработки и анализа данных.

9.3.2. Радиолокационные критерии диагноза опасных явлений погоды

К числу явлений погоды, связанных с *Cb*, можно отнести достаточно много различных опасных явлений погоды, среди которых, несомненно, особенно важное значение имеют град, грозы и ливни.

Град и градоносные *Cb*. Для ближней зоны критерием градоносного *Cb* является выполнение следующих условий:

- 1) отражаемость в нижней части облака должна быть равна или превышать 46 дБ или $\lg Z \geq 2.8$; такую зону радиоэха называют «ядром» РКО;
- 2) верхняя граница «ядра» РКО должна превышать высоту нулевой изотермы не менее чем на 1.4 км;
- 3) ограничений на высоту верхней границы РКО не накладывается.

Таким образом, наличие града (символ града – Δ) идентифицируется по изображению вертикального разреза *Cb*, если высота верхней границы облачности удовлетворяет условию

$$H_v > (H_{0^\circ C} + 1.4) \text{ при } \lg Z_{\text{ядра}} \geq 2.8.$$

Однозначным критерием града при любой высоте РКО является наличие отражаемости в любой части облака, равной или большей $\lg Z \geq 4.0$ ($Z_e = 58$ дБZ).

Для РКО с $H \geq 10$ км однозначным критерием града является отражаемость на любом уровне, равная или большая $\lg Z \geq 3.7$ ($Z_e = 55$ дБZ).

При структуре критерия $Y = H \lg Z_3$ для РКО с $H \geq 10$ км, критерий Y града

$$Y \geq A,$$

где $\lg Z_3$ – логарифм отражаемости на высоте, превышающей уровень нулевой изотермы на 2–2.5 км; A – пороговое значение, которое зависит от географического района. Величина A равна 40, 35 и 30 для Северного Кавказа, Средней Азии и Украины соответственно.

За пределами ближней зоны, если $H \geq 10$ км и одновременно $\lg Z_3$ и логарифмы отражаемости на уровне нулевой изотермы ($\lg Z_2$) и на уровне 1 км над поверхностью Земли ($\lg Z_1$) больше 2.8, можно идентифицировать наличие града.

Перечисленные критерии имеют достаточно высокую степень надежности и позволяют успешно диагностировать наличие града.

Гроза и ливень. Для диагностирования грозы и ливня по радиолокационным данным предлагались различные критерии, однако в настоящее время наибольшее распространение получил критерий Y .

Используемый в практике оперативных наблюдений с помощью МРЛ критерий

$$Y = H \lg Z_3$$

позволяет распознавать грозу в квадрате 30×30 км с использованием максимальной высоты радиоэха H (км) и отражаемости $\lg Z_3$.

Хорошо известно, что важнейшим моментом в развитии конвективного облака является начало оледенения частиц, находящихся в его верхней части. С ним тесно связан процесс интенсивного разделения электрических зарядов и превращение облака в кучево-дождевое с последующим возникновением ливней и гроз.

Экспериментальные данные показывают, что температура на уровне вершин радиоэха грозовых облаков должна быть в диапазоне от -20 до -25 °С. Таким образом, можно считать первым необходимым условием локализации грозы по радиолокационным данным превышение радиоэхом конвективных облаков высоты изотермы -22 °С, т. е. $H \geq H_{-22^\circ\text{C}}$.

В конвективных облаках восходящие потоки в основном определяют и количество осадков. Тесная связь отражаемости облака с восходящими потоками, его микрофизикой и интенсивностью выпадающих осадков позволяет применить минимальное значение $\lg Z_3$ в грозах — $(\lg Z_3)_{\min}$ в качестве второго необходимого критерия грозового состояния.

В слое около H_3 отмечается наибольший рост облачных частиц, которые являются косвенным индикатором разделения зарядов в *Cb*. Выбор для расчета критерия Y величины $\lg Z_3$ обеспечивает некоторую заблаговременность радиолокационной информации о грозах по сравнению с данными метеорологических станций, поскольку начало грозы обычно совпадает с началом выпадения осадков. Следует заметить, что при описаниях критериев используется обычно величина $\lg Z_a$, однако индекс «а» для простоты записи опускается.

Объяснение указанному факту следует искать в особенностях радиолокационной структуры *Cb*. К концу стадии роста *Cb* величины H и $\lg Z$ достигают своих максимальных значений и в течение некоторого промежутка времени в слое около H_3 может существовать максимум в вертикальном профиле отражаемости $Z_{\max}(h)$.

Устойчивый максимум отражаемости в слое выше нулевой изотермы при длине волны зондирующего излучения, равной 3 см, может являться следствием ряда причин:

- скопления частиц осадков в конвективных ячейках, которые лишь через некоторый промежуток времени становятся грозовыми;
- ослабления радиоволн в избыточной влаге на высотах, лежащих над нулевой изотермой;
- ослабления радиоволн на малых высотах в устойчивом экранирующем ливне;
- образования пористого града в наклонном восходящем потоке, насыщенном избыточной влагой, за которым следует выброс этих частиц в гораздо более сухую атмосферу, где при опускании температуры ниже нуля их оболочка замерзает. Эффективная площадь рассеяния σ и η падающих градин, по мере того, как их поверхностные слои замерзают, уменьшается, приближаясь к соответствующим значениям для чистого льда.

Начало грозы обычно связывают с началом выпадения осадков. Однако МРЛ по критерию Y уже в течение сравнительно значительного промежутка (10÷30 мин) времени стадии роста распознает грозовое состояние. Надо учесть, что продолжительность стадий роста для отдельных Cb может изменяться в широких пределах и зависит в общем случае от интенсивности процессов конвекции в районе наблюдения. Поэтому можно предположить, что чем интенсивней и стремительней выражен конвективный процесс на наблюдаемой территории, тем меньше будет опережение грозы, диагностируемой по данным МРЛ.

В настоящее время на сети МРЛ гроза фиксируется, когда

$$Y > Y_k = H_{-22^{\circ}C} (\lg Z_3)_{\min R},$$

где $(\lg Z_3)_{\min R}$ — минимальное значение $\lg Z_3$ в грозах, а $H_{-22^{\circ}C}$ — высота изотермы $-22^{\circ}C$. При этом предполагается, что для гроз различной интенсивности выполняются следующие соотношения:

- при $Y > Y_k + 14$ наблюдаются грозы R с вероятностью распознавания $B_p > 90\%$;
- при $Y > Y_k + 6$ наблюдаются грозы (R) с вероятностью распознавания $B_p = 70-90\%$;
- при $Y > Y_k$ наблюдаются грозы (R) с вероятностью распознавания $B_p < 70\%$.

Для 65÷78 % гроз их начало по данным МРЛ отличается не более чем на 10 мин по сравнению с данными метеорологических станций. Вероятность совпадения радиолокационной и наземной информации о грозах в радиусе 150 км от МРЛ составляет 82–85 %, а в радиусе 30 км составляет 90–95 %.

С увеличением значения Y растет и среднее число молниевых разрядов облако–Земля $\bar{n}_{\Sigma}$, зафиксированных непосредственно с помощью грозопеленгаторов-дальномеров с заданным порогом и приведенным к единице площади радиоэха гроз для ячейки 30×30 км и интервалу сопоставления 30 мин. При $Y \leq 15$ $\bar{n}_{\Sigma} = 3.5... 3.9$, а при $Y > 15$ $\bar{n}_{\Sigma} = 6.7...7.4$. Ежедневное корректирование Y по $H_{-22^{\circ}C}$ оказывается особенно эффективным при

возникновении гроз во время резких похолоданий в районе наблюдений.

Анализ радиоэха гроз и ливней для разных физико-географических условий России позволил оценить повторяемость используемых в оперативной практике градаций гроз и ливней. Оказалось, что при анализе первичных данных по соотношению гроз и ливней можно выделить следующие зоны: I – 90 % ливней и 10 % гроз; II – 70 % ливней и 30 % гроз; III – 50 % ливней и 50 % гроз; IV – 30 % ливней и 70 % гроз; V – 10 % ливней и 90 % гроз. Границам каждой такой зоны можно поставить в соответствие осредненную величину $Y = H \lg Z_3$; тогда, для зоны I – $Y \leq 9$, II – $9 < Y < 10$, III – $10 \leq Y < 12$, IV – $12 \leq Y < 13$, V – $Y > 13$. Зонам неопределенности II – IV ($9 < Y < 13$) соответствуют 20 % гроз и 15.7 % ливней от общего числа.

Увеличение $\lg Z_{\min R}$ от 1.0 до 1.5 при неизменности структуры принятия решения о грозах приводит как к увеличению числа гроз в градации гроз с малой вероятностью распознавания, так и к увеличению количества гроз, отнесенных к ливням. Возрастает при этом и суммарная ошибка распознавания между классом ливней и маловероятных гроз и уменьшается между ливнями и грозами вообще. Увеличение $\lg Z_{\min R}$ до 1.5 в ситуациях, когда возможно ослабление радиоволн в осадках ближней зоны МРЛ, может привести к неправильной интерпретации радиоэха и занижению числа диагностируемых гроз.

Таким образом, можно считать ливнями все случаи наблюдений РКО с $Y \leq 9$, а грозами – все случаи радиоэха с $Y > 13$. Это составляет 81.2 % ливней и 74.7 % гроз. Для каждой отдельной МРЛ граничные значения Y могут изменяться не более чем на ± 2 .

Такой подход уменьшает зону принятия неоднозначных решений и увеличивает надежность распознавания гроз с высокой степенью достоверности. Одним из недостатков изложенной методики принятия решений является неопределенность величины $\lg Z_{\min R}$, которая может иметь сезонные и суточные вариации в каждом отдельном пункте зондирования.

9.3.3. Определение интенсивности осадков

Из-за большой пространственной и временной изменчивости и интенсивности дождей, а также из-за ограниченности времени наблюдений (1÷2 мин) при оперативных радиолокационных наблюдениях на МРЛ можно производить лишь оценку и получать сведения о пространственном распределении мгновенной (за время, необходимое для нескольких оборотов антенны) максимальной интенсивности выпадающих осадков по ячейкам 30×30 км и 15×15 км в радиусе до 120 км в зависимости от времени года и высоты нулевой изотермы.

Мгновенная оценка называется максимальной потому, что она производится по максимальному значению отраженного сигнала в ячейке 30×30 или 15×15 км. Получение оценок величин интенсивности, осредненных за большой промежуток времени привело бы к существенному усложнению работы МРЛ и практически исключило бы возможность работы МРЛ в режиме штормового оповещения.

По радиолокационным данным с помощью $Z - I$ -соотношения (соотношения Маршалла-Пальмера) можно оценить теоретическую мгновенную интенсивность осадков (кроме морозящих и града). Для такой оценки интенсивности ливневых и обложных осадков, снега с дождем и переохлажденного дождя, наблюдаемых при температуре воздуха от -1 до $+3$ °С, необходимо использовать данные табл. 9.2.

Таблица 9.2

Оценка теоретической мгновенной максимальной интенсивности жидких осадков по радиолокационной отражаемости

$\lg Z, \text{мм}^6/\text{м}^3$	Качественная оценка интенсивности радиозха	Теоретическая мгновенная максимальная интенсивность, мм/ч
0.0 – 1.1	Слабая	0.5 – 2.9
1.2 – 2.7	Умеренная	3.0 – 25.0
2.8 – 3.9	Сильная	25.1 – 140
> 3.9	Очень сильная	> 140

Точность оценки интенсивности осадков будет уменьшаться с увеличением расстояния. Однако в связи с тем, что в диапазоне высот от 0 до 1.5 км отражаемость ливневых осадков в боль-

шинстве случаев не изменяется, можно считать, что измерение отражаемости в любом слое от 0 до 1.5 км будет обеспечивать точность, соответствующую грациям табл. 9.2.

При максимальной температуре воздуха ниже -1°C соотношение $Z - I$ позволяет сделать грубую оценку максимальной интенсивности радиоэха в момент проведения радиолокационных наблюдений по трем грациям: слабая, умеренная и сильная (табл. 9.3).

Таблица 9.3

**Оценка теоретической мгновенной
максимальной интенсивности снегопада**

$\lg Z, \text{мм}^6/\text{м}^3$	Качественная оценка интенсивности радиоэха	Теоретическая мгновенная максимальная интенсивность, мм/ч
-1.5... -0.4	Слабая	0.02 - 0.1
-0.3... 1.2	Умеренная	0.11 - 1.0
≥ 1.3	Сильная	> 1.0

Дополнительным признаком разделения слабого и умеренного снегопада может служить дальность обнаружения слабого снегопада. При обычном потенциале МРЛ и интенсивности отраженного сигнала 6÷12 дБ слабый снегопад практически не будет обнаруживаться далее 40 км, а если и будет, то его радиоэхо практически будет сливаться с радиоэхом поверхности Земли и границей облачности.

9.4. Применение методов теории распознавания образов для диагноза гроз

Применение метеорологических радиолокаторов, входящих в систему штормовых оповещений, позволяет по характеристикам эхо-сигналов гидрометеоров косвенным образом распознавать грозовые облака с вероятностью 80÷85 %. Однако для решения ряда задач требуется распознавать грозовые облака с большей вероятностью. Решить эту задачу позволяют специальные методики, основанные на применении методов теории распознавания образов.

Действительно, разделение радиоэха грозовых и негрозовых облаков по измеренным значениям комплекса радиолокационных характеристик является типичной задачей распознавания образов.

Решение этой задачи возможно различными способами, среди которых наибольшее развитие получили следующие методы:

- на базе теоремы Бейеса, развитой для комплекса параметров;

- с помощью полиномиальных разделяющих функций;

- с помощью квазилинейной дискриминантной функции;

- методом обобщенного портрета.

Все эти способы обеспечивают, при использовании комплекса независимых и наиболее информативных характеристик радиоэха, успешное распознавание радиоэха грозовых облаков. Оправдываемость диагноза «облако грозовое» и «облако негрозовое» в зависимости от реализуемого способа и применяемого комплекса радиолокационных характеристик может составлять 92÷98 %.

9.4.1. Распознавание гроз на основе использования теоремы Бейеса

Использование теоремы Бейеса для диагноза гроз может быть достаточно простым, обеспечивая весьма высокую оправдываемость распознавания радиоэха грозовых облаков.

Теорема Бейеса, иногда называемая теоремой вероятностей гипотез, позволяет провести переоценку вероятностей гипотез, составляющих полную группу несовместимых гипотез, в связи с тем, что произошло некое событие A_k .

Применяя данную теорему для пары гипотез «облако грозовое» и «облако негрозовое», составляющих полную группу действительно несовместимых гипотез, можно записать

$$P(V_1 / A_k) = \frac{1}{1 + \left(\frac{1}{P(V_1)} - 1 \right) \frac{P(A_k / V_2)}{P(A_k / V_1)}}, \quad (9.1)$$

где V_1 и V_2 – гипотезы «облако грозовое» и «облако негрозовое»; $P(V_1)$ и $P(V_2)$ – априорные вероятности грозовых и негрозовых облаков, при этом $P(V_1) + P(V_2) = 1$; $P(A_k/V_1)$ и $P(A_k/V_2)$ – условные вероятности события A_k .

За событие A_k можно, например, принять тот факт, что значение некоторого параметра x_k заключено в пределах $\zeta_k - \Delta\zeta < x_k < \zeta_k + \Delta\zeta$. Поэтому

$$\frac{P(A_k/V_2)}{P(A_k/V_1)} \approx \frac{\rho_{V_1}(\zeta_k)}{\rho_{V_2}(\zeta_k)}, \quad (9.2)$$

где $\rho_{V_2}(\zeta_k)$ и $\rho_{V_1}(\zeta_k)$ – условные плотности распределения параметра x_k в случае негрозовых и грозовых облаков соответственно.

Рассматривая ряд событий $A_1, A_2, \dots, A_n$ и учитывая тот факт, что событие A_1 вследствие независимости событий A_1 и A_2 не изменит условных вероятностей $P(A_2/V_2)$ и $P(A_2/V_1)$, можно найти вероятность гипотезы V_1 при условии, что произошло и событие A_2 , принимая в (9.1) за априорную вероятность $P(V_1)$ вероятность $P(V_1/A_1)$.

Продолжая такой процесс, в случае измерения n параметров $x_1, x_2, \dots, x_n$ имеем

$$P(V_1/A_1, A_2, \dots, A_n) = \frac{1}{1 + \left(\frac{1}{P(V_1)} - 1 \right) \prod_{k=1}^n \frac{P(A_k/V_2)}{P(A_k/V_1)}}. \quad (9.3)$$

Обозначая для краткости условную вероятность $P(V_1/A_1, A_2, \dots, A_n)$ через P_{V_1} и считая, что имеется некоторая случайная величина $\hat{x}(x_1, x_2, \dots, x_k)$ в качестве предиктора ($x_1, x_2, \dots, x_k$ – последовательность независимых значений величины $\hat{x}$), можно записать

$$P_{V_1} = \frac{1}{1 + \frac{P(V_2)}{P(V_1)} \prod_{k=1}^n \frac{P(x_k/V_2)}{P(x_k/V_1)}}. \quad (9.4)$$

Выражение (9.4) с учетом (9.2) можно переписать в виде

$$P_{V_1} = \frac{1}{1 + \frac{P(V_2)}{P(V_1)} \prod_{k=1}^n \frac{\rho_{V_2}(\zeta_k)}{\rho_{V_1}(\zeta_k)}}. \quad (9.5)$$

Априорные вероятности негрозовых $P(V_2)$ и грозowych $P(V_1)$ облаков, устанавливаемые по многолетним статистическим данным, для каждого физико-географического района являются величинами практически постоянными, поэтому отношение $P(V_2)/P(V_1)$ является некой константой, имеющей региональный ход.

Значение этого отношения не оказывает влияния на качество разделения радиоэха грозowych и негрозовых облаков, а изменяет лишь пороговое значение P_{V_1} , при котором производится разделение.

Снимая требование необходимости сбора информации о природной повторяемости грозowych и негрозовых облаков и полагая $P(V_2)/P(V_1) = 1$, вероятность грозowego состояния облака можно рассчитать по формуле

$$P_{V_1} = \frac{1}{1 + \prod_{k=1}^n \frac{\rho_{V_2}(\zeta_k)}{\rho_{V_1}(\zeta_k)}}. \quad (9.6)$$

При равновероятной ошибке опознавания грозowego облака и ложной тревоге пороговое значение $P_{V_1} = 0.5$, т.е. при $P_{V_1} > 0.5$ облако можно считать грозowym, а при $P_{V_1} < 0.5$ – негрозовым.

При диагнозе грозowych облаков является предпочтительным увеличить процент ложной тревоги, чем не опознать грозовое облако. В этом случае пороговое значение P_{V_1} можно взять равным 0.4. Тогда грозовые облака будут диагностироваться при $P_{V_1} \geq 0.4$.

Временной ход значения P_{V_1} , рассчитанный по данным измерений x_k в различные моменты времени, может обеспечить получение тенденции в развитии грозового облака (в направлении увеличивающейся или уменьшающейся грозоопасности).

Важнейшим вопросом реализации распознавания грозowych облаков является выбор оптимального комплекса радиолокационных характеристик. С этой целью можно ввести понятие отношение правдоподобия:

$$\lambda_k = \frac{P(x_k / V_1)}{P(x_k / V_2)}, \quad (9.7)$$

которое показывает, во сколько раз при измеренном значении предиктора одно явление («облако грозовое») правдоподобнее другого («облако негрозовое»). Величины λ_k могут определяться не сразу для всех значений случайной величины $\hat{x}$, а по мере накопления информации. Сравнение отношений правдоподобия лучше производить с двумя пороговыми значениями A и B , величины которых зависят от задаваемых вероятностей ошибок классификации (α , β) и достаточно легко могут быть найдены как функции этих вероятностей.

Отношения правдоподобия накапливают информацию о значениях наблюдений до тех пор, пока не найдется такое x_k , при котором $\lambda_k \geq A$ или $\lambda_k \leq B$, что позволяет на шаге k с определенным уровнем надежности сделать вывод о принадлежности облака к грозовому или негрозовому классу.

Пороги A и B могут быть найдены по формулам

$$A = \frac{1 - \alpha}{\beta}; \quad B = \frac{\alpha}{1 - \beta}. \quad (9.8)$$

С учетом реальных ошибок классификации можно считать, что $A = 9.0$ и $B = 1.1$.

Практически при решении задачи классификации явления, как правило, используется не один признак, а несколько $\hat{x}_1, \hat{x}_2, \dots, \hat{x}_m$, т. е. приходится рассматривать m -мерный вектор-предиктор.

Таблица 9.4

Оценки информативности основных радиолокационных предикторов, используемых для определения грозоопасности облака

Наименование предиктора	Информативность предиктора	Градации предиктора	Диагностический Коэффициент, K
$\lg Z_3$	1.532	0.0 – 0.5	–15.2
		0.6 – 1.1	–12.7
		1.2 – 1.7	–5.7
		1.8 – 2.3	0.2
		2.4 – 2.9	7.7
		3.0 – 5.0	10.4
Н	1.197	2.1 – 3.0	–14.9
		3.1 – 5.0	–11.3
		5.1 – 7.0	–1.2
		7.1 – 9.0	4.8
		9.1 – 11.0	13.5
		11.1 – 13.0	14.2
$\lg Z_1$	0.363	0.0 – 0.5	–14.2
		0.6 – 1.1	–6.0
		1.2 – 1.7	–3.1
		1.8 – 2.3	0
		2.4 – 2.9	3.4
		3.0 – 5.0	6.1

В основе неоднородного многомерного варианта лежат следующие положения:

а) независимые одномерные случайные величины $\hat{x}_1, \hat{x}_2, \dots, \hat{x}_m$ для различных классов явлений имеют разные плотности вероятности;

б) значения каждой случайной величины $\hat{x}_i(x_1, x_2, \dots, x_k)$ также независимы.

Произвольное расположение предикторов в таком варианте не является оптимальным. Признаки необходимо упорядочить (ранжировать), расположив их в порядке убывающей информативности.

Для оценки информативности признаков можно использовать критерий различия Кульбака (J):

$$J = \sum_{k=1}^n [P(\hat{x}_{i,k}/V_1) - P(\hat{x}_{i,k}/V_2)] \lg \frac{P(\hat{x}_{i,k}/V_1)}{P(\hat{x}_{i,k}/V_2)}, \quad (9.9)$$

где $k = 1, 2, \dots, n$ – количество независимых значений (например, градаций) предиктора $\hat{x}_i$ ($i = 1, 2, \dots, m$) m – количество предикторов $\hat{x}_i$; $P(\hat{x}_{i,k}/V_1)$ и $P(\hat{x}_{i,k}/V_2)$ – условные вероятности градаций признака $\hat{x}_{i,k}$ в случае принадлежности его к классам V_1 или V_2 соответственно.

Например, в табл. 9.4 представлены оценки информативности основных радиолокационных предикторов, используемых в оперативной практике для определения грозоопасности облака.

После процедуры отбора наиболее информативных предикторов определяются отношения правдоподобия для каждой градации предикторов и формируются диагностические коэффициенты $K = 10 \lg \frac{P(\hat{x}_{i,k}/V_1)}{P(\hat{x}_{i,k}/V_2)}$ для различных градаций пре-

дикторов (см. табл. 9.4). Из представленных в табл. 9.4 данных видно, что, как и следовало ожидать, наиболее информативными предикторами оказались отражаемость $\lg Z_3$ и максимальная высота радиоэха H , причем, наибольшим диагностическим значением обладают $\lg Z_3 = 3.0-5.0$ и $H = 11.1-13.0$ км. То что следующим по информативности (хотя и достаточно малой) предиктором является отражаемость на высоте 1 км ($\lg Z_1$), тоже представляется вполне обоснованным, поскольку отражаемость на этом уровне позволяет оценить интенсивность осадков, связанных с данной облачной системой.

Решающее правило, на основании которого при наличии нескольких предикторов принимается определенное решение о грозоопасности облака, может быть представлено в виде следующих выражений:

при диагнозе грозоопасного состояния

$$\sum_{i=1}^m 10 \lg \frac{P(\hat{x}_{i,k} / V_1)}{P(\hat{x}_{i,k} / V_2)} \geq 10 \lg A ; \quad (9.10)$$

при диагнозе негрозоопасного состояния

$$\sum_{i=1}^m 10 \lg \frac{P(\hat{x}_{i,k} / V_1)}{P(\hat{x}_{i,k} / V_2)} \leq 10 \lg B. \quad (9.11)$$

При получении неопределенного ответа возможно использование упрощенных правил, когда принимается $10 \lg A = 0$ и $10 \lg B = 0$.

Эффективность применения данной методики существенно зависит от набора статистического материала о параметрах, характеризующих физику явления, успешности определения среднего количества информации, заключенного в каждом параметре, относительно распознаваемого явления, наличия корреляции между параметрами, классификации коррелируемых параметров и отбраковки малоинформативных и коррелируемых параметров.

9.4.2. Распознавание гроз на основе дискриминантного анализа

Достаточно успешно для диагноза грозоопасного состояния может использоваться и техника квадратического дискриминантного анализа.

Построение критерия распознавания гроз сводится к проведению в пространстве признаков $(H, \lg Z_3, H_k)$ разделяющей (дискриминантной) поверхности и последующему сравнению вычисленной для данного признака функции U с пороговым

значением ($H_k = H_{-22^{\circ}C}$). Пороговые значения зависят от соотношения, так называемых, «стоимостей» ошибок распознавания.

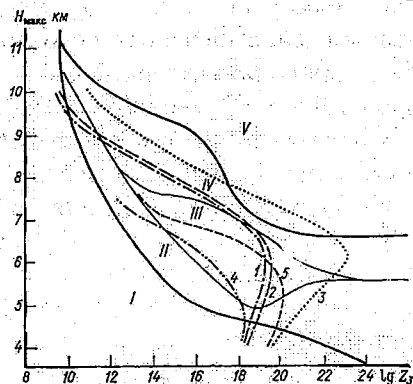


Рис. 9.2. Соотношение гроз и ливней в пространстве параметров по зонам I – V (сплошные линии – границы зон); зависимость квадратичной дискриминантной функции U единой обучающей выборки от H_k .

H_k	6.6	6.0	5.0	5.2	5.5
Кривые.....	1	2	3	4	5

Для практического применения получается простая зависимость дискриминантной функции U от трех переменных H , $\lg Z_3$ и H_k . Задавая H_k как параметр, можно построить семейство кривых $U(H, \lg Z_3, H_k) = 0$ в плоскости H , $\lg Z_3$ (рис. 9.2). При $U \geq 0$ фиксируются грозы, а при $U < 0$ – ливни.

Аналитическое выражение для единой обучающей выборки будет иметь следующий вид:

$$\begin{aligned}
 U(H, \lg Z_3, H_k) = & 2.5025H^2 - 34.1316(\lg Z_3)^2 - \\
 & - 0.2514H^2(\lg Z_3)^2 + 2.0760H^2 \lg Z_3 + 6.1522H(\lg Z_3)^2 - \\
 & - 0.7935H_k^2 + 2[23.8467H + 96.8847 \lg Z_3 - \\
 & - 19.6422H \lg Z_3 + 5.3885H_k + 0.0058H_k H + \\
 & + 0.2094 \lg Z_3 H_k - 0.0566HH_k \lg Z_3 - 134.8041] .
 \end{aligned} \quad (9.12)$$

Для единой обучающей выборки с увеличением H_k от 5 до 6 км суммарная ошибка распознавания уменьшается от 15 до 12.6 % и остается практически неизменной при дальнейшем

увеличении H_k до 7 км (рис. 9.3). При уменьшении H_k возрастает значение величины $\lg Z_3$, необходимое для образования гроз с $H < 7$ км.

Следует отметить, что применение стандартного критерия Y дает суммарную ошибку распознавания от 10 до 35 %; ее минимум достигается при $Y = 10$ (см. рис. 9.3), при этом ошибки распознавания отдельных классов колеблются в пределах от 0 до 80 %. Суммарная ошибка распознавания дискриминантной функции $G(U)$ не превышает 12.6 % для любой вероятности появления гроз и ливней, а ошибка распознавания отдельного класса увеличивается с уменьшением вероятности появления данного класса.

Для гроз с невысокой электрической активностью («слабых» гроз), которые могут наблюдаться при $H \leq 5.5$ км, аналитическое выражение для квадратической дискриминантной функции U имеет вид

$$\begin{aligned} U(H, \lg Z_3, H_k) = & -1.4100H^2 - 34.6319(\lg Z_3)^2 - \\ & -0.3737H^2(\lg Z_3)^2 + 2.7601H^2 \lg Z_3 + 7.4084H \lg Z_3 - \\ & -14.70H_k^2 + 2[28.5161H + 100.9675 \lg Z_3 - \\ & -22.4722H \lg Z_3 + 77.0548H_k - 0.1500HH_k - \\ & -0.7360H_k \lg Z_3 - 0.1171HH_k \lg Z_3 - 318.4841]. \end{aligned} \quad (9.13)$$

При $H_k = 5.2$ и 5.5 км $U = 0$ (см. рис. 9.2).

Для обучающей выборки слабых гроз минимальная суммарная ошибка (9.8 %) наблюдается при $H_k = 5.1$ км, т. е. при высоте изотермы -22°C , равной ее осредненному значению в выборке.

Таким образом, все грозы, для которых $Y \geq 13 \dots 15$ при $H_k = 5.5$ км, можно считать грозами с высокой вероятностью распознавания R , а все конвективные радиоэхо с $Y \leq 7 \dots 9$ — вероятными ливнями (∇).

В зонах II–IV (см. рис. 9.2) можно применять комбинированный метод распознавания. В зоне между $Y < 9$ и $U = 0$ грозы можно обозначать (R); в зоне между $U = 0$ и $Y < 13$ (кривые 1 и 2 на рис. 9.2) — (R). Для слабых гроз при $H_k = 5.5$ км и $U = 0$ (кривые 4 и 5) правила принятия решения несколько изменяются: при

$Y_k < H_k \lg Z_{\min}$ определяются ливни ∇ ; от $Y_k < H_k$ до $U = 0$ – грозы (R); от $U = 0$ до $Y \leq 13 \dots 15$ – грозы (R); при $Y > 13 \dots 15$ – грозы R .

Приведенные критерии являются базовыми, на их основе для каждого МРЛ на основе собственных данных разрабатываются критерии, которые обеспечивают наивысшую достоверность для конкретного МРЛ и определенного региона.

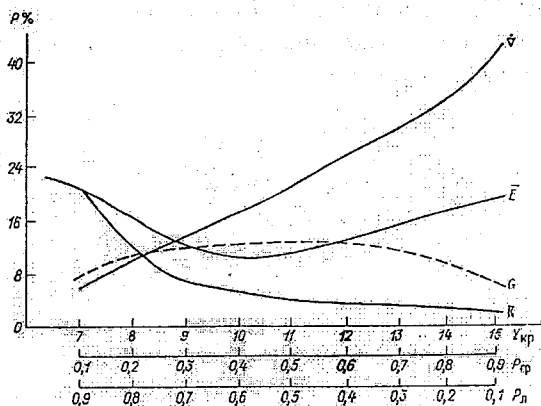


Рис. 9.3. Зависимости средних ошибок распознавания P (%) гроз (R), ливней (∇) и суммарной ошибки распознавания для критерия грозоопасности Y_k ($\bar{E}$) и единой обучающей выборки (G) от априорной вероятности появления гроз $P_{гр}$ и ливней $P_{л}$.

9.5. Эффективность радиометеорологического зондирования атмосферы

Эффективность радиометеорологического зондирования атмосферы может быть определена различными методами, однако наиболее полным представляется метод, основанный на использовании комплексного критерия, характеризующего вероятность получения требуемого объема, точности и оперативности данных. При этом, поскольку информацию об облаках и связанных с ними явлениях погоды при наблюдении с поверхности Земли можно получить как с помощью визуальных, так и радиолока-

ционных методов, то представляет несомненный интерес сопоставление эффективности этих методов между собой.

Следует заметить, однако, что информацию об облачности можно подразделить на два вида: штормовую и срочную. Каждый вид информации обладает своими характеристиками. Поэтому проведение соответствующих оценок, несомненно, должно учитывать этот факт.

Вероятность совместного получения m независимых характеристик i -го вида информации можно определить с помощью следующего соотношения:

$$P_i = \prod_{k=1}^m P(\zeta_{i,k}), \quad (9.14)$$

где $P(\zeta_{i,k})$ — вероятность получения k -характеристики i -го вида информации.

Для нашего случая $i = 2$ и $k = 3$, следовательно, можно переписать

$$P_{ш} = P(V_{ш})P(T_{ш})P(O_{ш}), \quad (9.15)$$

$$P_c = P(V_c)P(T_c)P(O_c), \quad (9.16)$$

где $P_{ш}$ и P_c — вероятности совместного получения характеристик штормовой и срочной информации; $P(V_{ш})$ и $P(V_c)$, $P(T_{ш})$ и $P(T_c)$, $P(O_{ш})$ и $P(O_c)$ — вероятности получения требуемых объема, точности и оперативности штормовой и срочной информации соответственно.

Критерии $P_{ш}$ и P_c характеризуют метеорологическую эффективность наблюдений за облаками и показывают, какой процент полученной информации удовлетворяет заранее поставленным требованиям.

Рассмотрим основные положения методики расчета частных критериев эффективности.

Вероятность получения требуемого объема информации $P(V_{ij})$ об j -ой облачности и метеорологических явлениях зависит одновременно от вероятности обнаружения и распознавания, т. е.

$$P(V_{ij}) = P(V_{ij})_{\text{обн}} P(V_{ij})_{\text{расп.}} \quad (9.17)$$

Вероятность обнаружения облаков и осадков, безусловно, зависит от применяемого метода.

Так, для радиолокационного метода можно записать

$$P(V_{ij}) = \int_{Z_1}^{Z_3} p(Z_{ij}) dZ_{ij} - \int_{Z_1}^{Z_2} p(Z_{ij}) dZ_{ij} = 1 - A, \quad (9.18)$$

где Z_1 и Z_3 – значения минимальной и максимальной отражаемости, которую может иметь j -й вид облачности; Z_2 – минимальное значение отражаемости, которое может быть обнаружено данным МРЛ (с определенным потенциалом) в зоне наблюдения; $p(Z_{ij})$ – функция распределения отражаемости Z_{ij} ;

$$A \equiv \int_{Z_1}^{Z_2} p(Z_{ij}) dZ_{ij}.$$

Характеристики вероятности радиолокационного обнаружения различных типов облаков и связанных с ними явлений достаточно подробно обсуждались в соответствующих разделах. Эти характеристики отличаются для различных типов облаков и зависят, кроме того, от расстояния и потенциала МРЛ.

Тогда, с учетом того, что вероятность распознавания облаков по результатам радиолокационных наблюдений составляет в среднем 0.9, можно получить, что вероятности получения требуемых объемов радиолокационной информации составляют 0.58 для штормовых и 0.31 для срочных наблюдений.

Вероятность обнаружения и распознавания облаков, ливней, гроз и града сетью наземных метеостанций существенно зависит от плотности расположения станций, характера явления и условий его возникновения. В целом можно считать, что для срочных наблюдений вероятность получения требуемого объема равна 0.59, а для штормовых – не больше 0.2.

Вероятность обеспечения требуемой точности определения s -х параметров облачности и явлений можно оценить с помо-

щью формулы Лапласа, характеризующей вероятность попадания случайной ошибки χ_s на участок (a, b) . В случае нормального закона распределения ошибок

$$P(T_i)_s = P(a > \chi_s > b) = \frac{1}{2} \left[\Psi \left(\frac{b - m_s}{\sigma_s \sqrt{2}} \right) - \Psi \left(\frac{a - m_s}{\sigma_s \sqrt{2}} \right) \right], \quad (9.19)$$

где

$$\Psi(\chi) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^{\chi} e^{-t^2} dt$$

– интеграл вероятности; m_s – математическое ожидание ошибки χ_s , σ_s – среднее квадратическое отклонение χ_s ; a и b – предельно допустимые ошибки при каком-либо методе измерений.

Определим $P(T_i)$ применительно к измерениям высоты верхней границы облаков среднего и верхнего ярусов, а также конвективных облаков. Будем при этом считать, что максимальная ошибка не должна превышать ± 1 км.

Допуская, что при наблюдениях средняя квадратическая ошибка составляет $\sigma_{\Delta H} = 0.7$ км. На основании (9.19) найдем $P(T_i)_H$ в интервале от $b = 1$ км до $a = -1$ км при $\sigma_{\Delta H} = 0.7$ км и $m_{\Delta H} = 0$; $P(T_i) = 0.84$. Для радиолокационных наблюдений применительно к Сб значение $\sigma_{\Delta H} = 0.5$ км и соответственно $P(T_i) = 0.95$.

Для визуальных наблюдений можно получить, что в среднем как для срочных, так и для штормовых наблюдений $P(T) = 0.85$.

Время обновления информации можно также считать случайной величиной. Поэтому оценка вероятности получения информации с заданной оперативностью может быть выполнена на основе закона Пуассона:

$$P(O_i) = 1 - \sum_{i=1}^{n-1} \frac{a_i^{n-1}}{(n-1)!} e^{-a_i}, \quad (9.20)$$

где n – минимально необходимое число обновлений i -го вида информации; a_i – среднее число обновлений i -го вида информации за 1 ч, обеспечиваемое данной системой наблюдений.

При среднем времени прохождения штормовой информации от наземной метеорологической сети до потребителя в 20 мин вероятность того, что обновление штормовой информации может происходить 4 раза за 1 ч ($a_i = 3$, $n = 4$), согласно (9.20), будет составлять $P(O_{ш}) = 0.4$. Естественно, что для срочной информации эта вероятность должна быть равной 1.

Наземная система наблюдений за облачностью обеспечивает ежечасную передачу данных, поэтому вероятность обновления срочной информации 1 раз в 1 ч равна 1.

Реально в зависимости от применяемых каналов связи и объема информации время прохождения штормовой информации от МРЛ до потребителя может составлять 5÷20 мин при среднем его значении, равном 10 мин. Это означает, что в среднем за 1 ч такая информация обновляется 5 раз. Тогда вероятность того, что такое обновление происходит 4 раза и более за 1 ч ($a_i = 5$, $n = 4$), $P(O_{ш}) = 0.74$. Для срочной радиолокационной информации $P(O_c) = 1$.

Тогда окончательно можно получить, что вероятность совместного получения штормовых характеристик для наземной и радиолокационной сети наблюдений составляют 0.07 и 0.41 соответственно, а для срочных наблюдений они равны 0.5 и 0.26.

Анализ этих данных показывает, что при $R = 300$ км получение штормовой радиолокационной информации является более эффективным по сравнению с визуальными метеорологическими наблюдениями; в то же время при реализации срочных наблюдений визуальные наблюдения оказываются более эффективными, чем радиометеорологические. Именно поэтому иногда метеорологические радиолокационные станции иногда называют локаторами штормового оповещения.

9.6. Автоматизация радиометеорологического зондирования атмосферы

Процессы получения и обработки радиометеорологической информации являются весьма трудоемкими и при ручном способе реализации не отвечают современным требованиям по точности, пространственному разрешению, оперативности и способам доведения информации до потребителей. Именно поэтому необходима автоматизация процесса получения радиолокационной информации, ее оперативной обработки в требуемом темпе и представления в виде, необходимом для потребителя. Решение этой проблемы потребовало как разработки специальной аппаратуры сопряжения МРЛ с компьютером, так и разработки специального математического обеспечения.

В настоящее время наиболее широко используются два типа отечественных специализированных автоматизированных радиометеорологических комплексов: системы АКСОПРИ и МЕТЕОЯЧЕЙКА.

9.6.1. Система АКСОПРИ

Автоматизированный комплекс сбора, обработки и представления радиолокационной информации (АКСОПРИ) представляет собой комплекс технических и программных средств, обеспечивающих автоматизированное проведение радиолокационных наблюдений и передачу информации потребителям, в том числе и удаленным.

АКСОПРИ обеспечивает решение ряда следующих основных задач:

- получение информации об опасных явлениях погоды, связанных с конвективной облачностью;
- оперативное измерение характеристик осадков по большим площадям;
- сверхкраткосрочный прогноз эволюции и перемещения полей облачности и осадков;
- контроль активных воздействий на облачные системы с целью регулирования осадков и подавления града;
- комплексные исследования атмосферы.

Комплекс содержит следующие технические устройства:

- метеорологический радиолокатор МРЛ-5;
- аппаратуру предварительной обработки сигналов (АПОС) и сопряжения радиолокатора с компьютером;
- управляющий вычислительный комплекс (УВК);
- устройства представления информации на цветном мониторе и передачи информации потребителям.

Работой МРЛ управляет компьютер, с помощью которого производится выбор рабочего канала зондирования, определяется режим предварительной обработки и включается режим кругового обзора. АПОС осуществляет предварительную аналоговую и цифровую обработку сигналов, отраженных от метеорологических объектов, непрерывную калибровку потенциала радиолокатора и обеспечивает сопряжение МРЛ-5 с компьютером. Предварительная цифровая обработка заключается в преобразовании сигналов радиоэха в специальный код и последующем вычислении исходных радиолокационных характеристик. При этом обеспечивается дискретность съема информации через каждые 250 м по дальности; данные осредняются по заданным интервалам дальности (0.5, 1.0 или 2.0 км) и азимутального угла (1°). Значения отражаемости рассчитываются в 250 прилегающих ячейках пространства. При этом обеспечивается контрольное отображение распределения радиоэха на ИКО и ИДВ. С целью повышения точности измерений отражаемости метеорологических объектов в составе АПОС используется блок автоматической калибровки, обеспечивающий непрерывный оперативный контроль потенциала радиолокатора.

Информативность данных АКСОПРИ существенно повышена благодаря включению дополнительных режимов обработки и представления данных. Так, режим ФАЗА обеспечивает измерение разности радиальных скоростей элементарных отражателей (частиц облаков и осадков) на интервале дальности 500 м и отображение на индикаторах МРЛ зон повышенных неоднородностей поля скоростей и турбулентности.

Информация об отражаемости и неоднородностях поля скоростей при конических обзорах пространства для заданного набора углов возвышения антенны поступает в компьютер. Следует заметить при этом, что количество обзоров и дискрет-

ность по углам возвышения антенны определяется автоматически в соответствии с задачами, которые должен решать комплекс. Эти задачи могут достаточно оперативно изменяться оператором МРЛ.

После завершения ввода информации в компьютер на печать может быть выведена информация о распределении отражаемости или неоднородностей поля ветра на любом высотном уровне и высоты верхней границы облачности. После выполнения необходимой обработки на печать также могут выдаваться распределение интенсивности выпадающих осадков и опасных явлений погоды. Цифровая информация выводится по полю 100×100 элементов с пространственным размером ячеек представления 1×1 , 2×2 или 4×4 км в зависимости от выбранного радиуса обзора пространства.

Для оперативного представления полученной метеорологической информации и удобства анализа перечисленные карты распределений отображаются также на цветном мониторе компьютера в виде цветных мозаичных карт.

Комплекс с помощью модема позволяет организовать передачу штормовой информации по телефонной линии связи.

Следует отметить, что комплекс АКСОПРИ может обеспечивать различные режимы получения метеорологической радиолокационной информации. При работе на 1 канале ($\lambda \approx 3$ см) реализуется узкая диаграмма направленности (0.5°), удобная для работы в высоких и умеренных широтах, особенно в тех случаях, когда облачные образования небольшие и поля осадков слабые (метеорологические объекты имеют малую вертикальную протяженность и малую отражаемость). При работе с мощными метеорологическими образованиями (летом или в тропических широтах) можно перейти на работу во 2 канале ($\lambda \approx 10$ см), где затухание радиоволн в метеорологических образованиях намного меньше. При работе с градовыми облаками можно использовать режим одновременной работы на двух каналах, реализуя метод двухволновой радиолокации.

АКСОПРИ позволяет не только отображать полученную радиолокационную информацию определенного типа и в заданном масштабе, но и выполняет архивацию данных радиометеорологического зондирования атмосферы. Дальнейшая обработка

архивированных данных позволяет просматривать на мониторе динамику метеорологической обстановки, совмещать метеорологическую обстановку с картой местности, исключать отражения от местных предметов.

9.6.2. Система «МЕТЕОЯЧЕЙКА»

Комплекс аппаратуры «МЕТЕОЯЧЕЙКА» предназначен для получения информации об опасных явлениях погоды, связанных с облаками.

Комплекс обеспечивает автоматизированное управление метеорологическим радиолокатором МРЛ-5, сбор, обработку и анализ информации, полученной с помощью управляющего вычислительного комплекса, с отображением ее на цветном мониторе, а также распределение обработанной метеорологической информации удаленным потребителям.

С помощью комплекса «МЕТЕОЯЧЕЙКА» реализуется решение следующих основных задач:

- проведение наблюдений, обработка и анализ данных МРЛ в режиме конических разрезов пространства обзора для ближней (до 40 км) и дальней (30÷300 км) зон, представление обработанной информации в виде горизонтальных и вертикальных сечений пространства обзора. Максимальная высота обзора составляет 16 км, а общее количество декартовых ячеек представления – 1600 (40×40 ячеек). Информация о вертикальном профиле облачности представляется в виде вертикальных сечений для дальней зоны с размером ячеек представления 15×15 км (масштаб 150 км) или 30×30 км (масштаб 300 км), а также для ближней зоны с размером ячеек представления 5×5 км.

- прием и обработка пеленгов грозовых разрядов, принятых грозопеленгатором-дальномером в радиусе 100 и 420 км.

- прием и обработка формализованных сообщений о наблюдаемых опасных явлениях погоды, поступающих от наземных метеорологических станций штормового кольца в зоне обзора МРЛ, вводимых в комплекс по мере их поступления.

- проведение автоматического комплексного анализа радиолокационных характеристик метеорологических объектов на базе моделей классификации и распознавания типов опасных

явлений с вероятностью правильного распознавания не ниже 87%.

- отображение метеорологической информации на цветном мониторе с указанием на справочном поле цветовой кодировки, масштаба и режима работы, времени наблюдений и используемых размеров координатной сетки.

- передача обработанной информации в виде специализированных телеграмм по каналам связи.

Комплекс аппаратуры «Метеоячейка» состоит из следующих основных устройств:

- аппаратура первичной обработки, размещаемая в МРЛ-5;
- аппаратура вторичной обработки, размещаемая в КДП;
- аппаратура абонентского пункта.

В комплексе аппаратуры обработки и анализа данных имеются два блока устройства предварительной обработки (дистанционное) УПО-Д и командно-диспетчерский пункт КДП. Блок УПО-Д содержит два канала обработки и управления. Устройство обработки осуществляет предварительную обработку эхосигналов и выдает обработанную информацию в каждое устройство управления. Устройство управления передает в блок обработки команды управления обработкой, содержащиеся в командном сообщении. После исполнения каждой команды устройство обработки осуществляет передачу в блок управления сообщение об исполнении и характеристику завершения. Блок управления через устройство коммутации реализует также управление функционированием и контроль работоспособности метеорологического радиолокатора, передавая в КДП обработанную информацию и сообщения о состоянии МРЛ-5.

Устройство коммутации, кроме подключения УПО-Д к МРЛ и КДП, осуществляет включение и отключение питания выбранной секции обработки и управления. Принятые устройством коммутации сигналы о состоянии радиолокатора и метеорологическая информация поступают в компьютер, где происходит окончательная обработка и анализ данных радиометеорологического зондирования атмосферы.

С помощью пульта управления осуществляется управление метеорологическим радиолокатором через устройства коммутации и управления.

Работа всего комплекса управляется с помощью стандартного и специального математического обеспечения. Стандартное программное обеспечение поддерживает работу системы в реальном масштабе времени, обеспечивает взаимодействие со всеми видами периферийных устройств, а также функциональный контроль в рабочем и автономном режимах. Прикладное математическое обеспечение позволяет решать функциональные задачи по управлению комплексом, обработке и распределению метеорологической информации.

С помощью аппаратуры абонентского пункта пользователь, удаленный на расстояние до 5 км, может получать карты метеорологических явлений, верхней границы облачности и отражаемостей в заданном слое, вертикального сечения по заданному азимуту. Дополнительно возможно получение таблиц штормового оповещения, а также карт интенсивности осадков, видимости в осадках, отражаемостей на 5 уровнях и наличия шквалов.

В телеграмме, формируемой для передачи в канал связи, содержится информация о времени измерения, используемом типе разреза, масштабе измерений, обнаруженных типах опасных явлений погоды, скорости перемещения и направлении перемещения опасных явлений погоды, координат точек контура каждого опасного явления погоды с указанием высоты облачности, с которой связано данное опасное явление.

Радиолокационная метеорологическая информация с комплекса «Метеоячейка» может дополнительно при наличии соответствующих каналов связи отображаться на индикаторах диспетчеров управления воздушным движением в ближайшем аэропорту. При этом стандартная метеорологическая информация совмещается с картой зоны аэродромного узла, границами секторов УВД и используемыми воздушными трассами.

ГЛАВА 10

ДОПЛЕРОВСКОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ

10.1. Доплеровские РЛС и особенности зондирования атмосферы

Метеорологические доплеровские радиолокационные станции предназначены для измерения скоростей перемещения облаков, осадков, невидимых неоднородностей атмосферы, а также для измерения скоростей движения рассеивающих частиц внутри атмосферных образований.

Принцип действия доплеровской РЛС основан на использовании эффекта Доплера, который применительно к радиолокации заключается в том, что частота отраженных сигналов изменяется, если наблюдатель и отражающий объект перемещаются друг относительно друга.

Гидрометеорные частицы атмосферных образований участвуют в сложных движениях: под действием ветра они перемещаются в горизонтальном направлении в составе всего образования; под действием гравитационных сил, восходящих и нисходящих потоков они движутся в вертикальном направлении; вследствие турбулентного перемешивания они хаотически изменяют свое местоположение в пространстве. Вследствие наличия таких перемещений отражателей в атмосфере частота отраженных от них радиолокационных сигналов действительно может измениться, т. е. может наблюдаться доплеровский сдвиг частоты.

Упорядоченное движение атмосферного образования как системы отражателей определяет средний доплеровский сдвиг частоты, а движение отдельных отражателей относительно друг друга влияет на ширину спектра доплеровских частот. Таким образом, изучая спектр принимаемого радиолокационного сигнала, можно получить информацию о движении как всего атмосферного образования в целом, так и о движении гидрометеорных частиц внутри самого атмосферного образования.

Следует отметить, что доплеровский сдвиг частоты связан только с радиальным перемещением отражающих объектов (с радиальными скоростями). Поэтому с помощью доплеровского радиолокатора возможно измерение лишь радиальных скоростей. Для получения полного вектора скорости атмосферного образования или спектра вектора перемещения отдельных отражателей необходимо иметь три доплеровские РЛС, облучающих выбранный для зондирования метеорологический объект с разных направлений.

Для измерения разности частот отраженного и излученного сигналов необходимо сохранить информацию о фазе излученного сигнала до момента приема отраженного. Поэтому доплеровские РЛС должны быть когерентными. Наиболее просто информация о фазе излученного сигнала может быть сохранена в РЛС с непрерывным излучением.

Когерентные РЛС с непрерывным излучением. РЛС непрерывного излучения с использованием эффекта Доплера работают следующим образом.

Передающая антенна излучает непрерывные высокочастотные синусоидальные колебания, формируемые генератором высокой частоты, с угловой частотой ω , фаза которых во времени изменяется по линейному закону

$$\varphi = \omega t.$$

Радиолокационный сигнал, отраженный от цели, находящейся на расстоянии R , приходит к приемной антенне с запаздыванием, которое вызывает отставание фазы принимаемых сигналов относительно излучаемых на величину

$$\varphi_{\text{н}} = \omega \left(t - \frac{2R}{c} \right).$$

При обнаружении неподвижного объекта принимаемые сигналы имеют постоянный сдвиг фазы относительно излучаемых, а в случае подвижных объектов фаза сигналов будет непрерывно меняться вследствие изменения дальности до рассеивающего объекта. От изменения фазы можно перейти к частоте, так как они между собой однозначно связаны:

$$\omega_{\pi} = \frac{d\varphi_{\pi}}{dt} = \omega \left[1 - \frac{d}{dt} \left(\frac{2R}{c} \right) \right]. \quad (10.1)$$

Из соотношения (10.1) следует, что если объект неподвижен, то производная от расстояния по времени равна нулю и частота принимаемых сигналов равна частоте излучаемых. При обнаружении движущегося объекта производная от расстояния по времени представляет собой радиальную составляющую скорости объекта. В соответствии с этим

$$\frac{d}{dt} \left(\frac{2R}{c} \right) = \pm \frac{2}{c} v_R. \quad (10.2)$$

С учетом (10.2) выражение (10.1) может быть переписано в виде

$$\omega_{\pi} = \omega \left(1 \pm 2 \frac{v_R}{c} \right)$$

или

$$f_{\pi} = f \left(1 \pm 2 \frac{v_R}{c} \right),$$

где v_R — радиальная скорость рассеивающего объекта, c — скорость распространения электромагнитной энергии.

Таким образом, при наличии радиальной составляющей скорости объекта частота принимаемых радиолокационных сигналов действительно отличается от частоты излучаемых высокочастотных колебаний на величину доплеровского сдвига частоты

$$F_d = |f_{\pi} - f| = \frac{2v_R}{c} f = 2 \frac{v_R}{\lambda},$$

где λ — длина волны электромагнитного излучения.

Так как радиальная скорость связана с полной скоростью соотношением $v_R = v \cos \psi$, то

$$F_d = 2 \frac{v_R}{\lambda} \cos \psi,$$

где ψ — угол между линией визирования цели и вектором ее скорости.

Доплеровский сдвиг частоты, который иногда называют доплеровской частотой, представляет собой разностную частоту биений между принимаемыми и излучаемыми сигналами. Частота этих биений выделяется с помощью фильтра и может быть измерена. Другими словами, метеорологическая информация оказывается заключена в доплеровской частоте или спектре доплеровских частот непрерывного выходного сигнала.

Так как доплеровская РЛС должна обеспечивать наблюдение объектов, имеющих разные скорости перемещения, то соответствующий фильтр доплеровских частот должен обладать определенной полосой пропускания, определяемой соотношением

$$\Delta F_d = \frac{2}{c} f [(v_R)_{\max} - (v_R)_{\min}],$$

где $(v_R)_{\max}$ и $(v_R)_{\min}$ — наибольшее и наименьшее значения радиальной скорости объектов соответственно.

Так как доплеровская частота жестко связана с длиной волны излучаемой энергии, то для таких РЛС выбор длины волны необходимо производить с учетом возможных скоростей движения метеорологических объектов.

Измерение дальности в таких РЛС хотя принципиально и возможно, однако сопряжено с определенными техническими трудностями. Угловые координаты в доплеровских РЛС определяются обычными для радиолокации способами.

Когерентно-импульсные РЛС. При использовании когерентно-импульсной РЛС проявление доплеровского эффекта имеет характерные особенности по сравнению с РЛС непрерывного излучения, связанные с импульсным режимом работы. В таких РЛС сравнение частот излученного и отраженного сигналов должно происходить в течение длительности импульса. При таком режиме работы РЛС колебания доплеровских частот наблюдаются не в виде непрерывных функций времени, а в виде

их дискретных значений за время длительности отраженных импульсов; доплеровские биения как бы просматриваются в стробоскоп, при этом роль частоты стробирования выполняет частота повторения отраженных сигналов.

Действительно, в когерентно-импульсной РЛС излучаются когерентные импульсы, т. е. высокочастотные импульсы с одинаковой фазой несущей частоты. Они формируются из высокочастотных колебаний, которые используются в качестве опорных в процессе измерений разности частот отраженного и излученного сигналов (доплеровской частоты). При этом из гармонических колебаний когерентного излучения «вырезается» передаваемая последовательность импульсов. В результате наложения принятых отраженных сигналов на непрерывные опорные колебания образуется некоторый смешанный сигнал, где и сосредоточена информация о фазовом сдвиге.

Пусть опорное когерентное колебание имеет вид

$$A(t) = A_0 \cos \omega t = A_0 \cos 2\pi f t,$$

а фаза этого колебания

$$\varphi = 2\pi f t.$$

Фаза несущих колебаний последовательности когерентных импульсов, отраженных от цели, движущейся по закону $R(t) = R_0 + v_R t$ и описываемых выражением

$$A_n(t) = A_{no} \cos \left[2\pi f \left(t - \frac{2R}{c} \right) - \varphi' \right],$$

будет равна

$$\varphi_n = 2\pi f \left(t - \frac{2R}{c} \right) - \varphi' = 2\pi(f \pm F_d) - \varphi_0 - \varphi',$$

где

$$\varphi_0 = 2\pi f \left(t - \frac{2R_0}{c} \right),$$

φ' — сдвиг фазы при отражении.

Иначе говоря, в когерентно-импульсных РЛС сигналы, отраженные от движущейся цели, на выходе приемника представляют собой последовательность импульсов, промодулированных по амплитуде доплеровской частотой (спектром доплеровских частот) и метеорологическая информация заключена в изменении амплитуд отраженных импульсов, в результате чего должен анализироваться спектральный состав огибающих импульсных сигналов.

Разность фаз амплитуды когерентного излучения и принятого когерентного радиоимпульса будет тогда равна

$$\Delta\varphi = \varphi - \varphi_0 = \pm 2\pi F_d t + \varphi_0 + \varphi'.$$

Если наблюдаемый метеорологический объект неподвижен, то $F_d = 0$ и в течение действия когерентных отраженных импульсов происходит изменение амплитуд выходных импульсов в зависимости от суммы фаз $\varphi_0 + \varphi'$. Если объект движется ($F_d \neq 0$), то разность фаз когерентного колебания и принятого сигнала непрерывно изменяется, что приводит к изменениям амплитуды смешанного сигнала. Является существенным при этом, что эта амплитуда может иметь знак «плюс» или «минус» (быть пульсирующей), в результате чего движение объекта может быть определено по наличию хотя бы одного изменения полярности смешанного сигнала, так как для этого достаточно, чтобы дальность изменялась всего лишь на четверть длины волны излучения.

Очевидно, что в когерентно-импульсных РЛС частота повторения импульсов (F_n) накладывает определенные ограничения на измеряемые доплеровские частоты. Дело в том, что огибающая импульсов выходного сигнала равна доплеровской частоте при условии, если справедливо соотношение $F_d \leq F_n/2$. Для значений $F_d > F_n$ получить однозначный ответ на вопрос о величине доплеровской частоты невозможно.

С целью увеличения диапазона возможных значений измеряемых доплеровских частот увеличивают частоту повторения импульсов и длину волны. Однако это может оказаться затруднительным в связи с необходимостью обеспечить требуемую

дальность действия РЛС, так как диапазон дальности ограничивается частотой повторения излучаемых импульсов.

Псевдокогерентно-импульсные РЛС. Как правило, при формировании мощных высокочастотных импульсов из непрерывного когерентного колебания могут возникать определенные трудности, поскольку излучаемые импульсы являются обычно некогерентными, т. е. фаза несущей частоты может изменяться случайным образом от импульса к импульсу. Для того чтобы некогерентные излученные импульсы при приеме отраженных превратить в когерентные, в псевдокогерентно-импульсной РЛС осуществляется запоминание начальной фазы в каждом излучаемом импульсе с помощью специального когерентного колебания, которое может создаваться как в непрерывном, так и в импульсном режимах.

Несмотря на случайный характер начальной фазы каждого излучаемого импульса, а следовательно, и отраженного импульса, при неизменном расстоянии разность фаз когерентных колебаний и принятого сигнала остается постоянной. Это определяет одинаковую амплитуду смешанных импульсов, т. е. начальные фазы этих сигналов компенсируются. Такая же компенсация имеет место при движении цели, но в этом случае разность фаз, кроме того, изменяется на величину, определяемую временем запаздывания от импульса к импульсу. Таким образом, под действием когерентного колебания и полезного сигнала в псевдокогерентно-импульсной РЛС происходят формально такие же процессы, как и в когерентной РЛС с непрерывным излучением. Поэтому когерентные РЛС с непрерывным излучением и псевдокогерентные РЛС называют истинно когерентными РЛС.

Истинно когерентные РЛС, предназначенные для измерения скорости метеорологических объектов, обычно используют в исследовательских целях; когерентные РЛС с непрерывным излучением могут применяться для определения скорости перемещения атмосферных образований; псевдокогерентные РЛС могут использоваться для исследования динамических процессов в атмосферных образованиях и облачности.

В практике радиометеорологического зондирования наибольшее распространение получили когерентно-импульсные метеорологические доплеровские РЛС, позволяющие исследовать движение гидрометеорных частиц в каждом разрешаемом

объеме внутри атмосферных образований и, в частности, для изучения такого явления, как турбулентность.

10.2. Связь спектра доплеровских частот со скоростями движения рассеивающих центров

Пусть с помощью доплеровской РЛС непрерывного излучения наблюдаются две одинаковые по размеру гидрометеорные частицы, перемещающиеся вдоль радиолуча со скоростями v_1 и v_2 . При этом в момент начала наблюдения частицы находятся на одинаковом расстоянии от РЛС. Результирующий отраженный сигнал от этих частиц может быть представлен в виде

$$E(t) = E \cos \omega \left(t - \frac{2v_1 t}{c} \right) + E \cos \omega \left(t - \frac{2v_2 t}{c} \right), \quad (10.3)$$

где E — амплитуда волны, отраженной отдельной частицей.

Используя формулу для суммы косинусов, имеем

$$E(t) = 2E \cos \frac{v_1 - v_2}{c} \omega t \cos \omega \left[t - \frac{v_1 + v_2}{c} t \right]. \quad (10.4)$$

Из (10.4) следует, что пара гармонических колебаний образует биение, амплитуда которого изменяется с частотой $\omega(v_1 - v_2)/c$, пропорциональной разности скоростей частиц, а высокочастотное заполнение смещено по частоте на величину $\omega(v_1 + v_2)/c$, пропорциональную их средней скорости.

Эту информацию можно извлечь из отраженного радиолокационного сигнала, исследуя его спектр.

В обычных РЛС обработку сигналов производят, анализируя частоту огибающей высокочастотного сигнала (видеочастоты). В доплеровских РЛС применяют специальное фазовое детектирование. Фазовое детектирование соответствует смещению частотного спектра сигнала на ω относительно опорного колебания. При этом информация, содержащаяся в радиолокационном сигнале, не меняется. При анализе спектра тогда можно

выделить спектральные линии $\omega v_1/c$, $\omega v_2/c$, соответствующие скоростям частиц, или определить среднюю скорость движения метеорологического объекта и ширину спектра скоростей движения частиц.

Иначе дело обстоит с некогерентными РЛС. Обычное амплитудное детектирование позволяет выделить огибающую биений, создавая сигнал с разностной частотой $\omega(v_1 - v_2)/c$. Высокочастотное заполнение сигнала, определяемое вторым сомножителем выражения (10.4), устраняется. В результате теряется информация о средней скорости движения метеорологического объекта.

В более общем случае метеорологический объект можно представить как совокупность множества частиц со скоростями, распределенными в пределах $v_1 - v_2$. Для такой модели приведенные выше рассуждения остаются в силе. Высокочастотный радиолокационный сигнал можно характеризовать распределенным спектром шириной

$$\Delta\omega = \omega \frac{v_1 - v_2}{c} \quad (10.5)$$

и средним доплеровским сдвигом

$$\Omega = \omega \frac{v_1 + v_2}{c}. \quad (10.6)$$

Эти величины позволяют определить ширину спектра радиальных скоростей частиц и среднюю скорость их движения. Когерентная РЛС позволяет определить оба эти параметра, а некогерентная – лишь ширину спектра скоростей.

При случайном движении рассеивателей спектр доплеровских частот также будет случайным и для его анализа необходимо определить корреляционную функцию флуктуаций частоты принимаемых сигналов.

Рассмотрим характер корреляционной функции и соответствующий ей спектр флуктуаций сигнала, отраженного от совокупности случайно перемещающихся в пространстве рассеивателей, распределение скоростей перемещения которых будем

считать стационарными случайными процессами. Сигнал, отраженный от совокупности таких рассеивателей, можно записать в виде

$$E(t) = \sum_{i=1}^N E_i \cos(\omega t - \alpha_i),$$

где E_i — амплитуда волны, отраженной i -м рассеивателем; N — число частиц в одновременно отражающем объеме; $\alpha_i = 2kl_1(t)$ — фаза сигнала элементарного рассеивателя (здесь $k = 2\pi/\lambda$, $l_1(t)$ — проекция смещения i -го рассеивателя на направление радиолуча в момент времени t).

Корреляционная функция отраженных сигналов может быть записана в виде

$$\begin{aligned} R(\tau) &= \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N \overline{E_i E_j \cos(\omega t - \alpha_i) \cos(\omega t' - \alpha'_j)} = \\ &= \frac{1}{2} \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N \overline{E_i E_j \cos[\omega(t + t') - (\alpha_i + \alpha'_j)]} + \quad (10.7) \\ &+ \frac{1}{2} \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N \overline{E_i E_j \cos[\omega(t - t') - (\alpha_i - \alpha'_j)]} = \frac{1}{2} A_1 + \frac{1}{2} A_2, \end{aligned}$$

где $\alpha'_j = 2kl'_j = 2kl_j(t')$ — фаза j -го отражателя в момент времени t' .

Анализ слагаемых, входящих в правую часть (10.7), позволяет сделать следующие выводы. Первое слагаемое (A_1), представляющее собой среднее значение быстро изменяющейся гармонической функции с медленно изменяющейся по сравнению с ω случайной фазой, при бесконечных пределах осреднения обращается в нуль ($A_1 = 0$). Второе слагаемое с точностью до постоянного множителя может быть представлено в виде

$$A_2 = \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N \overline{E_i E_j \cos \omega(t - t') \cos(\alpha_i - \alpha'_j)} +$$

$$+ \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N \overline{E_i E_j \sin \omega(t-t') \sin(\alpha_i - \alpha'_j)}. \quad (10.8)$$

Второе слагаемое в (10.8) при осреднении в бесконечных пределах оказывается равным нулю, а в первом слагаемом отличными от нуля будут лишь те члены, для которых $i = j$. Введем обозначения: $\tau = t - t'$, $2k\tau v = \alpha_i - \alpha'_j$, где v — скорость изменения расстояния между двумя частицами, которую будем считать постоянной за время корреляции. Тогда выражение (10.7) для корреляционной функции может быть представлено как

$$R(\tau) = \frac{1}{2} \sum_{i=1}^N \overline{E_i^2 \cos 2k\tau v \cos \omega \tau}. \quad (10.9)$$

Для атмосферного образования, состоящего из частиц одинакового размера, выражение (10.9) будет иметь вид

$$R(\tau) = \frac{1}{2} \overline{NE_i^2 \cos 2k\tau v \cos \omega \tau}. \quad (10.10)$$

Спектр флуктуаций радиолокационных сигналов при известной корреляционной функции определяется соотношением

$$\begin{aligned} G(\Omega) &= \frac{2}{\pi} \int_0^\infty R(\tau) \cos \Omega \tau d\tau = \\ &= \frac{2}{\pi} \int_0^\infty w(v) dv \int_0^\infty NE^2 \cos 2k\tau v \cos \omega \tau \cos \Omega \tau d\tau, \end{aligned} \quad (10.11)$$

где $w(v)$ — закон распределения проекций абсолютных скоростей рассеивателей на направление радиолуча.

Таким образом, изучая спектр флуктуаций амплитуд радиолокационных сигналов, отраженных от облаков и осадков, на выходе когерентно-импульсных РЛС, можно получить информацию о спектре скоростей движения рассеивателей внутри рассматриваемого метеорологического объекта.

10.3. Связь ширины спектра доплеровских частот со скоростями турбулентных движений

Ширина спектра доплеровских частот однозначно связана со скоростями турбулентных движений в атмосфере.

Пусть Δv – разность между радиальной скоростью некоторого отдельного отражателя и радиальной скоростью частицы, находящейся в середине разрешаемого объема. В этом случае закон распределения разности скоростей рассеивателей может быть записан в виде

$$w(\Delta v) = \int_{-\infty}^{+\infty} w_0(v_0)w(v_0 + \Delta v)dv_0, \quad (10.12)$$

где

$$w_0(v_0) = \int_{-\infty}^{+\infty} w_i(v_0)p(l)dl$$

– распределение разности скоростей радиального перемещения рассеивателей относительно рассеивателя, находящегося в центре исследуемого объема; $w_i(v_0)$ – условное распределение радиальных скоростей рассеивателей, находящихся на расстоянии l от центра рассеивающего объема, и скорости рассеивателя, расположенного в его центре; $p(l)$ – относительный вклад в общую мощность радиолокационного сигнала отражений от частиц, находящихся на расстоянии l от центра объема.

Если разрешаемый объем, имеющий вид усеченного конуса, заменить эквивалентной сферой радиуса B , то

$$p(l) = \frac{3}{B^3 l^2} \text{ при } l \leq B,$$
$$p(l) = 0 \text{ при } l > B.$$

Введенное выше условное распределение $w_i(v_0)$ примем нормальным:

$$w_i(v_0) = \frac{1}{\sqrt{2\pi Dv_0(l)}} \exp\left(-\frac{v_0^2}{2Dv_0(l)}\right), \quad (10.13)$$

где $Dv_0(l)$ – структурная функция, определяемая выражением

$$Dv_0(l) = [v_0(\bar{R} + l) - v_0(\bar{R})]^2 = C_\zeta \zeta^{2/3} l^{2/3}. \quad (10.14)$$

Здесь $\bar{R}$ – радиус-вектор относительно центра рассеивающего объема; ζ – проекция этого радиуса-вектора на направление радиолуча; C_ζ – структурная постоянная.

Средняя ширина закона распределения $w_0(v_0)$ и его дисперсия с учетом (10.13) и (10.14) будут иметь вид

$$\Delta v_0 = \int_{-\infty}^{+\infty} v_0 w_0(v_0) dv_0 = \sqrt{\frac{2}{\pi}} C_\zeta \zeta \int_0^\infty l^{1/3} p(l) dl, \quad (10.15)$$

$$\Delta v_0^2 = \int_{-\infty}^{+\infty} v_0^2 w_0(v_0) dv_0 = C_\zeta \zeta^{2/3} \int_0^\infty l^{2/3} p(l) dl. \quad (10.16)$$

В результате интегрирования получаются следующие соответствующие выражения:

$$\Delta v_0 = \frac{9}{10} \sqrt{\frac{2}{\pi}} C_\zeta^{1/2} \zeta^{1/2} B^{1/3}, \quad (10.17)$$

$$\Delta v_0^2 = \frac{9}{11} C_\zeta \zeta^{2/3} B^{2/3}. \quad (10.18)$$

С учетом полученных соотношений средняя и средняя квадратическая ширина спектра мощности отраженных сигналов будут определяться следующим образом:

$$\Delta \bar{F} = \frac{2}{\lambda} \Delta \bar{v}_0 = 1.01 \frac{2}{\lambda} C_{\zeta}^{1/2} \zeta^{1/2} B^{1/3}, \quad (10.19)$$

$$\Delta \bar{F}^2 = \Delta v_0^{-2} \left(\frac{2}{\lambda} \right)^2 = 1.64 \left(\frac{2}{\lambda} \right)^2 C_{\zeta} \zeta^{2/3} B^{2/3}. \quad (10.20)$$

Из (10.19) и (10.20) следует, что, зная среднюю и среднюю квадратическую ширину спектра флуктуаций мощности отраженных сигналов, можно получить информацию о турбулентных движениях в атмосфере. Полученные соотношения справедливы, однако, лишь для случая, когда влиянием других метеорологических факторов на спектр мощности отраженных сигналов по сравнению с турбулентными пульсациями ветра можно пренебречь. Более того, если разрешаемый объем нельзя заменить равновеликой сферой, то соответствующие соотношения существенно усложняются.

10.4. Зондирование атмосферы с помощью доплеровских РЛС

Как следует из проведенного выше краткого теоретического рассмотрения, доплеровские РЛС могут быть использованы для зондирования атмосферы для решения ряда специальных задач. К числу таких задач следует отнести изучение микрофизических характеристик осадков, структуры ветра, турбулентности и ряда других характеристик физического состояния атмосферы.

Измерение характеристик осадков.

Если считать капли дождя сферическими, то величина E^2 , входящая в выражение (10.11), будет пропорциональна мощности сигнала, отраженного частицей, которая в соответствии с законом релеевского рассеяния пропорциональна шестой степени диаметра рассеивающих частиц d . В свою очередь, диаметр рассеивающих частиц функционально связан со скоростями их падения. В частности, скорость падения капель (м/с) будет равна

$$v = 42d \text{ при } d \leq 0.1 \text{ см,}$$

$$v = 14.2\sqrt{d} \text{ при } d > 0.1 \text{ см.} \quad (10.21)$$

Выражая обратную зависимость через $d = \varphi(v)$, обозначим

$$E^2 = C[\varphi(v)]^6, \quad p(v) = \frac{[\varphi(v)]^6}{[\varphi(v)]^6},$$

где C — постоянный коэффициент.

Если считать, что капли дождя не переносятся ветром и участвуют только в гравитационном падении, то выражение для спектра флуктуаций радиолокационных сигналов (10.11) при известной корреляционной функции можно представить в виде

$$\begin{aligned} G(\Omega) &= NC[\overline{\varphi(v)}]^6 \int_{-\infty}^{+\infty} p(v) dv \int_{-\infty}^{+\infty} \cos 2k\tau v \cos \omega\tau \cos \Omega\tau d\tau = \\ &= NC[\overline{\varphi(v)}]^6 \int_{-\infty}^{+\infty} p(v) \left[\delta\left(v - \frac{\lambda}{2}F\right) + \delta\left(v + \frac{\lambda}{2}F\right) \right] dv = \bar{A}p(v), \end{aligned} \quad (10.22)$$

где $\bar{A} = NC[\overline{\varphi(v)}]^6$, $F = (\omega - \Omega)/2\pi$ — отклонение частоты сигнала от частоты зондирующего колебания, δ — дельта-функция.

Из соотношения (10.22) следует, что спектр флуктуаций амплитуд радиолокационных сигналов, отраженных от дождя, повторяет по форме закон распределения проекций абсолютных скоростей на направление радиолуча с учетом того вклада, который они вносят в суммарную отражаемость.

Если капли дождя одинаковы по размерам, то мощность отраженных от них сигналов не зависит от скорости падения частиц и соотношение для частотного спектра флуктуаций амплитуд отраженных сигналов можно записать как

$$G(\Omega) = NE^2 \int_{-\infty}^{+\infty} w(v) \left[\delta\left(v - \frac{\lambda}{2}F\right) + \delta\left(v + \frac{\lambda}{2}F\right) \right] dv = \bar{A}w(v). \quad (10.23)$$

Из (10.23) следует, что в этом случае спектр флуктуаций амплитуд отраженных сигналов повторяет по форме закон распределения абсолютных скоростей рассеивателей.

Если капли дождя одновременно участвуют в двух независимых движениях (падение под действием гравитационных сил и увлечение воздушным потоком под действием ветра), то закон распределения скоростей капель можно представить в виде двумерного закона:

$$w(v_r, v_b) = w(v_r)w(v_b), \quad (10.24)$$

где $w(v_r)$ и $w(v_b)$ – законы распределения проекций горизонтального и вертикального движений капель на направление радиолуча.

Подставляя $w(v) = w(v_r, v_b)$ в формулу (10.22) и интегрируя по v_r и v_b , можно получить выражение для спектра флуктуаций радиолокационных сигналов, отраженных от атмосферных образований, частицы которых участвуют в двух независимых движениях.

Аналогичный подход можно было бы применить и для случая, когда совокупность частиц осадков участвует одновременно в горизонтальном и вертикальном движениях, а также и в турбулентном перемешивании.

Измерение ветра

Измерение характеристик ветра обычно производится по наблюдениям за перемещением облаков и зон выпадающих осадков.

При наблюдениях за облаками и осадками, выпадающими в районе размещения доплеровской РЛС, антенна направляется горизонтально. Если ветер отсутствует, то выпадающие капли дождя не будут иметь радиальной составляющей скорости и доплеровская частота отраженных сигналов на выходе РЛС будет равна нулю. При наличии ветра у выпадающих капель дождя появляется радиальная компонента скорости, что приведет к доплеровскому сдвигу частоты отраженного сигнала.

При изменении азимутального направления антенны доплеровская частота будет изменяться и будет иметь максимальное значение тогда, когда антенна окажется ориентированной по направлению ветра или навстречу ему.

Измерение вертикальных движений рассеивающих частиц

Определение вертикальных движений рассеивающих частиц, свободно увлекаемых воздушным потоком (мелкокапельные облака, диэлектрические неоднородности атмосферы и пр.), производится при антенне доплеровской РЛС, направленной в зенит.

В результате измерений доплеровской частоты отраженных сигналов дождевых облаков может быть получена картина вертикальных движений частиц, являющаяся результатом действия как их гравитационного оседания, так и увлечения вертикальными воздушными потоками.

Действительно, радиолокационный спектр доплеровских частот от совокупности движущихся гидрометеоров при вертикальном зондировании связан со спектром их диаметров, что, в свою очередь, определяет спектр скорости частиц:

$$n(F)dF = n(d)dd = n(v)dv. \quad (10.25)$$

Имея измеренные значения доплеровских частот, можно определить среднюю скорость вертикального движения $\bar{v}$ с учетом весового вклада отражающей способности частиц:

$$\bar{v} = \int_{v_1}^{v_2} v\eta(v)dv \left(\int_{v_1}^{v_2} \eta(v)dv \right)^{-1}, \quad (10.26)$$

а также дисперсию скоростей:

$$\sigma_v^2 = \int_{v_1}^{v_2} v^2\eta(v)dv \left(\int_{v_1}^{v_2} \eta(v)dv \right)^{-1} S^2, \quad (10.27)$$

где

$$S^2 = \left(\int_{v_1}^{v_2} v\eta(v)dv \right)^2 \left(\int_{v_1}^{v_2} \eta(v)dv \right)^{-2},$$

а пределы интегрирования (доплеровские скорости частиц v_1 и v_2) соответствуют минимальному и максимальному значению доплеровских частот, соответственно $\eta(v)$ – отражающая способность частицы, имеющей скорость в интервале от v до $v + dv$.

В случае вертикального зондирования частиц, находящихся в зондирующем объеме, их средняя доплеровская скорость, измеряемая РЛС, равна

$$\bar{v} = \pm v_z - \bar{v}_g,$$

где $\bar{v}_g$ – средняя скорость гравитационного оседания частиц, v_z – средняя вертикальная скорость воздушного потока в объеме зондирующего импульса.

Полученная таким образом информация позволяет более детально изучить динамику развития облаков, ливневых осадков и гроз.

С помощью доплеровских радиолокационных систем может быть получена и другая важная информация о микроструктуре и динамических процессах облаков и осадков.

ГЛАВА 11

ЛАЗЕРНОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ

11.1. Метеорологические квантовые оптические локаторы

В последние годы для целей зондирования атмосферы все более широко используются метеорологические оптические квантовые локаторы (ОКЛ), обычно называемые лидерами.

Метеорологические ОКЛ позволяют определять пространственно-временные вариации аэрозоля в приземном слое воздуха, характеристики облаков и туманов, проводить зондирование атмосферы с целью изучения атмосферного аэрозоля и измерения основных метеорологических величин атмосферы, исследовать газовые компоненты и параметры атмосферной турбулентности.

Основой метеорологических ОКЛ является оптический квантовый генератор (ОКГ), называемый лазером. Высокая когерентность и монохроматичность излучения, очень малая геометрическая расходимость луча, возможность создания при необходимости чрезвычайно высокой спектральной плотности потока излучения определяют основные достоинства лазера.

В зависимости от того, что является рабочей активной средой ОКГ, различают лазеры газовые, жидкостные, твердотельные и полупроводниковые. В зависимости от источника энергии, которой питаются (накачиваются) ОКГ, их можно условно разделить на лазеры с оптической, электрической, искровой и химической накачкой.

На рис. 11.1. показаны диапазоны длин волн и мощностей, характеризующих некоторые типы лазеров.

Метеорологические оптические квантовые локаторы строятся по тем же принципам, что и импульсные РЛС, с учетом особенностей диапазона, в котором работает ОКГ. При применении метеорологических ОКЛ так же, как и метеорологических РЛС, важное значение имеют такие характеристики, как дальность

действия, разрешающая способность, точность и время измерений, время обработки получаемой информации.

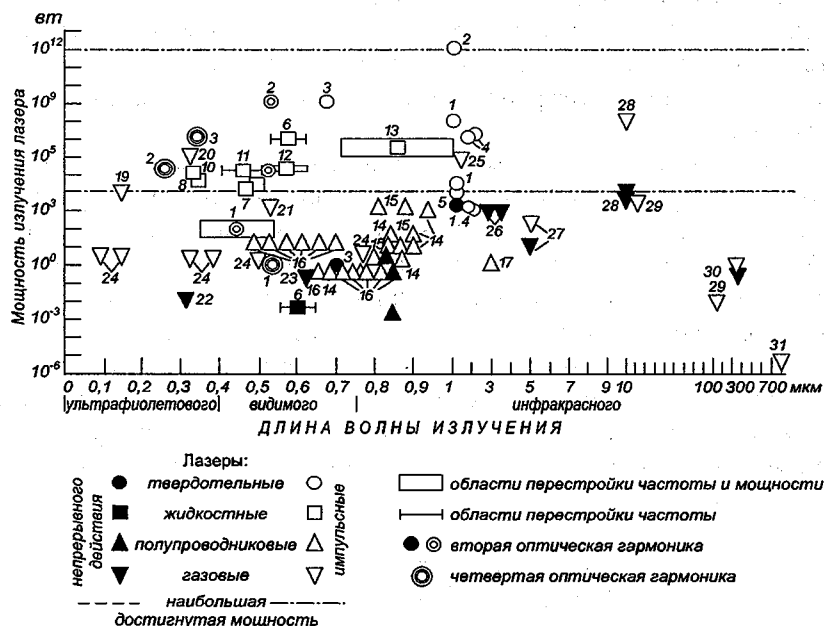


Рис. 11.1. Длины волн и мощности излучения различных лазеров.

Активные среды: 1—алюмоиттриевый гранат с примесью Nd, 2—стекло с примесью Nd, 3—рубин, 4—гранат (или стекло) с примесью Er, 5—неорганические жидкости с растворенной окисью Nd, 6—родамин 6G, 7—сцинтилляторы, 8—Р-фенил, 9—метилумбеллиферон, 10—родамин GL, 11—кумарины, 12—арилоксазолы, 13—полиметиловык красители, 14—CaAs, 15—двойная гетероструктура CaAs с (GaAl)As, 16—(GaP)As, 17—InAs, 18—сплав Kd+Se+S, 19—H₂, 20—N₂, 21—N, 22—пары Kd, 23—смесь He+Ne, 24—Ar (ионизированный), 25—пары I, 26—HF, 27—CO, 28—CO₂, 29—пары H₂O, 30—пары HCN, 31—пары йодистого циана

Несмотря на различие решаемых задач, ОКЛ строятся в основном по одинаковому принципу. Типовой ОКЛ (рис. 11.2) состоит из оптического квантового генератора 1, оптической системы 2, отвечающей треугольной призмы 3, приемника 4 и усилителя светового импульса синхронизации 5, оптической приемной системы 6, приемника оптического излучения 7,

приемного усилителя 8, индикатора 9 и устройства обработки информации 10.

В качестве передающих устройств современных метеорологических ОКЛ наибольшее распространение получили твердотельные оптические квантовые лазеры, работающие как в оптическом, так и в ультрафиолетовом диапазоне электромагнитного излучения.

Основными параметрами импульсных ОКГ являются длина волны излучения, мощность энергии в зондирующем импульсе, длительность и частота следования зондирующих импульсов. Так, для некоторых типов подобных лазеров импульсная мощность излучения на первой гармонике может достигать нескольких десятков мегаватт при длительности импульсов $5 \div 10$ нс ($1 \text{ нс} = 10^{-9} \text{ с}$) и частоте следования импульсов $0.1 \div 100$ Гц. ОКГ с такими параметрами обеспечивают пространственное разрешение до нескольких метров и вполне удовлетворяют требованиям к пространственной точности зондирования атмосферы.

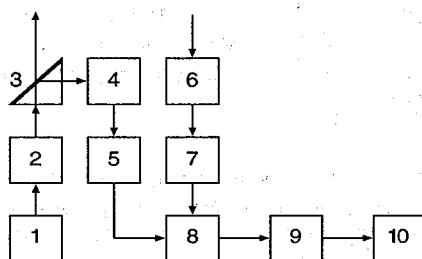


Рис. 11.2. Блок-схема оптического квантового лоатора

Во многих ОКЛ диаграмма направленности излучаемой энергии формируется оптическим резонатором и имеет ширину до десяти угловых минут. Использование специальных оптических систем позволяет еще более сузить луч.

Приемная оптическая система предназначена для формирования приемной диаграммы направленности, обеспечивая максимальный прием световой энергии и пропускания сигналов только определенных частот. Диаметр некоторых видов оптических антенн метеорологических ОКЛ составляет $0.3 \div 0.5$ м.

Прием сигналов в определенном спектральном диапазоне осуществляется с использованием узкополосных интерференци-

онных фильтров или специальных спектральных приборов. В качестве оптических приемников чаще всего применяют фотоэлектронные умножители (ФЭУ) с максимумом чувствительности в требуемой части спектра.

Индикаторные и регистрирующие системы метеорологических ОКЛ включают радиоэлектронные блоки регистрации и обработки информации.

11.2. Взаимодействие лазерного излучения с атмосферой

В процессе распространения лазерного излучения оно взаимодействует с атмосферой, претерпевая поглощение и рассеяние на аэрозольных частицах и молекулах газов. При этом различают молекулярное, аэрозольное, резонансное, спонтанное и комбинационное виды рассеяния. Для оптического диапазона волн существенное значение имеет резонансное поглощение.

Молекулярное рассеяние представляет собой упругое (без изменения частоты) рассеяние сигнала атомами и молекулами, а также их флуктуационными скоплениями.

Так как размеры молекул газов много меньше длины волны оптического лазерного излучения, то имеет место релеевский тип рассеяния. Молекулярное рассеяние зависит от плотности воздуха. При рассеянии на молекулах воздуха интенсивность рассеяния в различных направлениях неодинакова и определяется так называемой индикатриссой рассеяния. Удельная эффективная площадь молекулярного рассеяния и индикатрисса рассеяния выражаются с помощью следующих соотношений:

$$\eta_m = \frac{32\pi^3(n-1)}{3\lambda^4 N} s, \quad (11.1)$$

$$\chi_m = \frac{3}{16\pi} (1 + \cos^2 \varphi), \quad (11.2)$$

где N – число частиц в единице объема, s – коэффициент, учитывающий деполяризацию рассеянного излучения (примерно

равный единице), λ – длина волны излучения, φ – угол рассеяния, n – показатель преломления воздушной среды, определяемый выражением

$$n = 1 + a \frac{N}{N_0}.$$

Здесь a – коэффициент, зависящий от длины волны, N_0 – число молекул в единице объема приземного воздуха стандартной атмосферы.

Тогда при рассеянии назад ($\varphi = \pi$) эффективная площадь молекулярного рассеяния называется удельной эффективной площадью обратного молекулярного рассеяния и определяется соотношением

$$\eta_m(\varphi = \pi) = \eta_m^* = \frac{4\pi a^2}{\lambda^4 N_0} N = (\sigma_m)_i N, \quad (11.3)$$

где $(\sigma_m)_i$ – эффективная площадь обратного молекулярного рассеяния одной i -й молекулы.

В дальнейшем, если нет специальных упоминаний, всегда будем рассматривать именно обратное рассеяние, поэтому значок (*) обычно опускается.

Аналогичным образом может быть представлена полная эффективная площадь обратного молекулярного рассеяния.

Молекулярное рассеяние используется, главным образом, при исследованиях плотности атмосферы.

Аэрозольное рассеяние соответствует рассеянию лазерного излучения на атмосферных аэрозолях. Эффекты рассеяния существенно зависят от соотношения между длиной волны излучения и размерами рассеивателей, а также от угла, под которым измеряется рассеяние. Относительно мелкие (по сравнению с длиной волны излучения) рассеиватели имеют индикатрису рассеяния, подчиняющуюся закону Релея; частицы, сравнимые по размерам с длиной волны излучения, имеют индикатрису рассеяния, подчиняющуюся закону Ми. Рассеяние по Ми при этом может в некоторых случаях оказаться значительно сильнее релеевского. Это означает, что при наличии

крупных по размерам рассеивателей одной компоненты сигналы релеевского рассеяния других компонент могут оказаться замаскированными.

Удельная эффективная площадь рассеяния и индикатрисса рассеяния в случае аэрозольного рассеяния определяются соотношениями

$$\eta_a = N \int_0^{\infty} N(a_i) \sigma(\lambda, a_i) da_i, \quad (11.4)$$

$$\chi_a = \frac{1}{Q} \int_0^{\infty} N(a_i) \chi(\varphi, a_i) da_i, \quad (11.5)$$

где N – число аэрозольных частиц в единице объема; $\sigma(\lambda, a_i)$ – эффективная площадь рассеяния частицы размера a_i на длине волны λ ; $N(a_i)$ – функция распределения аэрозольных частиц по размерам; Q – параметр, нормирующий индикатриссу рассеяния к единице, $\chi(\varphi, a_i)$ – индикатрисса рассеяния частицы размером a_i при длине волны λ .

Аэрозольное рассеяние используется, как правило, при исследовании облаков и туманов.

Резонансное рассеяние имеет место в том случае, когда частота излучения, падающего на атомную или молекулярную систему, равна или близка к одной из частот их собственных электронных переходов. В этом случае эффективная площадь рассеяния может быть весьма значительной. Эффективная площадь резонансного рассеяния одной молекулы с достаточной степенью точности определяется выражением

$$\sigma_p = \frac{e^2 f}{4 \Delta \nu \epsilon m c}, \quad (11.6)$$

где ϵ – диэлектрическая проницаемость; e и m – заряд и масса электрона соответственно; f – сила осциллятора; $\Delta \nu$ – спектральная ширина резонансной линии при условии $\Delta \nu < \Delta \nu_{\text{окт}}$; c – скорость распространения электромагнитной энергии.

Спектральная ширина резонансной линии для верхней стратосферы и мезосферы определяется доплеровским эффектом,

обусловленным движением молекул среды. При этом удельная ЭПР резонансного рассеяния может быть рассчитана с помощью следующего соотношения:

$$\eta_p = 7.5 \cdot 10^{-3} \frac{f \lambda_0 M^{1/2}}{\sqrt{2RT}}, \quad (11.7)$$

где λ_0 — длина волны, соответствующая центру линии, M — относительная молекулярная масса, R — газовая постоянная, T — температура атмосферы.

Изучая аспекты, связанные с резонансным рассеянием, можно определить концентрацию и температуру резонансно рассеивающих компонент атмосферы.

Комбинационное рассеяние проявляется в том, что в спектре рассеянного излучения кроме линий, характеризующих падающее излучение, могут наблюдаться добавочные спектральные линии. Эти добавочные спектральные линии, появляющиеся в результате рассеяния, для каждого рассеивающего вещества имеют свои характерные отличия, обусловленные собственными частотами колебаний молекул. При этом наблюдаются две системы спектральных линий (стоксовы и антистоксовы компоненты), появляющиеся по обе стороны возбуждающей линии. Расстояние (по шкале частот) целиком определяется свойствами исследуемых молекул, а амплитуды — их концентрацией. Если возбуждающее излучение попадает в область полосы поглощения среды, то эффект комбинационного рассеяния усиливается и имеет место резонансное комбинационное рассеяние. При значительной интенсивности падающего излучения эффект рассеяния дополнительно усиливается за счет, так называемого, вынужденного спонтанного комбинационного рассеяния.

Спонтанное комбинационное рассеяние часто называют рамановским рассеянием. ЭПР одной молекулы при спонтанно-комбинационном рассеянии определяется выражением

$$\sigma_k = \frac{2^7 \pi^5}{3c^4} (\nu \pm \nu_{k,n})^4 L_{k,n}, \quad (11.8)$$

где $\nu = 1/\lambda$ – волновое число падающего излучения, $\nu_{k,n}$ – волновое число возможных колебательных переходов молекулы, $L_{k,n}$ – тензор рассеяния, k и n – колебательные квантовые числа начального и конечного состояний.

Эффективная площадь комбинационного рассеяния на $2\div 3$ порядка меньше значений эффективной площади молекулярного рассеяния. Однако при этом эффективная площадь спонтанно-комбинационного рассеяния так же, как и эффективная площадь молекулярного рассеяния, пропорциональна четвертой степени частоты падающего излучения. Это означает, что для получения больших значений ЭПР необходимо работать с излучением, частота которого сдвинута в ультрафиолетовую часть спектра.

Использование спонтанно-комбинационного рассеяния позволяет определить абсолютные концентрации атмосферных компонент.

Резонансное поглощение имеет место в том случае, когда частота излучения, падающего на атомную или молекулярную систему, как и в случае резонансного рассеяния, равна или близка к одной из частот их собственных электронных переходов.

В отличие от резонансного рассеяния, при котором падающая на частицу энергия рассеивается практически в том же диапазоне частот, при резонансном поглощении поглощенная молекулами среды энергия переходит в тепловую энергию молекул, которая затем может излучаться в широком диапазоне частот в виде теплового излучения.

ЭПР резонансного поглощения одной частицы можно определить из соотношения вида

$$\sigma_{\text{рп}} = h\nu_{n,0} A_{n,0} \frac{\lambda}{4\pi^2 n \Delta\nu} \frac{J}{2J-1} X_J^{-1}, \quad (11.9)$$

где h – постоянная Планка; n и J – колебательные и вращательные квантовые числа; $A_{n,0}$ – вероятность спонтанного перехода между колебательными уровнями n и 0 ; $\Delta\nu$ – ширина линии одиночного колебательно-вращательного перехода; X_J – множи-

тель Больцмана, определяющий число молекул, находящихся на различных вращательных уровнях.

Эффект резонансного поглощения может быть использован для определения загрязняющих примесей в приземном слое атмосферы.

11.3. Уравнение дальности оптической локации атмосферы

Уравнение дальности оптической локации атмосферы можно получить аналогично уравнению дальности радиолокационного наблюдения метеорологических объектов.

В случае лазерных импульсных измерительных систем соответствующее уравнение записывается в виде

$$P_{\text{п}} = \Pi_{\text{л}} \frac{\sigma}{R^2} k_3 K, \quad (11.10)$$

где $P_{\text{п}}$ – мощность принятого сигнала, $\Pi_{\text{л}}$ – потенциал лазерного лоатора, R – расстояние до отражающего объема, σ – ЭПР отражающего объема, k_3 – коэффициент заполнения, K – коэффициент ослабления лазерного излучения.

Потенциал лазерного лоатора определяется соотношением

$$\Pi_{\text{л}} = \frac{1}{16} P_0 \tau A k_{\text{оп}},$$

где P_0 – импульсная излучаемая мощность, τ – длительность зондирующего импульса, A – входная апертура оптической системы, $k_{\text{оп}}$ – коэффициент пропускания приемной оптической системы.

В оптическом диапазоне метеорологические объекты обладают значительной неоднородностью рассеивающих свойств. Более того, оптические свойства этих объектов оказываются неодинаковыми даже в пределах пространства, ограниченного

одновременно отражающим объемом, что приводит к флуктуациям ЭПР.

В связи с этим ЭПР при лазерном зондировании метеорологических объектов определяется выражением

$$\sigma = \int_0^l h(l) e^{-2 \int_R^{R+l} \gamma(r) dr} dl, \quad (11.11)$$

где $l = \sigma t / 2$ – протяженность одновременно отражающего объема, $h(l)$ – закон изменения ЭПР внутри импульсного объема вследствие флуктуаций индикатриссы рассеяния и числа рассеивающих частиц, $\gamma(r)$ – закон изменения коэффициента ослабления лазерного излучения.

Первый множитель в подынтегральном выражении (11.11) определяет пространственную изменчивость отражающих свойств метеорологического объекта, а второй – пространственную изменчивость его ослабляющих свойств. Для случая оптической локации с разнесенными передающей и приемной системами коэффициент заполнения, учитывающий несовместность оптических осей приемника и передатчика, определяется соотношением

$$k_3 = \exp \left[- \frac{3L^2}{\left(R\theta_\Sigma + \frac{d}{r} \right)^2} \right],$$

где L – расстояние между параллельными осями лучей; θ_Σ – сумма углов расходимости передающего и приемного лучей; d – начальный диаметр передающего и приемного лучей. На расстояниях $R > L/\theta$ можно считать, что $k_3 = 1$.

Коэффициент ослабления определяется зависимостью

$$K = \exp \left[-2 \int_0^{R_0} \gamma(r) dr \right],$$

где $\gamma(r)$ – удельный коэффициент ослабления.

Если $k_z = 1$, $h(l) = h_0 = \text{const}$ в интервале от 0 до $ct/2$, а $\gamma(r) = \gamma = \text{const}$ при $R \leq r \leq R + ct/2$, то выражение для соответствующего тока фотоприемника может быть записано следующим образом:

$$i = \frac{P_0 A k_a M q_\lambda \eta}{16 R^2} (1 - e^{\gamma c t}) \exp \left[-2 \int_0^{R_0} \gamma(r) dr \right], \quad (11.12)$$

где P_0 – излучаемая мощность, A – входная апертура оптической системы, M – коэффициент усиления приемника, q_λ – спектральная чувствительность фотоприемника, η – удельная ЭПР метеорологического объекта.

Выражение (11.12) позволяет, измерив ток фотоприемника, определить удельную ЭПР метеорологического объекта при лазерном зондировании атмосферы. В общем случае в (11.12) следовало бы еще учесть ток, обусловленный фоновой засветкой помехи.

11.4. Применение ОКЛ для зондирования атмосферы

11.4.1. Измерение плотности атмосферы

Измерение плотности атмосферы основано на использовании эффекта молекулярного рассеяния. Оно связано с проблемой разделения аэрозольного и молекулярного рассеяний. Достаточно успешно эти типы рассеяния можно разделить методом двухчастотного зондирования.

При двухчастотном зондировании частоты лазерных излучений выбирают так, чтобы аэрозольное рассеяние в слое не зави-

село от частоты. Пусть, например, с помощью двухчастотного ОКЛ получены вертикальные профили суммарной ЭПР:

$$\begin{aligned}\sigma_1(H) &= \sigma_{M1}(H) + \sigma_{A1}(H), \\ \sigma_2(H) &= \sigma_{M2}(H) + \sigma_{A2}(H),\end{aligned}\quad (11.13)$$

где σ_M и σ_a – ЭПР молекулярного и аэрозольного рассеяний, индексы «1» и «2» означают соответствующие длины волн.

Так как для ЭПР при молекулярном рассеянии выполняется закон Релея, т. е. ЭПР обратно пропорциональна четвертой степени используемой длины волны излучения, то можно записать

$$\frac{\sigma_{M1}}{\sigma_{M2}} = \frac{\lambda_2^4}{\lambda_1^4}. \quad (11.14)$$

Решение системы уравнений (11.13) с учетом (11.14) позволяет получить следующие решения:

$$\sigma_{A1}(H) = \frac{M}{\left(\frac{\lambda_1}{\lambda_2}\right)^4 - M} \left[\left(\frac{\lambda_2}{\lambda_1}\right)^4 \sigma_2(H) - \sigma_1(H) \right], \quad (11.15)$$

$$\sigma_{A2}(H) = \frac{\left(\frac{\lambda_1}{\lambda_2}\right)^4 \sigma_2(H) - \sigma_1(H)}{\left(\frac{\lambda_2}{\lambda_1}\right)^4 - M}, \quad (11.16)$$

где M – коэффициент, характеризующий частотную зависимость аэрозольного рассеяния, который может быть предварительно рассчитан для всей трассы.

Таким образом, в результате двухчастотного зондирования получают вертикальные профили суммарного молекулярного и аэрозольного рассеяний. По известным профилям $\sigma_{A1}(H)$ и

$\sigma_{A2}(H)$ в соответствии с (11.15) и (11.16) определяют вертикальный профиль аэрозольного рассеяния, который «вычитают» из полученных суммарных профилей. В результате этого получают профили молекулярного рассеяния, по которым можно определить профиль плотности.

Молекулярное и аэрозольное рассеяние могут быть разделены при использовании и трехволнового зондирования, и в этом случае уже не требуется вводить предположение о неизменности ЭПР аэрозольного рассеяния в пределах выбранного высотного интервала. В этом случае необходимо только, чтобы ЭПР аэрозольного рассеяния была неизменна в спектральном диапазоне всех длин волн зондирования.

11.4.2. Измерение влажности нижней тропосферы

Для определения влажности атмосферы с использованием ОКЛ могут использоваться следующие методы:

- по сигналу обратного аэрозольного рассеяния;
- по резонансному поглощению молекулами воды;
- по спонтанному комбинационному рассеянию.

Метод измерения профиля влажности атмосферы по ЭПР аэрозольного рассеяния основан на использовании сильного возрастания общей ЭПР при повышении влажности за счет конденсации водяного пара на атмосферных ядрах конденсации и различных аэрозолях. Измерение влажности атмосферы этим методом производится одноволновым зондированием.

Метод резонансного поглощения предполагает использование различий в интенсивности отраженных сигналов, частоты которых лежат в пределах линии поглощения паров воды и вне этой линии. Для этих целей можно использовать либо два ОКЛ с соответствующими длинами волн, либо ОКЛ, перестраиваемый относительно центра (например, рубиновый ОКЛ).

Одним из существенных недостатков данного метода являются трудности в интерпретации результатов измерений, обусловленные изменением формы контура линии водяного пара в зависимости от давления воздуха, что, в свою очередь, обусловлено изменением полуширины контура линии от 0.3 см^{-1} у поверхности земли до 0.09 см^{-1} на высоте 9 км. Метод требует

жесткой стабильности частоты излучения от импульса к импульсу и должен сопровождаться реперными измерениями влажности в приземном слое атмосферы.

Метод спонтанного комбинационного рассеяния лишен указанных недостатков метода резонансного поглощения. При реализации этого метода сигнал обратного рассеяния от паров воды сравнивается с сигналом обратного рассеяния от молекулярного азота. Это позволяет исключить при обработке результатов зондирования различного рода аппаратурные коэффициенты, а при одновременном приеме на двух длинах волн — нестабильность энергии излучения ОКГ.

11.4.3. Измерение температуры атмосферы

Оптико-локационное измерение температуры атмосферы может выполняться методами, в основе которых лежит использование следующих методик:

- анализ спонтанно-комбинационного аэрозольного и молекулярного рассеяния на молекулярном азоте или кислороде;
- сравнение интенсивностей двух линий вращательного спонтанно-комбинационного рассеяния;
- анализ поглощения излучения на длинах волн, соответствующих линиям с разными вращательными квантовыми числами;
- анализ спектрального контура, обусловленного молекулярным рассеянием.

Методика анализа спонтанно-комбинационного рассеяния на молекулярном азоте или кислороде состоит в том, что при измерении независимым способом прозрачности атмосферы с помощью ОКЛ получают вертикальный профиль молекулярного азота или кислорода. Тогда в предположении, что в нижней атмосфере относительное содержание азота и кислорода неизменно, можно расчетным путем получить профиль температуры атмосферы. Является существенным, что таким способом может быть измерена до больших высот (40 км) не только температура атмосферы, но и ее плотность.

Измерение температуры атмосферы на основе использования методики анализа аэрозольного и молекулярного рассеяния

основано на совместном решении двух уравнений оптической локации – для аэрозольного и молекулярного рассеяния и спонтанно-комбинационного рассеяния. Решение такой системы уравнений возможно только при наличии известной связи между ЭПР для различных рассеяний.

Температуры атмосферы может быть определена и путем сравнения двух линий вращательного спонтанно-комбинационного рассеяния. При реализации этого метода на длине волны 0.5320 мкм для селекции основного излучения используется йодистый фильтр, а для разделения сигналов на двух длинах волн вращательного спонтанно-комбинационного рассеяния – специальные интерференционные фильтры. Одним из существенных недостатков такого метода является сложность спектрального разделения сигналов. Существенное упрощение метода дает возможность использовать сигналы спонтанно-комбинационного рассеяния на стоксовой и антистоксовой частотах молекулярного азота и кислорода.

Возможным является и метод измерения температуры атмосферы, основанный на использовании поглощения оптического излучения на длинах волн, соответствующих линиям с разными вращательными квантовыми числами. Теоретической основой этого метода является уравнение Больцмана, связывающего заселенность вращательного уровня с температурой. В результате этой связи поглощение в линиях с разными вращательными квантовыми числами определяется температурой окружающей среды. Теоретические оценки показывают, что с помощью данного метода можно производить измерения на значительных дальностях, однако точность измерений при этом существенно зависит от расстояния (удовлетворительная точность достигается лишь в радиусе нескольких сотен метров).

Метод измерения температуры, основанный на анализе спектрального контура, обусловленного молекулярным рассеянием, позволяет выполнять определение температуры до высот нескольких километров в тропосфере с точностью в несколько градусов. Недостатком метода является сложность аппаратного комплекса, а преимуществом – возможность проведения измерений и других метеорологических величин в атмосфере.

11.4.4. Измерение скорости и направления воздушных потоков

Измерения воздушных потоков в атмосфере с помощью ОКЛ может выполняться доплеровским, растровым и базовым методами.

Доплеровский метод основан на эффекте доплеровского смещения частоты сигнала, отраженного движущимся объектом. Наиболее распространенными являются, так называемые, дифференциальные схемы, в которых опорный лазерный луч разветвляется на два и каждый из них облучает объект, притом так, что доплеровское смещение частоты в двух лучах имеет разные знаки. Векторная разность лучей может определяться на основе их взаимной интерференции или любым другим соответствующим способом.

Итак, при наличии движущегося переизлучателя доплеровское смещение частоты сигнала $\Delta\nu$ может быть представлено скалярным произведением

$$\Delta\nu = \frac{1}{2\pi} (\vec{k}_n - \vec{k}) \vec{V}, \quad (11.17)$$

где $\vec{k}_n$ — волновой вектор сигнала переизлучателя в направлении на приемник; $\vec{k}$ — волновой вектор сигнала излучателя; $\vec{V}$ — вектор скорости движения переизлучателя.

При этом абсолютное значение волнового вектора равно волновому числу

$$|\vec{k}| = \frac{2\pi n}{\lambda} = \frac{2\pi\nu n}{c},$$

где λ , ν , c — длина волны, частота и скорость распространения сигнала ($c = \lambda\nu$) соответственно, а n — показатель преломления сигнала в среде (для воздуха при стандартных условиях $n \approx 1$).

В линейном приближении векторную формулу (11.17) можно записать в простом скалярном варианте, упростив ее следующим образом.

Поскольку

$$|\vec{k}_n - \vec{k}| \approx 2 \frac{2\pi}{\lambda} \sin\left(\frac{\alpha}{2}\right),$$

где α – угол между векторами $\vec{k}_n$ и $\vec{k}$, то можно записать

$$\Delta v = \frac{1}{2\pi} \frac{4\pi}{\lambda} \sin\left(\frac{\alpha}{2}\right) V \cos\beta$$

или

$$\frac{\Delta v}{v} = 2 \frac{V}{c} \cos\beta \sin\left(\frac{\alpha}{2}\right) \quad (11.18)$$

Здесь β – угол между векторами $\vec{k}_n - \vec{k}$ и $\vec{V}$.

При $\beta = \pi/2$ (движение переизлучателя по нормали к вектору $\vec{V}$) доплеровского сдвига частоты не происходит, т. е. $\Delta v = 0$; при $\beta = 0$ или $\beta = \pi$ наблюдается максимальное доплеровское смещение частоты:

$$\pm \frac{\Delta v}{v} = 2 \frac{V}{c} \sin\left(\frac{\alpha}{2}\right). \quad (11.19)$$

Выражение (11.19) можно переписать и в несколько другом виде:

$$-\frac{\Delta\lambda}{\lambda} = \frac{\Delta v}{v} = 2 \frac{V_\beta}{c} \sin\left(\frac{\alpha}{2}\right), \quad (11.20)$$

где V_β – проекция вектора скорости движения переизлучателя на биссектрису угла между направлениями от переизлучателя на излучатель и на приемник.

Знак доплеровских сдвигов в записанных формулах обычно отбрасывают, поскольку направление сдвига легко определяется по направлению движения переизлучателя относительно излучателя.

Поскольку в дифференциальных схемах измеряются сигналы, смещение частот которых равно по величине, но обратно по знаку, то суммарный доплеровский сдвиг частот двух сигналов является удвоенным и

$$\Delta\nu = 4\nu \frac{V_\beta \sin(\alpha/2)}{c} = \frac{4V_\beta \sin(\alpha/2)}{\lambda}. \quad (11.21)$$

Сдвиг частоты может быть измерен. Можно измерять и период модуляции $\Theta = 1/\Delta\nu$, который также однозначно определяется скоростью воздушного потока. Если перейти от сдвига частоты к периоду, то (11.21) примет вид

$$V_\beta = \frac{\Delta\nu\lambda}{4\sin(\alpha/2)} = \frac{\lambda}{4\Theta\sin(\alpha/2)}. \quad (11.22)$$

Эффект доплеровского смещения частоты рассеянного оптического сигнала, обусловленный воздушным потоком, может быть обнаружен в оптическом диапазоне (по оптической интерференционной картине) или после преобразования оптического сигнала в электрический.

При любом варианте имеет место сложение (смещение) сигналов – оптических или электрических. Оно может быть линейным, когда результирующий сигнал представляет собой простую линейную суперпозицию смешивающихся сигналов, либо нелинейным, когда, например, результирующий сигнал пропорционален квадрату суммы смешивающихся сигналов.

В итоге в результирующем сигнале присутствует несколько частот. Так, линейная суперпозиция двух гармонических сигналов с частотами $\nu \pm \Delta\nu$ и равными амплитудами A дает смешанный сигнал вида

$$\begin{aligned}
 x &= A\{\sin[2\pi(v + \Delta v)\tau] + \sin[2\pi(v - \Delta v)\tau]\} = \\
 &= 2A \sin(2\pi v \tau) \cos(2\pi \Delta v \tau).
 \end{aligned}
 \tag{11.23}$$

Таким образом, амплитуда смешанного сигнала, имеющего основную (несущую) частоту v , будет изменяться в пределах $\pm 2A$, а частота огибающей Δv — пропорционально скорости воздушного потока.

Если сумма двух сигналов с частотами v_1 и v_2 подвергается нелинейной операции, например, возведению в квадрат (измерение мощности сигналов), то результирующий сигнал будет содержать, так называемые, вторые гармоники исходных сигналов $2v_1$ и $2v_2$, а также суммарную и разностную частоту ($v_2 - v_1$).

Действительно

$$\begin{aligned}
 x' &= A^2 [\sin(2\pi v_1 \tau) + \sin(2\pi v_2 \tau)]^2 = \\
 &= A^2 \left\{ 1 - \frac{1}{2} [\cos(2\pi 2v_1 \tau) - \cos(2\pi 2v_2 \tau)] + \right. \\
 &\quad \left. + \sin[2\pi(v_1 + v_2)\tau] + \sin[2\pi(v_1 - v_2)\tau] \right\}.
 \end{aligned}
 \tag{11.24}$$

Если выполняется условие $v_2 - v_1 \ll v_1, v_2$, то разностная частота $v_2 - v_1$ может быть надежно выделена на фоне остальных (более высоких) и четко зарегистрирована.

Итак, регистрация доплеровского сдвига частоты позволяет определить проекцию скорости воздушного потока на некоторое заданное заранее направление, которое определяется взаимным направлением оптических сигналов, освещающих измерительную область. Прямое преобразование оптического сигнала с частотой Δv в электрический, казалось бы, позволяет наиболее просто и надежно решать задачу, тем более, что при измерении скорости атмосферных воздушных потоков частота оказывается в области радиочастот, техника измерений которых достаточно хорошо разработана. Но при скорости воздушного потока $V \geq 1$ м/с доплеровское смещение частоты может оказаться в

СВЧ-диапазоне, измерения в котором, как уже отмечалось ранее, достаточно сложны.

При малых скоростях потоков измерения выполняются достаточно легко, так как доплеровский сигнал смещается в область низких радиочастот. Переход к ОКЛ в дальнем ИК-диапазоне сдвигает $\Delta\nu$ в область еще более низких радиочастот, но при этом может существенно возрастать поглощение оптического сигнала в атмосфере. Оптические интерферометры позволяют измерить непосредственное изменение частоты оптического сигнала. В таком варианте оптический сигнал преобразуется в электрический после прохождения интерферометра. Однако следует учитывать, что при этом требуется аппаратура очень высокого разрешения. Высокой должна быть и когерентность оптического сигнала.

Выше предполагалось, что в воздушном потоке имеются оптические неоднородности, от которых может происходить отражение оптического сигнала. Иногда их искусственно вводят, чтобы внести определенность, что особенно важно, если измеряется не только доплеровское смещение частоты, но и характеристики мощности сигнала.

Принципиально возможны измерения с использованием оптической неоднородности, которая создается в потоке в результате эффекта «увлечения» света (эффект Физо-Френеля). Смысл явления заключается в том, что в движущейся среде показатель преломления света изменяется. Если одновременно выполняются измерения скорости света по направлению воздушного потока и против него, то разность показателей преломления оказывается равной

$$\Delta n = 2 \frac{V}{c} (n_0^2 - 1), \quad (11.25)$$

где n_0 — показатель преломления света в неподвижной среде.

Разность скоростей направленных навстречу друг другу оптических сигналов в движущейся среде, вызванная разницей в показателях преломления Δn , может быть измерена, например, по эффекту их взаимной интерференции или по появлению разностного сигнала.

В реальном турбулентном воздушном потоке, несущем хаотически распределенные частицы, выступающие в роли переиз-

лучателей, суммарный оптический сигнал является суперпозицией суммы сигналов, закономерности распределения которых по времени, пространству и оптическим свойствам заранее неизвестны. Эти распределения обычно сами являются объектами исследования. Поэтому практически приходится довольствоваться среднестатистическим распределением доплеровских частот, которое определяется по огибающей доплеровского спектра сигнала, идущего от ансамбля переизлучателей к приемнику. По огибающей определяется также средняя скорость движения рассеивающих частиц, а также характеристика возможной флуктуации скорости.

Растровый метод измерения ветра в атмосфере основан на использовании пространственной фильтрации обратно рассеянного излучения с помощью растровой решетки с косинусоидальным изменением пропускания. В приемном тракте растрового ОКЛ изображение стробируемого по дальности импульсного объема проектируется на решетку оптической антенны. В процессе наблюдения это изображение перемещается. Поэтому после прохождения через решетку сигнал оказывается промодулированным частотой

$$f = \frac{VF}{Rl},$$

где F – фокусное расстояние оптической системы, V – линейная скорость движения рассеивающего объема, R – расстояние до рассеивающего объема, l – период решетки.

Так как все величины (кроме скорости движения рассеивающего объема), входящие в записанную формулу, постоянны, то частота модуляции f оказывается прямо пропорциональной скорости V . Для фильтрации этой частоты f могут использоваться специальные фильтры.

С точки зрения оптимального приема задача измерения скорости воздушного потока таким методом сводится к представлению рассеянных сигналов в виде пространственного рельефа с присущим ему пространственным спектром; оптическая антенна с растровой решеткой по отношению к такому спектру является согласованным пространственным фильтром.

Растровые ОКЛ конструктивно более просты, чем доплеровские, однако их потенциальные возможности существенно ниже доплеровских в силу малого значения коэффициента модуляции, определяющего величину электрического сигнала, содержащего информацию о скорости воздушного потока. Кроме того, как правило, энергетический потенциал растровых ОКЛ с реальными современными параметрами приемо-передающих систем ограничен и обеспечивает зондирование лишь до высот в несколько сотен метров от земной поверхности. Иначе говоря, растровый метод может использоваться для определения скорости воздушных потоков практически лишь в приземном слое атмосферы.

Базовый метод оптико-локационного измерения скорости воздушных потоков основан на использовании свечения луча ОКЛ в атмосфере. Флуоресценция (атомная и молекулярная) обуславливается испусканием фотонов с частотой, меньшей, чем частота лазерного облучения. Возникает как следствие поглощение лазерного излучения, если его частота совпадает с частотой определенного электронного перехода в облучаемых атоме или молекуле.

Основным недостатком данного метода является сложность его применения на трассе с заранее размещенными отражателями.

11.4.5. Измерение примесей в атмосфере

Обнаружение (измерение) примесей в атмосфере при использовании оптических ОКЛ основывается на использовании эффекта комбинационного рассеяния света, заключающегося в том, что при встрече оптического сигнала с молекулами воздуха (или примесей в нем) отраженный назад (рассеянный) сигнал формируется не только на частоте зондирующего сигнала ν_0 , но также и на других частотах, отстоящих от зондирующей на $\pm \nu'$, не зависящих от ν_0 , но зависящих от свойств молекул, которым они обязаны своим происхождением. Это явление приводит к модуляции зондирующего сигнала собственными колебаниями исследуемых молекул.

Собственные колебания молекул могут быть существенно усилены зондирующим сигналом в тем большей мере, чем

ближе к ним по частоте зондирующий сигнал и чем он сам интенсивнее. Соответственно, усиливается и эффект комбинационного рассеяния, который в таких случаях иногда называют вынужденным.

Боковые сигналы комбинационного рассеяния с частотами ($\nu_0 - \nu'$), т. е. более низкими, чем ν_0 , принято называть красными (или стоксовыми), а с частотами ($\nu_0 + \nu'$), т. е. более высокими, чем ν_0 , — фиолетовыми (или антистоксовыми). Сигналы комбинационного рассеяния иногда называют спутниками (спутниками) зондирующего сигнала.

Смещение спутников относительно возбуждающего сигнала однозначно определяется собственными частотами молекул (или частиц примеси), ответственных за комбинационное рассеяние. Частоты смещения при комбинационном рассеянии совпадают с частотами поглощения, характерными для молекул. Закономерности комбинационного рассеяния носят квантовый характер, однако главные из них могут быть объяснены с использованием классического (неквантового) подхода. Дело в том, что под действием электрического поля световой волны в облученных молекулах индуцируется электрический момент P , который следует за изменением напряженности электрического поля световой волны зондирующего сигнала (E) по закону

$$P = \alpha E = \alpha E_0 \cos(2\pi\nu_0\tau). \quad (11.26)$$

Величина α , так называемая, поляризуемость молекулы, характеризует способность зарядов молекулы смещаться в результате внешнего электрического возбуждения, т. е. «склонность» данного вида молекул к эффекту комбинационного рассеяния. Вообще говоря, это величина тензорная, но придав ей в первом приближении одномерность, можно представить ее в виде ряда

$$\alpha(q) = \alpha_0 + \frac{\partial\alpha}{\partial q} q_0 \cos(2\pi\nu'\tau + \varphi), \quad (11.27)$$

где q — координата колебаний в плоскости вектора напряженности поля E ; ν' — частота собственных (вынужденных) колебаний рассеивающей молекулы, причем предполагается, что колебания

сравнительно малы, и поэтому следующие члены ряда (11.27) можно не учитывать, что эквивалентно отказу от рассмотрения нелинейных эффектов. Подставив (11.27) в (11.26), можно получить

$$P = \alpha_0 E_0 \cos(2\pi\nu_0\tau) + \frac{1}{2} \frac{\partial \alpha}{\partial q} q_0 E_0 \{ \cos[2\pi(\nu_0 + \nu')\tau + \varphi] + \cos[2\pi(\nu_0 - \nu')\tau - \varphi] \} \quad (11.28)$$

Таким образом, наведенный момент P , который определяет сигнал переизлучения, т. е. рассеянный исследуемой молекулой, оказывается состоящим из трех частей: первой — с частотой возбуждения ν_0 , второй — с повышенной «фиолетовой» частотой $(\nu_0 + \nu')$ и третьей — с пониженной «красной» частотой $(\nu_0 - \nu')$.

Рассеянный исследуемыми молекулами среды оптический сигнал содержит в себе, кроме частоты возбуждения, еще две боковых — спутниковых. Иными словами, зондирующий сигнал модулируется (исследуемыми молекулами), порождая сигналы-спутники, отстоящие по шкале частот по одну и другую стороны от основной на равных расстояниях, не зависящих от частоты возбуждения. До тех пор, пока сигнал возбуждения некогерентный, фазы отдельных молекул взаимно не согласованы и, соответственно, суммарные спутниковые сигналы тоже некогерентны.

Из упрощенной формулы (11.28) следует, что по интенсивности спутники не должны отличаться друг от друга. В действительности, однако, интенсивность «красных» спутников выше; по этой причине их, как правило, предпочитают использовать при измерениях. Объяснение различия интенсивностей «красных» и «фиолетовых» спутников и некоторых других свойств комбинационного рассеяния возможно лишь в рамках квантовой теории излучения.

Использование лазеров для возбуждения комбинационного рассеяния представляется весьма перспективным, поскольку благодаря высокой монохроматичности основной сигнал не затухивает боковые спутниковые частоты, в результате чего сигналы надежно разделяются по частотам. Существенное значение при этом имеет и то, что сигнал возбуждения является

весьма интенсивным, соответственно, сильным оказывается ответ исследуемых молекул; он может быть точно измерен. Притом лазерный сигнал, поскольку он когерентный, способен согласовать фазы сигналов комбинационного рассеяния отдельных исследуемых молекул т.е. сформировать когерентный ответный сигнал. Поскольку современные лазеры могут пере-страиваться по частоте, то при наличии различающихся по собственным частотам исследуемых молекул, последние могут быть последовательно прозондированы при максимальных эффективных площадях комбинационного рассеяния. Наконец, при необходимости возможно получение достаточно большой крутизны фронта и малой длительности импульса сигнала возбуждения при достаточно большой его мощности. Тогда удастся надежно проследить за быстро протекающими процессами.

Учитывая связь волновых чисел с длиной волны ($\nu = 1/\lambda$), можно отметить, что при постоянном (для данных молекул) значении $\Delta\nu = \nu_0 - \nu'$ комбинационное смещение по шкале длин волн $\Delta\lambda$ оказывается зависящим от длины волны.

При малых комбинационных смещениях

$$\Delta\lambda = -\Delta\nu\lambda^2. \quad (11.29)$$

Зная эффективную площадь обратного комбинационного рассеяния (σ) исследуемого газа (или примеси) и определив приращение интенсивности сигнала комбинационного рассеяния (dI), соответствующее единичному пути зондирования (dI/dx), можно определить количество исследуемого вещества (количество молекул N в единице объема воздуха). Действительно, из формулы

$$dI = \sigma N I dx$$

имеем

$$N = \frac{1}{\sigma} \frac{1}{I} \frac{dI}{dx}. \quad (11.30)$$

Это соотношение получено, однако, без учета ослабления зондирующего сигнала на пути от лазера до точки зондирова-

ния, а также сигнала комбинационного рассеяния от точки зондирования до приемника лазерного излучения.

Обычно при выборе параметров ОКЛ по возможности стремятся к тому, чтобы частота зондирующего сигнала оказалась в полосе прозрачности атмосферы. В то же время частота комбинационного рассеяния должна лежать в области, обеспечивающей большие эффективные площади обратного комбинационного рассеяния. Ослабление сигнала комбинационного рассеяния на пути от точки зондирования до приемника должно быть минимальным.

ЗОНДИРОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ С ПОМОЩЬЮ МИКРОВОЛНОВЫХ РАДИОМЕТРОВ

12.1. Радиотепловое излучение и его характеристики

Как известно, всякое тело, температура которого отлична от абсолютного нуля, излучает электромагнитные волны в широком диапазоне частот. Собственное тепловое электромагнитное излучение в радиодиапазоне называют обычно радиотепловым излучением. Рассмотрим некоторые основные понятия, характеризующие радиотепловое излучение.

Мощность излучения. Суммарная мощность (Π), излучаемая телом во всем диапазоне частот с единичной площадки в единицу времени, определяется соотношением

$$\Pi = \frac{dP}{\cos \varphi ds}, \quad (12.1)$$

где P — полная мощность, излучаемая телом во всем диапазоне частот; ds — элемент площади поверхности тела; φ — угол между направлением излучения и нормалью к элементу ds .

Спектральная плотность потока мощности. Спектр мощности радиотеплового излучения сплошной, обычно неравномерный, характеризуется спектральной плотностью потока мощности и может быть определен по формуле

$$\Pi_f = \frac{d\Pi}{df},$$

где df — элемент частотного диапазона.

Спектральная яркость. Мощность радиотеплового излучения, поступающая на вход приемника, зависит от величины телесного угла Ω , в котором наблюдается излучающий объект.

Для исключения этой зависимости спектральную плотность потока мощности относят к единице телесного угла и пользуются спектральной интенсивностью излучения, или спектральной яркостью

$$B_f = \frac{d\Pi_f}{d\Omega}.$$

Спектральная яркость тела зависит от его температуры и излучательной способности.

Для абсолютно черного тела, которое полностью поглощает падающую на него лучистую энергию и превращает ее в тепло, эта зависимость выражается формулой Планка:

$$B_f = \frac{2hf^3}{c^2} \left(e^{\frac{hf}{kT}} - 1 \right)^{-1}, \quad (12.2)$$

где h – постоянная Планка, c – скорость света, k – постоянная Больцмана.

В диапазоне радиоволн ($\lambda > 1$ мм) можно считать $hf \ll kT$, в результате чего в выражении (12.2) экспоненциальное выражение можно разложить в ряд и ограничиться двумя первыми слагаемыми:

$$e^{\frac{hf}{kT}} \approx 1 + \frac{hf}{kT}.$$

Тогда выражение (12.2) для диапазона радиоволн будет иметь вид

$$B_f = \frac{2k}{\lambda^2} T. \quad (12.3)$$

Соотношение (12.3) определяет зависимость яркости абсолютно черного тела от длины волны в диапазоне радиоволн и называется формулой Релея–Джинса. Так как в диапазоне радиоволн некоторые объекты по своим свойствам близки к абсолютно черному телу, то, с одной стороны в соответствии с (12.3) их термодинамическая температура может служить энергетиче-

ской характеристикой излучения. С другой стороны, по измеренной энергии можно судить о температуре такого объекта.

Длина волны максимального теплового излучения. Длина волны, на которую приходится максимум теплового излучения, определяется законом Вина:

$$\lambda_m = 3 \cdot 10^{-3} \frac{1}{T}, \quad (12.4)$$

где T – температура тела, К.

Длина волны максимального излучения тел, как правило, находится в инфракрасном диапазоне длин волн.

Излучательная способность тел. Реальные тела не являются абсолютно черными и не только поглощают падающую на них энергию, но отражают и пропускают ее сквозь себя. В самом общем случае тогда можно записать

$$\gamma + \rho + q = 1,$$

где γ , ρ и q – коэффициенты поглощения, отражения и пропускания соответственно.

В соответствии с этим падающая на тело мощность $P_{\text{пад}}$ частично поглощается телом ($P_{\text{погл}} = \gamma P_{\text{пад}}$), частично отражается ($P_{\text{отр}} = \rho P_{\text{пад}}$) и частично проникает через тело ($P_{\text{прох}} = q P_{\text{пад}}$). Согласно закону Кирхгофа приведенные выше соотношения для абсолютно черного тела будут оставаться в силе для той части мощности реального тела, которая поглощается им. Вследствие этого яркость реального тела будет определяться соотношением

$$B_f^* = \gamma B_f. \quad (12.5)$$

Коэффициент поглощения γ характеризует тело как источник радиотеплового излучения и называется излучательной способностью тела. Интенсивность радиотеплового излучения реальных объектов определяется, главным образом, их излучательной способностью. Очевидно при этом, что чем меньше тело отражает падающую на него лучистую энергию, тем боль-

ше поглощает, а следовательно, и тем больше излучает. В силу этого радиолокационные и радиотепловые изображения объектов можно сравнивать между собой как позитив и негатив.

Яркостная температура. Из (12.5) следует, что яркость реального, не абсолютно черного тела в диапазоне радиоволн будет определяться формулой Релея–Джинса (12.3), если в нее вместо действительной термодинамической температуры T подставить, так называемую, яркостную (радиояркостную) температуру, определяемую соотношением

$$T^* = \gamma T .$$

Эффективная яркостная температура. Полное излучение реального тела, принимаемое приемным устройством, представляет собой сумму собственного радиотеплового излучения, обусловленного его излучательной способностью (коэффициентом поглощения), и энергии, отраженной телом и обусловленной его отражательной способностью. В этом случае интенсивность полного излучения тела будет характеризоваться эффективной яркостной температурой

$$T_e^* = \gamma T + \rho T_{\text{вн}} ,$$

где T – термодинамическая температура тела, $T_{\text{вн}}$ – температура внешнего излучения.

Температурный контраст. Возможность различать два тела по их радиотепловому излучению зависит от контраста их эффективных яркостных температур. Для одинаково нагретых тел контраст будет определяться соотношением

$$\Delta T_e^* = T_{e_1}^* - T_{e_2}^* = (\gamma_1 - \gamma_2)T ,$$

где γ_1 и γ_2 – излучательные способности тел.

Антенная температура. Радиотепловое излучение, принимаемое антенной радиометра, характеризуют антенной температурой

$$T_a = \frac{D}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^\pi T_e^*(\alpha, \delta) F(\alpha, \delta) \sin \alpha d\alpha d\delta =$$

$$= \frac{D}{4\pi} \iint_{4\pi} T_e^*(\Omega) F(\Omega) d\Omega, \quad (12.6)$$

где $T_e^*(\alpha, \delta)$ – эффективная яркостная температура тела в зависимости от вертикального (δ) и азимутального (α) углов, определяющих направление прихода радиотеплового излучения; $F(\alpha, \delta)$ – диаграмма направленности антенны. В правой части (12.6) эти величины указаны в функции телесного угла (Ω).

Определим антенную температуру объекта, размеры которого много больше сечения антенного луча. Так как аналитическое выражение диаграммы направленности антенны в пределах телесного угла, равного 4π , с учетом ее боковых лепестков получить практически невозможно, то область интегрирования в (12.6) разделим на две части:

$$T_a = \frac{D}{4\pi} \int_{\Omega_1} F(\Omega) T_{e0}^*(\Omega) d\Omega + \frac{D}{4\pi} \int_{\Omega_2} F(\Omega) T_e^*(\Omega) d\Omega,$$

где T_{e0}^* – эффективная температура излучения в пределах главного лепестка; T_e^* – эффективная температура излучения в пределах боковых лепестков; Ω_1 и Ω_2 – телесные углы главного и боковых лепестков соответственно.

Выразим телесный угол Ω_1 через телесный угол Ω_2 , занимаемый боковыми лепестками, считая температуру излучения в пределах главного лепестка постоянной. В результате получим

$$T_a = \frac{D}{4\pi} T_{e0}^* \int_{4\pi} F(\Omega) d\Omega - \frac{D}{4\pi} T_{e0}^* \int_{\Omega_2} F(\Omega) d\Omega +$$

$$+ \frac{D}{4\pi} \int_{\Omega_2} F(\Omega) T_e^*(\Omega) d\Omega \quad (12.7)$$

Применим к последнему слагаемому в правой части теорему о среднем:

$$\frac{D}{4\pi} \int_{\Omega_2} F(\Omega) T_e^*(\Omega) d\Omega = \overline{\hat{T}_e^*} \frac{D}{4\pi} \int_{\Omega_2} F(\Omega) d\Omega ,$$

где $\overline{\hat{T}_e^*}$ — средняя эффективная температура излучения, принимаемого по боковым лепесткам.

Теперь (12.7) может быть приведено к виду

$$T_a = T_{e0}^* (1 - \beta) + \overline{\hat{T}_e^*} \beta , \quad (12.8)$$

где

$$\beta = \frac{D}{4\pi} \int_{\Omega_2} F(\Omega) d\Omega$$

характеризует долю всенаправленного излучения, принимаемого антенной вне главного лепестка. Параметр β связан с коэффициентом использования площади антенны и может достигать значений 0.2–0.3. Если учесть коэффициент полезного действия антенного тракта ($\eta < 1$), то необходимо правую часть (12.8) умножить на η и добавить слагаемое, определяющее вносимую шумовую температуру, которая равна температуре окружающей среды T_0 , умноженной на излучательную способность тракта, которая, как и для других “шумящих” тел, определяется потерями мощности. В результате антенная температура будет определяться соотношением

$$T_a = T_{e0}^* (1 - \beta) \eta + \overline{\hat{T}_e^*} \beta \eta + T_0 (1 - \eta) . \quad (12.9)$$

Аналогично контрасту яркостных температур можно рассматривать контраст антенных температур:

$$\Delta T_a = T_{a1} - T_{a2} = (1 - \beta) \eta \Delta T_e^* .$$

Если рассматривать малое тело, сигнал от которого принимается не во всем телесном угле Ω_1 , а лишь в его части Ω_1' , охватывающей цель, то контраст антенных температур может быть определен с помощью следующего соотношения:

$$\Delta T_a = (1 - \beta) \eta \Delta T_e^* \frac{\Omega_1'}{\Omega_1}.$$

Если $\Omega_1' \ll \Omega_1$, то контраст антенных температур будет малым, несмотря на высокий яркостный контраст цели и фона.

12.2. Радиотепловое излучение атмосферы

Излучательная способность атмосферы определяется ее поглощательной способностью. При радиотепловом зондировании излучающим оказывается столб атмосферы, ограниченный диаграммой направленности. Элементарный слой атмосферы толщиной dl с коэффициентом поглощения γ и термодинамической температурой T будет иметь яркостную температуру:

$$dT^* = \gamma T dl.$$

Если этот слой удален от точки приема на расстояние l , то создаваемый им сигнал ослабляется пропорционально $\exp[-\Gamma(l)]$, где $\Gamma(l) = \bar{\gamma}l$ — оптическая толщина, $\bar{\gamma}$ — среднее затухание на пути распространения l . Тогда

$$\Gamma(l) = \bar{\gamma}l = \int_0^l \gamma dl.$$

Яркостная температура атмосферы будет определяться соотношением

$$T^* = \int_0^\infty \gamma T \exp\left(-\int_0^l \gamma dl'\right) dl. \quad (12.10)$$

Первый множитель в подынтегральном выражении (12.10) определяет ход яркостной температуры вдоль линии распро-

странения излучения, а второй (экспоненциальный) множитель — ослабление радиотеплового излучения в атмосфере при его распространении.

Воспользовавшись теоремой о среднем, (12.10) можно привести к виду

$$T^* = \bar{T} \int_0^{\infty} \gamma \exp\left(-\int_0^l \gamma dl'\right) dl = \bar{T} \{1 - \exp[-\Gamma(l)]\}, \quad (12.11)$$

соответствующему изотермической атмосфере с температурой $\bar{T}$.

Оптическая толщина атмосферы существенно зависит и от длины волны рассматриваемого радиотеплового излучения, т. е.

$$\Gamma(\lambda) = \int_0^{\infty} \gamma(\lambda, l) dl.$$

В диапазоне СВЧ-излучения $\Gamma(\lambda) \ll 1$, поэтому

$$1 - \exp[-\Gamma(\lambda)] \approx \Gamma(\lambda),$$

и

$$T^* = \bar{T} \Gamma(\lambda) \quad (12.12)$$

Очевидно, что поглощательные, а следовательно, и излучательные свойства атмосферы зависят от ее плотности, при этом, чем больше плотность, тем больше уровень излучаемой энергии.

Применительно к реальной безоблачной атмосфере можно утверждать, что в соответствии с убыванием плотности атмосферы по высоте максимальной излучательной способностью, а следовательно, и максимальной радиояркостной температурой будут обладать ее нижние слои. В соответствии с этим средняя температура может быть представлена в виде

$$\bar{T} = T_0 - \Delta T, \quad (12.13)$$

где T_0 — температура атмосферы у земной поверхности.

Поправка на неизотермичность ΔT составляет примерно 30 К в диапазоне волн от миллиметров до нескольких сантиметров и лишь в максимумах поглощения снижается до 5 К.

С учетом записанных соотношений (12.12) и (12.13) выражение (12.11) принимает вид

$$T^*(\lambda) = [T_0 - \Delta T] \Gamma(\lambda). \quad (12.14)$$

Эта формула и определяет яркостную температуру безоблачной атмосферы.

При наличии облаков и осадков возможно наличие контраста между яркостными температурами облачной и безоблачной атмосфер.

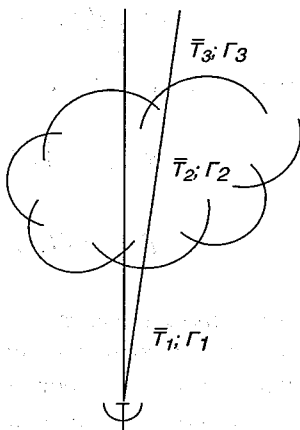


Рис. 12.1. К расчету радиояркостного контраста при наблюдении с Земли однослойной облачности

Для примера оценим возможный яркостный контраст при наблюдении с земной поверхности однослойной облачности. При этом влиянием боковых лепестков диаграммы направленности будем пренебрегать. Для этого случая (рис. 12.1) яркостный контраст может быть представлен в виде

$$\Delta T^* = \bar{T}_1(1 - e^{-\Gamma_1}) + \bar{T}_2(1 - e^{-\Gamma_2})e^{-\Gamma_1} + \bar{T}_3(1 - e^{-\Gamma_3})e^{-(\Gamma_1 + \Gamma_2)} - \bar{T}_a(1 - e^{-\Gamma_a}), \quad (12.15)$$

где $\bar{T}_1$ – средняя температура подоблачного слоя атмосферы, Γ_1 – оптическая толщина подоблачного слоя, $\bar{T}_2$ – средняя температура в слое облаков, Γ_2 – коэффициент поглощения в облаках, $\bar{T}_3$ – средняя температура надоблачного слоя атмосферы, Γ_3 – оптическая толщина надоблачного слоя, $\bar{T}_a$ – средняя температура безоблачной атмосферы, Γ_a – оптическая толщина безоблачной атмосферы.

Очевидно, что как яркостные контрасты облаков и осадков, так и их яркостные температуры будут существенно зависеть от угла визирования атмосферы, что обусловлено различной толщиной столба наиболее излучающего слоя атмосферы, которая будет больше при малых углах визирования к горизонту.

Возможные яркостные контрасты при наблюдении облаков и осадков с поверхности Земли при различных величинах углов визирования представлены в табл. 12.1.

Из данных табл. 12.1 видно, что яркостные контрасты существенно возрастают при уменьшении угла наклона антенны к горизонту, а также при увеличении интенсивности осадков.

Для более сложных моделей (многоярусная облачность) выражение (12.15) усложняется.

Таблица 12.1

Яркостные контрасты ΔT^* (К) при наблюдении облаков и осадков с поверхности Земли

Облака и осадки	Угол наклона антенны к горизонту			
	90	60	30	10
Слоистые	0	0	0	1
Слоисто-дождевые	9	10	18	49
$I^* = 1$ мм/ч	27	30	51	129
$I = 5$ мм/ч				
Кучево-дождевые	129	143	195	198
$I = 20$ мм/ч				

* I – интенсивность

При наблюдении зон облаков и осадков сверху необходимо было бы учесть собственное радиотепловое излучение земной поверхности и излучение газов атмосферы и облаков, отражен-

ное от земной поверхности. Очевидно, что в этом случае контрасты яркостных температур между зонами облаков и осадков и безоблачной атмосферой будут определяться уровнем радиотеплового излучения подстилающей земной поверхности и ее отражающими свойствами. Эти контрасты будут зависеть также от диапазона длин волн, в котором производится зондирование атмосферы.

1.2.3. Радиометры и их применение для зондирования атмосферы

Радиометр предназначен для реализации пассивного зондирования атмосферы и представляет собой высокочувствительный радиоприемник микроволнового диапазона, имеющий остронаправленную антенну и оконечное устройство. С помощью одного радиометра дальность до излучающих объектов измерить не представляется возможным; измерение угловых координат производится теми же методами, что и в активных РЛС.

Основным, специфическим устройством радиометра является приемное устройство. Это обусловлено тем, что при приеме радиотепловых излучений приходится иметь дело с сигналами, мощность которых значительно ниже собственных шумов приемника. Оптимальной процедурой приема и обработки шумоподобных радиотепловых сигналов является их накопление по мощности, что означает возведение в квадрат напряжения антенны и последующее накопление. Возведение в квадрат практически реализуется детектированием, поскольку в продетектированном сигнале содержится составляющая, пропорциональная мощности принятого излучения. Таким образом, в состав приемного устройства радиометра должны входить усилитель, детектор и интегрирующее устройство – накопитель.

Входной сигнал радиометра имеет практически неограниченный спектр, поэтому степень широкополосности входной цепи радиометра имеет существенное значение. При этом, чем шире ее полоса пропускания, тем больше энергия принятого сигнала. Чувствительность приемника радиометра определяется соотношением

$$P_{\text{пр. мин}} = \zeta m_p k T_{\text{пр}} N_{\text{ш}} \sqrt{\frac{\Delta f}{\tau}}, \quad (12.16)$$

где ζ – коэффициент, зависящий от типа приемного устройства; m_p – коэффициент различимости, показывающий, во сколько раз принимаемые антенной сигналы должны превышать уровень собственных шумов приемника для осуществления уверенного обнаружения объектов; k – постоянная Больцмана; $N_{\text{ш}}$ – коэффициент шума приемника; Δf – полоса пропускания приемника по высокой частоте; τ – постоянная времени приемника, определяющая полосу пропускания приемника по низкой частоте.

Чувствительность радиометра можно выразить в единицах антенной температуры. Для этого мощность, поступающую на вход антенны радиометра, согласно (12.1) и (12.3), представим в виде

$$P_{\text{м.пр.}} = \frac{2kT_a \Delta f S A}{\lambda^2 R^2}, \quad (12.17)$$

где T_a – антенная температура; S – площадь излучающей поверхности; A – эффективная площадь приемной системы; R – расстояние.

Площадь излучающей поверхности при приеме излучения атмосферы равна площади поперечного сечения диаграммы направленности на соответствующем расстоянии.

$$S = \pi \left(\frac{R\theta}{2} \right)^2, \quad (12.18)$$

где θ – ширина диаграммы направленности.

В свою очередь, для антенны с осесимметричной диаграммой направленности справедливо соотношение

$$\theta^2 = \frac{\lambda^2}{A}. \quad (12.19)$$

В результате подстановки выражений (12.18) и (12.19) в соотношение (12.17) получаем

$$P_{\text{м.пр.}} = \frac{\pi}{4} k T_a \Delta f. \quad (12.20)$$

При наличии согласования антенны со входом приемника, т. е. когда антенная отдает приемнику половину мощности, из соотношений (12.16) и (12.20) имеем

$$T_{\text{а мин}} = \frac{8m_p T_{\text{пр}} \zeta}{\pi \sqrt{\Delta f \tau}} N_{\text{ш}}. \quad (12.21)$$

Чувствительность приемного устройства радиометра может быть повышена за счет уменьшения его коэффициента шума, расширения полосы пропускания по высокой частоте, увеличения постоянной времени приемника (увеличением времени накопления сигналов), а также понижения температуры приемника.

Известны различные способы построения приемных устройств радиометров, среди которых наиболее известными являются компенсационный, корреляционный и модуляционный типы.

В **компенсационных** приемниках осуществляется компенсация собственных шумов и постоянного излучающего фона; на вход регистрирующего устройства поступают только сигналы, обусловленные лишь изменениями приходящего к антенне радиотеплового излучения.

Для **корреляционных** приемников характерным является замена задачи выделения радиотепловых сигналов, соответствующих излучению атмосферы, на фоне собственных шумов на выделение шумовых сигналов на фоне шумов. Реализация таких приемников предполагает анализ корреляционной связи между принимаемыми сигналами по двум каналам с идентичными характеристиками.

Идея **модуляционного** приемника состоит в том, что приемник периодически отключается от антенны и присоединяется к

эталонному источнику шума. В результате сравнения сигналов, полученных на выходе приемника в этих двух режимах, измеряется уровень мощности принимаемого радиотеплового излучения относительно мощности эталона.

Радиоприемные устройства современных метеорологических радиотеплолокаторов, предназначенных для радиотеплового зондирования атмосферы, как правило, строятся по схеме модуляционного приема, обеспечивающей наиболее высокую эффективность.

12.4. Радиотеплолокационное зондирование атмосферы

Механизм радиотеплового излучения атмосферы определяется ее поглощательными свойствами. В диапазоне длин волн от 1 мм и более основными поглощающими компонентами атмосферы являются молекулярный кислород и водяной пар. Кроме того, существенный вклад в поглощающие свойства атмосферы вносят частицы облаков и осадков. Остальные газы атмосферы с полярными молекулами (озон, окислы азота, окись углерода) имеют весьма малую концентрацию в атмосфере и вносят малый вклад в общее поглощение. Поглощающие свойства газовой фракции атмосферы, естественно, зависят от плотности атмосферы и ее температуры. В соответствии с этим по уровню радиотеплового излучения атмосферы может быть восстановлен профиль температуры и влажности как в безоблачной атмосфере, так и при наличии облаков, а также решен ряд других задач.

Восстановление вертикальных профилей водяного пара и температуры в соответствующих полосах поглощения водяного пара и кислорода может проводиться по измерениям яркостной температуры на разных частотах. Чем дальше отстоит частота от центра полосы поглощения, тем меньше суммарное поглощение и тем с большей дальности (высоты) может приниматься радиотепловое излучение. В результате, в центре полосы поглощения принимается излучение из нижнего слоя, а с удалением частоты от центра полосы толщина слоя, в котором реализуется зондирование, увеличивается.

Того же результата можно достичь, осуществляя прием радиотеплового излучения атмосферы под различными углами к горизонту. С увеличением угла подъема диаграммы направлен-

ности антенны вследствие уменьшения плотности воздуха с высотой будет приниматься излучение все больших по толщине слоев из-за уменьшения суммарного поглощения.

Таким образом, измерение радиояркой температуры атмосферы в разных участках полос поглощения водяного пара и кислорода или под разными углами возвышения антенны позволяют определить температуру на различных высотах, а также восстановить профиль водяного пара в атмосфере.

12.4.1. Восстановление профиля влажности безоблачной атмосферы

Восстановление вертикальных профилей температуры и водяного пара в атмосфере основано на использовании резонансного поглощения водяного пара и кислорода в СВЧ-диапазоне волн.

При измерениях нисходящего радиотеплового излучения атмосферы на поверхности Земли величина радиояркой температуры определяется соотношением

$$T^* = \int_0^H \gamma(\lambda, h) T(h) \exp\{-[\Gamma_k(\lambda) + \Gamma_{\text{вп}}(\lambda)]\} dh, \quad (12.22)$$

где $\gamma(\lambda, h)$ – профиль поглощения радиотеплового излучения с длиной волны λ газами атмосферы; $T(h)$ – профиль температуры, $\Gamma_k(\lambda)$ и $\Gamma_{\text{вп}}(\lambda)$ – оптическая толщина атмосферы с учетом затухания в кислороде и водяном паре соответственно.

Входящий в (12.22) профиль поглощения радиотеплового излучения $\gamma(\lambda, h)$ определяется как профилем температуры, так и профилем водяного пара. Если считать профиль одной из этих метеорологических величин известным, например, путем измерения другим независимым способом, то по измеренной яркой температуре может быть восстановлен профиль другой метеорологической величины.

К настоящему времени выполнено значительное число как теоретических, так и экспериментальных исследований по восстановлению профиля влажности. Использование в качестве

профиля температуры среднеклиматических данных и результатов радиотепловых измерений в области резонансного поглощения водяного пара с $\lambda = 1.35$ см показало, что точность восстановления профиля влажности атмосферы еще значительно ниже точности радиозондирования атмосферы с помощью радиозондов. Наличие информации о распределении приземной влажности может повысить точность высотного распределения влажности.

12.4.2. Восстановление профиля температуры безоблачной атмосферы

Задача восстановления профиля температуры по своей постановке аналогична задаче восстановления профиля влажности, при этом прием радиотеплового излучения атмосферы производится в полосе поглощения кислорода на длине волны 0.5 см. В полосе поглощения кислорода поглощение водяным паром сравнительно невелико, а следовательно, невелико и излучение атмосферы, обусловленное водяным паром. Учет влияния излучения водяного пара на точность восстановления профиля температуры также может быть выполнен по среднеклиматическим данным.

Восстановление профиля температуры атмосферы по результатам реальных радиотепловых измерений в полосе поглощения кислорода ($\lambda = 0.5$ см) на 3–5 длинах волн показало, что средняя квадратическая ошибка восстановления профиля температуры в тропосфере составляет 2–5 К. Сравнение полученных профилей с результатами одновременного радиозондирования атмосферы с помощью радиозондов и средними климатическими характеристиками позволило сделать вывод о том, что восстановление профиля температуры по радиотепловому зондированию атмосферы лучше отражает ход истинного температурного профиля, чем соответствующий средний климатический профиль.

Следует отметить при этом, что высокая спектральная разрешающая способность микроволновых радиометров, а также наличие сильной зависимости поглощения в водяном паре и кислороде от профилей метеорологических величин в атмосфе-

ре позволяют ставить задачу о комплексном восстановлении вертикальных профилей температуры и влажности путем одновременного использования как слабых ($\lambda = 1.35$ см), так и сильных ($\lambda = 0.164$ см, $\lambda = 0.25$ см, $\lambda = 0.5$ см) резонансов для высот до 85–95 км.

12.4.3. Восстановление профилей температуры и влажности атмосферы при наличии облачности

Задача восстановления профилей температуры и влажности атмосферы при наличии облаков значительно осложняется в силу того, что поглощение в облаках слабоселективно по длине волны, а характеристики облачности (водность и ее распределение по высоте) изменяются столь значительно, что практически исключается возможность использования средних климатических данных.

Яркостная температура атмосферы при приеме радиотеплового излучения с земной поверхности может быть представлена выражением вида

$$T^* = \int_0^{\infty} T(h)K(\lambda, h)dh, \quad (12.23)$$

где $T(h)$ – профиль температуры в атмосфере; $K(\lambda, h)$ – так называемое, ядро интегрального уравнения.

Формально решить уравнение (12.23) относительно профиля $T(h)$ не представляется возможным, так как в ядро $K(\lambda, h)$ входит неизвестное поглощение в облаках. Аналогичные трудности возникают и при восстановлении профиля влажности. Однако в ряде случаев задача восстановления как профиля температуры, так и профиля влажности при наличии облачности с некоторыми приближениями может быть решена. Во-первых, кристаллические облака практически не являются помехой при работе в диапазоне СВЧ-радиоволн; во-вторых, можно выделить условия, когда водозапас облаков не слишком велик, и в этом случае можно наметить путь исключения влияния облачности на вос-

становление вертикальных профилей температуры и влажности в атмосфере.

Следует отметить, что облачность существенно ослабляет радиотепловое излучение в атмосфере. Влияние такого ослабления можно оценить с помощью контраста облачной атмосферы и атмосферы без облаков.

12.4.4. Определение общего влагосодержания атмосферы и водозапаса облаков и осадков

Общее влагосодержание атмосферы определяется суммой интегрального содержания водяного пара ($Q_{\text{вп}}$), водозапаса облачных образований ($Q_{\text{оо}}$) и осадков ($Q_{\text{о}}$). Если принять соответствующие удельные коэффициенты поглощения независимыми от высоты, то интегральное поглощение такой атмосферы может быть записано в виде

$$\gamma = \int_0^H \gamma_k(h) dh + \gamma_{\text{вп}} Q_{\text{вп}} + \gamma_{\text{оо}} Q_{\text{оо}} + \gamma_{\text{о}} Q_{\text{о}}, \quad (12.24)$$

где γ_k — коэффициент поглощения в кислороде; $\gamma_{\text{вп}}$, $\gamma_{\text{оо}}$ и $\gamma_{\text{о}}$ — коэффициенты поглощения водяного пара, облачных систем и осадков.

Для определения полного водозапаса атмосферы необходимо провести измерение яркостной температуры одновременно на нескольких частотах. Если предположить, что коэффициент диэлектрической проницаемости сред ϵ не зависит от длины волны λ , то можно составить систему уравнений типа (12.24), решение которых позволит определить величины ϵ , T , $Q_{\text{вп}}$, $Q_{\text{оо}}$ и $Q_{\text{о}}$. Анализ возникающих при этом погрешностей показал, что они оказываются минимальными при $0.3 < \gamma < 2$, что соответствует диапазону длин волн $\lambda = 0.8$ см, $\lambda = 1.25$ см и $\lambda = 1.8$ см.

В заключение заметим, что возможности зондирования атмосферы с помощью микроволновых радиометров не ограничиваются рассмотренными здесь, а могут быть значительно шире. Так, микроволновые радиометры могут быть использованы для определения средних значений водности облаков и интенсивно-

сти осадков, если они работают совместно с активными РЛС. При этом с помощью радиометров определяется радиотепловое излучение облаков и осадков, а с помощью метеорологической РЛС производится измерение их геометрических размеров.

ЗОНДИРОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ С КОСМИЧЕСКИХ СИСТЕМ

13.1. Виды и особенности зондирования

Методы дистанционного зондирования окружающей среды с космических систем позволяют получать количественную информацию о метеорологических величинах атмосферы и подстилающей поверхности на основе измерения характеристик поля электромагнитного излучения как генерируемого (излучаемого) самой системой атмосфера – подстилающая поверхность (так называемые, пассивные дистанционные методы), так и образованного вследствие взаимодействия этой системы с излучением, генерируемым активным (РЛС, лазеры) источником (активные дистанционные методы).

Пассивное дистанционное зондирование при использовании космических систем, как правило, реализуется в виде следующих спектральных измерений:

- прозрачности атмосферы по естественным или искусственным источникам электромагнитного излучения;
- собственного теплового излучения системы атмосфера – подстилающая поверхность;
- отраженного и рассеянного солнечного излучения системой атмосфера – подстилающая поверхность.

Первый метод, основанный на использовании принципов абсорбционной спектроскопии, связан со спектральными измерениями электромагнитного излучения от внешнего источника. Такое зондирование позволяет определить усредненную оптическую характеристику атмосферы на трассе источник излучения–космическая система, а также ее спектральную прозрачность, зависимость которой от метеорологических величин и составляет основу данного метода.

Основой второго метода пассивного дистанционного зондирования является зависимость теплового излучения системы атмосфера – подстилающая поверхность от целого ряда факто-

ров, таких, как температура T_s и состояние подстилающей поверхности; высотные профили температуры $T(x)$, аэрозоля $a(x)$ и удельного содержания атмосферных газов $q_i(x)$, оптически «активных» в используемом для проведения радиационных измерений в спектральном диапазоне (т.е. имеющих здесь полосы или линии поглощения и тем самым влияющих на трансформацию собственного теплового излучения); облака (высота верхней границы облаков H и их количество N_H в поле зрения прибора) и др. Генерация собственного излучения в спектральных участках с различной оптической плотностью осуществляется различными слоями атмосферы (либо различными участками атмосферы на трассе зондирования). Это является физической основой получения данных о состоянии атмосферы на различных высотах и позволяет производить дистанционное измерение высотных профилей метеорологических величин либо за счет использования для измерений различных спектральных интервалов, либо за счет углового сканирования в одном спектральном интервале.

Третий метод предполагает реализацию такого зондирования, когда регистрируемое рассеянное излучение формируется в относительно узком слое атмосферы. В зависимости от оптических характеристик атмосферы, зенитного угла Солнца, направления визирования и состояния атмосферы изменяется высота этого слоя и количество измеренной радиации. Поэтому, варьируя направлением визирования и длиной волны, на которой регистрируется рассеянная радиация, удастся получить высотные профили концентрации газовых и аэрозольных компонент атмосферы.

Проведение рассмотренных выше методов пассивного дистанционного зондирования с космических систем требует выполнения прецизионных измерений характеристик теплового излучения. В качестве такой количественной характеристики обычно используется величина спектральной яркости I (интенсивности излучения). Однако в реальных приборах измеряется не интенсивность, а поток излучения за время Δt в спектральном интервале $\Delta \nu$, центрированном на частоте ν , внутри телесного угла $\Delta \Omega$, ось которого расположена под углом Ω к вертикали. Поэтому при решении задач дистанционного зондирования атмосферы используется не монохроматическое, а усредненное

по ν , $\Delta\Omega$ и Δt значение интенсивности, которое обычно обозначается как $I_{\Delta\nu}$, а соответствующее ему значение яркостной температуры — $T_{\Delta\nu}$. Кроме того, необходимо определить аналитическую зависимость значений $I_{\Delta\nu}$ от метеорологических величин атмосферы F и ее радиационных свойств $R_{\Delta\nu}$ в используемых спектральных интервалах. Следует заметить, что в многочисленных схемах решения обратных задач, так называемой, атмосферной оптики в качестве F и $R_{\Delta\nu}$, как правило, используются различные физические и радиационные модели атмосферы соответственно, составленные с учетом особенностей формирования излучения в данном участке спектра.

Конкретная форма зависимости $I_{\Delta\nu}$ от F и $R_{\Delta\nu}$ является математической основой решения обратных задач атмосферной оптики на основе сформулированных выше методов. В общем случае эту зависимость можно записать в виде

$$I_{\Delta\nu} = I(F, R_{\Delta\nu}). \quad (13.1)$$

Такая зависимость является несколько идеализированной, поскольку $R_{\Delta\nu} = R_{\Delta\nu}(F)$, т. е. количественные характеристики, описывающие взаимодействие электромагнитного излучения с атмосферой, зависят от метеорологических величин F . Наличие сложной функциональной зависимости $I_{\Delta\nu}$ от параметров F и $R_{\Delta\nu}$ существенно усложняют проведение дистанционного зондирования атмосферы с космических систем.

Второй важной характеристикой (помимо метода измерений) является схема визирования, т. е. изменение расположения оси зрения прибора относительно подстилающей поверхности. При использовании второго метода направление визирования фиксировано и задается положением источника, что требует весьма жесткой стабилизации измерительной платформы и наличия специальной следящей системы. В двух других методах визирование может осуществляться в самых разнообразных направлениях в зависимости от характера решаемой задачи. В соответствии со схемой визирования изменяется и конкретная форма записи уравнения (13.1).

Как следует из уравнения (13.1), решаемые с его помощью задачи для каждого из трех рассмотренных методов проведения

пассивного дистанционного зондирования можно разделить на три основных типа:

$$\begin{aligned} I_{\Delta\nu} &= I(F, R_{\Delta\nu}), \\ F &= F(I_{\Delta\nu}, R_{\Delta\nu}), \\ R_{\Delta\nu} &= R_{\Delta\nu}(I_{\Delta\nu}, F). \end{aligned} \quad (13.2)$$

К первому типу относится сравнительно простая задача непосредственного измерения $I_{\Delta\nu}$ при условии, что известны F и $R_{\Delta\nu}$. Задачи двух других типов относятся к более сложным типам, так называемых, обратных задач: определения метеорологических величин F по измеренному значению $I_{\Delta\nu}$ и известной функции $R_{\Delta\nu}$ или получения параметров радиационной модели $R_{\Delta\nu}$ при заданных величинах F и $I_{\Delta\nu}$. При их решении важное место занимают вопросы оптимизации условий спектральных измерений.

Решение задачи первого типа имеет очень важное значение при проведении дистанционного зондирования атмосферы с космических систем, так как позволяет:

- определить величину интенсивности теплового излучения в выбранном спектральном диапазоне и ее вариации, а также косвенно оценить возможности использования различных диапазонов спектра для решения конкретных обратных задач и определить степень влияния отрицательных факторов на регистрирующую аппаратуру;

- исследовать адекватность используемых при расчете интенсивности радиационной и физической моделей атмосферы для выбранного участка спектра.

Выполнение этих исследований возможно лишь на основе теоретического расчета $I_{\Delta\nu}$ и ее вариаций в различных спектральных диапазонах, а также сопоставления теоретических и экспериментальных значений интенсивности теплового излучения атмосферы.

Ко второму типу относится комплекс задач, решение которых основано на уравнении (13.1) (либо на сходном с ним, но в отклонениях от средних статистических значений) и априорном задании количественных характеристик взаимодействия излу-

ния со средой (радиационной модели $R_{\Delta v}$). При решении задач второго типа успешно восстанавливаются такие количественные характеристики, как температура подстилающей поверхности, профили температуры и влажности, содержание оптически активных малых газовых компонент атмосферы (O_3 , SO_2 , NO , NO_2 и др.).

И, наконец, третий тип обратных задач связан с восстановлением параметров радиационной модели $R_{\Delta v}$. При их решении особое значение имеет точность задания модели F , т. е. комплекса метеорологических величин, влияющих на излучение $I_{\Delta v}$, которое регистрируется аппаратурой космической системы. Решение задач этого типа позволяет исследовать процессы формирования излучения в условиях реальной атмосферы. При этом коэффициенты ослабления, восстанавливаемые при решении этих задач, играют важную роль при определении концентраций поглощающих компонент атмосферы, в том числе и аэрозоля.

Среди дистанционных методов зондирования атмосферы, выполняемых с космических систем, пассивные методы имеют наибольшее применение. Вместе с тем результаты зондирования, полученные в результате их реализации, обладают рядом недостатков, наиболее существенные из которых связаны с разрешающей способностью данных такого зондирования по высоте, а также с недостаточной их чувствительностью для восстановления вертикальных профилей целого ряда метеорологических величин и некоторых малых газовых компонент. Эти недостатки частично могут быть устранены при использовании активных методов зондирования атмосферы с космических систем.

В отличие от спектральных методов пассивного зондирования, где регистрируется собственное электромагнитное излучение системы атмосфера – подстилающая поверхность, активные методы основаны на исследовании эффектов взаимодействия электромагнитного излучения, генерируемого специальным радиотехническим устройством, с атомами, молекулами, отдельными гидрометеорами и метеорологическими объектами атмосферы. В зависимости от используемых эффектов такого взаимодействия разработаны различные методы, среди которых

наибольшее развитие получили радиолокационные и лазерные виды зондирования. Особенности реализации этих методов достаточно подробно были изложены в предыдущих разделах данного издания. Характеризуя в целом использование активных методов с космических систем, можно отметить, что они, как правило, обладают большей гибкостью и более высоким спектральным разрешением, которое позволяет осуществлять контроль за большим числом характеристик, определяющих состояние окружающей среды.

13.2. Уравнение переноса излучения в атмосфере

Уравнение переноса теплового излучения в атмосфере устанавливает количественное соотношение между интенсивностью излучения в данной точке среды, поглощающими свойствами среды и ее температурой. Для получения математического выражения этой зависимости допускают обычно ряд следующих предположений:

- излучение атмосферы подчиняется закономерностям излучения абсолютно черного тела;
- ослабление излучения при его распространении происходит, главным образом, за счет молекулярного поглощения;
- поле излучения является стационарным, а само излучение – неполяризованным;
- рефракция излучения – незначительная;
- условие локального термодинамического равновесия выполняется.

Справедливость указанных допущений, за исключением последнего, обычно не вызывает особых проблем. С последним допущением дело обстоит сложнее. Под термодинамическим равновесием понимают состояние, при котором в исследуемой системе температура, давление и другие макроскопические характеристики изотропны и не меняются во времени. Такая система, как известно, обладает максимумом энтропии. Для нее также справедлив закон Кирхгофа, в соответствии с которым отношение коэффициента излучения к коэффициенту поглощения для единицы массы вещества не зависит от его природы, а является функцией длины волны излучения и температуры

поглощающего и одновременно излучающего вещества. Но в атмосфере температура и давление непостоянны, следовательно, закон Кирхгофа в атмосфере выполняться не должен. Это существенно осложняет решение многих задач. Выход из положения состоит в допущении локального термодинамического равновесия. Это условие предполагает справедливость гипотезы о том, что каждый из элементарных объемов (слоев) атмосферы находится в термодинамическом равновесии с окружающим его локальным объемом. Выполнимость условия локального термодинамического равновесия определяется преобладающим влиянием столкновения атомов и молекул между собой в процессе теплообмена по сравнению с другими видами передачи энергии. В тропосфере это условие справедливо. Однако по мере увеличения высоты уменьшается плотность атмосферы и увеличивается длина свободного пробега молекул. Это приводит к нарушению локального термодинамического равновесия, что необходимо учитывать в моделях анализа переноса излучения.

Приведем наиболее часто используемое уравнение для расчета $I_{\Delta\nu}$ в относительно узких спектральных интервалах $\Delta\nu$, центрированных на частоте ν .

Для безоблачной плоскопараллельной атмосферы в условиях выполнения локального термодинамического равновесия при отсутствии рассеяния выражение для $I_{\Delta\nu}$ на уровне с давлением p в направлении θ для уходящего излучения (ось прибора направлена вниз под углом θ) имеет следующий вид:

$$I_{\Delta\nu}^{\uparrow}(p, \theta) = \varepsilon_{\nu} B_{\Delta\nu}(\nu, T_s) P_{\Delta\nu}(\theta, p_0, p_1) + \int_{p_0}^p B_{\Delta\nu}[\nu, T(x)] \frac{\partial P_{\Delta\nu}(\theta, x, p)}{\partial x} dx \times P_{\Delta\nu}(\theta, p_0, p_1) I_{\Delta\nu}^{\downarrow}(p_0, \theta), \quad (13.3)$$

где ε_{ν} — излучательная способность подстилающей поверхности; $B_{\Delta\nu}(\nu, T)$ — функция Планка для частоты ν и температуры T ; p_0 и p_1 — атмосферное давление на уровнях земной поверхности и некоторой условной верхней границе атмосферы соответственно; $P_{\Delta\nu}(\theta, p_0, p_1)$ — функция пропускания, характеризующая долю

радиации в спектральном интервале $\Delta\nu$, пропущенной под углом θ слоем атмосферы между уровнями p_0 и p_1 ; T_s – температура земной поверхности.

Как видно из соотношения (13.3), уходящее излучение описывается тремя членами. Первый представляет собой излучение земной поверхности, дошедшее до уровня с давлением p , второй – излучение, генерируемое слоем атмосферы между уровнями с давлением p_0 и p ; а третий – излучение, отраженное подстилающей поверхностью и дошедшее после этого до уровня с давлением p (зеркальное приближение).

Для ИК диапазона значения ϵ_v близки к единице, и последним членом обычно пренебрегают. В микроволновом диапазоне излучательная способность ϵ_v зависит от вида и состояния подстилающей поверхности и может существенно отличаться от единицы.

Выражение для уходящего инфракрасного излучения при наличии однослойной облачности в поле зрения прибора при выполнении ряда упрощающих предположений имеет следующий вид:

$$I_{\Delta\nu}(p, \theta) = NI_{\Delta\nu}^c(p, \theta) + (1 - N)I_{\Delta\nu}^\uparrow(p, \theta), \quad (13.4)$$

где N – степень покрытия поля зрения прибора облаками; $I_{\Delta\nu}^c$ и $I_{\Delta\nu}^\uparrow$ – значения уходящего излучения в условиях сплошной облачности и безоблачной атмосферы соответственно.

Выражение для $I_{\Delta\nu}^\uparrow$ описывается формулой (13.3), а для $I_{\Delta\nu}^c$ может быть представлено как

$$I_{\Delta\nu}^c(p, \theta) = I_{\Delta\nu}^\uparrow(p_c, \theta) + \left[r_v^c I_{\Delta\nu}^\uparrow(p_c, \theta) + \epsilon_v^c B_{\Delta\nu}(v, T_c) + \tau_v^c \tilde{I}_{\Delta\nu}^\uparrow \right] \times P_{\Delta\nu}(\theta, p_c, p) \quad (13.5)$$

Здесь r_v^c , ϵ_v^c и τ_v^c – оптические свойства облачного слоя (отражательная и излучательная способности и пропускание радиации облаками); $\tilde{I}_{\Delta\nu}^\uparrow$ – восходящее излучение подоблачной

части атмосферы; T_c и p_c — температура и давление на уровне верхней границы облачного слоя.

При расчетах $I_{\Delta v}$ по (13.4) и (13.5), а также при решении задач, когда конкретные сведения об оптических свойствах облачного слоя отсутствуют, обычно полагают, что характеристики, соответствующие оптическим свойствам облачного слоя, равны нулю. В этом случае выражение (13.5) существенно упрощается и становится аналогичным (13.4) при $\varepsilon_v^c = 1$.

При этих предположениях выражение (13.4) может быть преобразовано к более компактному виду, весьма удобному для проведения расчетов и формулировки задачи по дистанционному восстановлению параметров облачности. Такое преобразование может быть сделано путем введения ступенчатой функции $\psi(p, N, p_c)$, описывающей распределение облачности в поле зрения прибора:

$$\psi(p, N, p_c) = \begin{cases} 1 & \text{при } p \leq p_c, \\ 1 - N & \text{при } p > p_c. \end{cases} \quad (13.6)$$

Тогда (13.4) может быть записано в виде

$$I_{\Delta v}(p, \theta) = B_{\Delta v}[v, T(p)] + \int_p^{p_0} \psi(x, N, p_c) P_{\Delta v}(\theta, x, p) dx dB_{\Delta v}[v, T(x)] \quad (13.7)$$

Остановимся на анализе возможностей реализации (13.7).

1. Основной проблемой реализации (13.7) является задание вида функции пропускания $P_{\Delta v}$. Как правило, с этой целью используются эмпирические методы расчета функций пропускания.

2. Система атмосфера — подстилающая поверхность относится к классу относительно низкотемпературных источников

теплового излучения. Поэтому регистрация этого излучения представляет собой достаточно сложную задачу.

3. Оптические свойства атмосферы как среды, где формируется и распространяется тепловое излучение, существенно зависят от спектрального диапазона проведения зондирования и оптимизации условий проведения измерений, которые, в свою очередь, зависят от особенностей формирования излучения в атмосфере.

Постановка конкретных задач зондирования определяет особенности его реализации. Так, например, для определения температуры подстилающей поверхности и верхней границы облаков могут использоваться измерения в окнах прозрачности (в земной атмосфере эти участки минимального поглощения расположены в ближней ИК (3.7 мкм) и ИК (8–9 и 10–12 мкм) областях, а также в радиодиапазоне). В этом случае второй член в (13.3) принимает минимальное значение, а уходящее тепловое излучение в основном зависит от величины ϵ_v и температуры подстилающей поверхности T_s (или верхней границы облака T_c).

Измерения излучения в полосах поглощения газов, вертикальное распределение которых известно и мало изменяется (CO_2 и O_2) могут использоваться для проведения дистанционного термического зондирования (полосы поглощения CO_2 при 4.3 и 15 мкм и полосы и линии поглощения O_2 в радиодиапазоне) и т. д.

При анализе особенностей спектрального распределения теплового излучения обычно используется и понятие яркостной температуры $T_{\Delta v}$.

Проведенный качественный анализ особенностей использования уравнения переноса излучения для зондирования атмосферы касался возможностей учета лишь наиболее общих закономерностей собственного теплового излучения и условий его формирования.

13.3. Измерение характеристик атмосферы при зондировании с космических систем

13.3.1. Измерение высотного распределения температуры воздуха

Проведение термического зондирования атмосферы по измерениям собственного теплового излучения наиболее простым представляется в безоблачной атмосфере при моделировании излучения подстилающей поверхности абсолютно черным телом ($\epsilon_v = 1$). Однако даже в этом случае для реализации различных методов температурного зондирования по измерениям $I^\uparrow$ (нижний индекс Δv для простоты записи будем опускать) состав атмосферы и ее пропускание должны быть известны весьма точно. Предполагается, что CO_2 (O_2 для интерпретации измерений $I^\uparrow$ в микроволновом диапазоне) хорошо перемешан по высоте в атмосфере, его концентрация известна и не подвержена пространственным и временным вариациям. Это позволяет априорно рассчитать характеристики поглощения в полосах 4.3 и (или) 15 мкм. Влияние на атмосферное пропускание других малых газовых компонент (H_2O , O_3 и т. д.), подверженных сильным вариациям, может быть учтено на основе приближенных оценок.

Считая, что каналы зондирования Δv и функции пропускания в них известны, рассмотрим методы получения профиля $T(p)$ по измерениям $I^\uparrow$.

Уходящая тепловая радиация связана с температурой атмосферы нелинейным интегральным уравнением переноса излучения (13.3). Перепишем это уравнение в более компактном виде, полагая, что $\epsilon_v = 1$, и считая, что $T_s = T(p_0)$:

$$I^\uparrow = B[v, T(p_0)]P(p_0) + \int_{p_0}^p B[v, T(x)] \frac{\partial P(x)}{\partial x} dx. \quad (13.8)$$

Это уравнение обычно линеаризуют относительно некоторого заданного профиля температуры (например, среднего стати-

стического профиля $T(p)$). Запишем линейризованное уравнение переноса в операторном виде

$$D\varphi = f, \quad (13.9)$$

где

$$f = I^\uparrow - B[v, \bar{T}(p_0)]P(p_0) - \int_{p_0}^p B[v, \bar{T}(x)] \frac{\partial P(x)}{\partial x} dx, \quad (13.10)$$

$$D\varphi = \int_{p_0}^p \Phi_{\Delta v}(x) \varphi(x) dx, \quad (13.11)$$

$$\Phi_{\Delta v}(x) = \frac{\partial B}{\partial T} \Big|_{\bar{T}(x)} \frac{\partial P(x)}{\partial x}. \quad (13.12)$$

Здесь $\Phi_{\Delta v}$ — ядра интегрального уравнения, имеющие важный физический смысл, так как характеризуют чувствительность уходящего излучения к вариациям температуры на различных уровнях атмосферы.

Соотношение (13.9), представляющее собой интегральное уравнение типа Фредгольма первого рода, соответствует обратным некорректно поставленным задачам математической физики.

Аппроксимируя интегральный оператор D в (13.9) соответствующей квадратурной формулой, перепишем (13.9) в матричной форме, учтя наличие ошибок измерения $I^\uparrow$ и погрешностей аппроксимации вектором $\bar{e}$:

$$\bar{f} = A\bar{\varphi} + \bar{e}, \quad (13.13)$$

где $A = \|a_{i,j}\|$ — матрица размерности $m \times n$; $\bar{f}$ — вектор размерности $m \times l$; $\bar{\varphi}$ — вектор значений температуры в опорных узлах p_i размерности $n \times l$; m — число каналов измерения $I^\uparrow$; n — число опорных узлов (уровней) в атмосфере в слое от p_0 до p .

Прямое решение уравнения (13.13), например, методом наименьших квадратов, не дает положительных результатов ввиду плохой обусловленности матрицы A . Для получения устойчивого решения система (13.13) должна быть доопределена. Если в качестве такой дополнительной информации используются данные априорной статистики (метод статистической регуляризации), то решение имеет вид

$$\bar{\Phi} = [A^T K_e^{-1} A + K_T^{-1}] A^T K_e^{-1} \bar{f} \quad (13.14)$$

или

$$\bar{\Phi} = K_T A^T [K_e + A K_T A^T]^{-1} \bar{f}, \quad (13.15)$$

где K_T и K_e – корреляционные матрицы температуры и ошибок измерения излучения соответственно.

Обычно полагают $K_e = \sigma^2 I$, где I – единичная матрица, σ^2 – дисперсия ошибок измерений. Аналогичным образом при отсутствии априорных статистических данных о $T(p)$ аппроксимируется и матрица K_T .

Численное решение (13.8) в форме (13.14) или (13.15) предполагает точное задание характеристик спектрального пропускания атмосферы, т.е. ядра уравнения (13.13). Необходимости в таком предположении лишен другой метод обработки радиационных измерений с целью восстановления профиля $T(p)$ – регрессионный метод. В его основе лежит обычное для многомерного регрессионного анализа предположение о линейной связи спектрометрических (I) и радиозондовых ($T(p)$) измерений, совпадающих пространственно и во времени:

$$T = CI, \quad (13.16)$$

где T – матрица размерности $n \times l$ представляет результаты радиозондовых измерений профилей температуры на n уровнях; I – матрица размерности $m \times l$, соответствующая l измерениям теплового излучения $I^\uparrow$ в m каналах; C – матрица размерности $n \times m$, состоящая из неизвестных коэффициентов регрессии.

Оценка матрицы C , т. е. $\hat{C}$, может быть получена из следующего выражения:

$$\hat{C}^T = [H^T + \gamma M]^{-1} \bar{I} T^T, \quad (13.17)$$

где γ — параметр, M — положительно определенная матрица размерности $m \times m$ (регуляризатор).

Тогда искомое решение $T(p)$ будет определяться соотношением

$$\bar{T} = \hat{C} \bar{I}, \quad (13.18)$$

где $\bar{I}$ — вектор радиационных измерений.

В заключение заметим, что полученные значения температуры в действительности соответствуют лишь их средним величинам для слоев между изобарическими поверхностями.

13.3.2. Измерение характеристик газового состава атмосферы

Решение задач измерения газового состава атмосферы рассмотрим на примере проведения дистанционного влажностного зондирования атмосферы.

Так же, как и для температуры, измерения собственного теплового излучения связаны с профилем удельной влажности $q(p)$ соотношением (13.3). Причем, в отличие от профиля $T(p)$, где эта зависимость выражена явно (через $B[v, T(x)]$), связь $I^\uparrow$ и $q_{\text{вп}}$ проявляется неявно, посредством зависимости функций пропускания от $q_{\text{вп}}(p)$. Поскольку для решения рассматриваемой задачи целесообразно, чтобы эта зависимость была максимальна, для восстановления $q_{\text{вп}}(p)$ используются измерения $I^\uparrow$ в наиболее сильных полосах поглощения водяного пара — 6.3 и 20–50 мкм (линия 1.35 см в микроволновом диапазоне). Необходимым условием «обращения» радиационных измерений является предположение об известном высотном распределении температуры (за исключением регрессионного метода решения).

Перепишем уравнение (13.8), проинтегрировав его по частям:

$$I^{\uparrow} = B[v, T(p)] - \int_{p_0}^p \frac{\partial B[v, T(x)]}{\partial x} P_{\Delta v}(x) dx, \quad (13.19)$$

где для сокращения записи опущена зависимость $P_{\Delta v}$ от $q_{\text{вп}}(p)$.

Здесь следует сразу же подчеркнуть, что первый член в правой части при такой форме записи уравнения переноса может быть задан лишь на основе непосредственных измерений $T(p)$ на уровне полета космической системы.

Вводя вариационную производную функционала $P[\delta P_{\Delta v}(x)/\delta q_{\text{вп}}(x)]$, изменчивость излучения в зависимости от вариаций $q_{\text{вп}}(p)$ может быть приближенно записана в следующем виде:

$$\delta I^{\uparrow} = \int_{p_0}^p \frac{\partial B[x, T(x)]}{\partial x} \left[\int_x^p \frac{\delta P_{\Delta v}(y)}{\delta q_{\text{вп}}(y)} \Big|_{\bar{q}_{\text{вп}}(y)} \delta q_{\text{вп}}(y) \right] dx \quad (13.20)$$

По аналогии с (13.8) – (13.13), уравнение (13.20) может быть переписано в матричной форме в виде (13.13), где под $\bar{q}$ следует понимать вектор отклонений профиля $q_{\text{вп}}(p)$ от профиля средних величин, т. е. $\bar{q}_{\text{вп}}(p)$.

Решение системы (13.13) для восстановления профиля $q_{\text{вп}}(p)$ имеет тот же вид, что и для профиля $T(p)$, где ядра, аппроксимирующие уравнение (13.9), заменены на соответствующую аппроксимацию (13.20), а вместо K_T используются корреляционные матрицы для водяного пара K_q . Соотношения (13.16) – (13.18) для влажностного зондирования остаются без изменений (профиль температуры заменяется профилем средних значений, т. е. $\bar{q}_{\text{вп}}(p)$).

13.3.3. Измерение потоков длинноволновой радиации

Наряду с возможностью непосредственного измерения потоков длинноволновой радиации на космических системах с помощью соответствующей аппаратуры, при проведении дистанционного зондирования эти важные радиационные характеристики могут быть получены и на основе спектральных измерений теплового излучения, например, в каналах термического зондирования.

Возможность такого решения задачи зондирования основана на высокой корреляции данных спектральных измерений интенсивности уходящего излучения с восходящим $I^\uparrow$ потоком длинноволновой радиации. Этот факт для $F^\uparrow$ и $I_i^\uparrow$ в каналах термического зондирования отражают данные табл. 13.1, где представлены соответствующие коэффициенты корреляции r_i .

Таблица 13.1.

Коэффициенты корреляции между значениями $F^\uparrow$ и $I_i^\uparrow$.

$\nu_i, \text{см}^{-1}$	899.0	747.0	713.8	689.5	668.3	507.4
r_i	0.986	0.994	0.945	0.028	0.257	0.967
$C_i^\uparrow$	2.03	0.61	0.92	0.13	0.47	1.77

Методика расчета основана на следующих соображениях. Величина уходящих $F^\uparrow$ потоков длинноволновой радиации на уровне полета космической системы (p) может быть рассчитана по формуле

$$F^\uparrow(p) = \alpha \left[C_0^\uparrow + \sum_{i=1}^m C_i^\uparrow I_i^\uparrow(p, \theta) \right], \quad (13.21)$$

где α – коэффициент, $I_i^\uparrow$ и $F^\uparrow$ – значения интенсивности теплового излучения в каналах инфракрасного радиометра, m – число измерительных каналов, θ – угол визирования.

Значения коэффициентов $C_i^\uparrow$ (табл. 13.1) получаются на основе регрессионного анализа путем обработки рассчитанных по

данным радиозондирования атмосферы (с учетом облачности) $I_i^\uparrow$ и $F^\uparrow$.

Реализация этой методики для измерений $I^\uparrow$ дает вполне удовлетворительные результаты.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренные методы зондирования атмосферы позволяют получить достаточно полное представление о современном состоянии исследования окружающей среды.

Реализуемые методики и технические средства зондирования атмосферы обеспечивают получение с той или иной степенью достоверности достаточно репрезентативной информации о состоянии окружающей среды.

Получаемые данные позволяют решить целый ряд задач современной метеорологии, среди которых особое значение имеют следующие:

- получение оптимального количества информации в глобальном масштабе;
- восстановление полей метеорологических величин не только для определенных регионов, но и в планетарном масштабе;
- наблюдения за климатообразующими факторами и контроль состояния природной среды;
- дальнейшее изучение и исследование атмосферы и процессов, происходящих в ней.

Тем не менее, современное состояние науки и практики требует совершенствования существующих и разработки новых методов зондирования атмосферы.

Сюда можно отнести повышение разрешающей способности и точности активных и пассивных методов, расширение электромагнитного спектра зондирования, разработку новых теоретических подходов к обработке и анализу получаемой информации, создание специализированных информационно-измерительных комплексов.

Это представляется особенно важным в связи с необходимостью улучшения качества метеорологической информации, усилением контроля за состоянием окружающей среды и борь-

бой с загрязнением атмосферы. Особое значение при этом приобретает решение экологических проблем.

К сожалению, ограниченный объем данного издания не позволил авторам в должной степени осветить как существующие зарубежные технические средства, результаты научных исследований, так и некоторые узкоспециальные виды зондирования.

Хочется надеяться, что усвоение материала, изложенного в данном издании, позволит в случае необходимости самостоятельно разобраться в сложных вопросах современного и перспективного зондирования атмосферы.

Предметный указатель

- Автоматизированные системы зондирования атмосферы 135
- Автономные критерии диагноза опасных явлений погоды 303
- Алгоритмы обработки 46, 132
- Амплитудные методы измерения координат 111
- Аэрологические теодолиты 29
- Аэростаты 158
 - с открытым типом оболочки 158
 - полужакрытые 158
 - сверхдавления 158
- Базисные шаропилотные наблюдения 38
- Барокап 72
- Ветер 28
 - измеряемые характеристики 28, 345
- Вертикальная скорость движения 30
- Виды радиорефракции 237
- Движение аэростатов, радиозондов, ракет 30, 167, 198
- Двухволновой метод зондирования 283
- Динамический диапазон измерений 84
- Дистанционные измерения 9
- Дискретизация измерений 90
- Дискриминантный
 - анализ 310, 316
 - функция 317
- Емкостные первичные преобразователи 68, 72
- Закон Архимеда 30
- Зондирование
 - оперативное 126
 - специальное 126
- Зондирование
 - актинометрическое 147
 - аэростатное 158
 - доплеровское 330
 - лазерное 348
 - оптическое 35
 - радиолокационное 287

- радиотепловое 374
- ракетное 135
- с космических систем 393

Излучение

- лазерное 348
- радиотепловое 374
- тепловое 375
- электромагнитное 220
- ослабление 242
- рассеяние 253
- характеристики 253

Измерение координат 111

Измерительные преобразователи

- влажности 74
- давления 69
- температуры 60

Измерительные

- сигналы 82
- системы 79

Импульсная РЛС 95

Индекс рефракции 257

Индикаторы РЛС 137, 201

Интенсивность осадков 308, 251

Информативность предикторов 315

Информация

- количество 23
- теория 23
- энтропия 25

Информационно-измерительный комплекс 79

Информационно-измерительная система

комплексного зондирования 126

Квантование

- по времени 93
- по параметру 94

Когерентность излучения 331

Контактные методы измерений 9

Коэффициент

- инерции 54
- температурный, сопротивления 61

- теплового излучения 374
- тепловой инерции 58
- направленного действия 100
- преломления электромагнитных волн 225

Лазер 348

Лазерная система зондирования 348

Лидар 350

Линеаризация 13

Локаатор 95

- импульсный (радар) 95
- когерентно-некогерентный 331
- оптический лазерный 330
- лидарный импульсный 330
- метеорологический потенциал 280
- постоянная 279
- радиометеорологический 289
- разрешающая способность 104

Локализация объектов 301

Локация активная 123

- оптическая 348
- пассивная 123
- радио- 46

Метеорологические величины 6

- информация 8

Методы зондирования атмосферы 8

Методы измерения координат 111

Модуляция измерительных сигналов 86

Навигационный метод 41

Навигационные частоты 43

Обратные задачи 12

Одноволновой метод зондирования 277

Однопунктные оптические наблюдения за ветром 37

ОМЕГА-метод 42

- станции 42

Однозначные критерии диагноза 303

Отношение правдоподобия 313

Параметры физического состояния атмосферы 6

- Плотность потока энергии излучения 374
Подъемная сила 31
– полная 31
– свободная 31
Показатель преломления 225
Поляризация электромагнитного излучения 220, 269
Преобразование Фурье 86
Преобразователь
– первичный измерительный 60, 69, 74

Радар 287
Радиационный теплообмен 52
Радиозонд 79
Радиозондирование атмосферы 79
Радиолокационная отражаемость 257
– система 127
Радиолокация гроз 302, 309
– облаков 296
– осадков 308
Радиометры 384
Радиотелеметрическая система 90
– комплекс 80
Радиотеплокационная система 380
Радиорефракция 235
Радиофизические характеристики атмосферы 226

Свободно-молекулярное движение 204
Системы зондирования 126
Спектр измерительного сигнала 86
– амплитуд 85
– доплеровских частот 337
– фаз 85
Спектральная плотность потока излучения 374
Спектральные составляющие 85
Сплошная среда 211

Частотные методы измерения координат 118
Число Кнудсена 203
– Маха 202
– Циолковского 200
Чувствительность измерительных преобразователей 72

Эквивалентный радиус Земли 240
Эквивалентная длина поглощения 246
Эквивалентная отражаемость 261
Электромагнитные волны 220
– характеристики 220
Эффект Доплера 330
Эффективная высота
– кислорода 244
– водяного пара 245
Эффективная площадь рассеяния 253
– обратного рассеяния 253
– полного ослабления 219
Эффективность радиометеорологических наблюдений 319

Ядро интегрального уравнения 16

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
ВВЕДЕНИЕ	4

ИНФОРМАЦИЯ О СОСТОЯНИИ АТМОСФЕРЫ

ГЛАВА 1.	
МЕТОДЫ ПОЛУЧЕНИЯ ИНФОРМАЦИИ	6
1.1. Метеорологические величины и метеорологическая информация	6
1.2. Методы метеорологических измерений	8
1.3. Формализация задач зондирования атмосферы	10
1.4. Зондирование атмосферы и информационные характеристики	22

КОНТАКТНЫЕ МЕТОДЫ ЗОНДИРОВАНИЯ АТМОСФЕРЫ

ГЛАВА 2.	
ИЗМЕРЕНИЕ ОСНОВНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ВЕТРА В АТМОСФЕРЕ	28
2.1. Методы измерений	28
2.2. Вертикальная скорость шаров-пилотов	30
2.3. Оптические и радиотехнические методы ветровых наблюдений	36
2.4. Навигационные методы ветровых наблюдений	41
2.5. Обработка данных ветровых наблюдений	46

ГЛАВА 3.	
ИЗМЕРЕНИЕ ОСНОВНЫХ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ВЕЛИЧИН ПРИ РАДИОЗОНДИРОВАНИИ АТМОСФЕРЫ	51
3.1. Особенности измерений метеорологических величин при радиозондировании атмосферы	51
3.2. Измерительные преобразователи температуры	60
3.3. Измерительные преобразователи давления	69
3.4. Измерительные преобразователи влажности	74

ГЛАВА 4.	
РАДИОЗОНДИРОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ	79
4.1. Радиотелеметрия систем зондирования	79
4.2. Измерительные сигналы и их характеристики	82
4.3. Преобразование непрерывных измерительных сигналов в дискретные	90
4.4. Основные характеристики радиолокационных станций	95
4.5. Рассеяние электромагнитных волн	95
4.6. Измерение координат объектов в атмосфере	111
4.7. Дальность радиолокационного наблюдения за объектами в атмосфере	120

ГЛАВА 5.	
СИСТЕМЫ РАДИОЗОНДИРОВАНИЯ АТМОСФЕРЫ	126
5.1. Система радиозондирования атмосферы «Метеорит – МАРЗ»	126
5.2. Система радиозондирования атмосферы АВК-1 («Титан») – МРЗ	134
5.3. Перспективные системы радиозондирования атмосферы	143
5.4. Системы специального радиозондирования атмосферы	146
5.4.1. Актинометрическое радиозондирование атмосферы	147
5.4.2. Озонометрическое радиозондирование атмосферы	152
5.4.3. Радиозондирование распределения радиоактивности в атмосфере	156

ГЛАВА 6.	
ЗОНДИРОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ С ПОМОЩЬЮ АЭРОСТАТОВ	158
6.1. Аэростаты и их использование для зондирования атмосферы	158
6.2. Движение аэростата в атмосфере	167
6.3. Локализация аэростатов	173
6.4. Системы аэростатного зондирования атмосферы	177
6.4.1. Структурная схема систем аэростатного зондирования атмосферы	177

6.4.2. Система горизонтального зондирования атмосферы	179
6.4.3. Система вертикального зондирования атмосферы	181
6.5. Измерение метеорологических величин при аэростатном зондировании атмосферы	183
6.5.1. Определение характеристик поля ветра	183
6.5.2. Измерение температуры воздуха при аэростатном зондировании	186
6.5.3. Измерение давления при аэростатном зондировании	191
6.5.4. Измерение радиационных потоков при аэростатном зондировании	192

ГЛАВА 7.

ЗОНДИРОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ С ПОМОЩЬЮ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ РАКЕТ

7.1. Метеорологические ракеты и их использование при зондировании атмосферы	195
7.2. Движение метеорологических ракет	198
7.3. Измерение температуры воздуха при ракетном зондировании атмосферы	200
7.3.1. Особенности измерения температуры при ракетном зондировании	200
7.3.2. Измерение температуры при ракетном зондировании атмосферы	205
7.4. Измерение давления воздуха при ракетном зондировании атмосферы	210
7.5. Метеорологические ракетные системы	214

ДИСТАНЦИОННЫЕ КОСВЕННЫЕ МЕТОДЫ ЗОНДИРОВАНИЯ АТМОСФЕРЫ

ГЛАВА 8.

РАДИОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ

8.1. Электромагнитные волны и их взаимодействие с атмосферой	220
8.2. Радиофизические характеристики атмосферы и их связь с метеорологическими величинами	226
8.3. Преломление электромагнитных волн в атмосфере	235

8.3.1. Радиорефракция в атмосфере	235
8.3.2. Методы учета радиорефракции	239
8.4. Ослабление электромагнитных волн в атмосфере	242
8.4.1. Ослабление в газах атмосферы.....	243
8.4.2. Ослабление гидрометеорами	248
8.4.3. Ослабление в атмосферных образованиях	250
8.5. Рассеяние электромагнитных волн в атмосфере	253
8.5.1. Эффективная площадь рассеяния электромагнитных волн	253
8.5.2. Отражаемость метеорологических объектов	257
8.6. Поляризация радиолокационных сигналов, отраженных от облаков и осадков	269
8.7. Одноволновой и двухволновой методы радиометеорологического зондирования атмосферы	276
8.7.1. Одноволновой метод	277
8.7.2. Двухволновой метод	283
8.8. Ограничения радиометеорологического метода зондирования атмосферы	285

ГЛАВА 9.

ЗОНДИРОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ С ПОМОЩЬЮ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ РАДИОЛОКАЦИОННЫХ СТАНЦИЙ

9.1. Метеорологические радиолокационные станции	287
9.1.1. Назначение метеорологических РЛС и особенности получаемой информации	287
9.1.2. Особенности метеорологических радиолокационных станций.....	289
9.1.3. Отечественные типы МРЛ	291
9.2. Определение облачных систем по радиолокационным данным.....	396
9.3. Определение явлений погоды по радиолокационным данным	301
9.3.1. Радиолокационная классификация явлений погоды, связанных с конвективной облачностью	302
9.3.2. Радиолокационные критерии диагноза опасных явлений погоды	303
9.3.3. Определение интенсивности осадков	308
9.4. Применение методов теории распознавания образов для диагноза гроз	309

9.4.1. Распознавание гроз на основе использования теоремы Байеса	310
9.4.2. Распознавание гроз на основе дискриминантного анализа	316
9.5. Эффективность радиометеорологического зондирования атмосферы	319
9.6. Автоматизация радиометеорологического зондирования атмосферы	324
 ГЛАВА 10.	
ДОПЛЕРОВСКОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ	330
10.1. Доплеровские РЛС и особенности зондирования атмосферы	330
10.2. Связь спектра доплеровских частот со скоростями движения рассеивающих центров	337
10.3. Связь ширины спектра доплеровских частот со скоростями турбулентных движений	341
10.4. Зондирование атмосферы с помощью доплеровских РЛС	343
 ГЛАВА 11.	
ЛАЗЕРНОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ	348
11.1. Метеорологические квантовые оптические докаторы	348
11.2. Взаимодействие лазерного излучения с атмосферой	351
11.3. Уравнение дальности оптической локации атмосферы	356
11.4. Применение ОКЛ для зондирования атмосферы	358
11.4.1. Измерение плотности атмосферы	358
11.4.2. Измерение влажности нижней тропосферы	360
11.4.3. Измерение температуры атмосферы	361
11.4.4. Измерение скорости и направления воздушных потоков	363
11.4.5. Измерение примесей в атмосфере	369
 ГЛАВА 12	
ЗОНДИРОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ С ПОМОЩЬЮ МИКРОВОЛНОВЫХ РАДИОМЕТРОВ	374
12.1. Радиотепловое излучение и его характеристики	374
12.2. Радиотепловое излучение атмосферы	380

12.3. Радиометры и их применение для зондирования атмосферы	384
12.4. Радиотеплолокационное зондирование атмосферы	387
12.4.1. Восстановление профиля влажности безоблачной атмосферы	388
12.4.2. Восстановление профиля температуры безоблачной атмосферы	389
12.4.3. Восстановление профилей температуры и влажности атмосферы при наличии облачности	390
12.4.4. Определение общего влагосодержания атмосферы и водозапаса облаков и осадков	391

ГЛАВА 13.

ЗОНДИРОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ

С КОСМИЧЕСКИХ СИСТЕМ	393
13.1. Виды и особенности зондирования	393
13.2. Уравнение переноса излучения в атмосфере	398
13.3. Измерение характеристик атмосферы при зондировании с космических систем	403
13.3.1. Измерение высотного распределения температуры воздуха	403
13.3.2. Измерение характеристик газового состава атмосферы	406
13.3.3. Измерение потоков длинноволновой радиации	408

ЗАКЛЮЧЕНИЕ	409

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ	411

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	416

CONTENTS

FOREWORD	3
INTRODUCTION	4

INFORMATION ON THE STATE OF THE ATMOSPHERE

CHAPTER 1

METHODS OF INFORMATION RETRIEVAL.....	6
1.1. Meteorological parameters and meteorological data	6
1.2. Methods of meteorological measurements.....	8
1.3. Formalization of problems of atmospheric sounding.....	10
1.4. Atmospheric sounding and information characteristics	22

CONTACT METHODS OF ATMOSPHERIC SOUNDING

CHAPTER 2

MEASURING OF THE BASIC WIND

CHARACTERISTICS IN THE ATMOSPHERE	28
2.1. Measuring methods.....	28
2.2. Vertical velocity of pilot balloons.....	30
2.3. Optical and radio engineering methods of wind observations	36
2.4. Navigational methods of wind observations.....	41
2.5. Data processing of wind observations.....	46

CHAPTER 3

MEASURING OF THE BASIC METEOROLOGICAL

PARAMETERS IN ATMOSPHERIC RADIO SOUNDING.....	51
3.1. Features of measuring meteorological parameters in atmospheric radio sounding	51
3.2. Measuring transducers of temperature	60
3.3. Measuring transducers of pressure.....	69
3.4. Measuring transducers of humidity.....	74

CHAPTER 4

ATMOSPHERIC RADIO SOUNDING.....	79
4.1. Radiotelemetry of sounding systems	79
4.2. Measuring signals and their characteristics.....	82
4.3. Transformation of continuous measuring signals into discrete ones	91
4.4. Radars. Basic characteristics.....	95

4.5. Scattering of electromagnetic waves.	
Effective scattering area.....	105
4.6. Measuring the coordinates of objects in the atmosphere	111
4.7. Range of radar observations of objects in the atmosphere...	120

CHAPTER 5

SYSTEMS OF ATMOSPHERIC RADIO SOUNDING 126

5.1. The "Meteorit-MARZ" system of atmospheric radio sounding.....	127
5.2. The AVK-1 ("Titan")-MRS system of atmospheric radio sounding.....	134
5.3. Advanced systems of atmospheric radio sounding	143
5.4. Systems of specialized atmospheric radio sounding	146
5.4.1 Actinometric radio sounding of the atmosphere.....	147
5.4.2. Ozonometric radio sounding of the atmosphere	152
5.4.3. Atmospheric radio sounding of radioactivity distribution in the atmosphere	156

CHAPTER 6

ATMOSPHERIC SOUNDING WITH THE HELP

OF BALLOONS 158

6.1. Air balloons and their application in atmospheric sounding	158
6.2. Motion of a balloon in the atmosphere	167
6.3. Localization of balloons.....	173
6.4. Systems of atmospheric balloon sounding.....	177
6.4.1. A block diagram of atmospheric balloon-sounding systems.....	177
6.4.2. System of horizontal sounding of the atmosphere.....	179
6.4.3. System of vertical sounding of the atmosphere.....	181
6.5. Measuring meteorological parameters in atmospheric balloon sounding	183
6.5.1. Determination of wind-field characteristics	183
6.5.2. Measuring air temperature in balloon sounding	186
6.5.3. Measuring air pressure in balloon sounding	191
6.5.4. Measuring rotation fluxec in ballon Sounding	192

CHAPTER 7

ATMOSPHERIC SOUNDING WITH THE HELP

OF METEOROLOGICAL ROCKETS 195

7.1. Meteorological rockets and their application in atmospheric sounding	195

7.2. Motion of meteorological rockets	198
7.3. Measuring air temperature	
in rocket atmospheric sounding	200
7.3.1. Features of temperature measuring	
in rocket atmospheric sounding	200
7.3.2. Measuring temperature in rocket	
atmospheric sounding	207
7.4. Measuring air pressure in rocket atmospheric sounding	210
7.5. Meteorological rocket systems	214

INDIRECT REMOTE METHODS OF ATMOSPHERIC SOUNDING

CHAPTER 8

RADIOMETEOROLOGICAL

ATMOSPHERIC SOUNDING	220
8.1. Electromagnetic waves and their interaction	
with the atmosphere	220
8.2. Radiophysical characteristics of the atmosphere	
and their connection with meteorological parameters	226
8.3. Refraction of electromagnetic waves in the atmosphere	235
8.3.1. Radiorefraction in the atmosphere	235
8.3.2. Methods of taking radiorefraction into account	239
8.4. Attenuation of electromagnetic waves in the atmosphere	242
8.4.1. Attenuation of electromagnetic waves	
in the atmospheric gases	243
8.4.2. Attenuation of electromagnetic waves	
by hydrometeors	248
8.4.3. Attenuation of electromagnetic waves	
in atmospheric formations	250
8.5. Scattering of electromagnetic waves in the atmosphere	253
8.5.1. Effective scattering area of electromagnetic waves ..	253
8.5.2. Reflectivity of meteorological objects	257
8.6. Polarization of radar signals reflected	
from clouds and precipitation	269
8.7. Single-wave and double-wave methods	
of radiometeorological atmospheric sounding	276
8.7.1. The single-wave method	277
8.7.2. The double-wave method	283
8.8. Limitations of the radiometeorological method	
of atmospheric sounding	285

CHAPTER 9

ATMOSPHERIC SOUNDING WITH THE HELP

OF METEOROLOGICAL RADARS 287

- 9.1. Meteorological radars 287
 - 9.1.1. Objectives of meteorological radar stations
and features of the information received 287
 - 9.1.2. Features of meteorological radars 289
 - 9.1.3. Types of meteorological radars made in Russia 291
- 9.2. Determination of cloud systems based on radar data 296
- 9.3. Determination of weather phenomena based on radar data . 301
 - 9.3.1. Radar classification of the weather
phenomena related to convective cloudiness 302
 - 9.3.2. Radar criteria of dangerous weather
phenomena diagnosis 303
 - 9.3.3. Determination of precipitation intensity 308
- 9.4. Application of methods of the pattern recognition
theory to thunderstorm diagnosis 309
 - 9.4.1. Identification of thunderstorms based
on the Bayes theorem 310
 - 9.4.2. Identification of thunderstorms based
on the discriminant analysis 314
- 9.5. Efficiency of radiometeorological atmospheric sounding ... 319
- 9.6. Automation of radiometeorological atmospheric sounding. 324

CHAPTER 10

DOPPLER ATMOSPHERIC SOUNDING 330

- 10.1. Doppler radar stations and features of sounding 330
- 10.2. Relation of Doppler frequencies spectrum
to the movement velocity of scattering centers 337
- 10.3. Relation of spectrum width of Doppler frequencies
to turbulent movement velocities 341
- 10.4. Atmospheric sounding with the help
of Doppler radar stations 343

CHAPTER 11

LASER ATMOSPHERIC SOUNDING 348

- 11.1. Meteorological quantum optical locators 348
- 11.2. Interaction of laser radiation with the atmosphere 351
- 11.3. Equation of optical detection range in the atmosphere 356
- 11.4. Application of an optical oxygen laser
to atmospheric sounding 358

11.4.1. Measuring atmospheric density	358
11.4.2. Measuring humidity of the lower troposphere	360
11.4.3. Measuring temperature of the atmosphere	361
11.4.4. Measuring velocity and direction of air currents	363
11.4.5. Measuring admixtures in the atmosphere	369

CHAPTER 12

ATMOSPHERIC SOUNDING WITH THE HELP

OF MICROWAVE RADIOMETERS.....	374
12.1. Radiothermal radiation and its characteristics	374
12.2. Radiothermal radiation of the atmosphere	380
12.3. Radiometers and their application to atmospheric sounding	384
12.4. Radiothermal radar sounding of the atmosphere	387
12.4.1. Regeneration of the humidity profile of the cloudless atmosphere	388
12.4.2. Regeneration of the temperature profile of the cloudless atmosphere	389
12.4.3. Regeneration of the temperature and humidity profiles of the atmosphere with clouds	390
12.4.4. Determination of the total moisture content of the atmosphere and water store in clouds and precipitation	391

CHAPTER 13

ATMOSPHERIC SOUNDING WITH THE HELP

OF SPACE-BASED SYSTEMS.....	393
13.1. Types and features of sounding	393
13.2. The equation of radiation transport in the atmosphere.....	398
13.3. Measuring atmospheric parameters in space-based sounding.....	403
13.3.1. Measuring temperature distribution with height.....	403
13.3.2. Measuring characteristics of gaseous composition of the atmosphere	406
13.3.3. Measuring long-wavelength radiation fluxes.....	408

CONCLUSION.....	409

SUBJECT INDEX.....	411

REFERENCES.....	416

Учебное издание

**Методы зондирования
окружающей среды
(атмосферы)**

Вячеслав Николаевич Киселев
Анатолий Дмитриевич Кузнецов

Редактор О.С. Крайнова

ЛР № 020309 от 30.12.96.

Подписано в печать 30.10.04. Формат 60х90/8. Бумага офсетная.

Объем 27,0 п. л. Тираж 500 экз. Заказ № 9.
195196, СПб, Малоохтинский пр., 98. РГГМУ
ООО «А Спринт»

Отпечатано в типографии ООО «ИПК „Бионт“»
199026, Санкт-Петербург, Средний пр. ВО., д. 86,
тел. (812) 322-68-43

1. 1990年12月29日，全国人大常委会通过了《中华人民共和国香港特别行政区基本法》。