В. Д. Степаненко, Г. Г. Щукин, Л. П. Бобылев, С. Ю. Матросов

Радиотеплолокация в метеорологии

Радиотеплолокационные методы определения характеристик влагосодержания облачной атмосферы

Ленинград

Гидрометеоиздат 1987

УДК 551.501+551.507.362.2

1903040000-179

069(02) - 87

-19-87

Рецензенты: Л. Т. Тучков (Военный инженерный институт им. А. Ф. Можайского), А. Б. Шуняцкий (Центральная аэрологическая обсерватория)

На основе рассмотрения физических аспектов взаимодействия микроволнового излучения с компонентами атмосферы и различными подстилающими поверхностями анализируются связи различных метеорологических величин с характеристиками поля радиотеплового излучения системы атмосфера — подстилающая поверхность. Исследуются естественные вариации этого поля. Подробно рассматриваются методы дистанционного определения различных характеристик влагосодержания облачной атмосферы с помощью радиотеплолокационных систем, установленных как на поверхности Земли, так и на борту летательных аппаратов. Обсуждаются возможности использования пассивно-активных радиолокационных станций для определения характеристик облачности.

Книга рассчитана на научных работников и инженеров, занимающихся вопросами физики атмосферы, радиофизики, дистанционными методами исследования Земли, а также на аспирантов и студентов старших курсов радиофизических, метеорологических и геофизических факультетов.

The relationships are analyzed between different meteorological values and characteristics of thermal microwave emission field of the air-underlying surface system based on consideration of the physical aspects of interaction between microwave radiation and atmospheric components and different underlying surfaces. Natural variations in the field are examined. Remote-sensing methods are studied in detail for different characteristics of the water content of a cloudy atmosphere using microwave technique both ground-based and airborne. The possibilities of using passive-active radar stations are discussed for estimating cloud characteristics.

The book is intended for scientific workers and engineers engaged in studying the problems of atmospheric physics, radiophysics, remote-sensing methods for investigating the Earth, as well as for post-graduates and senior students of radiophysical, meteorological and geophysical faculties.

A CONTRACTOR OF THE идрометеорологический ин-т БИБЛИОТЕНА Л-д 195198 Малоонтикский ст. СЗ

С Гидрометеоиздат, 1987

Настоящая монография является итогом многолетней работы авторов в области разработки радиотеплолокационных методов определения интегральных параметров влагосодержания облачной атмосферы, выполненной в Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова. В основном в монографии излагаются результаты оригинальных исследований. Для логичности в изложении материала и завершенности книги оригинальная часть дополнена общетеоретическими вопросами по взаимодействию микроволнового излучения с системой атмосфера — подстилающая поверхность и по его переносу в этой системе. Кроме того, кратко рассмотрены основные принципы построения соответствующей радиотеплолокационной аппаратуры и ее калибровки, а также математические методы решения обратных задач радиотеплолокации.

К настоящему времени изданы и нашли широкое признание несколько монографий, освещающих отдельные крупные разделы проблематики метеорологической радиотеплолокации. К ним следует отнести монографии, посвященные вопросам построения СВЧ радиометрической аппаратуры [12, 68] и применения радиотеплолокационных методов для определения характеристик атмосферы и подстилающей поверхности [12, 25, 114, 185].

Предлагаемая вниманию читателя монография отличается от ранее изданных тем, что в ней обсуждение методов радиотеплолокации сочетается с анализом свойств исследуемых метеорологических объектов, их изменчивости в пространстве и во времени, их влияния на перенос микроволнового излучения системы атмосфера — подстилающая поверхность. При этом используются проверенные на экспериментальных данных эмпирические и численные модели атмосферы, включающие облака и осадки. На основании этих моделей выполнены исследования поля радиотеплового излучения и связи его характеристик с метеорологическими параметрами. Таким образом, решены прямые задачи радиотеплолокационного определения метеорологических характеристик атмосферы и подстилающей поверхности. В свою очередь результаты решения комплекса прямых задач послужили основой для выбора оптимальных спектральных каналов и для решения обратных многопараметрических задач определения влаго- и водозапаса облачной атмосферы, интенсивности осадков и характеристик водной поверхности.

Авторы настоящей монографии попытались провести обобщение достигнутых результатов по указанной сложной проблеме, пользуясь, как уже отмечалось, собственными работами и трудами других специалистов. Отчетливо сознавая, что в книге имеются

1*

недостатки, обусловленные многоплановостью и сложностью рассматриваемых вопросов, авторы заранее благодарны всем, кто выскажет замечания и пожелания с целью дальнейшего улучшения книги.

Пользуясь имеющейся возможностью, авторы выражают искреннюю благодарность специалистам ГГО им. А. И. Воейкова И. А. Тарабукину, Е. В. Дорофееву, Л. И. Алтуниной, Н. Д. Поповой, И. Ф. Михайлову, А. И. Ляшко, Ю. А. Довгалюк, принимавшим непосредственное активное участие в теоретических и экспериментальных исследованиях, результаты которых нашли отражение в монографии. Авторы признательны также Д. Б. Канарейкину и Е. М. Шульгиной за ценные советы, использованные ими при подготовке рукописи книги, а также Л. Т. Тучкову и А. Б. Шупяцкому за нелегкий труд по рецензированию монографии. Список основных обозначений и сокращений

А-ПП - система атмосфера - подстилающая поверхность

- АЧТ абсолютно черное тело
- ВВК вероятность выживания кванта
- ВТ вычислительная томография
- ВПС вектор-нараметр Стокса
 - ГШ генератор шума
- ДНА диаграмма направленности антенны
- КПД коэффициент полезного действия
- ЛТР локальное термодинамическое равновесие
- ОНК оценка методом наименьших квадратов
- ОСР оценка методом статистической регуляризации
- ОСКП относительная среднеквадратическая погрешность
 - РТИ радиотепловое излучение
 - РЯТ радиояркостная температура
 - СВЧ сверхвысокая частота
 - СКО среднеквадратическое отклонение
 - СКП среднеквадратическая погрешность
- СММР сканирующий многоканальный микроволновый радиометр
 - Ас высоко-кучевые облака
 - As высоко-слоистые облака
 - Сb кучево-дождевые облака
 - Си кучевые облака
- Cu cong. мощные кучевые облака Cu hum. кучевые облака хорошей погоды
 - Cu med. средние кучевые облака
 - Ns слоисто-дождевые облака
 - Sc слоисто-кучевые облака
 - St слоистые облака

 a_{ϕ_1} , a_{ϕ_2} — френелевские коэффициенты отражения по амплитуде

- туде с скорость света
- Е электрический вектор электромагнитного поля
- Н --- магнитный вектор электромагнитного поля
- h постоянная Планка
- I интенсивность дождя
- J интегральная (или полная) интенсивность излучения
- т --- комплексный показатель преломления
- *m'*, *m''* действительная и мнимая части комплексного показателя преломления
 - N(a) функция распределения частиц по размерам.
 - Р давление воздуха
 - Q влагозапас атмосферы

- q массовая доля водяного пара
- *R* водозапас дождя

*R*_э — эквивалентный радиус Земли

- *R_h*, *R_v* френелевские коэффициенты отражения по мощности на горизонтальной и вертикальной поляризациях соответственно
 - S вектор-параметр Стокса
 - *Т* термодинамическая температура
 - T_{a} антенная температура
 - T_п термодинамическая температура поверхности
 - Т_{вобл} эффективная температура облаков
 - *Т_н* радиояркостная температура

T_{яv}, Т_{яh} — радиояркостная температура на вертикальной и горизонтальной поляризациях соответственно

- $t_{
 m o 6\pi}$ температура облачных капель
 - *t*_д температура капель дождя
- V_п скорость приводного ветра
 - *W* водозапас облаков
 - w водность облаков
 - Х вектор искомых параметров
 - Y вектор радиометрических измерений
 - *z* высота

α_о — коэффициент ослабления излучения

- α_{ог} коэффициент ослабления излучения в дожде
- α_п коэффициент поглощения излучения
- а_{п H2O} коэффициент поглощения излучения водяным паром
- ап О2 коэффициент поглощения излучения кислородом
- α_{п w} коэффициент поглощения излучения в облаках
- α_п, коэффициент поглощения излучения в дожде
- α_р коэффициент рассеяния излучения
- α_{pr} коэффициент рассеяния излучения в дожде
 - ү истинный угол рассеяния излучения; вертикальный градиент температуры
 - є диэлектрическая проницаемость
 - є вектор погрешностей радиометрических измерений
 - θ зенитный угол

ж_v, ж_h — коэффициенты излучения подстилающей поверхности на вертикальной и горизонтальной поляризациях соответственно

- Λ вероятность выживания кванта
- λ длина волны излучения
- **у** частота электромагнитного излучения
- о абсолютная влажность —
- σ₀ эффективное сечение ослабления
- σ_п эффективное сечение поглощения
- σ_р эффективное сечение рассеяния
- т оптическая толщина атмосферы
- ф азимутальный угол

В середине пятидесятых годов благодаря успехам радиофизики и радиоастрономии начались работы в новом направлении исследований, получившем название пассивной тепловой радиолокации, или радиотеплокации (в литературе часто используются также названия СВЧ радиометрия, или микроволновая радиометрия).

Методы радиотеплолокации основаны на регистрации собственного теплового излучения сред и объектов в радиодиапазоне с целью получения о них необходимой информации. Интенсивность радиотеплового излучения и его другие характеристики зависят как от температуры излучающих сред и объектов, так и от их строения, состава и других физических параметров. Это обстоятельство и является определяющим в радиотеплолокации.

Радистепловое излучение, обусловленное преобразованием внутренней тепловой энергии сред и объектов в энергию электромагнитного поля, занимает широкий диапазон спектра: длины волн этого излучения простираются от 1 мм до 100 см. Данный диапазон спектра в специальной литературе называют часто также микроволновым или СВЧ диапазоном.

Вполне закономерно и естественно, что методы радиотеплолокации нашли широкое применение в метеорологии для дистанционного определения различных параметров атмосферы и подстилающей поверхности. В предлагаемой читателю монографии приведено детальное и обстоятельное изложение методов радиотеплолокационного дистанционного определения интегральных параметров влагосодержания облачной атмосферы и связанных с ними вопросов.) Указанные методы и вопросы занимают важное место в проблематике радиотеплолокации атмосферы Земли.

Под интегральными параметрами влагосодержания понимаются влагозапас атмосферы, водозапас облаков и водозапас или средняя интенсивность дождя. Влагозапас атмосферы Q— это интегральное содержание водяного пара в столбе атмосферы еди-

ничного сечения ($Q = \int_{0}^{\infty} \rho(z) dz$, где z – высота, $\rho(z)$ – вертикаль-

ный профиль абсолютной влажности воздуха). Водозапас облаков W, в свою очередь, есть суммарное содержание жидкокапельной влаги на пути «луча» визирования. Для вертикального направле-

ния, например, он равен $W = \int w(z) dz$, где w(z) — профиль вод-

ности облака, $z_{\rm H}$ и $z_{\rm B}$ — высоты его нижней и верхней границ. Водозапас дождя R определяется аналогично водозапасу облаков.

В силу специфики радиотеплолокационных методов как методов пассивных, они не дают возможности определять расстояние до излучающих объектов, а следовательно, и восстанавливать их внутреннюю структуру, что позволяют сделать, например, активные радиолокационные методы. Тем не менее были найдены пути восстановления вертикальных профилей температуры И атмосферы, основанные либо на многочастотных влажности измерениях в линиях поглощения кислорода и водяного пара, либо на выполнении угломестных разрезов атмосферы на одной частоте. Однако эти вопросы выходят за рамки настоящей монографии.

Определенные перспективы для исследования структуры атмосферных образований, в частности для восстановления полей водности конвективных облаков, открывает новое направление в радиотеплолокации, основанное на принципах вычислительной томографии. Эти перспективы кратко рассмотрены в главе 6 монографии.

Методы радиотеплолокации получили свое развитие лишь тогда, когда были разработаны высокочувствительные приемные устройства, позволяющие выделять сигналы теплового излучения на фоне собственных шумов. Эти устройства обладают пороговой чувствительностью $P_{min} \approx 10^{-16}$ Вт, которая у них значительно выше, чем у приемников активных РЛС, для которых $P_{min} \approx$ $\approx 10^{-13} \dots 10^{-14}$ Вт. Существенными достоинствами радиотеплолокаторов (РТЛ) являются их значительно меньшие по сравнению с РЛС габариты, вес и энергопотребление, в связи с чем именно они и были использованы первыми на ИСЗ.

Зондирование в микроволновом диапазоне обладает рядом преимуществ также и по сравнению с зондированием в видимом и ИК диапазонах. К этим преимуществам относится, в частности, менее интенсивное ослабление радиоволн в атмосферных газах и осадках, что позволяет получать информацию о внутреннем строении облаков и, более того, о подоблачном слое и состоянии подстилающей поверхности при зондировании с летательных аппаратов. Преимуществом микроволнового диапазона является и более простая структура спектров поглощения кислорода и водяного пара.)

В нашей стране радиотеплолокационные методы получения гидрометеорологической информации стали применяться с начала шестидесятых годов.

Теоретические исследования, выполненные в ГГО им. А. И. Воейкова, ИРЭ АН СССР и других учреждениях, позволили достаточно полно оценить возможности, особенности и погрешности определения характеристик атмосферы, облаков и водной поверхности с помощью РТЛ, установленных на борту летательных аппаратов и на Земле.

К началу шестидесятых годов относятся и первые экспериментальные исследования в ГГО и ИРЭ АН СССР, проведенные на самолете-лаборатории Ил-18 с радиометрической аппаратурой

миллиметрового и сантиметрового диапазонов длин волн. Была разработана методика радиотеплолокационных измерений температуры водной поверхности, согласно которой корректные результаты можно получить лишь при осуществлении привязки к данным наземных измерений температуры воды в отдельных точках маршрута.

К указанному времени относятся и первые работы по обнаружению и исследованию облаков и осадков с помощью РТЛ. Полученные теоретические результаты об обнаружении этих атмосферных образований с Земли и с борта летательных аппаратов были хорошо подтверждены экспериментальными данными, свидетельствующими, в частности, о возможности практического применения бортовых РТЛ для обнаружения зон облаков и осадков при полете ИСЗ над акваториями.

Результаты теоретических и экспериментальных исследований первого этапа работ в области метеорологической радиотеплолокации внесли существенный вклад как в создание спутниковой РТЛ аппаратуры, так и в интерпретацию получаемых данных. Как известно, в 1968 г. усилиями советских специалистов впервые был осуществлен запуск ИСЗ «Космос-243» с микроволновой аппаратурой геофизического назначения на борту. В дальнейшем был осуществлен ряд запусков ИСЗ с микроволновой аппаратурой, таких, как «Космос-384», «Метеор», «Интеркосмос-20», «Космос-1086», «Космос-1151», «Космос-1500» в СССР, «Нимбус-5», «Нимбус-6», «Нимбус-7», «Сисат», «Тайрос» в США, «Бхаскара-I», «Бхаскара-II» в Индии, подтвердивших большие возможности космической СВЧ радиометрии.

В конце шестидесятых годов в СССР были начаты исследования, целью которых являлось теоретическое и экспериментальное обоснование радиотеплолокационного метода определения влагозапаса почвы. В результате усилий специалистов ГГО и ИРЭ АН СССР в нашей стране этот метод был разработан. Он прошел опытную проверку и в настоящее время находится в стадии широкого внедрения. Как известно, эта работа получила высокую оценку и была удостоена Государственной премии СССР в 1983 г.

В дальнейшем задачи повышения точности определения влагозапаса атмосферы и водозапаса облаков потребовали подробных модельных исследований радиоизлучения атмосферы на различных частотах микроволнового диапазона. Результаты этих исследований позволили выбрать оптимальные длины волн радиометров, обосновать относительно простой двухволновый способ определения величин Q и W с Земли по измеряемым значениям радиояркостных температур и оценить погрешности определения влагои водозапаса.

Важным моментом в истории развития метеорологической радиотеплолокации явилась разработка методов восстановления вертикальных профилей температуры и влажности атмосферы, о чем уже говорилось выше.

Одним из этапов в развитии дистанционных методов явилось создание в ГГО комплексного пассивно-активного радиолокационного метода и аппаратуры для зондирования облачности. С помощью этого метода определяется не только водозапас, но и средняя водность переохлажденных зон конвективных облаков, а также распределение водности и интенсивности дождей по трассе зондирования. Это позволяет сделать одновременное использование информации об отражающих и поглощающих (излучающих) характеристиках указанных метеообъектов.

Значительное число работ в области геофизического применения радиотеплолокации посвящено получению и интерпретации данных РТЛ с целью анализа состояния водной поверхности акваторий, скорости приводного ветра, а также состояния ледовых покровов.

Важным этапом в области применения радиотеплолокации в метеорологии и океанологии было проведение международных экспериментов «Беринг» и САМЭКС. Эксперименты проводились по согласованным программам совместно с учеными США. С советской стороны в экспериментах участвовали специалисты ГГО, ААНИИ и других учреждений. Необходимость проведения таких экспериментов была обусловлена тем, что обратные задачи космического дистанционного зондирования, в том числе и с применением радиотеплолокационной аппаратуры, являются неоднозначными. В связи с этим принципиально важное значение для разработки корректных методов их решения имеет проведение совмещенных подспутниковых экспериментов и реализация комплексных программ с использованием самолетов-лабораторий. моделирующих наблюдения с ИСЗ, и наземной аппаратуры для прямых измерений метеорологических и океанологических параметров.

В эксперименте «Беринг», проводившемся в феврале—марте 1973 г. в северной части Тихого океана, с помощью радиотеплолокационной аппаратуры, работающей в миллиметровом и сантиметровом диапазонах длин волн и установленной на советском и американском самолетах-лабораториях, осуществлялись измерения микроволнового излучения открытой поверхности моря при различной температуре и волнении, ледяного покрова, а также зон жидких атмосферных осадков. Комплекс прямых измерений с целью определения границ, толщины, шероховатости и возраста морских льдов, температуры и волнения водной поверхности, количества жидких осадков выполнялся с использованием морских судов.

В эксперименте САМЭКС, который проводился осенью 1976 г. советской стороной в северной части Тихого океана, а американскими специалистами в северной части Атлантического океана, принимали участие не только самолеты-лаборатории и суда, но и метеорологические спутники.

В результате проведения двух указанных экспериментов были получены весьма ценные данные, обработка и анализ которых по-

зволили существенно продвинуться вперед в области интерпретации метеорологической и океанологической информации, получаемой бортовой радиотеплолокационной аппаратурой микроволнового диапазона.

Следует также отметить важное направление, связанное с использованием спутниковых микроволновых данных в синоптической метеорологии. Эти данные являются весьма ценными для слабо освещенных в метеорологическом отношении океанических районов, Антарктиды и района Северного полюса.

В результате анализа спутниковых данных были разработаны рекомендации по уточнению положения атмосферных фронтов, перемещению циклонов умеренных широт, обнаружению циклонов тропических широт, измерению количества осадков, выпадающих над акваториями.

Стали находить свое применение радиотеплолокационные методы (при расположении аппаратуры на Земле) и для контроля воздействий на мощные конвективные облака с целью регулирования осадков и электрической активности.

Таким образом, область использования указанных методов является весьма широкой. Особенностью современного этапа является переход от исследовательских и опытных работ к постоянному оперативному получению и использованию бортовой, а также наземной радиотеплолокационной метеорологической информации существенно дополняющей, а иногда и заменяющей обычные метеорологические и океанологические данные.

Глава 1. Теоретические основы взаимодействия микроволнового излучения с атмосферой и поверхностью Земли

Перенос радиотеплового (или собственного микроволнового) системе атмосфера — подстилающая поверхность излучения в (А-ПП) сопровождается его поглощением и рассеянием атмосферными газами, облаками, осадками и земной поверхностью. При решении как прямых задач переноса этого излучения (определение характеристик поля излучения по известным метеопараметрам), так и обратных (восстановление различных метеопараметров по данным измерений характеристик излучения) необходимо знать закономерности взаимодействия излучения со средой. Указанное взаимодействие описывается радиационно-метеорологической моделью системы А-ПП, элементы которой должны адекватно отражать реальные связи характеристик поля излучения с гидрометеопараметрами. Описанию данной модели посвящены главы 1 и 2.

В настоящей главе проводится анализ зависимостей коэффициентов поглощения и ослабления, а также характеристик рассеяния основных оптически активных в микроволновом диапазоне компонентов атмосферы (атмосферные газы, облака, осадки) от параметров среды (температура, влажность, давление, водность облаков, распределение частиц осадков по размерам и др.). Кратко рассмотрены также излучательные и отражательные свойства различных типов подстилающей поверхности в зависимости от определяющих их параметров (температура, волнение и пенные образования на поверхности воды, влажность почвы и т.д.).

Адекватность задания радиационно-метеорологической модели чрезвычайно важна, поскольку ее погрешности, наряду с погрешностями радиометрических измерений, влияют в итоге на точность радиотеплолокационного определения гидрометеорологических параметров при решении обратных задач.

Большое внимание в настоящей главе уделено также основным положениям теории переноса радиотеплового излучения в системе А-ПП.

1.1. Радиотепловое излучение

1.1.1. Основные понятия и определения

Радиотепловое излучение (РТИ) — это тепловое излучение в радиодиапазоне или, что то же самое, в микроволновой области спектра.

Тепловым излучением называется электромагнитное излучение, генерируемое за счет энергии теплового движения частиц тела или среды.

Пространство, занимаемое излучением, называется полем излучения. Его количественной характеристикой является спектральная интенсивность (или энергетическая яркость) излучения J(v), определяемая из соотношения

$$d\mathscr{E}(\mathbf{v}) = J(\mathbf{v})\cos\theta\,d\sigma\,d\mathbf{v}\,d\Omega\,dt,$$

где $d\mathscr{E}(v)$ — количество энергии электромагнитного излучения, заключенное в интервале частот от v до v+dv и проходящее за время dt через элементарную площадку $d\sigma$ в телесном угле $d\Omega$ в направлении, составляющем угол θ с нормалью к площадке.

Интегральная (или полная) интенсивность излучения J получается интегрированием J (v) по всем частотам:

$$J = \int_{0}^{\infty} J(v) \, dv. \tag{1.2}$$

В общем случае интенсивность излучения зависит от координат точки поля излучения x, y, z, направления распространения пучка лучей ω и времени t:

$$J(\mathbf{v}) = J(\mathbf{v}; x, y, z; \mathbf{w}; t).$$

Поле излучения, интенсивность которого не зависит от координат, направления и времени, называется соответственно однородным, изотропным и стационарным.

Отметим, что понятие интенсивности, введенное выше, связано с некоторым состоянием поляризации. Поляризационные характеристики излучения будут рассмотрены ниже.

Интенсивность излучения, как и другие радиометрические величины, можно рассматривать не только в шкале частот, но и в шкале длин волн. Переход от одной шкалы к другой (например, для интенсивности) можно осуществить из очевидных соотношений

$$J(\mathbf{v}) d\mathbf{v} = |J(\lambda) d\lambda|, \quad d\lambda = -\frac{\lambda^2}{c} d\mathbf{v}, \quad (1.4)$$

где λ — длина волны, *с* — скорость света. Отсюда

$$J(\lambda) = \frac{c}{\lambda^2} J(\nu).$$
(1.5)

Введем теперь характеристики взаимодействия излучения со средой и поверхностью протяженных тел. Спектральный объемный коэффициент излучения среды (или просто коэффициент излучения) е (v) определяется из соотношения

$$d\mathscr{E}(\mathbf{v}) = e(\mathbf{v}) d\mathbf{v} dV d\Omega dt$$

(1.6)

где $d\mathscr{E}(v)$ — количество энергии, излучаемое элементом объема среды dV за время dt в телесном угле $d\Omega$ в интервале частот от v до v + dv.

(1.1)

(1.3)

Спектральный объемный коэффициент поглощения среды (или просто коэффициент поглощения) $a_{\pi}(v)$ с учетом (1.1) определяется следующим образом:

$$dJ(\mathbf{v}) = -\alpha_{\mathbf{n}}(\mathbf{v})J(\mathbf{v})dl, \qquad (1.7)$$

где dJ(v) — уменьшение интенсивности излучения вследствие поглощения средой на отрезке dl. Коэффициент поглощения имеет размерность, обратную длине.

Спектральной излучательной способностью тела E(v) называется величина, задаваемая соотношением

$$d\mathscr{E}(\mathbf{v}) = E(\mathbf{v})\cos\theta\,d\sigma\,d\mathbf{v}\,\mathbf{v}\Omega\,dt$$

где $d\mathscr{E}(v)$ — количество энергии, излучаемое за время dt элементом поверхности тела $d\sigma$ под углом θ к нормали к данному элементу в интервале частот от v до v + dv в телесном угле $d\Omega$.

Излучение с интенсивностью J(v), падающее на тело, частично им поглощается $(J_{\rm m}(v))$, частично отражается (рассеивается) $(J_{\rm o}(v))$ и частично пропускается $(J_{\rm mp}(v))$, так что выполняется очевидное соотношение

$$\frac{J_{\pi}(v)}{J(v)} + \frac{J_{0}(v)}{J(v)} + \frac{J_{\pi p}(v)}{J(v)} = \kappa(v) + R(v) + P(v) = 1.$$
(1.9)

Здесь $\varkappa(v)$, R(v) и P(v) — спектральные поглощательная, отражательная и пропускательная способности тела соответственно. Все эти величины безразмерные и зависят от ориентации тела по отношению к направлению распространения излучения. Величину R(v) чаще всего называют коэффициентом отражения тела. Если пропускательная способность тела равна нулю, то

$$\varkappa(\mathbf{v}) = 1 - R(\mathbf{v}).$$

(1.10)

(1.8)

1.1.2. Законы теплового излучения

Закон Кирхгофа. При наличии условий полного термодинамического равновесия излучения с веществом возникает равновесное излучение. Эти условия предполагают изотермичность среды или тела, реализацию максвелловского распределения частиц вещества по скоростям и больцмановского распределения населенности энергетических уровней, а также распределение интенсивности излучения в соответствии с законом Планка.

Характерной особенностью равновесного излучения является равенство поглощенной и излученной объемом среды или телом энергии.

Полностью термодинамически равновесное поле излучения можно получить лишь внутри замкнутой полости с теплоизолирующими стенками. Здесь поле излучения однородно и изотропно, так что его результирующий поток равен нулю.

Эталонным источником равновесного излучения является абсолютно черное тело (АЧТ). Это гипотетический объект, полностью поглощающий падающее на него излучение, для которого $\varkappa(v) =$ = 1 на всех частотах. Для реальных (или серых) тел $0 \le \kappa(v) <$ < 1.

Для равновесного излучения выполняется закон Кирхгофа, согласно которому выполняются следующие соотношения между излучательными и поглощательными характеристиками вещества:

$$\frac{e(\mathbf{v})}{\alpha_{\pi}(\mathbf{v})} = B_{\mathbf{v}}[T], \qquad (1.11)$$

$$\frac{E(v)}{\varkappa(v)} = B_v[T], \qquad (1.12)$$

где $B_{v}[T]$ — интенсивность равновесного излучения, являющаяся универсальной функцией термодинамической температуры Т и частоты v. При этом сами величины e(v), $\alpha_{\pi}(v)$ и E(v), $\varkappa(v)$ зависят не только от T и v, но и от химического состава вещества, структуры и геометрии тел.

Важное следствие закона Кирхгофа заключается в том, что если тело или среда на некоторой частоте не поглощают излучение $(\alpha_{\pi}(v) = 0$ или $\kappa(v) = 0$), то они на этой частоте его и не излучают (e(v) = 0 и E(v) = 0).

Закон Планка устанавливает вид зависимости интенсивности равновесного излучения от частоты и температуры:

$$B_{\nu}[T] = \frac{2hv^3}{c^2} \frac{1}{\exp(\frac{hv}{kT}) - 1},$$
 (1.13)

где h — постоянная Планка, k — постоянная Больцмана. При фиксированной температуре эта функция имеет максимум, соответствующий участку спектра с наибольшей интенсивностью излучения. Длина волны максимума находится из простого соотношения

 $\lambda_{\max}T = \text{const} = 2897,8 \text{ MKM} \cdot \text{K},$

представляющего собой закон смещения Вина. Из (1.14) следует, что при температурах, характерных для тропосферы Земли, максимум излучения наблюдается на длинах волн вблизи 10 мкм. При переходе от $\lambda = 10$ мкм к $\lambda = 10$ см интенсивность теплового излучения уменьшается приблизительно в 10⁸ раз. Однако в радиотеплолокации это уменьшение компенсируется более высокой чувствительностью микроволновых радиометров по сравнению с инфракрасными [182].

В длинноволновой части спектра при $hv \ll kT$ выполняется приближение Рэлея-Джинса для функции Планка, имеющее вид $B_{\nu}^{\mathbf{P}-\boldsymbol{\Pi}}[T] = 2k \frac{\nu^2}{c^2} T.$ (1.15)

В исследуемом диапазоне ($v \leq 2 \cdot 10^{11}$ Гц) точность приближения Рэлея—Джинса при $T \approx 300$ К можно оценить по простой формуле $\Delta \simeq 8 \cdot 10^{-3} v$,

(1.16)

(1.14)

где Δ — отклонение (1.15) от (1.13) в процентах, ν — частота в гигагерцах.

1.1.3. Радиотепловое излучение реальных нечерных тел

Как известно, в атмосфере состояние полного термодинамического равновесия излучения с веществом не имеет места, так как атмосфера неизотермична и поле излучения неизотропно. Однако и применительно к атмосфере могут быть использованы соотношения (1.11) и (1.12) закона Кирхгофа являющиеся в данном случае приближенными. Обоснованность этих приближений подтверждается экспериментальными данными, согласно которым до больших высот в атмосфере окружающее поле излучения не оказывает существенного влияния на величины $\alpha_{II}(v)$ и $\varkappa(v)$.

Другим подтверждением этих приближений является способность атмосферы находиться в состоянии локального термодинамического равновесия (ЛТР). Под последним понимается такое состояние среды, при котором каждый локальный элемент объема, являясь изотермичным, ведет себя таким образом, что для него выполняются распределение Максвелла для скоростей частиц и распределение Больцмана для заселенности энергетических уровней, а также закон излучения Кирхгофа. Таким образом, распространение закона Кирхгофа на неравновесные системы, и в частности на атмосферу, — скорее всего фундаментальное свойство физической природы вещества, способного самостоятельно поддерживать состояние ЛТР и, следовательно, иметь независимые от окружающего поля излучения свойств [77].

Применительно к атмосфере ЛТР имеет место в том случае, когда перераспределение энергии поглощенного излучения осуществляется за счет столкновений между атомами, молекулами, электронами и ионами. Это происходит, когда продолжительность жизни атома или молекулы в возбужденном состоянии велика по сравнению со средним промежутком времени между столкновениями. В этом случае энергетические уровни будут заселены в соответствии с равновесным распределением, согласно локальным условиям.

Для радиотеплового излучения атмосферы отклонения от ЛТР могут иметь место в первую очередь для вращательных состояний молекул газа, переходы между которыми и определяют микроволновый спектр атмосферного излучения. Установлено, что до высот 60—80 км таких значительных отклонений не наблюдается [169], и, следовательно, использование закона Кирхгофа правомочно. Для радиотеплолокационных задач, рассматриваемых в монографии, этих высот вполне достаточно, так как основной вклад в РТИ дает тропосфера и нижняя стратосфера.

Таким образом, зная коэффициент поглощения атмосферы и поглощательные способности различных типов поверхности, мы можем полностью описать радиотепловое излучение системы А—ПП, используя соотношения (1.11) и (1.12).

При температурах, наблюдаемых в нижней атмосфере, в микроволновом диапазоне выполняется приведенное выше приближение Рэлея-Джинса для функции Планка (1.15) с погрешностью не более 2 %. Это приближение, которым мы будем пользоваться в дальнейшем, позволяет ввести удобную количественную характеристику поля РТИ, а именно радиояркостную температуру $T_{\pi}(v)$: Если J(v) — интенсивность излучения реального тела, то его радиояркостная температура равна термодинамической температуре такого гипотетического АЧТ, которое создает на данной частоте излучение с интенсивностью J (v). Таким образом, радиояркостная температура описывается формулой

$$T_{g}(v) = \frac{c^{2}}{2kv^{2}} J(v)$$
(1.17)

и так же, как интенсивность излучения, в общем случае зависит от координат поля излучения, направления распространения и времени. Очевидно, что радиояркостная температура зависит, кроме того, и от частоты.

Таким образом, радиояркостная температура (РЯТ) излучения единицы объема атмосферы равна

$$T_{\text{gatm}}(v; x, y, z) = \alpha_{\pi}(v; x, y, z) T(x, y, z).$$
(1.18)

Аналогично для собственного излучения подстилающей поверхности получаем

$$T_{\rm gnn}(v) = \varkappa(v) T_{\rm n}$$

 $\int_{R} T_{\text{япп}}(v) = \varkappa(v) T_{\text{п}}.$ В (1.18) и (1.19) T(x, y, z) и $T_{\text{п}}$ — термодинамические темпера-туры атмосферы и подстилающей поверхности соответственно. Здесь необходимо отметить, что в радиометеорологии величину $\chi(v)$ обычно называют коэффициентом излучения поверхности. В пальнейшем мы также будем использовать это название. В фордля фиксированного направления.

Интенсивность РТИ реальных тел всегда меньше интенсивности излучения АЧТ, находящегося при той же температуре, а радиояркостная температура всегда меньше термодинамической температуры излучающих объектов.

Радиотепловое излучение системы А-ПП формируется средами трех основных типов: атмосферными газами, полидисперсными средами, состоящими из частиц туманов, облаков и осадков, а также различными поверхностями.

РТИ атмосферных газов обладает селективным характером. РТИ подстилающих поверхностей и полидисперсных сред не имеет интенсивных селективных компонент и относительно слабо меняется по спектру.

При описании РТИ подстилающих поверхностей, как правило, необходимо учитывать большое число факторов, таких как их состав, форма, физическое состояние и пр. Это трудная электродинамическая задача, поэтому на практике используются упрощенные

2 Заказ № 352

Ленниградония ADOMETED, U. O.K . IN HH-T

17

модели (например, модель в виде однородного полупространства с гладкой или шероховатой поверхностью, модели слоистых сред и т. д.).

При исследовании РТИ системы А—ПП обычно используется представление о непрерывных средах, что позволяет применять методы теории переноса излучения.

Полидисперсные системы (облака и осадки), вообще говоря, рассеивают РТИ, и ослабляющие свойства единицы объема атмосферы в этом случае определяются коэффициентами поглощения $\alpha_{\Pi}(v)$ и рассеяния $\alpha_{D}(v)$, так что

$$a_{o}(v) = a_{\pi}(v) + a_{p}(v),$$

(1.20)

где $\alpha_0(v)$ — спектральный объемный коэффициент ослабления.

Необходимо отметить, что в микроволновом диапазоне РТИ большинства подстилающих поверхностей, а также несферических атмосферных частиц (крупные капли осадков и т.д.) поляризовано. Дополнительную поляризацию (даже в первоначально неполяризованное излучение) вносят также эффекты рассеяния РТИ. Приведенные факты указывают на необходимость корректного учета поляризации при рассмотрении переноса РТИ в системе А — ПП.

1.2. Поляризация радиотеплового излучения

Как известно, электромагнитная волна является поперечной (перпендикулярные между собой электрический и магнитный векторы этой волны также перпендикулярны и направлению ее распространения). Поперечная волна может обладать поляризацией, т.е. иметь предпочтительное направление колебаний. В дальнейшем будем говорить о колебаниях электрического вектора Е. поскольку между ним и магнитным вектором Н существует определенная связь. Для более полного описания процесса распространения поперечной волны требуется знать амплитуды колебаний вектора Е в двух ортогональных направлениях, а также соотношение фаз этих колебаний. Обычно плоскость отсчета выбирается так, чтобы направление распространения радиоизлучения лежало в этой плоскости. Обозначим через г единичный вектор нормали к плоскости отсчета, а через 1 — единичный вектор, принадлежащий плоскости отсчета и перпендикулярный направлению распространения. Тогда единичный вектор направления распространения радиоизлучения ω совпадает с векторным произведением [r × $\times 11$.

Полный электрический вектор перпендикулярен вектору направления распространения ω и его можно выразить в виде

 $\mathbf{E} = \operatorname{Re}\left[E_{l}\boldsymbol{l} + E_{r}\mathbf{r}\right],$

(1.21)

где *E*_l и *E*_r — комплексные функции.

Наиболее полно состояние поляризации и энергетику электромагнитного излучения описывает четырехмерный вектор-параметр

Стокса (ВПС) S [27, 30, 138, 154], который может задаваться различным образом, в частности в виде

$$\mathbf{S}(\omega; x, y, z) = \begin{bmatrix} J_{l} \\ J_{r} \\ u' \\ v' \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \langle E_{l}(\omega; x, y, z) E_{l}^{*}(\omega; x, y, z) \rangle \\ \langle E_{r}(\omega; x, y, z) E_{r}^{*}(\omega; x, y, z) \rangle \\ \langle (E_{l}^{*}(\omega; x, y, z) E_{r}(\omega; x, y, z) + \\ + E_{l}(\omega; x, y, z) E_{r}^{*}(\omega; x, y, z)) \rangle \\ \langle -i(E_{l}^{*}(\omega; x, y, z) E_{r}(\omega; x, y, z) - \\ - E_{l}(\omega; x, y, z) E_{r}^{*}(\omega; x, y, z)) \rangle \end{bmatrix},$$

$$(1.22)$$

где звездочка обозначает комплексное сопряжение, а угловые скобки — усреднение по времени.



Рис. 1.1. Эллипс поляризации $(a=T_{\pi})$.

ВПС пучка излучения равен сумме ВПС всех элементарных электромагнитных волн, составляющих этот пучок, если они независимы.

Если в качестве отсчета выбрать меридиональную (вертикальную по отношению к подстилающей поверхности) плоскость, то величина J_r в приближении Рэлея—Джинса пропорциональна радиояркостной температуре на горизонтальной поляризации T_{sh} , а J_l — на вертикальной T_{av} .

Наиболее общее состояние полностью поляризованного излучения — эллиптическая поляризация, соответствующая случаю, когда конец электрического вектора описывает в пространстве эллипс. На рис. 1.1 изображен эллипс поляризации. Его большая полуось составляет угол χ_0 с направлением вектора 1, а отношение большой и малой полуосей равно tg β . Можно показать [30], что в случае такого полностью поляризованного излучения для компонентов ВПС выполняются соотношения

$$T_{\pi\nu} = \frac{T_{\pi}}{2} (1 + \cos 2\beta \cos 2\chi_0),$$
$$T_{\pi h} = \frac{T_{\pi}}{2} (1 - \cos 2\beta \cos 2\chi_0),$$

 $u = T_{\pi} \cos 2\beta \cos 2\chi_0,$ $v = T_{\pi} \sin 2\beta,$

. ,

(1.23)

где $T_{\rm H} = T_{\rm Hv} + T_{\rm Hh}$ — радиояркостная температура, соответствующая суммарной интенсивности РТИ. Величины $(T_{\rm Hv} + T_{\rm Hh})^2$, $(T_{\rm Hv} - T_{\rm Hh})^2 + u^2$ и v^2 являются инвариантами и не зависят от выбора системы отсчета. Частными случаями полностью поляризованного излучения являются линейная поляризация (v = 0) и круговая поляризация $(u = 0, |v| = T_{\rm H})$. Для полностью поляризованного излучения выполняется тождество

$$(T_{sv} + T_{sh})^2 = (T_{sv} - T_{sh})^2 + u^2 + v^2.$$
(1.24)

При полностью неполяризованном излучении колебания электрического вектора вдоль направлений 1 и г некоррелированы, их интенсивности равны друг другу, а разность фаз равномерно распределена в промежутке 0—2*π*. Соответствующие компоненты ВПС выражаются следующим образом:

$$T_{sv} = T_{sh} = \frac{1}{2} T_s, \quad u = 0, \quad v = 0.$$
 (1.25)

Любое произвольное состояние поляризации можно представить как суперпозицию полностью поляризованного и неполяризованного излучения.

Здесь необходимо сделать важное замечание относительно сложившегося в радиотеплолокации своеобразного положения. Дело состоит в том, что и в теоретических расчетах и в СВЧ радиометрических измерениях под радиояркостными температурами на вертикальной и горизонтальной поляризациях подразумеваются фактически их удвоенные значения. В этом случае $T_{nv} + T_{nh} = 2T_n$, а не T_{n} как должно быть согласно физике явления. Соответственно для неполяризованного излучения $T_{nv} = T_{nh} = T_n$, а не 1/2 T_n .

В дальнейшем мы будем следовать данному положению. При этом, чтобы избежать недоразумений, условимся впредь под радиояркостной температурой суммарного излучения понимать величину $T_{\pi} = (T_{\pi v} + T_{\pi h})/2$. Аналогично под суммарным коэффициентом излучения поверхностей будем понимать величину $\varkappa = (\varkappa_v +$ $+ \varkappa_h)/2$. То же самое касается и коэффициентов ослабления и поглощения гидрометеоров. Для коэффициентов поглощения атмосферных газов, излучение которых не поляризовано, значения α_{π} будем считать одинаковыми как для обеих поляризаций, так и для суммарного поглощения. Более подробное объяснение сложившегося положения дано в [24].

Кратко обсудим поляризацию радиотеплового излучения атмосферы и подстилающей поверхности. РТИ, обусловленное атмосферными газами, не поляризовано. Как известно, кроме газов, в микроволновом диапазоне оптически активными являются гидрометеоры. Теоретические и экспериментальные исследования показывают, что РТИ облаков, в которых нет крупных капель и практически отсутствует рассеяние излучения, также фактически не поляризовано. При появлении крупных капель существенную роль начинают играть рассеяние излучения на этих каплях и их несферичность. Оба эти фактора приводят к поляризации РТИ (подробнее см. п. 1.4). РТИ подавляющего большинства подстилающих поверхностей в отличие от РТИ атмосферы имеет значительную степень поляризации. Исключение составляют область малых зенитных углов и поверхности, имеющие коэффициент излучения, близкий к 1 (очень сухой грунт, морская пена, лес). Эксперименты показывают, что третий и четвертый компоненты вектор-параметра Стокса РТИ естественных однородных поверхностей близки к нулю [201]. Подробнее РТИ различных покровов проанализировано в п. 1.5.

1.3. Поглощение микроволнового излучения атмосферными газами

Поскольку молекулярное рассеяние в микроволновом диапазоне практически отсутствует, общее ослабление излучения определяется его поглощением. При этом поглощение не зависит от состояния поляризации излучения. В исследуемом диапазоне спектра заметно поглощают лишь газы, молекулы которых имеют дипольные моменты [182]. Из основных газов атмосферы электрический дипольный момент имеет молекула водяного пара и магнитный — молекула кислорода. Дипольными моментами обладают также и некоторые малые газовые примеси (O₃, CO, SO₂, NO, NO2 и др.), однако их содержание в атмосфере и интенсивности линий поглощения настолько малы, что их вкладом в общее поглощение микроволнового излучения в нижних слоях атмосферы обычно пренебрегают [12, 83]. Вклад малых газовых примесей в поглощение становится заметным на больших высотах (более 20 км). Именно на этом основано применение микроволновой радиометрии для измерения содержания малых газовых примесей в стратосфере с аэрокосмических платформ. Однако для задач, рассматриваемых в настоящей монографии, поглощением малых газовых примесей можно пренебречь.

Таким образом, коэффициент поглощения в случае безоблачной атмосферы описывается выражением

$$\alpha_{\pi}(v) = \alpha_{\pi H_{2}O}(v) + \alpha_{\pi O_{2}}(v).$$

(1.26)

Микроволновый спектр кислорода и водяного пара обусловлен чисто вращательными квантовыми переходами. Общее квантовомеханическое выражение для коэффициента поглощения газа можно записать в виде [235]:

$$\alpha_{\pi}(\mathbf{v}) = \frac{4\pi v}{c} \sum_{ij} S_{ij} f(\mathbf{v}, \mathbf{v}_{ij}), \qquad (1.27)$$

где $f(v, v_{ij})$ — форма линии; S_{ij} — мощность линии, определяемая плотностью газа, температурой и молекулярными характеристиками; v_{ij} — частота резонансного перехода. Суммирование идет по всем переходам, частоты которых лежат в исследуемой области спектра. В настоящее время для расчетов поглощения в газах используют в основном три формы линий и их модификации. Это классическая форма линии Лоренца

$$f(\mathbf{v}, \mathbf{v}_{ij}) \sim \frac{1}{\pi} \frac{\Delta \mathbf{v}}{(\mathbf{v} - \mathbf{v}_{ij})^2 + (\Delta \mathbf{v})^2}, \qquad (1.28)$$

форма линии Ван Флека — Вейскопфа [236, 237]

$$f(\mathbf{v}, \mathbf{v}_{ij}) \sim \frac{\mathbf{v}}{\pi \mathbf{v}_{ij}} \left[\frac{\Delta \mathbf{v}}{(\mathbf{v}_{ij} - \mathbf{v})^2 + (\Delta \mathbf{v})^2} + \frac{\Delta \mathbf{v}}{(\mathbf{v}_{ij} + \mathbf{v})^2 + (\Delta \mathbf{v})^2} \right]$$
(1.29)

и форма линии, полученная А. П. Наумовым и С. А. Жевакиным по кинетическому уравнению [71—74]

$$f(v, v_{ij}) = \frac{v v_{ij}}{\pi} \frac{4 \Delta v}{(v_{ij}^2 - v^2)^2 + 4v^2 (\Delta v)^2}.$$
(1.30)

В формулах (1.28)—(1.30) Δv — полуширина резонансной линии. Рассмотрим теперь несколько подробнее микроволновый спектр кислорода и водяного пара в отдельности.

1.3.1. Поглощение микроволнового излучения кислородом

Микроволновый спектр кислорода состоит из системы линий в районе $\lambda \approx 0,5$ см и одиночной линии, имеющей резонансную частоту вблизи $\lambda = 0,252$ см. При давлении $p \ge 40$ гПа система линий в районе $\lambda \approx 0,5$ см не разрешается и образует непрерывную область поглощения. Кроме того, в микроволновом спектре кислорода наблюдается существенное нерезонансное поглощение, обусловленное крыльями далеких линий. В диапазоне длин волн $\lambda \approx 0,7...1$ см нерезонансное поглощение составляет приблизительно 10—30 % общего поглощения излучения кислородом. Его доля увеличивается с ростом λ и достигает при $\lambda \approx 2$ см примерно 70 % суммарного поглощения. При $\lambda > 3...4$ см поглощение излучения кислородом определяется почти полностью нерезонансным членом.

Одним из первых теоретические расчеты коэффициента поглощения микроволнового излучения в кислороде $\alpha_{\rm m}$ O₂ выполнил Ван Флек с использованием формы линии (1.29) [236]. Эта форма линии, а также различные модификации формы линии Лоренца часто используются для расчета $\alpha_{\rm m}$ O₂ в работах зарубежных авторов и в настоящее время. В работах советских авторов начиная с работы [71] используется в основном форма линии (1.30). При расчетах нерезонансное поглощение обычно учитывается введением в сумму (1.27) нерезонансного члена [215]. Данные о резонансных частотах, полуширине линий, параметрах их уширения, обусловленного взаимодействием молекул, приводятся в [192, 210, 211, 215, 223, 251].

Для практического использования в окнах прозрачности значительный интерес представляют довольно простые аппроксимационные методики расчета α_{π} 0₂, предложенные в работах [70, 193]. Для аппроксимации вертикального профиля коэффициента поглощения микроволнового излучения в кислороде очень удобна следующая приближенная формула [146]:



Рис. 1.2. Спектральная зависимость коэффициента поглощения микроволнового излучения в кислороде для нормальных условий ($p_0=1013$ гПа, $T_0=293$ K).

1 и 2 — результаты расчетов по методикам из работ [71] и [211] соответственно.

где $\alpha_{n O_2}^0$ — коэффициент поглощения O₂ для стандартных метеоусловий, $p_0 = 1013$ гПа, $T_0 = 293$ К. В табл. 1.1 приведены рассчитанные по методике [71] значения $\alpha_{nO_2}^0$ для ряда длин волн в окнах прозрачности, используемых при решении практических задач радиотеплолокации.

На рис. 1.2 приведены спектральные зависимости коэффициента поглощения микроволнового излучения в кислороде, рассчитанные по методикам, предложенным в работах [71, 211]. В мето-

Таблица 1.1

Значения к	оэффициен	га поглощ	ения микрово	лнового излу	учения $\alpha_{\pi O_2}^0$	(км-1)
		для стан	дартных мете	оусловий		
λ, см	• • •	0,8	1,35	1,6	2,4	3,2
$\alpha^0_{\Pi O_2}$ Km ⁻¹ .	• • •	0,0101	0,0031	0,0025	0,0019	0,0018

дике из работы [211] используется форма линии, представляющая собой практически модифицированную классическую форму (1.28) с учетом перераспределений вкладов каждой линии в общий показатель поглощения при изменении давления. В методике из работы [71] использована форма линии (1.30). Как видно из рисунка, эти методики дают близкие результаты в полосе поглощения. В то же время в окнах прозрачности различие достигает ~ 20 %.

Кроме теоретических расчетов поглощения микроволнового излучения кислородом, выполнены также многочисленные экспериментальные исследования. Результаты этих исследований проанализированы, в частности, в работах [3, 32, 74, 86, 87, 161, 222, 232]. Сравнение экспериментальных и теоретических значений $\alpha_{\pi O_2}$ показывает, что в районе резонансов они близки для различных форм линий. Однако при удалении от центров линий наблюдается расхождение как между теоретическими и экспериментальными значениями α_{п O2}, так и между теоретическими значениями, полученными различными методиками. В длинноволновой части спектра значения могут различаться в 1,8-2,4 раза [161]. Однако с точки зрения задач радиотеплолокации это не столь существенно, поскольку в этой части спектра кислород слабо влияет на перенос РТИ в атмосфере. В обзоре [3] сделан вывод о том, что значения α_{п O2}, рассчитанные с использованием формы линий (1.30), лучше согласуются с экспериментальными данными.

Наконец, отметим, что, поскольку спектральные линии O_2 обусловлены магнитным моментом молекулы, они испытывают зеемановское расщепление в магнитном поле Земли. Однако оно проявляется лишь на высотах более 50 км и в рассматриваемых нами задачах роли не играет.

1.3.2. Поглощение микроволнового излучения водяным паром

Основной вклад в микроволновое излучение водяного пара вносят две резонансные линии, центрированные при $\lambda = 1,348$ см и $\lambda = 0,163$ см. При этом наибольший интерес для определения влагозапаса представляет линия $\lambda = 1,348$ см; измерения на этой длине волны позволяют получать информацию о содержании водяного пара во всей толще атмосферы.

Основы теории поглощения микроволнового излучения водяным паром были созданы Ван Флеком [237] и развиты в работах [72, 73]. Большое число существующих методик расчета $\alpha_{n H_{2}O}$ основано на учете одной или двух (в зависимости от рассматриваемого участка спектра) из указанных выше резонансных линий [28, 196, 210]. При вычислениях в стороне от резонансов добавочное поглощение, обусловленное крыльями других линий, а также димерами водяного пара, учитывается путем введения нерезонансного члена в выражения для коэффициента поглощения H_2O . Гипотеза о влиянии димеров была выдвинута в [33, 34] для объяснения превышения экспериментальных значений поглощения микроволнового излучения водяным паром над теоретическими. Для объяснения указанного расхождения выдвигалась также и гипотеза индуцированного поглощения [164].

Значения вращательных термов водяного пара приведены в [80]. Подробный анализ данных по полуширине резонансных линий содержится в [3, 190].

В настоящее время для расчета поглощения микроволнового излучения водяным паром часто применяется инженерная мето-

дика А. Ю. Зражевского [79, 80]. Согласно этой методике, для λ>0,28 мм α_{п H2}0 представляется в виде

$$\alpha_{\pi H_{2}O} = \alpha_{\pi H_{2}O}^{(1)} + \alpha_{\pi H_{2}O}^{(2)}.$$

(1.32)

Первый член формулы (1.32) описывает поглощение 23 резонансными линиями, частоты переходов которых находятся

Рис. 1.3. Спектральная зависимость коэффициента поглощения микроволнового излучения в водяном паре для нормальных условий (p_0 =1013 гПа, T_0 =293 К, абсолютная влажность ρ_0 =8,7 г/м³).

1 н 2—результаты расчетов по методикам из работ [281] н [80] соответственно.



в диапазоне спектра $\lambda \approx 0,28...20$ мм, второй — вклад всех остальных линий. При этом расчет $\alpha_n^{(1)}_{H_{2}O}$ проводится по несколько модифицированной квантовомеханической формуле. Член $\alpha_n^{(2)}_{H_{2}O}$ получен на основе анализа экспериментальных данных [80] и неявно учитывает также димерное поглощение.

На рис. 1.3 приведена спектральная зависимость коэффициента поглощения микроволнового излучения водяным паром, рассчитанная по методике А. Ю. Зражевского. На этом же рисунке показаны результаты, полученные по приближенной методике из работы [28], позволяющей рассчитывать в диапазоне $\lambda = 0,15...$ 3,2 см значения $\alpha_{\pi H_{2}0}$, хорошо совпадающие с обобщенными в этой же работе экспериментальными данными. Из рисунка видно, что в максимумах линий поглощения соответствие между экспериментальными и теоретическими значениями $\alpha_{\pi H_{2}0}$, полу-

ченными при использовании различных методик хорощее. В окнах прозрачности разброс может достигать десятков процентов.

Для более полного представления о поглощении микроволнового излучения безоблачной атмосферы на рис. 1.4 воспроизведен заимствованный из работы [235] общий спектр этого поглощения. При λ > 0,15 см в нем наблюдаются два окна прозрачности.



центрированные вблизи $\lambda \approx \approx 0.8$ см и $\lambda \approx 0.3$ см, а также область малого поглощения при $\lambda \ge 1.6$ см.

В настоящее время линия поглощения $\lambda \cong 1,35$ см используется для влажностного зондирования атмосферы, область поглощения $\lambda \approx 0,5$ см для температурного зондирования, окно прозрачности $\lambda \approx$ $\approx 0,8$ см — для зондирования облаков, а область слабого поглощения $\lambda \ge 1,6$ см — для определения характеристик подстилающей поверхности по их радиотепловому излучению.

Рис. 1.4. Спектр поглощения безоблачной атмосферы при нормальных условиях ($p_0 = 1013$ гПа. $T_0 = 293$ K, $\rho_0 = 7.5$ г/м³.

1 — результаты расчета, *2* — экспериментальные данные.

Перспективной для определения характеристик гидрометеоров является также область $\lambda \approx 0.3$ см, а для влажностного зондирования — линия $\lambda \approx 0.163$ см.

1.4. Характеристики взаимодействия микроволнового излучения с облаками и осадками

Распространение микроволнового излучения в облаках и осадках, в отличие от его распространения в безоблачной атмосфере, сопровождается не только поглощением, но и рассеянием. В настоящее время для расчета характеристик рассеяния, поглощения и полного ослабления излучения обычно используется теория Ми, разработанная для задачи дифракции электромагнитных волн на однородном шаре. Эта теория применительно к задачам рассеяния излучения атмосферными частицами была в дальнейшем развита в [27, 30, 51, 153, 180]. Рассмотрим кратко выражения для основных характеристик, полученные в рамках этой теории. Поместим центр рассеивающей частицы в центр совмещенных декартовой и сферической систем координат и будем считать, что падающая электромагнитная волна распространяется вдоль положительного направления оси Z и поляризована в направлении оси X. При единичном акте рассеяния амплитуда рассеянного частицей электромагнитного поля является линейной функцией амплитуды поля падающей волны. Связь между полями падающей и рассеянной волн в дальней зоне ($kR \gg$ \gg 1) обычно представляют в матричном виде [30]:

$$\begin{bmatrix} E_I^{(s)} \\ E_r^{(s)} \end{bmatrix} \simeq \frac{e^{-ik(R-Z)}}{-ikR} \begin{bmatrix} D_2 & D_3 \\ D_4 & D_1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} E_I^{(t)} \\ E_r^{(i)} \end{bmatrix}, \qquad (1.33)$$

где $k = 2\pi/\lambda$ — волновое число, R — расстояние от центра рассеивающей частицы до рассматриваемой точки поля рассеянной волны, E_r и E_l — составляющие электрического вектора (соответственно перпендикулярная и параллельная некоторой плоскости отсчета) (см. формулу (1.21)), индексами *s* и *i* обозначено рассеянное и падающее излучение, $D_j(j = 1, 2, 3, 4)$ — компонеты *амплитудной матрицы рассеяния*. Если в качестве плоскости отсчета взять плоскость рассеяния, содержащую векторы направления распространения излучения до и после акта рассеяния, то для сферической однородной частицы $D_3 = D_4 = 0$, а

$$D_{1} = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2n+1}{n(n+1)} (a_{n}\pi_{n}(\cos\theta) + b_{n}\tau_{n}(\cos\theta)),$$

$$D_{2} = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2n+1}{n(n+1)} (a_{n}\tau_{n}(\cos\theta) + b_{n}\pi_{n}(\cos\theta)),$$
(1.34)

где a_n и b_n , являющиеся амплитудами парциальных волн, описываются соотношениями [27]

$$a_{n} = \frac{\psi_{n}(\rho)\psi_{n}'(m\rho) - m\psi_{n}'(\rho)\psi_{n}(m\rho)}{\zeta_{n}(\rho)\psi_{n}'(m\rho) - m\zeta_{n}'(\rho)\psi_{n}(m\rho)},$$

$$b_{n} = \frac{\psi_{n}'(\rho)\psi_{n}(m\rho) - m\psi_{n}(\rho)\psi_{n}'(m\rho)}{\zeta_{n}'(\rho)\psi_{n}(m\rho) - m\zeta_{n}(\rho)\psi_{n}'(m\rho)}.$$
(1.35)

Здесь

$$\psi_n(x) = \sqrt{\frac{\pi x}{2}} J_{n+\frac{1}{2}}(x), \quad \zeta_n(x) = \sqrt{\frac{\pi x}{2}} H_{n+\frac{1}{2}}^{(2)}(x),$$

а $J_{n+1/2}(x)$ и $H_{n+1/2}^{(2)}(x)$ — функции Бесселя и Ханкеля второго рода соответственно. Штрих у функций ψ_n и ζ_n означает их производную по аргументу.

Угловые функции π_n и τ_n выражаются через присоединенные функции Лежандра первого рода P_n^1 и их производные следующим образом:

$$\pi_n = \frac{P_n^1(\cos\theta)}{\sin\theta}, \quad \tau_n = \frac{dP_n^1}{d\theta}, \quad (1.36)$$

где θ — угол в сферической системе координат, соответствующий в данном случае углу рассеяния. В выражениях (1.35) $\rho = 2\pi a/\lambda$ (где a — радиус частицы) — приведенный размер частицы, m = m' - im'' — комплексный показатель преломления ее вещества.

При рассеянии преобразуется и вектор-параметр Стокса. Матрица, связывающая параметры Стокса до и после акта рассеяния, называется энергетической матрицей рассеяния \hat{D}_0 . Относительно плоскости рассеяния она выглядит следующим образом:

$$\begin{bmatrix} T_{\mathfrak{R}l} \\ T_{\mathfrak{R}r} \\ u \\ v \end{bmatrix}^{(s)} = \frac{1}{k^2 R^2} \begin{bmatrix} D_{22} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & D_{11} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & D_{33} & D_{34} \\ 0 & 0 & -D_{34} & D_{44} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} T_{\mathfrak{R}r} \\ u \\ v \end{bmatrix}^{(l)}, \qquad (1.37)$$

rge $D_{11} = |D_1|^2, D_{22} = |D_2|^2, D_{33} = \frac{1}{2} (D_2^* D_1 + D_2 D_1^*), D_{34} = \frac{i}{2} \times (D_1 D_2^* - D_2 D_1^*), D_{44} = D_{33}$

Сумма $D_{11} + D_{22}$ представляет собой скалярную индикатрису рассеяния. Эффективные сечения ослабления σ_0 , поглощения σ_{π} и полного рассеяния σ_p излучения для сферических частиц одинаковы для обеих основных поляризаций падающей волны (поляризованной вдоль оси X и вдоль оси Y) и выражаются в виде

$$\sigma_{o} = \frac{4\pi}{k^{2}} \operatorname{Re} \left\{ D_{11} \left(\theta = 0^{0} \right) \right\} = \frac{2\pi}{k^{2}} \sum_{n=1}^{\infty} \left(2n+1 \right) \operatorname{Re} \left(a_{n} + b_{n} \right),$$

$$\sigma_{p} = \frac{2\pi}{k^{2}} \sum_{n=1}^{\infty} \left(2n+1 \right) \left(|a_{n}|^{2} + |b_{n}|^{2} \right), \qquad (1.38)$$

 $\sigma_{n} = \sigma_{o} - \sigma_{p}.$

Здесь учтено, что $D_{11}(0^\circ) = D_{22}(0^\circ)$.

В случае когда выполняются соотношения рэлеевского приближения $\rho \ll 1$ и $|m\rho| \ll 1$, в приведенных выше рядах достаточно учитывать лишь один член. Тогда соответствующие характеристики распространения можно представить в виде

$$\sigma_{\rm o} = \frac{8\pi^2 a^3}{\lambda} \operatorname{Im} \left\{ -\frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right\} + O(a^5),$$

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

 $\sigma_n = \sigma_o - \sigma_p$, (1.39) где $O(a^5)$ означает член порядка a^5 . Из формул (1.39) следует, что если мнимая часть показателя преломления m'' сравнима с его

 $\tilde{28}$

действительной частью m' (в микроволновом диапазоне это выполняется для воды), то в рэлеевском приближении $\sigma_p \ll \sigma_0$ и $\sigma_0 \approx \sigma_{\pi}$. Элементы амплитудной матрицы в рэлеевском приближении выглядят следующим образом:

$$D_1 = -i\rho^3 \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2}, \quad D_2 = D_1 \cos \theta.$$
(1.40)

Приведенные выше выражения относятся к отдельным частицам. Для нахождения характеристик распространения радиоизлучения в полидисперсных средах (облака, осадки) в некогерентном приближении необходимо проинтегрировать соответствующие выражения по всем частицам в единице объема. В результате получим

$$\alpha_{\rm o} = \int_{a_{\rm min}}^{a_{\rm max}} \sigma_{\rm o}(m, \ a, \ \lambda) N(a) \ da,$$

$$\alpha_{\rm p} = \int_{a_{\rm min}}^{a_{\rm max}} \sigma_{\rm p}(m, a, \lambda) N(a) \, da,$$

$$D_{j}^{\pi} = \int_{a_{\min}}^{a_{\max}} D_{j}(m, a, \lambda) N(a) da, \quad j = 1, 2,$$

где N(a) - функция распределения частиц по размерам <math>(N(a) da - число частиц радиусом от а до <math>a + da в единице объема полидисперсной среды), a_{\min} и a_{\max} - минимальный и максимальный радиусы соответственно.

Выражения (1.41) справедливы, вообще говоря, для ансамбля независимых рассеивателей. Такое приближение с удовлетворительной степенью точности выполняется для облаков и осадков при рассмотрении переноса в них микроволнового излучения [153].

1.4.1. Поглощение и рассеяние микроволнового излучения в облаках

Рассмотрим сначала жидкокапельные облака. Радиусы облачных капель редко превосходят 50—80 мкм, а распределение этих капель по размерам удовлетворительно описывается функцией Хргиана—Мазина [173]

$$N(a) = Ca^2 \exp(-ba),$$

где $b = 3/a_{cp}$ (a_{cp} — средний радиус капель в облаке),

$$C = \frac{N_0 b^3}{2} = \frac{b^6 w}{160 \pi o_2},$$

 N_0 — общее число капель в 1 см³, w — водность облака, $\rho_{\rm B}$ — плотность воды. Средний радиус капель зависит от типа облаков и со-

(1.42)

(1.41)

ставляет для St приблизительно 4,5 мкм, а для Cu и Sc — 4,7 мкм [173].

Сравнение значений коэффициентов ослабления радиоизлучения в недождевых облаках, вычисленных в рэлеевском приближении и по теории Ми с использованием распределения (1.42), показывает, что при использовании рэлеевского приближения погрешность расчета не превышает 1 % при $\lambda \ge 0.3$ см и a < 80 мкм. При этом вероятность выживания кванта (BBK) $\Lambda = \alpha_p/\alpha_0$ не превышает 10^{-4} . Таким образом, мелкокапельные водяные облака можно считать чисто поглощающей средой для радиоизлучения с длиной волны $\lambda \ge 0.3$ см и рассчитывать соответствующий коэффициент поглошения в рэлеевском приближении (1.39).

Подставив первую из формул (1.39) в (1.41) и проведя интегрирование, получим выражение для коэффициента поглощения облаков апи:

(1.43)

$$\alpha_{\mathrm{n}w} \approx \alpha_{\mathrm{o}w} = \frac{6\pi}{\lambda} \operatorname{Im} \{-K\} w,$$

где

$$K = \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2}, \quad w = \int_{a_{\min}}^{a_{\max}} N(a) \frac{4\pi}{3} a^3 da.$$

В приведенных выше формулах комплексный показатель преломления $m = \sqrt{\varepsilon}$, где ε — диэлектрическая проницаемость. Согласно теории Дебая [208],

$$\varepsilon = \varepsilon_o + \frac{\varepsilon_s - \varepsilon_o}{1 + 2\pi\nu\tau_b i} - i \frac{\sigma_{\pi p}}{2\pi\nu\tau_c}, \qquad (1.44)$$

где ε_o и ε_s — соответственно оптическая ($v \rightarrow \infty$) и статическая ($v \rightarrow 0$) диэлектрическая проницаемость, τ_p — время релаксации, σ_{mp} — проводимость вещества частиц, $\varepsilon_c = 8,854 \cdot 10^{-12}$ ф/м. Для пресной воды величиной σ_{mp} можно пренебречь. Температурная зависимость ε_o выражена слабо; и, согласно соответствующим исследованиям, $\varepsilon_o \approx 4,9$. В настоящее время накоплен значительный материал относительно ε_s и τ_p и их зависимости от температуры [13, 78, 117, 153, 208, 209, 228]. Подробный анализ работ, выполненных до 1972 г., приведен в [153], где для пресной воды предложены следующие эмпирические зависимости ε_s и $\lambda_s = 2\pi c \tau_p$ от температуры t (°C), справедливые в диапазоне t = -40...75 °C:

 $\varepsilon_s = 0,00081t^2 - 0,40815t + 88,2,$

 $\lambda_s = 1,4662e^{-0,0634t} + 0,000136t^2 - 0,027296t + 1,8735116.$ (1.45)

Применение дебаевской теории для воды на $\lambda \ge 0.2$ см дает хорошее согласие с экспериментом.

Эмпирические формулы для расчета τ_p , ε_s и σ_{mp} для соленой воды приведены в работах [208, 228].

М. М. Черняком [179] на основе аппроксимации величины $(m^2-1)/(m^2+2)$ предложена более простая, чем (1.43), приближенная формула для расчета коэффициента поглощения РТИ (км⁻¹) в облаках для $\lambda > 0.8$ см

$$a_{\pi w} = B(t_{o6\pi}) \frac{0,1118}{\lambda^2 + 0,0269} w, \qquad (1.46)$$

где w — водность облака (г/м³), $t_{обл}$ — температура облачных капель. -

В табл. 1.2 приведены значения коэффициента $B(t_{obn})$ для нескольких длин волн в зависимости от температуры.

Таблица 1.2

			t _{обл} °С		
λсм	-10	0	10	20	30
0,8 1,35 1,6 3,2	2,11 2,38 2,32 2,51	1,59 1,68 1,67 1,70	1,23 1,27 1,29 1,27	1,00 1,00 1,00 1,00	0,81 0,81 0,81 0,81 0,81

Коэффициент температурной зависимости $B(t_{o \, 5 \, \pi})$

Как видно из таблицы, значения коэффициента $B(t_{ofn})$ довольно сильно уменьшаются с повышением температуры. Это приводит к тому, что и собственное радиоизлучение облаков с повышением температуры в этой части спектра уменьшается. Подробно указанный эффект рассмотрен в [183].

На рис. 1.5 и 1.6 приведены спектральные и температурные зависимости удельного коэффициента поглощения радиоизлучения в облаках, не дающих осадки.

В отличие от жидкокапельных кристаллические облака слабо влияют на перенос РТИ. Это прежде всего связано с различием в показателях преломления воды и льда. Если для воды действительная часть этого показателя в диапазоне длин волн $\lambda \approx 0,3...$ 5 см увеличивается от $m' \approx 3$ до $m' \approx 8,5$, а мнимая варьирует в диапазоне 1,3—3, то для льда $m' \approx 1,75$, а m'' возрастает от 0,0001 при t = -50 °C до 0,001—0,002 при t = 0 °C. При этом показатель преломления льда слабо зависит от длины волны.

В табл. 1.3 приведены значения величины Δ, представляющей собой отношение коэффициента ослабления радиоизлучения в кри-

Таблица 1.3

Сравнение	ослабления	радиоизлучения	кристаллическими	и жндкока	апельными
		облан	ками	315 L	
λ см	0,3	0,5	0,8 1,35	1,6	2,4
٨	6.10	-4 7.10-4 1	10-3 9-10-3	2 10-3	4 10-3

сталлическом облаке к коэффициенту ослабления в жидкокапельном облаке при единичной водности и темпепатуре t = -7 °C.



Рис. 1.5. Зависимость удельного коэффициента поглощения микроволнового излучения в жидкокапельных облаках от их температуры для разных длин волн λ .

Как видно из табл. 1.3, ослабление в кристаллических облаках приблизительно на 3 порядка меньше, чем в жидкокапельных. К тому же водность первых, как правило, существенно меньше.



Рис. 1.6. Спектральная зависимость удельного коэффициента поглощения микроволнового излучения в облаках при разных значениях $t_{05\pi}$.

Поэтому влияние кристаллических облаков на перенос РТИ обычно не учитывают. Здесь необходимо лишь отметить, что ВВК в этих облаках близка к 1, т.е. ослабление радиоизлучения происходит в основном за счет рассеяния.

1.4.2. Поглощение и рассеяние микроволнового излучения в осадках

Согласно работе [153], размеры капель дождя варьируют от $a_{\min} \approx 0,25$ мм до $a_{\max} \approx 3,5$ мм: Если рассматривать (как это часто делается) дождь с учетом вклада мороси, то a_{\min} составляет приблизительно 0,1 мм. Для капель осадков рэлеевское приближение при расчете характеристик распространения радиоволн уже не применимо и необходимо пользоваться полными формулами теории Ми.

Практически все используемые в настоящее время функции распределения капель дождя по размерам являются частным случаем модифицированного гамма-распределения [51]

$$N(d) = f_1 d^p e^{-f^2 d^q} (c_M^{-4}),$$

(1.47)

где d = 2a -диаметр капли.

Приведем значения параметров в формуле (1.47) для некоторых используемых в настоящее время функций N(d). Для широко распространенного распределения Маршалла—Пальмера [213] $f_1 = 0.08; p = 0; f_2 = 41 I^{-0.21}; q = 1.$ Для распределения Беста [194] $f_1 = 2.837 \cdot 10^{-5} I^{0.324}; p = -1.75; q = 2.25; f_2 = 98.5 \cdot I^{-0.522}.$ Для распределения Литвинова [97, 98] $p=0; q=1.5; f_1$ и f_2 зависят не только от интенсивности дождя I (здесь и далее I измеряется в мм/ч), но и от его природы. Для распределений Шифрина—Поляковой [140] $p=2, q=1, a f_1$ и f_2 также зависят от природы дождя.

Выполненный в работах [41, 111] анализ результатов расчетов с различными функциями распределений показал сильную зависимость коэффициентов ослабления α_{0r} и рассеяния α_{pr} радиоизлучения жидкими осадками от выбора N(d). Вариации значений α_{0r} и α_{pr} , вычисленных с помощью различных распределений, могут достигать 80—90 %.

На рис. 1.7-1.9 приведены спектральные зависимости коэффициентов ослабления аог, рассеяния арг и вероятности выживания кванта Л радиоизлучения в дожде, рассчитанные по теории Ми с использованием функции распределения капель по размерам Маршалла-Пальмера. Температура капель дождя предполагалась равной $t_{\pi} = 0$ °C. Из рисунков видно, что указанные коэффициенты быстро уменьшаются с ростом длины волны, причем быстрее уменьшается коэффициент рассеяния. При возрастании интенсивности дождя увеличивается и вероятность выживания кванта. Это является следствием того, что при больших интенсивностях увеличивается число крупных капель, рассеяние на которых c0ставляет существенную часть ослабления. Отметим, что Л не превышает 0,5 для всего исследованного диапазона спектра и интенсивностей осадков, а при $\lambda > 1,6$ см и I < 20 мм/ч $\lambda < 0.16$. При $\lambda > 3$ см капли дождя уже становятся рэлеевскими частицами и коэффициенты рассеяния и ослабления пропорциональны λ^{-4} и λ^{-2} соответственно.

3 Заказ № 352

В отличие от облаков в осадках характеристики распространения радиоизлучения меньше зависят от температуры. Так, например, на длинах волн 0,8—1,5 см вариации коэффициента ослабления при изменении температуры в диапазоне $t_{\rm A} = 0...20$ °C не



Вероятности выживания кванта в жидких осадках при разной их интенсив-10 λ см ности I.

превосходит 8 % его значения при $t_{\pi} = 10$ °С. При $\lambda \approx 2...3$ см эти вариации возрастают до 15 %. Соответствующие вариации коэффициента рассеяния меньше, чем коэффициента ослабления.

0

.0.1

Для оценки влияния фазового состава облаков на характеристики распространения микроволнового излучения были проведены сравнительные расчеты коэффициентов ослабления, поглощения и рассеяния твердыми осадками (град, крупа и т.д.) и осадками, состоящими из неоднородных частиц с твердым ядром, покрытым пленкой воды. Вычисления проводились с использованием алгоритма для расчета характеристик рассеяния электромагнитных волн двуслойной частицей [27].

Расчеты показали, что при $\lambda > 0.6$ см коэффициенты ослабления радиоизлучения в твердых осадках значительно меньше, чем в жидких осадках той же водности. Появление же пленки воды на поверхности частиц увеличивает ослабление. Сказанное иллюстрирует табл. 1.4, где представлены значения коэффициентов ослаб-

Таблица 1.4

Сравнение коэффициентов ослабления a_0 (км⁻¹) в осадках различных типов

HT	λ см							
Вариа	0,3	0,5	0,8	1,6	2,4	3,2		
1 2 3 4	7,8 \cdot 10 ⁻¹ 7,6 \cdot 10 ⁻¹ 6,7 \cdot 10 ⁻¹ 2,9 \cdot 10 ⁻¹	$\begin{array}{c} 4,8 \cdot 10^{-1} \\ 4,7 \cdot 10^{-1} \\ 4,2 \cdot 10^{-1} \\ 7,0 \cdot 10^{-2} \end{array}$	$2,2 \cdot 10^{-1} 2,2 \cdot 10^{-1} 2,1 \cdot 10^{-1} 1,3 \cdot 10^{-2}$	$\begin{array}{r} 4,8 \cdot 10^{-2} \\ 4,9 \cdot 10^{-2} \\ 5,3 \cdot 10^{-2} \\ 8,4 \cdot 10^{-4} \end{array}$	$1,9 \cdot 10^{-2} 2,0 \cdot 10^{-2} 2,1 \cdot 10^{-2} 1,8 \cdot 10^{-4}$	$9.1 \cdot 10^{-3} 9.5 \cdot 10^{-3} 9.9 \cdot 10^{-3} 7 \cdot 10^{-5} $		

ления в жидких (вариант 1), твердых (вариант 4) и неоднородных осадках с размерами ядра, равными половине и 0,75 общего размера частицы (варианты 2 и 3 соответственно). Эквивалентная водность осадков во всех вариантах составляла 0,15 г/м³, что соответствует их интенсивности приблизительно 3 мм/ч. Предполагалось, что показатель преломления твердой фазы осадков равен соответствующему значению для льда; температура принималась равной 0 °С. При моделировании использовалась функция распределения Маршалла—Пальмера.

Расчеты характеристик направленного рассеяния радиоизлучения осадками показывают, что в диапазоне длин волн 0,6—3 см индикатрисы жидких и неоднородных осадков (варианты 1—3) при $I \leq 20$ мм/ч слабо отличаются от рэлеевской (1 + cos² θ). Отличия не превосходят, как правило, 10—12 %. При $\lambda \approx 3...5$ мм преобладает рассеяние вперед. Увеличение интенсивности осадков в миллиметровом диапазоне приводит к еще большему вытягиванию индикатрисы вперед, а при $\lambda > 3$ см наблюдается обратный эффект Томпсона).

Довольно часто в практических радиометеорологических задачах используется степенная аппроксимация коэффициента ослабления радиоизлучения в осадках

$$\alpha_{or} = aI^{b}$$
.

(1.48)

где *а* и *b* — параметры, зависящие от длины волны, функции распределения капель по размерам и температуры осадков. В работе [219] содержится общирный материал о параметрах *a* и *b* в их

зависимости от указанных характеристик. Однако при решении ряда задач радиотеплолокации оказывается удобным использование степенной аппроксимации также для коффициентов поглощения и рассеяния радиоизлучения. В табл. 1.5 для ряда длин волн

Таблица 1.5

Значения параметров a_i и b_i (i=1, 2) в аппроксимационных формулах для коэффициентов поглощения и рассеяния радиоизлучения в осадках

λ cm	0.65	0.7	0.8	1.0	1 35	1.6	2.0	94	3.9
$a_1 \cdot 10^4$	712	627	494	324	178	124	75	47	20
b_1	0,92	0,93	0,94	1,02	1,07	1,10	1,14	1,18	1,23
$a_2 \cdot 1 \ 0^5$	3080	2460	1590	705	211	104	41	í 9	5,8
b_2	1,15	1,18	1,25	1,36	1,47	1,50	1,52	. 1,53	1,54

микроволнового диапазона приведены полученные на основе данных работы [111] значения параметров степенной аппроксимации для этих коэффициентов:

$$a_{nr} = a_1 I^{b_1},$$

 $a_{pr} = a_2 I^{b_2}.$ (1.49)

Значения a_i и b_i (i = 1, 2) получены для функции распределения капель по размерам Маршалла—Пальмера при $t_{\pi} = 10$ °C.

СКО характеристик распространения, вычисленных по формулам (1.49), от рассчитанных по теории Ми не превосходит, как правило, 10-12 % в диапазоне интенсивностей осадков $0.5 \le \le I \le 30$ мм/ч.

В настоящее время в теоретических исследованиях характеристик распространения радиоизлучения в осадках используется в основном теория Ми для шарообразных частиц. Приведенные выше результаты получены в рамках этой теории. Однако капли дождя сплющиваются при свободном падении. Более адекватным приближением к реальной форме капель является эллипсоид вращения с вертикальной осью симметрии и с зависящим от массы капли эксцентриситетом [130]. При такой форме частиц излучение с различной поляризацией ослабляется и рассеивается на них поразному. В работе [217] для капель воды приведен алгоритм расчета элементов амплитудной матрицы рассеяния (1.33) при рассеянии вперед (т. е. сечений ослабления) методом возмущений. При этом по-прежнему $D_3 = D_4 = 0$, однако $D_2(0^\circ) \neq D_1(0^\circ)$ (у шарообразных частиц $D_2(0^\circ) = D_1(0^\circ)$).

Выполненные расчеты характеристик распространения радиоизлучения в осадках с учетом несферичности капель по модифицированному алгоритму из работы [217] показывают, что коэффициенты поглощения, ослабления и рассеяния радиоизлучения на горизонтальной поляризации выше, чем на вертикальной. Различие между указанными характеристиками на различных поляризациях зависит от угла распространения радиоизлучения — оно максимально при горизонтальном распространении и равно нулю при
вертикальном. Это различие несколько растет с увеличением интенсивности осадков. Коэффициент рассеяния зависит от поляризации сильнее, чем остальные характеристики. Так, например, при $I \approx 15 \text{ мм/ч}$ различие в коэффициентах ослабления на вертикальной и горизонтальной поляризациях на волне 0,8 см составляет около 12 % и на волне 3,2 см — около 14 %, а в коэффициентах рассеяния — около 20 и 30 % соответственно.

При более корректном рассмотрении процессов ослабления и рассеяния микроволнового излучения на крупных несферических каплях необходимо также учитывать распределение наклона осей симметрии этих капель в пространстве и вместо обычных скалярных коэффициентов ослабления использовать матрицы.

1.5. Излучательные и отражательные свойства различных подстилающих поверхностей в микроволновом диапазоне

В настоящем параграфе рассмотрим кратко основные закономерности формирования радиотеплового излучения подстилающими поверхностями, а также отражательные характеристики этих поверхностей. Более подробное освещение этих вопросов можно найти в монографиях и статьях, специально посвященных исследованию излучательных свойств земных покровов [24—26, 114, 185].

Коэффициенты излучения поверхностей в микроволновом диапазоне, в отличие от ИК диапазона спектра, варьируют в широких пределах: от 0,37—0,55 для водной поверхности (в надире) до 0,97—0,99 для леса и очень сухой почвы. При этом эффективная толщина излучающего слоя l_9 приближенно описывается выражением [12]

 $l_{\mathfrak{s}} \approx \frac{\lambda}{4\pi m''} \,. \tag{1.50}$

Рассмотрим излучательные и отражательные свойства гладких и шероховатых поверхностей, однородных, изотропных и изотермичных по глубине. Известно [52], что при падении электромагнитной волны на плоскую границу раздела двух однородных сред отражение происходит зеркально, и электрические векторы вертикальной (v) и горизонтальной (h) поляризаций преобразуются независимо:

$$E_h^{(s)} = a_{\phi_1} E_h^{(l)}, \qquad E_v^{(s)} = a_{\phi_2} E_v^{(l)}, \qquad (1.51)$$

где при падении волны из воздуха

$$a_{\phi_1} = \frac{\cos\theta - \sqrt{\varepsilon - \sin^2\theta}}{\cos\theta + \sqrt{\varepsilon - \sin^2\theta}}, \quad a_{\phi_2} = \frac{\varepsilon \cos\theta - \sqrt{\varepsilon - \sin^2\theta}}{\varepsilon \cos\theta + \sqrt{\varepsilon - \sin^2\theta}}.$$
 (1.52)

В формулах (1.51), (1.52) θ — угол падения (отражения), отсчитываемый от направления в зенит. Коэффициенты $a_{\phi 1}$ и $a_{\phi 2}$ на-

зываются френелевскими коэффициентами отражения по амплитуде. Используя определение вектор-параметра Стокса (1.22), легко получить выражение для матрицы зеркального отражения в плоскости падения

$$\hat{A}(\theta) = \begin{bmatrix} a_{\phi 2}^{*} a_{\phi 2} & 0 & 0 & 0\\ 0 & a_{\phi 1}^{*} a_{\phi 1} & 0 & 0\\ 0 & 0 & \frac{a_{\phi 1}^{*} a_{\phi 2} + a_{\phi 2}^{*} a_{\phi 1}}{2} & \frac{-i\left(a_{\phi 2}^{*} a_{\phi 1} - a_{\phi 1}^{*} a_{\phi 2}\right)}{2}\\ 0 & 0 & \frac{i\left(a_{\phi 2}^{*} a_{\phi 1} - a_{\phi 1}^{*} a_{\phi 2}\right)}{2} & \frac{a_{\phi 1}^{*} a_{\phi 2} + a_{\phi 2}^{*} a_{\phi 1}}{2} \end{bmatrix}.$$

$$(1.53)$$

При отражении ВПС преобразуется по формуле $\mathbf{S}^{(s)}(\theta, \omega) = \hat{A}(\theta) \mathbf{S}^{(t)}(\theta', \omega'),$

(1.54)

(1.55)

(1.56)

где в' и ф' определяют зеркальное направление.

Величины $a_{\phi 1}$ $a_{\phi 1}$ и $a_{\phi 2}$ и $a_{\phi 2}$ называются френелевскими коэффициентами отражения по мощности и обычно обозначаются через R_h и R_v соответственно. Если рассматривается ламбертова поверхность, то $R_v = R_h$ при любом θ .

Из соображений симметрии следует, что третий и четвертый компоненты ВПС радиотеплового излучения однородной и изотропной среды равны нулю. Первый и второй компоненты описываются соотношениями

$$S_1(\theta) = (1 - R_v) T_c,$$

$$S_2(\theta) = (1 - R_h) T_c,$$

где Т_с — термодинамическая температура среды.

Реальная поверхность редко бывает гладкой. При отражении излучения от шероховатой поверхности ВПС рассчитывается следующим образом [121]:

$$\mathbf{S}^{(s)}(\theta, \ \varphi) = \sec \theta \int_{\Omega_n} f(\theta_n, \ \varphi_n) \sec \theta_n \cos \chi \widehat{H}(-\psi_2) \ \widehat{A}(\chi) \ \widehat{H}(\psi_1) \times \mathbf{S}^{(i)}(\theta', \ \varphi') \ d\Omega_n.$$

Отражение излучения происходит от элементарных площадок поверхности, нормали к которым распределены согласно функции распределения $f(\theta_n, \varphi_n)$, где θ_n и φ_n — углы ориентации указанной нормали. Угол χ соответствует зеркальному углу отражения в плоскости, содержащей падающий и отраженный от элементарной площадки лучи. Матрица поворота $\widehat{H}(\psi)$ преобразует вектор-параметр Стокса при повороте плоскости отсчета на угол ψ против 38 часовой стрелки, если смотреть по направлению распространения луча [115]:

	cos² ψ	sin² ψ	$\frac{1}{2}$ sin 2 ψ	0				
$\widehat{H}(\psi) =$	sin² ψ	cos² ψ	$-\frac{1}{2}\sin 2\psi$	0	•			(1.57)
	—sin 2ψ	sin 2ψ	$\cos 2\psi$	0	i	·.		-
	Lo	0	0	1				

Интегрирование в формуле (1.56) проводится по всем направлениям нормалей. Надо отметить, что эта формула не учитывает



Рис. 1.10. Геометрия отражения.

эффектов затенения и многократного переотражения и, вообще говоря, несправедлива при скользящих углах и значительных шероховатостях. Указанные эффекты рассмотрены в работе [212].

Геометрия отражения приведена на рис. 1.10, где об и об векторы направлений распространения излучения до отражения и после. Обобщая на векторный случай выражения для коэффициентов излучения поверхности из [104], получаем:

$$\varkappa_{\sigma, h}(\theta, \phi) = 1 - \sec \theta \left\{ \int f(\theta_n, \phi_n) \sec \theta_n \cos \chi \widehat{H}(-\psi_2) \widehat{A}(\chi) \right\}$$

$$\times H(\psi_1) \mathbf{S}_0 \sin \theta_n d\theta_n d\varphi_n$$

(1.58)

где $S_0 = (1, 1, 0, 0)$, а индекс у фигурной скобки означает *i*-й компонент ВПС.

Очень часто при рассмотрении дереноса РТИ в системе А — ПП пренебрегают третьим и четвертым компонентами вектор-

параметра Стокса. В этом случае для шероховатой поверхности [235]

$$\begin{aligned} \kappa_{p}(\theta, \ \varphi) &= 1 - \frac{\sec \theta}{4\pi} \int_{\Omega_{0}} \left(\sigma_{pp}^{0}(\theta, \ \varphi, \ \theta_{0}, \ \varphi_{0}) + \sigma_{pq}^{0}(\theta, \ \varphi, \ \theta_{0}, \ \varphi_{0}) \right) d\Omega_{0}, \\ T_{gp}(\theta, \ \varphi) &= \frac{\sec \theta}{4\pi} \int_{\Omega_{0}} \left(\sigma_{pp}^{0}(\theta, \ \varphi, \ \theta_{0}, \ \varphi_{0}) + \sigma_{pq}^{0}(\theta, \ \varphi, \ \theta_{0}, \ \varphi_{0}) \right) \times \\ \times T_{g}(\theta_{0}, \ \varphi_{0}) d\Omega_{0}, \end{aligned}$$
(1.59)

где σ_{pp}^{v} и σ_{pq}^{v} — Оифференциальные коэффициенты рассеяния поверхности, р и q — индексы поляризации (если p=v, то q=h, и наоборот). Интегрирование в формулах (1.59) ведется по всем направлениям падающего луча, задаваемого углами θ_0 и φ_0 в верхней полусфере; при этом поляризацией падающего РТИ атмосферы ($T_{\pi}(\theta_0, \varphi_0)$) пренебрегается.

Для случая зеркального отражения, определяемого углами $\theta = = \theta', \phi = \phi',$ получаем

$$\sigma_{pq}^{0} = 0, \quad \sigma_{pp}^{0} \left(\theta, \ \varphi, \ \theta_{0}, \ \varphi_{0}\right) = 4\pi R_{p} \left(\theta_{0}\right) \frac{\cos \theta}{\sin \theta_{0}} \ \delta\left(\theta_{0} - \theta'\right) \delta\left(\varphi_{0} - \varphi'\right),$$

где **б** — дельта-функция.

Заметим также, что при решении большого числа задач радиотеплолокации в настоящее время используется квазизеркальное приближение для отраженного РТИ

(1.60)

$$T_{sp}(\theta, \phi) = [1 - \kappa_p(\theta)] T_{sp}(\theta', \phi'); \quad p = v, h,$$
(1.61)

где $\varkappa_p(\theta)$ — коэффициент излучения с учетом шероховатости поверхности.

1.5.1. Излучательные свойства водной поверхности

Для воды мнимая часть показателя преломления m["] варьирует в рассматриваемом диапазоне спектра от 0,5 до 3. Следовательно, РТИ формируется достаточно тонким поверхностным слоем, который для водной поверхности можно считать однородным и изотермичным.

Расчеты, которые были проведены по формуле (1.58) с использованием функций распределения уклонов Кокса и Мунка [195] и Л. М. Марцинкевич [114], учитывающих крупномасштабное волнение, показывают, что в диапазоне зенитных углов $\theta \approx 0...40^{\circ}$ коэффициенты излучения взволнованной водной поверхности на вертикальной поляризации увеличиваются, а на горизонтальной уменьшаются с ростом скорости приводного ветра $V_{\rm m}$ (при векторе $V_{\rm m}$, лежащем в плоскости колебаний электрического вектора вертикальной поляризации). При этом поправки к коэффициенту излучения гладкой водной поверхности не превышают 0,005 (при

 $V_{\rm n} < 20$ м/с). При $\theta \approx 40...45^{\circ}$ знак поправок меняется, и они резко растут при $\theta > 60^{\circ}$. В области малых зенитных углов абсолютные значения поправок при азимутально симметричном волнении меньше, чем при существовании выделенного направления, а при $\theta > 50^{\circ}$ эти поправки приблизительно равны в обоих случаях.

Проведенные в [203] экспериментальные исследования показали, что коэффициенты излучения вблизи зенита при волнении



Рис. 1.11. Угловая зависимость коэффициентов излучения гладкой (a) и взволнованной (б) водной поверхности (T_n =293 K, V_n =15 м/с). Расчет для пресной воды и длины волны λ =3.2 см по методике из работы [220]; I — вертикальная поляризация, 2 — горизоватальная.

изменяются несколько больше, чем это следует из приведенной геометрической модели волнения.

В связи с этим в работе [250] развита двухмасштабная модель излучения и отражения РТИ водной поверхностью для азимутально симметричного волнения, учитывающая влияние мелких неоднородностей, распределенных на крупномасштабных неоднородностях (волнах). Указанная модель более адекватна экспериментальным данным при отсутствии на поверхности пены и загрязнений, однако ее относительная сложность затрудняет использование данной модели при решении практических задач радиотеплолокации. Дальнейшее развитие двухмасштабная модель получила в [243].

При скорости ветра больше 3—7 м/с на поверхности воды появляются различные пенные образования (буруны, полосы и т. п.), возникающие вследствие обрушения волн [37, 221, 224, 241]. Пена имеет гораздо более высокий коэффициент излучения, чем чистая водная поверхность. Однако существующие в настоящее время модели пенных структур [113, 148] дают результаты, отличающиеся друг от друга и сильно зависящие от характеристик пены, входящих в эти модели в качестве параметров (объемная концентрация воздуха в пене, толщина отдельных слоев при моделировании горизонтально слоистой среды, диэлектрические константы и т. д.).

В связи с этим особый практический интерес представляют простые эмпирические зависимости, полученные в результате обработки экспериментальных данных и связывающие коэффициенты излучения водной поверхности с искомыми метеорологическими параметрами.

Сейчас в радиотеплолокации используется несколько таких зависимостей [47, 220, 246]. Приведем для примера одну из них [220]. Коэффициенты излучения водной поверхности, частично покрытой пеной, в диапазоне волн 0,8—5 см описываются соотношением

$$\varkappa_p(\theta) = (\varkappa_{sp} + \Delta \varkappa_{rp}) \left(1 - F\right) + \varkappa_{fp} F, \qquad (1.62)$$

где $\Delta \varkappa_{rp}$ и \varkappa_{fp} — поправки только за счет волнения и пены соответственно, F — эффективная относительная площадь, занятая пеной. Величины, приведенные в (1.62), можно представить в виде

$$\begin{aligned} \Delta \varkappa_{rh} &= \frac{V_{\pi}}{T_{\pi}} \left(A + B\theta^2 \right) \sqrt{\nu} - 0,00065\nu, \\ \Delta \varkappa_{rv} &= \frac{V_{\pi}}{T_{\pi}} \left(a + be^{c\theta} \right) \sqrt{\nu} - 0,00065\nu, \\ \varkappa_{fh} &= 0,005 + \frac{208 + 1,29\nu}{T_{\pi}} \left(1 - 1,748 \times 10^{-3}\theta - \right. \\ &- 7,336 \times 10^{-5}\theta^2 + 1,044 \times 10^{-7}\theta^3), \\ \varkappa_{fv} &= 0,005 + \frac{208 + 1,29\nu}{T_{\pi}} \left(1 - 9,946 \times 10^{-4}\theta + \right. \\ &+ 3,218 \times 10^{-5}\theta^2 - 1,187 \times 10^{-6}\theta^3 + 7 \times 10^{-20}\theta^{10}), \\ F &= b_0 + b_1 V_{\pi} + b_2 V_{\pi}^2. \end{aligned}$$

Здесь A = 0,115; a = 0,117; $B = 3,8 \cdot 10^{-5}$; $b = -2,09 \cdot 10^{-3}$; $c = 7,32 \times 10^{-2}$,

(1.63)

$$b_0 = 1,707 \times 10^{-2} + 8,560 \times 10^{-4} v + 1,120 \times 10^{-5} v^2$$

$$b_1 = -1,501 \times 10^{-2} + 1,821 \times 10^{-3} v - 4,634 \times 10^{-5} v^2$$

 $b_2 = 2,442 \times 10^{-4} - 2,282 \times 10^{-6} v + 4,134 \times 10^{-7} v^2.$

Температура поверхности T_{π} выражается в кельвинах, частота в гигагерцах, угол — в градусах, скорость ветра в м/с. При получении эмпирических формул (1.63) использовались экспериментальные данные из [203, 229].

Заметим, что различные эмпирические методики расчета коэффициентов излучения взволнованной водной поверхности дают результаты в поправках к коэффициенту для гладкой поверхности, различающиеся между собой на 5—15 %. На рис. 1.11 для иллюстрации приведены угловые зависимости коэффициентов из-

лучения гладкой и взволнованной водной поверхности для $\lambda = = 3,2$ см. При уменьшении длины волны влияние волнения на РТИ увеличивается, а при $\lambda > 10$ см начинает сказываться и соленость поверхностного слоя S_{π} (с ее увеличением РТИ несколько уменьшается) [144].

1.5.2. Излучательные свойства поверхности суши и ледяных покровов

Излучательные характеристики земных покровов имеют гораздо более широкий диапазон изменчивости по сравнению с излучательными характеристиками водной поверхности. Для при-



Рис. 1.12. Угловая зависимость коэффициентов излучения различных однородных поверхностей в случае вертикальной (1) и горизонтальной (2) поляризации.

а — асфальт, б — базальт, в — пепел, г — кварцевый песок.

мера на рис. 1.12 приведены угловые зависимости коэффициента излучения для некоторых типов однородной поверхности суши с постоянными по глубине диэлектрическими свойствами и температурой. Однако в микроволновом диапазоне для большого количества естественных покровов, особенно для льдов и сухих грунтов, мнимая часть комплексного показателя преломления m." мала. Поэтому в сантиметровой, а тем более в дециметровой части спектра толщина излучающего слоя l_a становится значительной и существенную роль в формировании РТИ начинают играть внутренние неоднородности (градиенты температуры, распределения влаги в почве, ее структурность, включения воздуха, других рассеивателей и т. д.). На РТИ различных почв заметное влияние оказывает растительность, а в случае льда — торосистость и снежный покров.

Указанные факторы делают весьма сложной задачей корректные исследования излучательных свойств земных покровов.

Довольно часто для оценочных расчетов коэффициентов излучения почвогрунтов используются модели однородной среды с температурным градиентом и с гладкой или шероховатой поверхностью, а также модели плоскослоистой среды с характерной диэлектрической проницаемостью в каждом слое. В простейшем случае однородной среды с диэлектрической проницаемостью $\varepsilon = \varepsilon' - i\varepsilon''$ и с гладкой поверхностью ее радиояркостная температура описывается выражением [114]

$$T_{np}(\theta) = \left[1 - R_p(\theta)\right] \int_0^\infty T(z) \,\tilde{\alpha}(z) \exp\left[-\int_0^z \tilde{\alpha}(z') \,dz'\right] dz, \qquad (1.64)$$

где

$$\tilde{\alpha}(z) = \frac{4\pi \tilde{m}''}{\lambda} = \frac{4\pi}{\lambda} \sqrt{\frac{\varepsilon' - \sin^2 \theta}{2} \left[\sqrt{1 + \left(\frac{\varepsilon''}{\varepsilon' - \sin^2 \theta}\right)^2 - 1} \right]}.$$

Здесь необходимо отметить, что диэлектрические характеристики различных почв в отличие от диэлектрических характеристик воды плохо поддаются расчету [114]. Поэтому при модели-



Рис. 1.13. Зависимость коэффициента излучения к гладкой (1) и шероховатой (2) суглинистой почвы от влажности ρ^* для зенитного направления на $\lambda = 21$ см.

Для шероховатой поверхности расчет проводился по двухмасштабной модели шероховатости (СКО мелких неоднородностей σ =0,8 см, раднус корреляции мелких неоднородностей l=3,5 см, средний уклон крупных неоднородлостей $m^{*}=0,05$).

ровании РТИ обычно либо пользуются экспериментальными данными, либо рассматривают эффективную диэлектрическую проницаемость почвы как некоторую функцию диэлектрической проницаемости входящих в нее компонент (твердые частицы, вода разной связности, воздух и т. п.).

На РТИ поверхности почвы сильное влияние оказывают ее влажность и шероховатость [15, 152]. С ростом объемной влажности от 0 до более чем 40 % коэффициенты излучения уменьшаются от значений, почти соответствующих абсолютно черному телу (и_р≈0,95... 0,97), до 0,5—0,6. Шероховатость поверхности, как правило, увеличивает РТИ почвы, причем сильнее этот эффект проявляется при больших значениях влажности. Для иллюстрации сказанного приведем на рис. 1.13 зависимость коэффициента излучения суглинистой почвы от ее влажности в зенитном направлении на λ=21 см. Диэлектрические константы почвы при различной влажности брались из работы [202], а шероховатость моделировалась по двухмасштабной модели со средним квадратическим отклонением мелких шероховатостей 1 см, радиусом их корреляции 3,5 см и средним уклоном крупных неоднородностей 0,05.

Характерной особенностью большинства ледяных покровов является их слоистость, поэтому для теоретического исследования РТИ в этом случае обычно используются модели слоистых структур или слоя на полупространстве [25, 26, 134]. Благодаря малости мнимой части показателя преломления (для морского льда $m'' \leq 0.5$, а для пресного льда m'' < 0.1), лед относительно прозрачен для микроволнового излучения. Поэтому при небольшой его толщине может наблюдаться осцилляционный характер зависимостей коэффициентов излучения ледяного покрова от толщины.

Наличие внутренних неоднородностей (таких, как пузырьки воздуха, линзы рассола в морском льде и др.) приводит к анизотропии характеристик распространения радиотеплового излучения и к его рассеянию. Различные модели РТИ ледяных покровов в той или иной мере учитывают эти факторы [75, 162, 200].

Особенности строения и свойств морских льдов разных возрастов обусловливает различие их излучательных свойств, зависящее также и от длины волны.

Рассмотрев в предыдущих параграфах особенности формирования и характеристики распространения радиотеплового излучения в системе А—ПП, перейдем теперь к изложению основных понятий теории переноса этого излучения.

1.6. Перенос радиотеплового излучения в системе атмосфера — подстилающая поверхность

В общем виде уравнение переноса радиотеплового излучения в плоскослоистой атмосфере, записанное относительно вектор-параметра Стокса S, в точке с координатами x, y, z выглядит следующим образом:

 $\frac{d\mathbf{S}(\boldsymbol{\omega}, x, y, z)}{dl} = -\widehat{C}(\boldsymbol{\omega}, x, y, z)\mathbf{S}(\boldsymbol{\omega}, x, y, z) +$

 $+ \int_{\Sigma'} \widehat{B}(\omega, \omega', x, y, z) \mathbf{S}(\omega', x, y, z) d\Omega' + \mathbf{G}(\omega, x, y, z), \qquad (1.65)$

где производная по расстоянию берется вдоль направления распространения излучения ω , а интегрирование ведется по полному

телесному углу 4π ; $\hat{C}(\omega, x, y, z)$ и $\hat{B}(\omega, \omega', x, y, z)$ — полные матрицы ослабления РТИ вдоль направления ω и рассеяния из направления ω' в направление ω соответственно. Обе эти матрицы записаны для точки с координатами (x, y, z) с учетом общей анизотропии процессов ослабления и рассеяния.

Смысл уравнения (1.65) прост: изменение ВПС радиотеплового излучения вдоль направления его распространения в элементарном объеме происходит, во-первых, за счет его общего ослабления в атмосфере (описывается первым членом правой части), во-вторых, за счет рассеяния в этом объеме, которое усиливает РТИ в направлении ω посредством углового перераспределения излучения, ранее распространявшегося в других направлениях (описывается интегральным членом), и, наконец, в-третьих, за счет позитивного вклада собственного излучения указанного объема в рассматриваемом направлении (описывается членом $G(\omega, x, y, z)$). Анизотропия процессов ослабления и собственного излучения, как было показано в п. 1.4, связана в основном с несферичностью частиц гидрометеоров. Заметим здесь, что в микроволновом диапазоне полоса пропускания радиометров Δv_p , как правило, много меньше частоты излучения и меньше характерных значений полуширины резонансных линий селективного поглощения атмосферных газов. Поэтому в этом диапазоне (в отличие от ИК диапазона) уравнение переноса излучения рассматривают обычно в монохроматическом приближении с использованием вместо функций пропускания просто спектральных коэффициентов ослабления и рассеяния [182]. В дальнейшем для удобства индекс, обозначающий спектральную зависимость (у или λ), мы будем опускать.

Влияние подстилающей поверхности на перенос РТИ при решении уравнения (1.65) должно учитываться в граничном условии на нижней границе системы А—ПП (z=0—уровень подстилающей поверхности, вектор направлен в верхнюю полусферу). Это условие имеет вид

 $\mathbf{S}(\mathbf{\omega}, x, y, 0) = \mathbf{S}^{(n)}(\mathbf{\omega}, x, y, 0) + \mathbf{S}^{(0)}(\mathbf{\omega}, x, y, 0), \quad (1.66)$

где член

 $\mathbf{S}^{(\mathbf{n})} (\boldsymbol{\omega}, \boldsymbol{x}, \boldsymbol{y}, \boldsymbol{0}) = \begin{bmatrix} \varkappa_{\boldsymbol{v}} T_{\mathbf{s}\mathbf{n}} \\ \varkappa_{\boldsymbol{h}} T_{\mathbf{s}\mathbf{n}} \\ \boldsymbol{0} \\ \boldsymbol{0} \end{bmatrix}$

(1.67)

описывает РТИ самой поверхности ($T_{\partial n}$ — эффективная температура излучающего слоя, κ_v и κ_h — коэффициенты излучения поверхности на соответствующих поляризациях), а член $S^{(o)}(\omega, x, y, 0)$ обозначает отраженное от поверхности излучение, первоначально распространявшееся в нижнюю полусферу.

Излучательные и отражательные свойства подстилающих поверхностей были рассмотрены в п. 1.5. Отметим здесь лишь еще раз, что при написании формулы (1.67) делается предположение об азимутальной симметрии возможных неоднородностей подстилающей поверхности; в противном случае третий и четвертый компоненты ВПС могут отличаться от нуля, хотя это возможное отличие, судя по данным работы [201], и невелико.

В граничном условии на верхней границе (ω направлено в нижнюю полусферу) учитывается космическое радиоизлучение [185].

В достаточно общей формулировке (см. формулу (1.65)) уравнение переноса РТИ для адекватных моделей системы А—ПП еще не решено. Ниже мы рассмотрим упрощенные формы этого уравнения, используемые в настоящее время при решении различных радиотеплолокационных задач.

Обычно в радиотеплолокации пренебрегают несферичностью рассеивающих частиц и рассчитывают их оптические характеристики по теории Ми для шаров. В этом случае ослабляющие свойства элементарного объема описываются вместо матрицы $C(\omega, x, y, z)$ скалярным коэффициентом ослабления, представляющим собой простую сумму соответствующих коэффициентов основных активных в микроволновом диапазоне компонентов атмосферы:

$$a_{o}(x, y, z) = a_{\pi}_{H_{2}O}(x, y, z) + a_{\pi}_{O_{2}}(x, y, z) + a_{\pi w}(x, y, z) + a_{\pi w}(x, y, z) + a_{\sigma r}(x, y, z).$$
(1.68)

При написании (1.68) мы учли, что ослабление в атмосферных газах и в мелкокапельной фракции облаков, как было показано выше, определяется их поглощением. Член, описывающий собственное излучение атмосферы, записывается в виде

$$\mathbf{G}(x, y, z) = \begin{bmatrix} \alpha_{\pi}(x, y, z) T \\ \alpha_{\pi}(x, y, z) T \\ 0 \\ 0 \end{bmatrix}, \qquad (1.69)$$

где

$$a_{\pi}(x, y, z) = a_{\pi} {}_{H_{2}O}(x, y, z) + a_{\pi} {}_{O_{2}}(x, y, z) + a_{\pi w}(x, y, z) + a_{\pi w}(x, y, z) + a_{\pi r}(x, y, z).$$

$$(1.70)$$

Матрицу рассеяния в случае сферических рассеивателей можно представить в виде

$$\widehat{B}(\boldsymbol{\omega}, \boldsymbol{\omega}', \boldsymbol{x}, \boldsymbol{y}, \boldsymbol{z}) = \widehat{H}(\boldsymbol{\pi} - \boldsymbol{\beta}_2) \widehat{D}_{\boldsymbol{\theta}}(\boldsymbol{\omega}, \boldsymbol{\omega}', \boldsymbol{x}, \boldsymbol{y}, \boldsymbol{z}) \widehat{H}(-\boldsymbol{\beta}_1), \quad (1.71)$$

где H — матрица поворота (1.57), а \hat{D}_0 — энергетическая матрица рассеяния в плоскости рассеяния.

Для отдельной сферической частицы матрица D_0 описывается формулой (1.37), а при переходе к полидисперсной среде необходимо проводить интегрирование с учетом функции распределения рассеивающих частиц по размерам (1.41). Геометрия единичного акта рассеяния приведена на рис, 1.14, где центр частицы помещен в начало координат. Матрица $\hat{H}(-\beta_1)$ переводит вектор-параметр Стокса падающего РТИ из меридиональной плоскости AOC в плоскость рассеяния KNO, а матрица $\hat{H}(\pi - \beta_2)$ преобразует ВПС рассеянного излучения из плоскости KNO в меридиональную плоскость AMO. При этом истинный угол рассеяния γ определяется из соотношения

 $\cos \gamma = \cos \theta \cos \theta' + \sin \theta \sin \theta' \cos (\varphi - \varphi'). \tag{1.72}$



Рис. 1.14. Геометрия единичного акта рассеяния.

где $\eta_1 = \cos \gamma$, $\eta_2 = \sin \gamma$, $\eta' = \cos \theta'$, $\eta = \cos \theta$, $\eta_3 = \sin \theta'$, $\eta_4 = \sin \theta$, $q' = [\omega', \omega, k]$ — смещанное произведение, k = (0, 0, 1).

Единичные векторы направлений распространения РТИ можно записать в виде

 $\boldsymbol{\omega} = (\sin\theta\cos\phi, \sin\theta\sin\phi, \cos\theta),$ $\boldsymbol{\omega}' = (\sin\theta'\cos\phi', \sin\theta'\sin\phi', \cos\theta'), \qquad (1.74)$ H Torga

 $q' = \sin \theta' \cos \varphi' \sin \theta \sin \varphi - \sin \theta \cos \varphi \sin \theta' \sin \varphi'.$ (1.75)

Дальнейшие упрощения общего уравнения переноса обычно связаны с предположениями о виде энергетической матрицы рас-

сеяния D_0 . Как уже было сказано в п. 1.4, индикатрисы рассеяния излучения жидкими осадками, являющимися основным рассенвающим компонентом РТИ в атмосфере, при 0.8 см $<\lambda<3$ см достаточно близки к рэлее́вской индикатрисе ($I \leq 30$ мм/ч). В век-

торном случае соответствующая матрица рассеяния D₀ зависит только от угла рассеяния и выглядит следующим образом:

	cos γ	<u>, u u</u>	νŢ	-	1 A.	
$\widehat{\mathbf{p}} = \frac{3\alpha_p(x, y, z)}{2}$	0	1 - 0	0		na hata in t	11 761
$D_0 = \frac{16\pi}{16\pi}$	0	01	0 1	•		(1.70)
•	LO	0 0	1			

где $\alpha_{p}(x, y, z)$ — коэффициент рассеяния ($\alpha_{p} \equiv \alpha_{pr}$). Используя формулу (1.71), можно найти в этом случае и обшую матрицу рассеяния \hat{B} с учетом всех поворотов [177]: $\hat{B} = \frac{3\pi \alpha_{p}(x, y, z)}{8} \begin{bmatrix} (v, v)^{2} & (h, v)^{2} \\ (v, h)^{2} & (h, h)^{2} \\ 2(v, v)(v, h) & 2(h, h)(h, v) \\ 0 & 0 \end{bmatrix}$ (v, v)(h, v) = 0

$$\xrightarrow{(v, h)(h, h)}_{(v, v)(h, h)+(h, v)(v, h)} 0$$
(1.77)

 $0 \qquad (v, v)(h, h) - (v, h)(h, v)]$ rge $(v, v) = \sin\theta \sin\theta' + \cos\theta \cos\theta' \cos(\varphi - \varphi'), \qquad (h, h) =$ $= \cos(\varphi - \varphi'), \qquad (h, v) = \cos\theta \sin(\varphi' - \varphi), \qquad (v, h) = -\cos\theta \times$ $\times \sin(\varphi' - \varphi).$

Для горизонтально однородной атмосферы в предположении азимутально симметричной шероховатости поверхности характеристики поля РТИ не зависят от угла о и уравнение (1.65) упрощается:

$$\cos \theta \frac{d\mathbf{S}(\theta, z)}{dz} = -a_0(z) \mathbf{S}(\theta, z) + \frac{a_0(z)}{2} \int_0^{\pi} \widehat{B}'(\theta, \theta') \mathbf{S}(\theta', z) \times \\ \times \sin \theta' d\theta' + \mathbf{G}(z).$$

Здесь матрица рассеяния \widehat{B}' выглядит следующим образом:

$$B'(\theta, \theta') =$$

$$=\frac{3}{2}\begin{bmatrix} \frac{1}{2}\cos^2\theta\cos^2\theta' + \sin^2\theta\sin^2\theta' & \frac{1}{2}\cos^2\theta & 0 & 0\\ \frac{1}{2}\cos^2\theta' & \frac{1}{2} & 0 & 0\\ 0 & 0 & 0 & 0\\ 0 & 0 & 0 & \cos^2\theta\cos^2\theta \end{bmatrix}$$

4 Заказ № 352

49

(1.79)

(1.78)

Заметим, что правомочность представления характеристик направленного рассеяния в рэлеевском виде подтверждается данными работ [95, 110, 143], в которых продемонстрирована слабая зависимость конечного поля РТИ от вида индикатрисы рассеяния (изотропная, рэлеевская, рассчитанная по теории Ми).

Из выражения (1.79) видно, что первые два компонента ВПС, представляющие особый интерес, преобразуются при рассеянии независимо. Если также предположить квазизеркальность подстилающей поверхности (или ее диффузность), то третий и четвертый компоненты вообще можно не учитывать, и тогда векторное уравнение (1.78) распадется на два скалярных:

$$\eta \frac{dT_{\pi\nu}(\eta, z)}{dz} = -a_{o}(z) T_{\pi\nu}(\eta, z) + \frac{3}{8} a_{p}(z) \int_{-1}^{1} \left\{ \left(2\left(1 - \eta^{2}\right) \times \left(1 - \eta^{\prime^{2}}\right) + \eta^{2} \eta^{\prime^{2}} \right) T_{\pi\nu}(\eta^{\prime}, z) + \eta^{2} T_{\pi h}(\eta^{\prime}, z) \right\} d\eta^{\prime} + a_{\pi}(z) T(z),$$

$$\eta \frac{dT_{\pi h}(\eta, z)}{dz} = -a_{o}(z) T_{\pi h}(\eta, z) + \frac{3}{8} a_{p}(z) \int_{-1}^{1} \left\{ \eta^{\prime^{2}} T_{\pi\nu}(\eta^{\prime}, z) + T_{\pi h}(\eta^{\prime}, z) \right\} d\eta^{\prime} + a_{\pi}(z) T(z),$$

(1.80)

где $\eta = \cos \theta$, $\eta' = \cos \theta'$.

Таким образом, мы кратко рассмотрели основные формы интегродифференциального уравнения переноса РТИ, записанного в векторной форме с учетом поляризации излучения. Однако при решении большинства задач радиотеплолокации рассеянием РТИ в настоящее время пренебрегают или учитывают лишь приближенно (без введения интегрального члена в уравнение переноса). При отсутствии осадков пренебрежение рассеянием достаточно справедливо. Оценки границ, в которых можно не учитывать рассеяние РТИ при наличии осадков, будут сделаны в главе 2.

Ниже мы рассмотрим выражения для радиояркостной температуры, получаемые в приближении «чистого поглощения» $(\alpha_p(z) \equiv 0)$. В этом случае интегральный член в формулах (1.80) равен нулю, РТИ с различной поляризацией распространяется независимо и соответствующее уравнение переноса выглядит следующим образом:

$$\eta \frac{dT_{gp}(\theta, z)}{dz} = -\alpha_{\pi}(z) T_{gp} + \alpha_{\pi}(z) T(z); \quad p = v, h.$$
(1.81)

В предположении квазизеркальности отражения из дифференциальных уравнений (1.81) с учетом граничного условия на уровне подстилающей поверхности пренебрегая космическим излучением, получаем выражения для радиояркостной температуры нисходящего излучения

$$T_{g}^{\downarrow}(\theta, h_{0}) = \int_{h_{0}}^{\infty} \alpha_{\pi}(z) T(z) \exp\left\{-\int_{h_{0}}^{z} \alpha_{\pi}(z') \frac{dz'}{\eta_{0}(\theta)}\right\} \frac{dz}{\eta_{0}(\theta)}$$
(1.82)

и восходящего излучения

$$T_{\pi p}^{\dagger}(\theta, h_{0}) = \kappa_{p}(\eta_{0}) T_{\pi} \exp\left\{-\int_{0}^{h_{0}} \alpha_{\pi}(z) \frac{dz}{\eta_{0}(\theta)}\right\} + \\ + \int_{0}^{h_{0}} \alpha_{\pi}(z) T(z) \exp\left\{-\int_{z}^{h_{0}} \alpha_{\pi}(z') \frac{dz'}{\eta_{0}(\theta)}\right\} \frac{dz}{\eta_{0}(\theta)} + \\ + [1 - \kappa_{p}(\eta_{0})] \int_{0}^{\infty} \alpha_{\pi}(z) T(z) \exp\left\{-\int_{0}^{z} \alpha_{\pi}(z') \frac{dz'}{\eta_{0}(\theta)}\right\} \frac{dz}{\eta_{0}(\theta)} \times \\ \times \exp\left\{-\int_{0}^{h_{0}} \alpha_{\pi}(z) \frac{dz}{\eta_{0}(\theta)}\right\},$$
(1.83)

где $\eta_0 = |\cos \theta|; p = v, h; h_0$ — уровень регистрации излучения.

Первый член в формуле (1.83) описывает РТИ подстилающей поверхности, ослабленное в атмосфере в слое 0 — h_0 , второй член — РТИ этого слоя и, наконец, третий — переотраженное поверхностью РТИ атмосферы, распространявшееся первоначально вниз и ослабленное в указанном слое.

Иногда при наличии осадков рассеяние приближенно учитывается лишь в ослаблении излучения (в первом члене правой части формулы (1.81) в этом случае вместо $\alpha_{\pi}(z)$ будет стоять $\alpha_{0}(z)$). При этом игнорируется позитивный вклад рассеяния в увеличение РТИ в данном направлении за счет других направлений. Выражения для радиояркостной температуры в этом случае аналогичны выражениям (1.82) и (1.83), однако в показателях экспонент вместо коэффициента поглощения будет стоять коэффициент ослабления. В работах [143] (для скалярного случая) и [108] (для векторного случая) показано, что результаты, полученные с помощью такого приближенного метода учета рассеяния РТИ хуже, чем результаты, полученные при использовании метода «чистого поглощения» (выражения (1.82)—(1.83)), в котором рассеянием пренебрегается вообще.

Формулы (1.82) и (1.83) весьма удобны для расчетов радиояркостной температуры излучения в плоскослоистой атмосфере при отсутствии рассеяния. Однако на скользящих углах ($\theta \approx \pi/2$) при рассмотрении переноса РТИ необходимо учитывать явление рефракции радиоволн и сферичность Земли. В этом случае интегрирование надо проводить вдоль криволинейной траектории луча.

Рассмотрим радиотепловое излучение в сферическислоистой атмосфере на уровне h_0 над подстилающей поверхностью (рис. 1.15). Возможны три типа траекторий луча.

Первому типу траекторий соответствуют зенитные углы визирования $0 \le \theta_0 \le \pi/2$ (или $0 \le \beta_0 \le \pi/2$, где $\beta_0 -$ угол места визирования).* Этот тип траекторий характеризуется тем, что слои, на

^{*} Поскольку в сферическислоистой атмосфере с учетом рефракции зенитный угол θ вдоль траектории луча меняется, то угол, под которым излучение приходит в приемник (угол визирования), обозначим θ₀.

которые можно разбить атмосферу, пересекаются лучом лишь один раз.

Второму типу траекторий соответствует диапазон углов визирования $\pi/2 < \theta_0 \leq \theta_0^*$ (или $\beta_0^* \leq \beta_0 < 0$), где θ_0^* и β_0^* — углы направления на радиогоризонт. Этот тип траекторий характерен тем, что луч дважды проходит слои атмосферы, лежащие ниже уровня h_0 . Радиус-вектор, соответствующий точке траектории, рас-



Рис. 1.15. Траектории лучей в сферическислоистой атмосфере при нормальной рефракции.

1, 2 и 3— первый, второй и третий типы траектории луча соответственно, Н — верхняя граница атмосферы.

положенной на минимальном расстоянии от подстилающей поверхности, равен

$$r_m = R_3 + z_m,$$

(1.84)

где R₃ — радиус Земли, z_m — высота данной точки над поверхностью.

Третий тип траектории характеризуется зенитными углами $\theta > \theta_0^*$ ($\beta < \beta_0^*$). При этом луч испытывает отражение от поверхности.

Уравнение траектории луча в сферическислоистой атмосфере, как известно, имеет вид

$$m(r) r \sin \theta(r) = m_0 r_0 \sin \theta_0$$

(1.85)

где r — модуль радиус-вектора текущей точки траектории, m'(r)и $\theta(r)$ — значения вещественной части показателя преломления воздуха и зенитного угла в этой точке, $m'_0 = m'(r_0)$.

Элемент траектории dl нетрудно выразить через элемент вы-COTH

$$dl = \frac{dz}{\sqrt{1 - \sin^2 \theta(r)}} = \frac{dz}{\eta_0[\theta_0, z]},$$
 (1.86)

где в соответствии с (1.85)

$$n_{0}'[\theta_{0}, z] = \sqrt{1 - \left[\frac{m_{0}'(R_{3} + h_{0})}{m'(z)(R_{3} + z)}\sin\theta_{0}\right]^{2}}.$$
 (1.87)

Теперь с учетом (1.86) можно записать выражения, описывающие радиояркостную температуру излучения для первого и третьего типов траекторий:

$$T_{a}^{\dagger}(\theta_{0}, h_{0}) = \int_{h_{0}}^{H} \alpha_{\pi}(z) T(z) \exp\left\{-\int_{h_{0}}^{z} \alpha_{\pi}(z') \frac{dz'}{\eta_{0}'[\theta_{0}, z']}\right\} \frac{dz}{\eta_{0}'[\theta_{0}, z]},$$
(1.88)

$$T_{sp}^{\dagger}(\theta_{0}, h_{0}) = \kappa_{p}(\theta_{n}) T_{n} \exp\left\{-\int_{0}^{h_{0}} \alpha_{n}(z) \frac{dz}{\eta_{0}[\theta_{0}, z]}\right\} + \int_{0}^{h_{0}} \alpha_{n}(z) \frac{dz'}{\eta_{0}[\theta_{0}, z]} dz$$

$$+ \int_{0}^{h} a_{\pi}(z) T(z) \exp\left\{-\int_{z}^{y} a_{\pi}(z) \frac{1}{\eta_{0}'\left[\theta_{0}, z'\right]}\right\} \frac{1}{\eta_{0}'\left[\theta_{0}, z'\right]} + \left[1 - \varkappa_{p}(\theta_{0})\right] \int_{0}^{H} a_{\pi}(z) T(z) \exp\left\{-\int_{0}^{z} a_{\pi}(z') \frac{dz'}{\eta_{0}'\left[\theta_{0}, z'\right]}\right\} \frac{dz}{\eta_{0}'\left[\theta_{0}, z\right]} \times \\ \times \exp\left\{-\int_{0}^{h_{*}} a_{\pi}(z) \frac{dz}{\eta_{0}'\left[\theta_{0}, z\right]}\right\}; \quad p = v, h.$$

$$(1.1)$$

Здесь

$$\theta_{\pi} = \pi - \arcsin\left[\frac{m_0'(R_3 + h_0)\sin\theta_0}{m_3'R_3}\right],$$

m'₃ — показатель преломления воздуха у Земли, Н — высота «излучающей» атмосферы.

Для интегрирования вдоль траекторий второго типа необходимо определить угол направления на радиогоризонт 0*. Для этого вертикальный профиль показателя преломления в слое от поверхности до $z = h_0$ аппроксимируем линейной функцией с граднентом $\Gamma = dm'/dz$. Далее воспользуемся концепцией эквивалентного радиуса Земли [165], согласно которой распространение микроволнового излучения в реальной неоднородной атмосфере эквивалентно распространению в гипотетической однородной атмосфере радиусом R₉, определяемым из соотношения

$$\frac{1}{R_{9}} = \frac{1}{m'_{3}} \frac{dm'}{dz} + \frac{1}{R_{3}} \approx \Gamma + \frac{1}{R_{3}},$$

(1:90)

(1.89)

так как $m'_{3} \approx 1$. В такой гинотетической атмосфере налучение распространяется прямолинейно. Из рис. 1.16, на котором схематически изображены траектории лучей в атмосфере Земли с эквивалентным радиусом R_{9} , следует, что $\frac{r_{m}}{R_{9} + h_{0}} = \frac{R_{9} + z_{m}}{R_{9} + h_{0}} = \cos \beta_{0},$ (1.91) откуда $z_{m} = (R_{9} + h_{0}) \sin \theta_{0} - R_{9}.$ (1.92)

Ряс. 1.16. Распространение радноволи в атмосфере Земли с эквивалентным раднусом *R*_b.

Теперь легко найти и значение зенитного угла направления на радиогоризонт $(z_m = 0)$:

$$\sin\theta_0^* = \frac{R_9}{R_9 + h_0}.$$
(1.93)

Поскольку θ_0^* близко к $\pi/2$, находим:

$$\theta_0^* \approx \frac{\pi}{2} + \sqrt{\frac{2h_0}{R_{\theta}}}.$$

Разделив траектории луча второго типа на нисходящий и восходящий участки, окончательно получим:

(1.94)

$$T_{z}(\theta_{0}, h_{0}) = \int_{z_{m}}^{H} \alpha_{n}(z) T(z) \exp\left\{-\int_{z_{m}}^{z} \alpha_{n}(z') \frac{dz'}{\eta_{0}'[\theta_{0}, z']}\right\} \frac{dz}{\eta_{0}'[\theta_{0}, z]} \times \\ \times \exp\left\{-\int_{z_{m}}^{h_{0}} \alpha_{n}(z) \frac{dz}{\eta_{0}'[\theta_{0}, z]}\right\} + \int_{z_{m}}^{h_{0}} \alpha_{n}(z) T(z) \times \\ \times \exp\left\{-\int_{z}^{h_{0}} \alpha_{n}(z') \frac{dz'}{\eta_{0}'[\theta_{0}, z']}\right\} \frac{dz}{\eta_{0}'[\theta_{0}, z]} .$$
(1.95)

Введем оптическую толщину участка траектории луча в атмосфере между точками с высотами z_1 и z_2 ($z_1 < z_2$) следующим образом:

$$\tau (\theta_1, z_1, z_2) = \int_{z_1}^{z_2} \alpha_{\pi}(z) \frac{dz}{\eta_0 [\theta_1, z]}.$$
 (1.96)

Аргумент θ_1 определяет зенитный угол в точке с высотой z_1 .

Применяя теорему о среднем значении и используя введенное определение оптической толщины, можно получить для первого типа траекторий (нисходящее излучение) выражение для радиояркостной температуры в параметризованном виде

$$T_{\pi}^{\downarrow}(\theta_{0}, h_{0}) = T_{s}^{\downarrow}(\theta_{0}, h_{0}, H) \left[1 - \exp\left(-\tau\left(\theta_{0}, h_{0}, H\right)\right)\right].$$
(1.97)

Для третьего типа траекторий (восходящее излучение) аналогичное выражение имеет вид

$$T_{\pi\rho}^{\dagger}(\theta_{0}, h_{0}) = T_{\pi}\varkappa_{\rho}\exp\left(-\tau(\theta_{\pi}, 0, h_{0})\right) + T_{9}^{\dagger}(\theta_{\pi}, 0, h_{0}) \times \\ \times \left[1 - \exp\left(-\tau(\theta_{\pi}, 0, h_{0})\right)\right] + (1 - \varkappa_{\rho})T_{9}^{\dagger}(\theta_{\pi}, 0, H) \times \\ \times \left[1 - \exp\left(-\tau(\theta_{\pi}, 0, H)\right)\right]\exp\left(-\tau(\theta_{\pi}, 0, h_{0})\right).$$
(1.98)

В приведенных формулах $T_{\vartheta}(\theta_1, z_1, z_2)$ — эффективная температура атмосферы на участке траектории с высотами от z_1 до z_2 $(\theta_1$ — зенитный угол в точке z_1).

Для траекторий второго типа выражение для радиояркостной температуры РТИ можно записать следующим образом:

$$T_{\mathfrak{g}}(\theta_{0}, h_{0}) = T_{\mathfrak{s}}\left(\frac{\pi}{2}, z_{m}, H\right) \left[1 - \exp\left(-\tau\left(\frac{\pi}{2}, z_{m}, H\right)\right)\right] \times \\ \times \exp\left(-\tau\left(\frac{\pi}{2}, z_{m}, h_{0}\right)\right) + T_{\mathfrak{s}}\left(\frac{\pi}{2}, z_{m}, h_{0}\right) \times \\ \times \left[1 - \exp\left(-\tau\left(\frac{\pi}{2}, z_{m}, h_{0}\right)\right)\right].$$
(1.99)

1.7. Некоторые методы решения интегро-дифференциального уравнения переноса радиотенлового излучения в системе атмосфера — подстилающая поверхность

Остановившись достаточно подробно на решении уравнения переноса РТИ в атмосфере относительно радиояркостной температуры в приближении «чистого поглощения», рассмотрим кратко основные методы решения более полного интегро-дифференциального уравнения переноса с учетом рассеяния излучения.

Ввиду достаточной сложности исходного интегро-дифференциального уравнения его решают в основном численными методами. Скалярное уравнение переноса РТИ с учетом многократного рассеяния излучения в осадках исследовалось достаточно подробно в работах [35, 63, 131, 143]. Приближенно учитывалась поляризация РТИ в [206, 207, 242, 249] для упрощенных моделей атмосферы. И лишь в последние годы появились работы [18, 95, 108, 160, 205], в которых задача переноса радиотеплового излучения решается достаточно корректно относительно вектор-параметра Стокса.

Основой многих численных методов, применяемых в настоящее время для решения исходной задачи, является метод Монте-Карло [66, 115], при использовании которого процесс переноса представляется в виде однородной марковской цепи последовательных столкновений частицы (кванта) с элементами среды. Применение метода «максимальных сечений» при этом позволяет рассматривать вместо переноса РТИ в неоднородной атмосфере перенос в гипотетической однородной среде с фиктивными сечениями взаимодействия излучения с веществом. Теорема оптической взаимности, согласно которой вероятность реализации какой-либо траектории кванта не зависит от направления распространения, дает возможность за разумное машинное время рассчитывать этим методом поле РТИ горизонтально неоднородной среды. При этом траектории моделируются из точки, в которой ищутся характеристики РТИ, под исследуемыми углами. Использование метода зависимых статистических испытаний [115] позволяет также экономить время счета при вычислениях радиотеплового излучения для различных по значениям метеопараметров, но сходных по геометрии моделей системы А-ПП.

Несомненным достоинством методов Монте-Карло является также возможность разложения рассчитанного с их помощью поля характеристик РТИ по кратностям рассеяния. Такое разложение обладает большой физической наглядностью. Указанная возможность решения уравнения переноса излучения в горизонтально неоднородной среде делает метод Монте-Карло очень удобным для моделирования процессов распространения РТИ в мощных кучевых облаках, являющихся пространственно ограниченными объектами со сложной структурой.

Весьма полезным методом, позволяющим теоретически исследовать перенос различных субстанций в горизонтально однородных средах, является метод расщепления, изложенный довольно подробно в работе [158] применительно к переносу нейтронов в слое с изотропным рассеянием.

Этот метод поддается обобщению на случай переноса радиотеплового излучения в атмосфере с учетом анизотропии процессов рассеяния и вертикальной неоднородности. Горизонтально однородной моделью можно с удовлетворительной степенью точности описывать системы слоисто-дождевых облаков с рассеивающим излучение слоем осадков над достаточно однородной подстилающей поверхностью. Метод расщепления был применен для решения задачи переноса РТИ в указанной системе в работе [63] (для скалярного случая) и в работе [110] (для векторного случая). Основная идея этого метода состоит в разложении исходного интегро-дифференциального уравнения на два (интегральное и дифференциальное) и последовательном их решении. Процесс получения искомого поля излучения является итерационным: сначала задается некоторое начальное приближение, затем ищется невязка (разность между левой и правой частями уравнения переноса), решаются интегральное и дифференциальное уравнения и находится поправка к начальному приближению поля РТИ. Далее процесс повторяется до тех пор, пока невязка не станет меньше некоторого априорно заданного значения, характеризующего точность решения.

Достоинство метода расщепления заключается в том, что в результате получается искомое поле характеристик излучения сразу во всех узлах сетки (по координатам и углам), для которой ищется решение.

В настоящее время в Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова создан комплекс программ для ЭВМ [9, 109], ориентированный на решение широкого круга задач, связанных с моделированием переноса радиотенлового излучения в атмосфере, содержащей облака и осадки, над различными подстилающими поверхностями, с учетом сферичности Земли и рефракции радиоволн. В случае облаков со сложной трехмерной структурой задача переноса решается методом Монте-Карло, а в случае облаков слоистообразных форм — методом расщепления. Результаты моделирования поля радиотеплового излучения в атмосфере с помощью указанного комплекса программ будут приведены в главе 2.

Глава 2. Поле радиотеплового излучения системы атмосфера—подстилающая поверхность

В настоящей главе продолжено изложение радиационно-метеорологической модели системы А—ПП, начатое в предыдущей главе. Основное внимание при этом уделено теоретическому исследованию количественных характеристик поля РТИ, и в первую очередь таких, как оптическая толщина и радиояркостная температура.

В силу большого разнообразия наблюдающихя в атмосфере метеоусловий расчеты отдельных спектров РТИ, соответствующих конкретным метеорологическим ситуациям, не представляют большого интереса. Поэтому мы сконцентрировали внимание на *статистических значениях характеристик РТИ*, таких, как их средние значения и среднеквадратические отклонения (СКО).

Средние значения характеристик РТИ являются устойчивыми для конкретного физико-географического района и сезона. Диапазон их межсезонных изменений позволяет оценить динамический диапазон соответствующей СВЧ радиометрической аппаратуры, предназначенной для измерения указанных характеристик. В то же время, СКО характеристик РТИ отражают их внутрисезонную изменчивость, которая обусловлена вариациями метеопараметров, связанных с особенностями погоды в рассматриваемом районе. Знание, например, среднеквадратических отклонений радиояркостной температуры T_{π} позволяет сформировать требования к необходимой точности радиотеплолокационных измерений. Так, очевидно, что среднеквадратическая погрешность (СКП) измерения Т_я должна быть меньше ее СКО для данного района и сезона. В противном случае радиотеплолокационные измерения в принципе не дадут ничего нового по сравнению с априорной информацией.

Для получения статистических характеристик РТИ необходимы соответствующие модели атмосферы, основанные на больших массивах данных измерений метеопараметров. Такие модели рассмотрены в п. 2.1. Все они относятся к Ленинградской области и могут в целом характеризовать Северо-Запад ЕТС. В принципе аналогичные модели могут быть получены и для других районов СССР и земного шара.

На основании указанных моделей в результате решения уравнения переноса РТИ в системе А—ПП, изложенного в главе 1, выполнены многочисленные расчеты статистических характеристик поля радиотеплового излучения. Их результаты приведены в п. 2.2—2.4. При этом для безоблачной атмосферы и атмосферы со слоистообразными облаками расчеты выполнены по модели сферически-слоистой среды с учетом рефракции радиоволн. Для кучево-дождевых облаков использованы алгоритмы, основанные на методах Монте-Карло, позволившие учесть многократное рассеяние и поляризацию радиоволн.

С целью оценки влияния естественных флуктуаций оптической толщины атмосферы на точность радиотеплолокационного определения ее метеопараметров выполнено теоретическое исследование флуктуаций т, обусловленных турбулентными пульсациями температуры и влажности.

В конце главы рассмотрены основные связи характеристик поля РТИ системы А—ПП с интегральными параметрами влагосодержания атмосферы. Эти связи являются основой для постановки и решения соответствующих обратных задач радиотеплолокационного зондирования атмосферы.

2.1. Модели атмосферы, используемые в задачах радиотеплолокации

Модели атмосферы, рассматриваемые ниже, необходимы, вопервых, для расчетов характеристик поля РТИ в облачной атмосфере, во-вторых, для теоретического исследования связей указанных характеристик с метеопараметрами и, в-третьих, для получения априорной информации, используемой при решении радиотеплолокационных задач. Последняя должна содержать среднеклиматические значения и СКО давления, температуры и влажности воздуха на разных высотах, высоты нижней границы (ВНГО), мощности и водности облаков, а также влагозапаса атмосферы, водозапаса и эффективной температуры облаков и соответствующие ковариационные матрицы метеопараметров.

Приведенные ниже модели целиком ориентированы на радиотеплолокационную проблематику и содержат достаточные сведения для решения перечисленных выше задач.

Учитывая, что значения характеристик радиотеплового излучения существенно зависят от типа облачности, авторы сочли целесообразным иметь модели для каждого из этих типов. Отсюда и следующая классификация моделей:

модели безоблачной атмосферы,

- модели атмосферы со слоистообразными облаками,

— модели кучевых облаков и переохлажденных зон кучеводождевых облаков,

- модель слоисто-дождевых облаков,

— модель кучево-дождевого облака.

Модели, характеристики которых получены в основном на основе данных измерений, будем называть эмпирическими. К ним относятся модели первых трех групп в приведенной выше классификации. Они разработаны непосредственно под руководством авторов настоящей монографии. Модель Ns основана как на эмпирических данных [31], так и на модельных представлениях о вертикальном профиле осадков [189]. В связи с этим ее можно назвать полуэмпирической. Модель же Св вообще является численной. Она разработана под руководством Ю. А. Довгалюк [9].

2.1.1. Эмпирические модели безоблачной атмосферы

Эмпирические модели безоблачной атмосферы составлены для дневной половины суток и классифицированы по сезонам. Основой для них послужили данные радиозондирования в п. Воейково близ Ленинграда за период 1959—1974 гг. [31]. Значения метеопараметров снимались на высотах 0; 0,2; 0,5; 1; 1,5; 2 км и далее через 1 км до высоты 12 км. Объемы выборок данных радиозондирования n достаточно велики (см. табл. 2.1), что позволяет считать эти выборки репрезентативными.

Таблица 2.1

(2.1)

······································	Сезон							
Параметр	Зима (206)	Весна (303)	Лето (230)	Осень (128)				
Q 0 кг/м ²	3,95	7,05	18,47	11,38				
σ ₀ кг/м ²	1,87	3,83	6,14	6,59				
σ_{Q}/Q_{0}	0,47	0,54	0,33	0,58				
σ _Q KΓ/M ²	0,13	0,22	0,40	0,58				
σ_{Q_1}/Q_0	0,03	0,03	0,02	0,05				
σ _{σΩ} κγ/m ²	0,092	0,156	0,286	0,412				
$\sigma_{\sigma Q} / \sigma_Q$	0,05	0,04	0,05	0,06				

Статистические характеристики влагозапаса безоблачной атмосферы (Ленинградская область)

Примечание. В скобках указаны объемы выборок *n* для каждого сезона.

В результате обработки данных радиозондирования получены вертикальные профили средних значений (обозначены индексом 0) и СКО (σ) давления, температуры, относительной и абсолютной влажности, массовой доли водяного пара. На рис. 2.1 приведены эти профили для температуры (T) и абсолютной влажности (ρ). По тем же данным получены и ковариационные матрицы температуры B_{TT} и абсолютной влажности $B_{\rho\rho}$, а также их взаимоковариационные матрицы $B_{\rho T}$.

Исходя из определения влагозапаса атмосферы, а также используя теорему о том, что математическое ожидание интеграла от случайной функции равно интегралу от ее математического ожидания [39], получим соотношение для вычисления среднеклиматических значений влагозапаса Q_0

$$Q_0 = \int_0^z \rho_0(z') dz'$$
где $z = 12$ км.

Для вычисления СКО влагозапаса оо воспользуемся другой теоремой, утверждающей, что дисперсия интеграла от случайной функции равна двойному интегралу от ее ковариационной функции [39]. Отсюда



Рис. 2.1. Вертикальные профили среднеклиматических значений и СКО (о) температуры *Т* и абсолютной влажности р для безоблачной атмосферы (Ленинградская область).

где z', z'' — высота; z = 12 км.

Значения Q_0 , σ_Q , а также коэффициента вариации влагозапаса приведены в табл. 2.1. Из таблицы следует, что среднесезонные значения влагозапаса изменяются приблизительно от 4 до 19 кг/м², причем минимальные значения Q_0 наблюдаются зимой, а максимальные — летом. В переходные периоды года влагозапас атмосферы принимает промежуточные значения. При этом осенью он больше, чем весной. Осенью же наблюдаются и наибольшие вариации Q. В целом внутрисезонная изменчивость влагозапаса велика — коэффициент вариации равен 0.3—0.6.

Оценим погрешности вычисления значений Q₀ и σ_Q, используя известные соотношения для среднеквадратических погрешностей выборочного среднего и выборочного СКО [163]:

$$\sigma_{Q_0} \approx \frac{\sigma_Q}{\sqrt{n}}, \qquad (2.3)$$

$$\sigma_{\sigma_Q} \approx \frac{\sigma_Q}{\sqrt{2n}}$$
.

(2.4)

Значения этих погрешностей приведены в табл. 2.1, из которой видно, что среднеклиматические значения влагозапаса оценены с относительной среднеквадратической погрешностью 2—5%, а значения СКО влагозапаса — с погрешностью 4—6% (здесь не учтены погрешности измерений влажности с помощью датчика радиозонда).

Данные об изменчивости влагозапаса необходимы для разработки технического задания на СВЧ радиометры, предназначенные для определения Q. Так, диапазон возможных значений влагозапаса позволяет оценить необходимый диапазон измеряемых значений антенной температуры. Внутрисезонная изменчивость Q обусловливает требования к точности измерений и чувствительности радиометра. Очевидно, что радиотеплолокационное определение влагозапаса имеет смысл только тогда, когда его среднеквадратическая погрешность $\sigma_{\hat{o}-o}$ не превышает априорную неопределенность σ_Q , т. е. когда выполняется соотношение $\sigma_{Q-Q} < \sigma_Q$. При относительное уменьшение априорной неопределенности ЭТОМ оценки влагозапаса, определяемые величиной $(\sigma_Q - \sigma_{\hat{Q}-Q})/\sigma_Q$, характеризует эффективность радиотеплолокационного метода.

Приведенные выше данные относятся к Ленинградской области. Главные закономерности физико-географического распределения влагозапаса для территории СССР и его изменчивости рассмотрены В. С. Комаровым [91]. Показано, что для СССР в целом влагозапас варьирует зимой от 0,3 до 19,7 кг/м², а летом от 4,2 до 55,5 кг/м². В переходные сезоны Q варьирует от 3 до 18 кг/м² весной и от 4 до 21 кг/м² осенью.

Анализ вертикальной структуры поля влажности [90] показывает, что не менее чем в 40 % случаев в приземном и более высоких слоях атмосферы имеются инверсии профиля влажности. Значения СКО массовой доли водяного пара (см. [90, 141], а также расчеты авторов) могут достигать 25 % среднего значения у поверхности Земли и 90 % среднего значения на уровне 500 гПа. Это нужно учитывать при выборе диапазонов спектра для радиотеплолокационного определения влагозапаса, чтобы избежать влияния профиля влажности и его вариаций на точность оценок Q.

Влагозапас атмосферы в значительной мере определяется содержанием водяного пара у земной поверхности [91]. В нижнем полуторакилометровом слое воздуха сосредоточено до 47 % всего водяного пара атмосферы [89]. Естественно поэтому использовать



Рис. 2.2. Корреляционная связь между влагозапасом безоблачной атмосферы Q и приземной абсолютной влажностью ρ_0 для лета (Ленинградская область).

связь между приземной влажностью и влагозапасом для оценки последнего.

В [44] показано, что в 61 % случаев можно по значениям влажности у поверхности Земли предсказать Q с погрешностью не более 10 %, а в 81 % случаев — с погрешностью не более 15 %. Следовательно, погрешности радиотеплолокационного метода определения Q должны быть по крайней мере меньше 15 %, иначе его применение становится нецелесообразным. Однако, согласно [126], связь между Q и приземной влажностью ρ_0 не столь тесная. Так, показано, что вероятность оценки Q по ρ_0 с 10 %-ной погрешностью составляет для зимы всего лишь 29 %, а для лета 50 %.

Обстоятельное исследование корреляционной связи между влагозапасом и приземной влажностью для различных физикогеографических районов СССР и сезонов выполнено В. С. Комаровым [91]. Им показано, что коэффициент корреляции между приземным значением массовой доли водяного пара и влагозапасом для территории СССР варьирует для всех сезонов от 0,6 до 0,92.

В связи с важностью рассматриваемого вопроса авторами также выполнено исследование связи между Q и приземной абсолютной влажностью ρ_0 для зимы и для лета в Ленинградской области. Для примера на рис. 2.2 приведено графическое изображение корреляционной связи между Q и ρ_0 для лета. Корреляционная связь между этими параметрами оказалась летом более тесной, чем зимой: коэффициент корреляции равен 0,90 для лета и 0,73 для зимы. Соответствующие уравнения регрессии имеют следующий вид:

для лета

 $\hat{Q}_{0} = -1,087 + 2,255\rho_{0},$

для зимы

 $\hat{Q}_{0} = 1,393 + 1,579\rho_{0},$

(2.5)

где \hat{Q}_0 выражено в кг/м², а ρ_0 — в г/м³.

Если использовать корреляционный метод определения влагозапаса (по значениям ρ_0 с помощью формулы (2.5)), то относительное уменьшение априорной неопределенности оценки Q (величина ($\sigma_Q - \sigma_{\hat{Q}-Q}$)/ σ_Q) составит 57 % для лета и 31 % для зимы. Таким образом, для того чтобы радиотеплолокационный метод был конкурентоспособным в сравнении с регрессионным, он должен обеспечивать большее уменьшение априорной неопределенности Q, чем приведенные выше значения. Разумеется, что для каждого физико-географического района эти «пороги конкурентоспособности» будут различными.

2.1.2. Эмпирические модели атмосферы со слоистообразными облаками

Рассматриваемые модели разработаны также для дневной половины суток и для всех сезонов. Исходным материалом послужили данные радиозондирования в п. Воейково за период 1959— 1974 гг., данные самолетного зондирования в Карелии, Ленинградской области и Прибалтике за 1959—1966 гг. и данные, приведенные в [31].

За основу систематизации материала принята морфологическая классификация облаков. Все данные аэрологического зондирования были сгруппированы в соответствии с формами наблюдаемой облачности. Объемы выборок (*n*) этих данных приведены в табл. 2.2. Указанные объемы в целом невелики. Лишь модель

Таблица 2.2

ł	Статистически	че хар	актери	стики	метеопа	геопараметров атмосферы со слоисто					ооразными облаками (Ленинградская обл					
			Знма				Весна			л	Лето		Осень			
	Характеристика	St	Sc	As	Ac	St	Sc	As	Ac	Sc	Ac	St	Sc	As	Ac	
	n	105	236	10	47	33	200	23	47	113	50	73	398	11	42	
	$oldsymbol{Q}_0$ кг/м 2	9,12	8,71	5,13	6,18	11,34	11,21	9,44	11,24	24,54	25,88	14,78	13,92	12,00	12,10	
	σ _Q κг/м ²	2,94	2,95	2,37	2,29	3,46	4,27	3,79	4,14	6,56	6,97	6,38	5,83	3,87	6,90	
	σ_{Q}/Q_{o}	0,32	0,34	0,46	0,48	0,31	0,38	0,40	0,37	0,27	0,27	0,43	0,42	0,32	0,57	
	г _н км	0,15	0,83	4,78	2,92	0,17	0,95	4,78	3,00	0,95	3,00	0,15	0,83	4,78	2,92	
	σ_{zH} KM	0,06	0,48	2,25	0,80	0,14	0,52	2,25	0,77	0,52	0,77	0,06	0,48	2,25	0,80	
	Δz_0 км	0,42	.0,37	1,48	0,34	0,34	0,46	1,48	0,48	0,46	0,48	0,42	0,37	1,48	0,34	
	$\sigma_{\Delta z}$ KM	0,16	0,20	0,95	0,26	0,27	0,30	0,95	0,34	0,30	0,34	0,16	0,20	0,95	0,26	
	<i>w</i> ₀ Γ/M ³	0,18	0,17	0,03	0,11	0,23	0,21	0,04	0,14	0,28	0,22	0,23	0,22	0,04	0,14	
	σ _w г/м ³	0,02	0,02	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03	0,05	0,05	0,05	0,04	0,04	0,04	
	$W_0 \ \mathrm{Kr}/\mathrm{M}^2$	0,08	0,08	0,06	0,04	0,08	0,10	0, 0 6	0,07	0,14	0,12	0,10	0,10	0,08	0,05	
	σ _₩ кг/м²	0,02	0,03	0,06	0,03	0,04	0,05	0,06	0,04	0,07	0,07	0,03	0,05	0,08	0,03	
	Т _{э обл} К	268,5	266,8	233,5	254,2	273,4	271,2	240,5	260,1	279,6	270,0	276,3	274,1	243,5	264,2	
	σ _{73 обл} К	3,9	3,9	13,6	6,3	4,3	4,4	12,2	6,4	4,3	5,1	4,5	4,6	14,3	6,7	
							- N									

5 3akas Ma 352

Sc в достаточной степени обеспечена статистикой. Хуже всего дело обстоит с данными для As. Для St и As данные за летний период полностью отсутствуют, поэтому для лета эти модели не рассматриваются.

Статистические характеристики метеопараметров были получены аналогично тому, как это было сделано для безоблачной атмосферы. Среднеклиматические значения и СКО влагозапаса, а также значения его коэффициента вариации приведены в табл. 2.2. Погрешности оценок Q_0 и σ_Q для моделей облачной атмосферы значительно больше, чем для безоблачной, из-за малого объема выборок данных. Так, для As погрешность оценки Q_0 составляет 8—15%, а оценки σ_Q —15—22%. Для всех остальных моделей эти погрешности не превышают соответственно 9 и 12%.

Значения Q_0 для атмосферы со слоистообразными облаками значительно выше аналогичных значений для безоблачной атмосферы. Летом они достигают 26 кг/м², а зимой — 5—9 кг/м². Однако относительные вариации влагозапаса при наличии облаков меньше, чем при их отустствии.

В табл. 2.2 приведены, кроме того, средние значения и СКО высоты нижней границы облачности $z_{\rm H}$, а также мощности облаков Δz_0 для теплого и холодного полугодий.

Наиболее важным является вопрос о водности облаков *w*. Обзор экспериментальных данных по этой величине приведен в [31]. В [60] приведены результаты районирования среднесезонных значений водности слоистообразных облаков для территории СССР.

Средняя водность слоистообразных облаков зависит от их температуры, возрастая с повышением последней. Особенно значительно водность увеличивается в диапазоне температур от —15... —20 до 0... 5°С. Кроме того, средняя водность в целом повышается и при увеличении мощности облаков.

В рассматриваемых моделях считается, что водность облаков не зависит от высоты, но связана с их температурой. Температурная привязка водности осуществлена на основании данных [106].

Для составления моделей принята следующая процедура. Конкретная реализация профилей давления, температуры и влажности, полученная при радиозондировании в один из дней, когда наблюдалась выбранная форма облачности, сопоставляется с определенным состоянием этой облачности, а именно набором значений $z_{\rm H}$, мощности и водности. Значения $z_{\rm H}$ и Δz выбираются при этом случайным образом:

 $z_{\rm Hij} = z_{\rm H0j} + S_{\rm 1ij}\sigma_{z_{\rm Hj}}, \tag{2.6}$

(2.7)

$$\Delta z_{ij} = \Delta z_{0j} + S_{2ij}\sigma_{\Delta z_{ij}},$$

где S_1 и S_2 — квазислучайные числа, распределенные по нормальному закону с нулевым средним и единичной дисперсией; *j* — номер модели; *i* — номер радиозонда в массиве данных, соответствующих этой модели. Нетрудно убедиться, что $z_{\text{H}ij}$ и Δz_{ij} также распределены по нормальному закону с средними $z_{\text{H}0j}$ и Δz_{0j} и дисперсиями $\sigma_{z_{ni}}^2$ и $\sigma_{\Delta z_i}^2$.

Для каждой такой случайным образом сформированной облачной реализации отыскивается температура средней части облака и соответствующее ей значение водности *w*_{ij}. Затем определяется водозапас облака по формуле

$$W_{ij} = w_{ij} \Delta z_{ij}.$$

Важную роль при радиотеплолокационном зондировании облаков играет их эффективная температура T_{900} . Она определяется как параметр, входящий в соотношение

$$\tau_{W} = \psi(T_{2,05\pi}) W$$

где τ_W — оптическая толщина жидкокапельной фракции облака; ψ — функция, определение которой будет дано ниже. Выполненные оценки $T_{\partial o \delta \pi}$ показали ее практическую независимость от длины волны, что позволяет рассматривать эффективную температуру облаков как интегральный параметр, характеризующий поглощение радиоволн жидкокапельной облачной фракцией.

Полученные массивы значений w_{ij} , W_{ij} и $T_{\Im o \delta \pi_{ij}}$ позволили оценить среднеклиматические значения и СКО этих величин. Они приведены в табл. 2.2.

Исследование корреляционной связи между влагозапасом атмосферы со слоистообразными облаками и приземной влажностью показало, что данная связь для лета выражена более сильно, чем для зимы. Соответствующий коэффициент корреляции при наличии Ас равен 0,87 для лета и 0,67 для зимы. В случае Sc он равен 0,83 для лета и 0,62 для зимы. В целом корреляция между Q и ρ_0 для облачной атмосферы ниже, чем для безоблачной.

Если использовать корреляционный метод определения влагозапаса, то он даст уменьшение априорной неопределенности оценки Q, в среднем равное 0,47 для лета и 0,32 для зимы. Это несколько ниже, чем для безоблачной атмосферы. Чтобы радиотеплолокационный метод определения Q был конкурентноспособным относительно корреляционного, он должен давать более существенное уменьшение априорной неопределенности оценки влазапаса.

2.1.3. Эмпирические модели кучевых облаков и переохлажденных зон кучево-дождевых облаков

Согласно существующей классификации [112, 184], кучевые облака (Cu) подразделяются на облака хорошей погоды (Cu hum.), средние кучевые (Cu med.) и мощные кучевые (Cu cong.). Эта классификация в значительной степени условна, так как все три разновидности Cu правильнее считать различными стадиями конвекции [184]. Время жизни кучевых облаков

5*

67

(2.9)

(2.8)

составляет от 10—20 мин для Си hum. до 40—60 мин для развитых Си cong. [96].

Априорная эмпирическая информация, представляющая собой осредненные по ансамблям облаков одной разновидности временные зависимости параметров кучевых облаков, относящиеся к процессу их эволюции, в настоящее время почти отсутствует [184]. Однако имеющиеся экспериментальные данные позволяют оценить наиболее вероятные значения основных параметров Си на стадии стационирования облаков. Так, наиболее вероятное значение высоты нижней границы Си для Ленинградской области равно 1,2 км.

Горизонтальные размеры кучевых облаков изменяются в пределах [96] 0,5—1 км для Cu hum., 1—2 км — для Cu med. и 2— 5 км — для Cu cong. В среднем мощность и горизонтальные размеры Cu имеют близкие значения. Исходя из этого можно принять Δz_0 равной 0,75 км для Cu hum. и 1,5 — для Cu med. Среднее значение мощности Cu cong. для Ленинграда, по данным [184], составляет 1,9 км. Однако нас будут интересовать более мощные Cu cong., в частности, как объекты активных воздействий с целью инициирования осадков. Именно в радиотехнических системах дистанционного контроля таких воздействий радиотеплолокационные методы и средства определения водозапаса Cu cong. могут занять достойное место. Исходя из требований методик по воздействию на облака с целью инициирования осадков нами выбрано значение средней мощности Cu cong., равное 3,5 км.

Пространственно-временная изменчивость водности конвективных облаков в общем случае имеет сложный характер [156, 225]. Спектр измеренных значений водности кучевых облаков значительно шире, чем слоистообразных. В целом средняя водность конвективных облаков возрастает с увеличением их мощности в соответствии с эмпирическим соотношением [96]

$w \simeq 0.34 \Delta z$,

68

(2.10)

где \overline{w} выражено в г/м³, а Δz — в километрах.

Если для слоистообразных облаков влияние вертикального профиля водности на их радиотепловое излучение пренебрежимо мало, то для Cu cong. оно может быть уже значительным [4]. В связи с этим весьма существенным является вопрос о вертикальном распределении водности в мощных кучевых облаках.

Согласно исследованиям, выполненным в СССР и за рубежом, водность плавно увеличивается с высотой над нижней границей облака, достигает максимальных значений в его верхней половине и затем уменьшается к верхней границе.

Для расчетов наиболее вероятных значений водозапаса W_0 кучевых облаков используем эмпирический вертикальный профиль водности, полученный Ф. Я. Войтом и И. П. Мазиным [36]:

$$w(z') = 3.3 \left(\frac{z'}{\Delta z}\right)^{2.5} \left(1 - \frac{z'}{\Delta z}\right)^{0.33} w_{\text{max}},$$
 (2.11)

где z' — высота над основанием облака, w_{max} — максимальная водность в облаке, которую с погрешностью ± 30 % можно найти из соотношения [36]

$w_{\text{max}} = 0.025 \,\Delta z t_{\text{H}} + 0.75 \,\Delta z - 0.35.$

(2.12)

Здесь $t_{\rm H}$ — температура (°С) на высоте основания, Δz и z' выражены в километрах, $w_{\rm max}$ — в г/м³.

Проинтегрировав выражение (2.11) по высоте, можно получить следующие значения W_0 : 0,17 кг/м² для Cu hum.; 0,86 кг/м² для Cu med. и 4,86 кг/м² для Cu cong.

Значения СКО водозапаса σ_W можно ориентировочно оценить, зная диапазон его вариаций ΔW для каждой формы кучевых облаков. Предполагая, что водозапас подчиняется нормальному закону распределения, можно считать что $\sigma_W \approx \Delta W/4$ [39].

Водозапас кучевых облаков, оцененный с помощью эмпирической формулы (2.10) для средней водности, варьирует в следующих пределах:

Стадия				•		Cu hum.	Cu med.	Cu cong.
∆г км .					•	0,2—1	12	2—5
₩ кг/м ²				•	۰.	0,0350,340	0,34-1,36	1,36-8,50
σ _W кг/м ²	•	·	•	•		 0,08	0,26	1,78

Значения Q_0 , σ_Q , $T_{\mathfrak{P} \circ 6\pi \circ}$ и $\sigma_{T_{\mathfrak{P} \circ 6\pi}}$ оценены на основании данных радиозондирования в Ленинградской области способом, аналогичным тому, который использовался для оценки этих величин в случае атмосферы со слоистообразными облаками.

Характеристики эмпирических моделей атмосферы с кучевыми облаками для лета в Ленинградской области приведены в табл. 2.3. Отметим, что влагозапас атмосферы при наличии ку-

Таблица 2.3

Значения метеопараметров атмосферы с кучевыми облаками (лето)

Форма облаков	² н0 км	Δ 2 0 KM	Δ₩ кг/m²	<i>W</i> ⁰ Kr/m ²	σ <i>W</i> κΓ/m²	Q0 Kr/m ²	σQ KΓ/M²	Тэ обл в К	σr _{s oбл} K
Cu hum.	$1,2 \\ 1,2 \\ 1,2 \\ 1,2$	0,75	0,035-0,340	0,17	0,08	28,9	7,0	277	3
Cu med.		1,5	0,34-1,36	0,86	0,26	28,9	7,0	274	3,5
Cu cong.		3,5	1,36-8,50	4,86	1,78	29,1	7,0	267	5

чевых облаков существенно выше, чем при безоблачной атмосфере и при наличии слоистообразных облаков.

Для разработки пассивно-активных радиолокационных методов зондирования мелкокапельных переохлажденных зон кучеводождевых облаков нужны эмпирические характеристики этих зон. Они получены в ГГО им. А. И. Воейкова под руководством Б. М. Воробьева и Т. Н. Громовой и приведены в табл. 2.4.

Таблица 2.4

Эмпирические значения характеристик переохлажденных зон кучево-дождевых облаков для ЕТС (лето)

Характеристика	Среднее	Максимальное
$\begin{array}{c} \Delta z \text{ KM} \\ \Delta L \text{ KM} \\ \varpi r/\text{M}^3 \\ \end{array}$ $\begin{array}{c} W_{\text{B}} \text{Kr}/\text{M}^2 \\ W_{\text{r}} \text{Kr}/\text{M}^2 \end{array}$	2—5 30—40 0,6—0,7 (на периферии), 4—6 (в центре) 8—30 60—120	12 60 (на фронтах) 10—20 (в градовых до 40) —

Примечание. Δz — мощность переохлажденной зоны, ΔL — ее горизонтальная протяженность, $W_{\rm B}$ и $W_{\rm r}$ — водозапас в вретикальном и горизонтальном направлении соответственно.

Особый интерес для нас представляет водозапас переохлажденных зон кучево-дождевых облаков как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении зондирования. В связи с этим были-оценены диапазоны изменения водозапаса на основе приведенных в табл. 2.4 значений основных характеристик Сb. При этом использовалась простейшая модель переохлажденной зоны в виде цилиндра с вертикально расположенной осью. Предполагалось, что водность зависит лишь от радиуса в горизонтальном сечении облака, причем эта зависимость аппроксимировалась линейной функцией со значениями водности в центре облака 4—6 г/м³ и нулевой водностью на его поверхности. Полученные значения водозапаса приведены в табл. 2.4. Из таблицы видно, что водозапас переохлажденных зон Cb может достигать больших значений, особенно в горизонтальном направлении.

2.1.4. Полуэмпирическая модель слоисто-дождевых облаков

Рассматриваемая модель включает в себя значения комплекса параметров, состоящего из трех групп:

— параметров самой атмосферы (вертикальных профилей давления, температуры и влажности, а также значений влагозапаса),

— параметров облачного слоя ($z_{\rm H}$, мощности, водности, водозапаса и эффективной температуры),

— параметров слоя осадков (интенсивности дождя I у поверхности Земли и ее вертикального профиля, высоты слоя дождя z_{π}).

Параметры атмосферы получены тем же способом, что и для рассмотренных выше моделей. При этом из-за недостаточности данных летнего зондирования атмосферы с Ns данная модель создана только для осени (нас интересуют лишь жидкие осадки). Вертикальные профили метеопараметров приведены в [31]. Средние значения влагозапаса и его СКО приведены в табл. 2.5, в ко-

Таблица 2.5

Значения	параметров	полуэмпирической модели атмосферы с N	ls (осень)
		для Ленинградской области	

Параметр	Значение параметра (объем выборки)	Параметр	Значение параметра (объем выборки)
$\pmb{z}_{ ext{ho}}$ KM	0,88 *	σ _{WZ} κг/м ²	0,34 **
σ _{zh} km	0,72*	Q_0 кг/м²	18,0 **
Δz_0 км	2,00*	$σ_{O}$ KΓ/M ²	6,4**
σ _A , KM	1,07 *	Тэобло К	268,6**
<i>w</i> ₀ г/м ³	0,19**	σ _{Ta of} K	5,8**
σ _w Γ/м ³	0,15 **	I (z = 0) MM/Y	025
W_0 кг/м ²	0,58 **	г до КМ	1,5
			and the second

* Данные самолетного зондирования, объем выборки n=34.

Данные радиозондирования, n=64.

торой, кроме того, приведены указанные характеристики ВНГО, мощности, водности, водозапаса и эффективной температуры облаков, полученные тем же способом, что и для слоистообразной • облачности.

В принятой модели Ns считается, что поле дождя горизонтально однородно и стационарно. По имеющейся классификации [189] осадки с интенсивностью у поверхности Земли $I \leq 1,2$ мм/ч относятся к моросящим, с I = 1,2... 3 мм/ч — к мелкокапельным обложным, с I = 3... 6 мм/ч — к крупнокапельным обложным и с I > 6 мм/ч — к ливневым. Из слоисто-дождевых облаков выпадают моросящие и, как правило, обложные осадки. Однако из них могут выпадать и ливневые осадки, связанные со скрытыми конвективными ячейками в поле Ns. Поэтому построенная модель охватывает весь диапазон значений интенсивности дождя у поверхности Земли для слоисто-дождевых облаков (I = 0...25 мм/ч).

Среднее значение высоты слоя дождя $z_{д0}$, полученное по данным радиозондирования (как высота нулевой изотермы), для осени оказалось равным 1,5 км. Для лета $z_{д0}$ должно быть значительно больше.

Вертикальная структура поля дождя получена, согласно [189], путем моделирования роста капель и выпадения осадков на стадии полного развития Ns, когда дождь занимает всю толщу облачной атмосферы. При этом распределение капель дождя по размерам задавалось формулой Маршалла—Пальмера

$$N(d) = N_0 \exp(-\lambda^* d),$$

(2.13)

где d — диаметр капель, λ^* — показатель экспоненты, $N_0 = N(d \rightarrow 0)$.

В данной модели вертикальный профиль интенсивности дождя и всех его микрофизических характеристик может быть восстановлен по интенсивности дождя у поверхности Земли. Для иллюстрации на рис. 2.3 приведены вертикальные профили водности дождя r, концентрации N_t и медианпого диаметра d_0 капель, а также показателя λ^* для различных значений интенсивности



Рис. 2.3. Вертикальные профили характеристик обложного дождя из Ns (теплое полугодие, умеренные широты).

дождя у поверхности Земли. Вертикальные профили самой интенсивности дождя имеют аналогичный вид.

На рисунке выделяются три слоя атмосферы, различающиеся характером эволюции осадков, а именно: слой испарения осадков под основанием облака, слой относительно медленного роста частиц жидких осадков и слой более быстрого роста частиц твердых осадков.

2.1.5. Численная нестационарная модель кучево-дождевого облака

Рассматриваемая модель изложена в [9]. Система уравнений модели включает уравнения для вертикальной составляющей скорости восходящего потока, уравнения неразрывности, уравнения для температуры (энергии), уравнение баланса для отношения смеси водяного пара, а также уравнения баланса для массовой доли жидкой влаги облачных и дождевых капель и массовой доли ледяных частиц твердых осадков. Для замыкания система уравнений дополняется уравнением состояния.

Микрофизические процессы, учтенные в модели, схематически проиллюстрированы на рис. 2.4. Для их описания использован
метод параметризации. Вся сконденсировавшаяся влага разделена на облачную и дождовую. Рост массы облачных капель осуществляется посредством конденсации водяного пара, а рост массы капель дождя — посредством гравитационной коагуляции. Учитывается также образование капель дождя посредством механизма автоконверсии, т. е. слияния капель между собой. Этот механизма параметризован по Кесслеру.

Кроме капель дождя, в модели учитываются также частицы твердых осадков, которые зарождаются в результате гетероген-



Рис. 2.4. Схема микрофизических процессов в модели кучево-дождевого облака.

 I — конденсация водяного пара,
 автокопверсия и коагуляция,
 испарение облачных капель,
 испарение капель дождя, 5 — сублимация водяного пара,
 б — обзернение кристаллов,
 испарение с капель дождя,
 т. плавление кристаллов,
 испарение растаявших кристаллов,
 испарение кристаяль,
 испарение кристаяль,
 испарение кристаяль,
 испарение кристаяль,
 испарение капель дождя,

ного замерзания дождевых капель, а в дальнейшем растут за счет сублимации водяного пара и коагуляции с облачными каплями (обзернения).

Система уравнений модели Cb становится замкнутой при задании характеристик окружающей среды, а также начальных и граничный условий.

В дальнейшем для расчетов характеристик микроволнового излучения атмосферы, содержащей кучево-дождевые облака с осадками, использована конкретная реализация данной модели. При этом параметры облака выбраны таким образом, что оно является типичным для Ленинградской области и время жизни его составляет около часа. За это время его верхняя граница достигает высоты 4 км и в нем формируются кристаллы и капли дождя, достигающие при выпадении поверхности Земли. Пространственно-временное распределение массовой доли влаги облачных капель и капель осадков этого облака приведен на рис. 2.5.

Кратко охарактеризуем состояние облака в моменты времени t=10, 20, 40, 60 мин. На 10-й минуте его верхняя граница достигает нулевой изотермы, расположенной на высоте 2 км. Максимальное значение массовой доли жидкой влаги достигает 0,7 ‰. При этом крупных капель и ледяных кристаллов в облаке еще нет. На 20-й минуте в облаке начинают формироваться крупные капли, массовая доля влаги которых, однако, пока еще несущест-

венна (не превышает 0,1 ‰). Тем не менее они уже дают свой вклад в радиолокационную отражаемость, которая достигает 15 дБ. Массовая доля влаги мелких облачных капель в этот момент превышает 1.5%. Ледяных частиц еще нет. Верхняя граница облака находится на высоте 2,5 км.

На 40-й минуте массовая доля влаги крупных капель достигает 1,5 ‰, а максимальная отражаемость становится равной 45 дБ. Верхняя граница поднимается до 4 км. В переохлажденной части облака формируются ледяные кристаллы, массовая доля



Рис. 2.5. Пространственно-временное распределение массовой доли влаги (‰) облачных капель (а) и капель осадков (б).

влаги которых равна 0,7 ‰. На этой стадии эволюции облака находящиеся в нем капли и кристаллы при выпадении достигают уровня Земли.

На 60-й минуте эволюции облако достигает стадии диссипации. Выпадение осадков вызывает нисходящие движения воздуха. в облаке, что и приводит к его распаду.

2.2. Радиотепловое излучение безоблачной атмосферы и атмосферы со слоистообразными облаками

На основании соотношений, приведенных в п. 1.6 с учетом сферичности Земли и рефракции радиоволн были получены характеристики поля РТИ безоблачной атмосферы и атмосферы со слоистообразными облаками: оптическая толщина, радиояркостная и эффективная температуры атмосферы, радиояркостный контраст облаков, а также поправка на неизотермичность.

Наличие больших выборок данных радиозондирования и соответствующих им значений параметров облачности для каждой эмпирической модели атмосферы (см. п. 2.1) позволило рас-

считать не только среднеклиматические значения характеристик РТИ, но и их СКО [21]. С этой целью расчеты производились по полным массивам указанных выборок с последующим осреднением результатов. Интегрирование по высоте осуществлялось до 12 км в соответствии с выводами работы [124] о том, что этот слой дает основной вклад в поглощение и излучение атмосферы.

Оптическая толщина атмосферы. На рис. 2.6 приведены спектры среднеклиматических значений (τ_0) и СКО σ_{τ} оптической толщины в вертикальном направлении (по шкале абсцисс отложена



Рис. 2.6. Спектральная зависимость среднеклиматических значений (τ_0) и СКО σ_{τ} оптической толщины безоблачной атмосферы и атмосферы со слоистообразными облаками для лета и зимы (Ленинградская область).

1 и 2— безоблачная атмосфера, зима и лето соответственно; 3— Ас, лето; 4— Sc, лето.

обратная длина волны $\nu' = 1/\lambda$)*. Наибольшие различия в значениях τ_0 и σ_{τ} между облачной и безоблачной атмосферой наблюдаются в окнах прозрачности между линиями поглощения H₂O и O₂. Различия же между оптическими толщинами отдельных типов слоистообразных облаков значительно меньше. В целом зимой значения как τ_0 , так и σ_{τ} , меньше, чем летом; исключение составляет комплекс линий поглощения кислорода на $\lambda \approx 0,5$ см, где ситуация противоположная. Данное уменьшение обусловлено понижением содержания водяного пара и его вариаций в зимнее время.

Радиояркостная температура. Спектры среднеклиматических значений и СКО радиояркостной температуры нисходящего излучения в зените на уровне поверхности Земли приведены на рис. 2.7. Здесь также наблюдается существенное различие в зна-

чениях T_{H_0} и $\sigma_{T_q}^{\downarrow}$ для безоблачной и облачной атмосферы

^{*} Здесь и далее в области комплекса линий поглощения кислорода на $\lambda \approx 0.5$ см показана лишь огибающая максимумов этих линий.

в окнах прозрачности. Особенно велико это различие в коротковолновом участке рассматриваемого диапазона спектра, т. е. в окнах

 $\lambda = 0,2,...,0,24$ см и $\lambda = 0,27...,0,4$ см. Различия в значениях $T_{\rm HO}$ и σ_T для разных типов облачности также ощутимы. Для зимы

значения Т_{я0} и от! значительно меньше, чем для лета, особенно

話におろうと



Рис. 2.7. Спектральная зависимость среднеклиматических значений T¹0 и СКО

(огда) радиояркостной температуры без-

облачной атмосферы и атмосферы со слоистообразными облаками для лета и зимы при наблюдении с поверхности Земли в зенит (Ленинградская область).

Усл. обозначения см. рис. 2.6.

Рис. 2.8. Спектральная зависимость радиояркостной температуры восходящего излучения системы атмосфера—подстилающая поверхность в надире для лета в случае абсолютно черной (а) и гладкой водиой (б) поверхности.

I — безоблачная атмосфера, 2 — Ас, 8 — Sc.



в окне прозрачности $\lambda = 0,2...0,24$ см. Так, на $\lambda = 0,2$ см значения T_{n0}^4 для лета приблизительно в 2—3 раза превышают аналогичные значения для зимы. Абсолютные вариации радиояркостной температуры в пределах отдельных моделей также велики и достигают 20—30 К в коротковолновой части рассматриваемого диапазона. Коэффициент вариации, представляющий собой отношение

σ_{T⁴} к T⁴_{x0} превышает 10 % практически во всем диапазоне спектра, за исключением линий поглощения кислорода.

На рис. 2.8 приведены графики спектральной зависимости средних значений РЯТ восходящего излучения в надире для летних условий как для абсолютно черной поверхности, так и для гладкой поверхности океана. Спектры восходящего излучения имеют совершенно иной вид по сравнению со спектрами нисходя-

*Т*_{я0} в линиях шего излучения. Так, значения поглощения О₂ меньше, чем в непосредственно прилегающих к ним участках спектра. Это объясняется тем, что эффективный уровень формирования РТИ в этих линиях в силу большой оптической толщины расположен в верхних слоях тропосферы, где температура воздуха существенно ниже радиояркостной температуры поверхности и нижних слоев воздуха. Что же касается линии поглощения H₂O на λ = 1,35 см, то РЯТ в центре этой линии имеет локальный максимум над водной поверхностью и минимум, хотя и незначительный, над абсолютно черной поверхностью. Существование локального максимума над водной поверхностью связано с тем, что излучение в линии $\lambda = 1.35$ см формируется в нижних слоях атмосферы, где сосредоточена основная масса водяного пара, и температура этих слоев несколько превышает радиояркостную температуру поверхности океана. В случае абсолютно черной поверхности, наоборот, РЯТ превышает температуру эффективного уровня формирования излучения, поэтому и в линии $\lambda = 1,35$ см также наблюдается неглубокий локальный минимум интенсивности излучения.

Эффективная температура атмосферы и поправка на ее неизотермичность. Под поправкой на неизотермичность ΔT понимается разность между температурой подстилающей поверхности и эффективной температурой атмосферы T_9 . Очевидно, что ΔT , так же как и T_9 , зависит от длины волны излучения. В связи с тем что поправка на неизотермичность в то же время не зависит от температуры поверхности, она является более обобщенной характеристикой излучения атмосферы, чем T_9 , поэтому ограничимся ее анализом при обсуждении полученных результатов. На рис. 2.9 приведены спектры среднеклиматических значений и СКО поправки на неизотермичность как для нисходящего, так и для восходящего излучения атмосферы.

Спектральные зависимости как ΔT_0 , так и $\sigma_{\Delta T}$ для нисходящего и восходящего излучения почти совпадают на всем рассматриваемом участке спектра, кроме областей линий поглощения O₂. В этих областях ситуация противоположная: для нисходящего излучения поправка на неизотермичность значительно уменьшается, а для восходящего — резко возрастает. Это объясняется тем, что в этих сильных линиях восходящее излучение формируется в верхних слоях тропосферы, а нисходящее — в нижних, температура которых значительно выше (а поправка на неизотермичность соответственно ниже). В линии поглощения H₂O на $\lambda = 1,35$ см поправка на неизотермичность как для нисходящего, так и для восходящего излучения в целом уменьшается, незначительно возрастая лишь в центре линии. Это обусловлено тем, что и в том, и в другом случае излучение на склонах линий формируется в нижних слоях воздуха, где сосредоточено основное количество



Рис. 2.9. Спектральная зависимость среднеклиматических значений и СКО поправки на неизотермичность атмосферы для нисходящего излучения в зените (слева) н восходящего излучения в надире (справа).

1 и 2 — безоблачная атмосфера, лето и зима соответственно, 8 — Sc, лето.

водяного пара, а излучение в центре линии формируется уже в несколько более высоких слоях.

Радиояркостный контраст слоистообразных облаков. Важной характеристикой РТИ облаков является их радиояркостный контраст $\delta T_{\rm ff}$. Он представляет собой вклад облачности в полную РЯТ излучения системы А—ПП в месте расположения радиометра. Рассмотрим радиояркостный контраст слоистообразных облаков,

измеряемый на уровне поверхности Земли. Обратимся к рис. 2.10, на котором приведены спектральные зависимости среднеклиматических значений радиояркостного контраста облаков Ас и Sc для лета при их наблюдении в зените. Из рисунка видно, что контрасты слоистообразных облаков достигают максимальных значений в окнах прозрачности 0,2—0,24, 0,26—0,43, 0,56—1 см. Именно эти спектральные диапазоны и могут быть в принципе использованы для радиотеплолокационного определения водозапаса данных облаков. Между собой контрасты отдельных типов слоистообразных облаков различаются незначительно.



Рис. 2.10. Спектральная зависимость средних значений радиояркостного контраста слоистообразных облаков при их наблюдении в зенит с поверхности Земли для лета.

Что касается наблюдений сверху, то, как следует из рис. 2.8, слоистообразные облака над гладкой водной поверхностью дают положительный радиояркостный контраст, т. е. выглядят «теплее» поверхности, а над черной поверхностью — отрицательный, т. е. выглядят более «холодными». Объяснение этого факта аналогично приведенному выше для восходящего излучения в линии H_2O на $\lambda = 1.35$ см.

Контрасты слоистообразных облаков над гладкой водной поверхностью составляют приблизительно от 5 до 25 К, причем они возрастают с уменьшением длины волны. Над черной поверхностью контрасты этих облаков невелики. Поэтому определение параметров облачности по радиотепловому излучению с ИСЗ возможно лишь над гладкой поверхностью океана и сопряжено с большими трудностями при зондировании над взволнованной поверхностью океана и над сушей, излучательная способность которых близка к единице.

Угловая зависимость характеристик РТИ. Излучение атмосферы под малыми углами места. На рис. 2.11 приведены графики зависимости оптической толщины атмосферы от зенитного угла на длинах волн 0,2 и 3 см при высоте расположения приемника $h_0 = 40$ м. При $\theta_0 \ge 90^\circ$ (θ_0 — зенитный угол визирования) значения τ_0 вычислены с учетом зеркального отражения луча от поверхности Земли. В этом случае полная оптическая толщина складывается из оптической толщины слоя атмосферы вдоль луча визирования от приемника до поверхности и из оптической толщины всей атмосферы вдоль зеркально отраженного луча. Из рисунка видно, что оптическая толщина атмосферы достигает максимума в направлении на радиогоризонт вблизи $\theta_6 = 90^\circ$. В этом направлении оптическая длина пути излучения наибольшая.



Рис. 2.11. Угловая зависнмость средних значений оптической толщины атмосферы при высоте приемника $h_0 = 40$ м для лета. 1 — безоблачная атмосфера, 2 — Sc.





Рис. 2.12. Зависимость средних значений раднояркостной температуры системы безоблачная атмосфера—гладкая водная поверхность от зенитного угла для дета (высота приемника $h_0 = 40$ м).

В области 0. >90°: 1 — горизонтальная поляризация (h), 2 — вертикальная поляризация (v).

> Рис. 2.13. Угловая зависимость радиояркостного контраста Sc (лето) для разных длин волн λ .

l — 0,2 см, 2 — 0,25 см, 3 — 0,35 см, 4 — 0,8 см, 5 — 1,35 см, 5 — 2,5 см,

Зависимости радиояркостной температуры системы безоблачная атмосфера—гладкая поверхность океана от зенитного угла приведены на рис. 2.12. В диапазоне углов от зенита до радиогоризонта значение T_{π} возрастает вследствие увеличения оптической

толщины атмосферы. В этом диапазоне нет различий в излучении на двух поляризациях. В диапазоне углов от радиогоризонта до надира величина $T_{\rm ff}$ зависит от состояния поляризации. При этом максимум излучения системы атмосфера—гладкая поверхность океана на горизонтальной поляризации наблюдается в направлении на радиогоризонт, а на вертикальной — либо в направлении на радиогоризонт, либо при бо́льших зенитных углах. В последнем случае он связан с углом Брюстера. Максимум $T_{\rm ff}$ на $\lambda = 0,2$ см несколько «размыт», что обусловлено ее насыщением при углах, близких к направлению на радиогоризонт.

На рис. 2.13 показана угловая зависимость радиояркостного контраста облаков Sc для лета при наблюдении с поверхности Земли. Особенности этой зависимости определяются совокупным действием двух факторов: повышением РЯТ слоистообразных облаков и увеличением поглощения атмосферы при увеличении зенитного угла. На длинах волн 0,8 и 2,5 см основной вклад вносит первый фактор, и контраст растет с увеличением θ_0 . На длинах волн 0,2 и 0,25 см за счет сильного поглощения в водяном паре и кислороде основную роль играет второй фактор, что приводит к уменьшению контраста при возрастании θ_0 . Наконец, на $\lambda = 0,35$ и 1,35 см кривые угловой зависимости $\delta T_{\pi 0}$ имеют максимум при определенных значениях $\theta_0 = \theta'_0$. При $\theta_0 < \theta'_0$ преобладает первый фактор, а при $\theta_0 > \theta'_0 -$ второй.

Зависимость характеристик РТИ от высоты расположения приемника. Эта зависимость иллюстрируется рис. 2.14 и 2.15. На рис. 2.14 приведены спектры среднеклиматических значений оптической толщины и РЯТ безоблачной атмосферы в зените для различных высот расположения приемника. На рис. 2.15 показана угловая зависимость $T_{\rm H0}$ на длине волны 2 см для горизонтальной поляризации также при различных высотах расположения приемника излучения.

Из рис. 2.15 следует, что с увеличением высоты приемника максимум РЯТ смещается в сторону бо́льших зенитных углов, так как увеличивается зенитный угол направления на радиогоризонт. С увеличением h_0 слой атмосферы, формирующий излучение в диапазоне углов $\theta_0 = 0...90^\circ$, становится тоньше, что приводит к уменьшению $T_{\rm H}$ в этом диапазоне углов. При зенитных углах, превышающих θ_0^* (направление на радиогоризонт), суммарная оптическая толщина атмосферы вдоль траектории луча, наоборот, возрастает, что вызывает и значительное возрастание РЯТ. Таким образом, по мере подъема приемника интенсивность нисходящего излучения уменьшается, а восходящего — увеличивается.

Зависимость РЯТ безоблачной атмосферы в направлении на радиогоризонт $T_{n. pr}$ от h_0 приведена на рис. 2.16. Из рисунка следует, что $T_{n. pr}$ в диапазоне длин волн от θ ,2 до 1,5 см убывает с увеличением высоты расположения приемника, а в диапазоне длин волн 3—5 см — возрастает. На длине волны 2 см наблюдается рост $T_{n. pr}$, затем начиная с некоторой высоты — уменьше-

6 Заказ № 352



Рис. 2.14. Спектральная зависимость среднеклиматических значений оптической толщины (t_0) и раднояркостной температуры ($T_{x,0}$) безоблачной атмосферы в зените для лета для трех высот h_0 расположения приемника.

1) h==0, 2) h==3 KM, 3) h==11 KM.



Рис. 2.15. Угловая зависимость раднояркостной температуры безоблачной атмосферы на λ=2 см (горизонтальная поляризация) для лета при различных высотах расположения приемника.

1) $h_0=40$ M, 2) $h_0=1$ KM, 3) $h_0=3$ KM, 4) $h_0=11$ KM.



Рис. 2.16. Зависимость раднояркостной температуры безоблачной атмосферы в направлении на радногоризонт от высоты расположения приемника для лета. 1) λ -0.2 см. 2) λ -2 см. 3) λ -3 см. 4) λ -6 см. ние. Уменьшение $T_{\rm я. pr}$ на коротких волнах объясняется тем, что на этих волнах наблюдается насыщение РЯТ, формируемой участками атмосферы, расположенными между приемником и подстилающей поверхностью. Эффективная же температура этих слоев уменьшается с увеличением h_0 . В длинноволновом участке насыщения РЯТ не наблюдается, и $T_{\rm я. pr}$ растет по мере увеличения h_0 в соответствии с увеличением оптического пути формирования излучения. На $\lambda = 2$ см возрастание $T_{\rm я. pr}$ при подъеме приемника до высоты $h_0 \approx 3$ км обусловлен увеличением оптической толщины. Затем наступает насыщение РЯТ, и $T_{\rm я. pr}$ начинает уменьшаться.

2.3. Радиотепловое излучение слоисто-дождевых облаков

Расчеты РЯТ Ns выполнены на основе решения полного интегро-дифференциального уравнения переноса РТИ методом расщепления, который изложен в главе 1, а также с применением приведенной в п. 2.1 полуэмпирической модели слоисто-дождевых облаков над гладкой водной поверхностью с температурой $T_{\rm m}=288$ К и соленостью $S_{\rm m}=35\,\%$. При этом отдельные параметры модели Ns несколько изменены: для влагозапаса атмосферы принято значение 27 кг/м², для водозапаса облачного слоя — 0,7 кг/м² и для высоты слоя дождя — 2,5 км. Эффективная интенсивность дождя варьировалась в пределах $I_9=0...50$ мм/ч. Под последней понимается интенсивность такого однородного слоя дождя, водозапас которого равен водозапасу данного вертикально-стратифицированного слоя.

Атмосфера в расчетах считается плоскослоистой и разбивается на 40 слоев различной толщины таким образом, что толщина слоев внутри облака и осадков, где происходит рассеяние излучения, составляет 200 м.

На рис. 2.17 приведены спектральные зависимости оптической толщины ослабления и рассеяния радиоизлучения дождем различной эффективной интенсивности (для сравнения указаны соответствующие значения водозапаса слоя дождя R). Из рисунка видно, что оптическая толщина рассеяния при наличии дождя достигает больших значений. Вероятность выживания кванта в слое дождя может составлять 0,45—0,5 в окнах прозрачности $\lambda \approx 0,3$ см и $\lambda \approx 0,65 \div 0,9$ см. Это говорит о том, что в указанных спектральных интервалах при наличии умеренных и сильных дождей эффектами многократного рассеяния пренебрегать нельзя.

С увеличением длины волны до 2—3 см капли дождя из Ns становятся уже рэлеевскими частицами, и оптическая толщина рассеяния стремится к нулю. В этом диапазоне спектра пренебрежение рассеянием излучения уже правомерно.

На рис. 2.18 приведены зависимости РЯТ нисходящего излучения в зените от интенсивности дождя. Здесь представлены как «точные» значения T_s^{\downarrow} , полученные в результате численного реше-

ния интегро-дифференциального уравнения переноса с учетом эффектов многократного рассеяния, так и соответствующие значе-

ния T_{π}^{*} , вычисленные в приближении «чистого поглощения» (см. главу 1).



Рис. 2.17. Спектральные зависимости оптической толщины ослабления (1) и рассеяния (2) слоя дождя из Ns. a) R=1,17 кг/м², $I_{a}=10$ мм/ч; 6) R=

=0,42 Kr/M², I_{9} =3 MM/4.



Рис. 2.18. Зависимость радиояркостной температуры нисходящего излучения атмосферы, содержащей слоисто-дождевые облака, в зените от эффективной интенсивности дождя.

Сплошная линия — с учетом многократного рассеяния, штриховая — в приближении «чистого поглощения».

Из рисунка видно, что «точные» значения РЯТ выше значений, полученных в приближении «чистого поглощения»; исключение составляет небольшая область малых интенсивностей осадков, где различие незначительно. Эффекты многократного рассеяния могут достигать 10—30 К на $\lambda \approx 0.3$ см и $\lambda \approx 0.65...1$ см при $I_9 = 2...20$ мм/ч. Это говорит о необходимости учета этих факторов при решении прямых и обратных задач переноса РТИ в рассеивающей атмосфере с Ns.

Как и ожидалось, заметно слабее влияет рассеяние на перенос РТИ при больших длинах волн. Так, например, при $\lambda = 1,6$ см соответствующее увеличение T_{π} не превышает 1—2 К вплоть до $I_{2} \approx 5$ мм/ч. При $\lambda \geq 3$ см рассеяние практически не влияет на

перенос радиотенлового излучения до $I_{a} \approx 20...30$ мм/ч. При достаточно больших значениях I_{a} РЯТ стремится к средней термодинамической температуре слоя осадков.

На рис. 2.18 приведены зависимости для случая $\theta_0 = 0^\circ$. При визировании под углом, отличным от нуля, картина качественно не меняется. Различия в РЯТ на двух поляризациях малы ($T_{\pi r}$)



Рис. 2.19. Зависимость радиояркостной температуры восходящего излучения системы атмосфера—поверхность океана при наличии Ns от эффективной интенсивности дождя в надире (a) и под углом 33,5° от надира (b).

Уел. обозначения см. рис. 2.18.

и T_{sh} различаются не более чем на 1—2 К), так как тепловое излучение атмосферы неполяризовано, а анизотропия, вносимая подстилающей поверхностью и рассеянием, невелика.

Рассмотрим теперь вопрос о влиянии многократного рассеяния радиоволн на восходящее излучение. На рис. 2.19 представлены зависимости РЯТ этого излучения на верхней границе атмосферы от I_9 для двух углов визирования. Как и на рис. 2.18 приведены «точные» значения РЯТ и полученные в приближении чистого поглощения. Различия значений $T_{\rm s}^{\dagger}$ восходящего РТИ на вертикальной и горизонтальной поляризациях при углах визирования, отличных от надира, обусловлены в данном случае практически полностью излучением поверхности воды, которое является поляризованным.

Для восходящего излучения «точные» значения T_{g}^{\uparrow} меньше приближенных. Значения РЯТ, полученные без учета рассеяния, монотонно увеличиваются с ростом I_{g} и стремятся к средней температуре слоя дождя. «Точные» значения $T_{\rm H}^{\uparrow}$ достигают некоторого максимума при определенном значении $I_{\rm H}$, зависящем от λ .

Так же, как и в случае нисходящего излучения, многократное рассеяние существенно влияет на перенос РТИ в окнах прозрачности $\lambda \approx 0.3$ см и $\lambda \approx 0.65$... 1 см. Неучет рассеяния излучения

может дать погрешность в определении T_{π}^{\dagger} , достигающую 20— 30 К. При $\lambda \ge 2$ см рассеяние уже мало сказывается на переносе радиотеплового излучения, и его эффекты можно не учитывать вплоть до $I_{2} \approx 20...30$ мм/ч.

Расчеты по другим моделям атмосферы показывают, что рассеяние слабее влияет на перенос РТИ в облаках и осадках с более сильным интегральным поглощением (при одинаковых коэффициентах рассеяния). Заметим также, что эффекты многократного рассеяния практически одинаково влияют на перенос радиотеплового излучения на обеих поляризациях.

Использование полного интегро-дифференциального уравнения переноса РТИ для массовых расчетов РЯТ слоисто-дождевых облаков весьма трудоемко. Здесь нужны более простые приближенные методы. Некоторые из них рассмотрены в главе 1. Специально выполненное исследование показало, что наилучшим из этих методов является метод «чистого поглощения». Он дает результаты, довольно хорошо согласующиеся с решением полного уравнения переноса. Этим подтверждается вывод работы [143], полученный, однако, на основе расчетов для неадекватных в радиодиапазоне моделей системы А--ПП.

Обсудим более подробно возможности применения метода чистого поглощения для расчетов поля РТИ слоисто-дождевых облаков. При этом ограничимся рассмотрением восходящего излучения, характеристики которого являются входной информацией при решении многопараметрической задачи радиотеплолокационного определения параметров атмосферы с дождевыми облаками и поверхности океана с ИСЗ.

Из рис. 2.19 следует, что метод чистого поглощения дает хо-

рошее приближение к «точным» значениям T_{π}^{T} лишь до некоторого граничного значения интенсивности дождя $I_{\partial\Gamma}$. При дальнейшем

увеличении интенсивности он завышет значения T_{π}^{\uparrow} . Значение I_{ar} зависит от метеопараметров атмосферы. Для принятых в наших расчетах значений метеопараметров $I_{ar} \approx 2$ мм/ч для $\lambda = 0.8$ см и $I_{ar} \approx 14$ мм/ч для $\lambda = 1.6$ см.

Найдем приближенный численный критерий для определения областей значений I_{2} , для которых с точностью до 1 К справедливо приближение чистого поглощения. При этом перейдем от интенсивности дождя к параметру $R^* = I_{2}z_{\pi}$. На основании рассмот-

ренных выше результатов расчетов T_{π}^{T} по полному уравнению переноса и в приближении чистого поглощения получено аппрокси-

.мационное выражение для граничного значения R_r^* , имеющее вид

$$R_{\rm r}^*(\beta', \lambda) \approx B(\beta', \lambda) \exp[\tau_n(\lambda)],$$

где $\tau_{\pi} = \tau_{\pi \ o \ o \ \pi} + \tau_{\pi \ H_2 O} + \tau_{\pi \ O_2}, B(\beta', \lambda)$ — эмпирический коэффициент (угол β' отсчитывается от надира).

Чтобы иметь возможность пользоваться приближением чистого поглощения для расчетов восходящего излучения Ns и при $R^* \ge R_r^*$ (т. е. при $I_{\mathfrak{d}} \ge I_{\mathfrak{d}r}$), когда влияние рассеяния становится существенным, необходимо вводить отрицательную аддитивную поправку ΔT_R , такую, что

$$T_{\mathfrak{s}}^{\dagger}(\beta', \lambda) = T_{\mathfrak{s}\pi}^{\dagger}(\beta', \lambda) - \Delta T_{\mathfrak{s}}(\beta', \lambda), \qquad (2.15)$$

где T_{π}^{\dagger} — «точное» значение РЯТ, а $T_{\pi\pi}^{\dagger}$ — значение РЯТ в приближении чистого поглощения.

В результате рассмотренных выше расчетов РТИ Ns установлено, что при увеличении интенсивности дождя (или его водозапаса) поправка ΔT_{π} асимптотически стремится к некоторой велиличне $\delta(\beta', \lambda)$, которое определяется в основном оптической толщиной $\tau_{\pi}(\lambda)$. Эта величина удовлетворительно аппроксимируется выражением

$$\delta(\beta', \lambda) \approx A(\beta', \lambda) \exp[-\tau_n(\lambda)],$$

где *A*(β', λ) — эмпирический коэффициент. Для самой аддитивной поправки получено следующее выражение:

$$\Delta T_{\mathfrak{s}}(\beta', \lambda) \approx \delta(\beta', \lambda) \left[1 - \exp\left(-C\left(\beta', \lambda\right)\left(R^* - R_{\mathfrak{r}}^*\right)\right)\right], \qquad (2.17)$$

где $C(\beta', \lambda)$ — также эмпирический коэффициент.

Вычисленные значения коэффициентов A, B и C для нескольких длин волн и углов визирования, отсчитываемых от надира, приведены в табл. 2.6. При этом коэффициент A оказался практически независимым от λ .

Таким образом, рассмотренный выше метод введения аддитивной поправки можно считать распространением приближенного метода чистого поглощения для расчетов РЯТ восходящего РТИ

Таблица 2.6

β'град.	A	В			С		
		0,8 см	1,35 см	1,6 см	0,8 см	1,35 см	1,6 см
2,5 17 33,5 44 52,5	26 26 27 27 28	6,4 5,9 4,1 2,3 1,7	19 17 12,5 6,9 4,8	31 28 19 14 9,5	0,033 - 0,036 0,040 0,045 0,051	0,014 0,015 0,018 0,019 0,021	0,0103 0,0115 0,0123 0,0136 0,0154

Значения коэффициентов А, В, С для разных длин волн

87

(2.14)

(2.16)

слоисто-дождевых облаков практически на весь диапазон значе-. ний их интенсивности.

2.4. Радиотепловое излучение конвективных облаков

2.4.1. Радиотепловое излучение кучевых облаков и переохлажденных зон кучево-дождевых облаков

Рассмотрим радиотепловое излучение кучевых облаков и переохлажденных зон кучево-дождевых облаков при их наблюдении с поверхности Земли. Основной характеристикой РТИ этих облаков является их радиояркостный контраст, определение которого было дано в п. 2.2. В силу важности данной характеристики для радиотеплолокационного зондирования конвективных облаков рассмотрим ее более подробно.

Как известно, выражение для РЯТ безоблачной атмосферы, регистрируемой СВЧ радиометром на поверхности Земли под зенитным углом θ_0 , можно представить в виде (см. главу 1).

$$T_{\mathfrak{s}}(\lambda, \theta_0) = T_{\mathfrak{s}}(\lambda, \theta_0) \left[1 - e^{-\tau (\lambda, \theta_0)} \right], \qquad (2.18)$$

где $T_{\vartheta}(\lambda, \theta_0)$ — эффективная температура безоблачной атмосферы, $\tau(\lambda, \theta_0)$ — ее оптическая толщина под углом θ_0 .

Если в направлении главного лепестка диаграммы направленности антенны (ДНА) появляется облако, то РЯТ в этом направлении возрастает и становится равной

$$T'_{\mathfrak{s}}(\lambda, \theta_0) = T'_{\mathfrak{s}}(\lambda, \theta_0) \left[1 - e^{-\tau' (\lambda, \theta_0)} \right], \qquad (2.19)$$

где $T'_{\mathfrak{g}}(\lambda, \theta_0)$ — эффективная температура атмосферы при наличии облака, $\tau'(\lambda, \theta_0)$ — оптическая толщина атмосферы с учетом облака.

Радиояркостный контраст облака δT_{π} представляет собой разность T'_{π} и T_{π} . Нетрудно показать, что

$$\delta T_{\mathfrak{s}}(\lambda, \theta_{0}) = \delta T_{\mathfrak{s}}(\lambda, \theta_{0}) + e^{-[\tau_{Q}(\lambda, \theta_{0}) + \tau_{\kappa}(\lambda, \theta_{0})]} \times \left[T_{\mathfrak{s}}(\lambda, \theta_{0}) - T_{\mathfrak{s}}'(\lambda, \theta_{0}) e^{-\tau_{W}(\lambda, \theta_{0})} \right], \qquad (2.20)$$

где $\delta T_{\vartheta} = T'_{\vartheta} - T_{\vartheta}; \tau_Q, \tau_R$ и $\tau_W - оптические толщины соответст$ венно водяного пара, кислорода и жидкокапельной влаги облакав направлении визирования.

Соотношение (2.20) удобно для качественного анализа зависимости радиояркостного контраста облаков от их водозапаса и метеоусловий (например, содержания водяного пара в атмосфере), но не подходит для выполнения количественных расчетов. Это обусловлено тем, что эффективные температуры атмосферы являются сложными функционалами вертикальных профилей метеопараметров. Предпочтительным в данном случае является исполь слов для расчетов прямых формул для РЯТ сферически слов мосферы, приведенных в главе 1.

Ра с этой целью кучевое облако или переохлажденную за b для простоты в виде сферы с равномерно распределенной водностью, находящейся в сферически слоистой атмосфере (рис. 2.20). Водозапас такой сферы одинаков для любого направления, проходящего через ее центр. При каждом конкретном по-



Рис. 2.20. К расчету радиояркостных контрастов кучевых облаков при их зондировании с поверхности Земли.

1 и 2 — «лучи визирования» при различных зенитных углах, R_3 — радиус Земли, H — высота «излучающего слоя» атмосферы, РТЛ — радиотеплолокатор, D — удаление от облака.

ложении облака его можно заменить эквивалентным слоистым облаком, оптический путь луча в котором аналогичен оптическому пути в исходном кучевом. Нижняя граница эквивалентного слоистого облака находится на уровне пересечения оси ДНА с передней кромкой сферы, а верхняя — на уровне пересечения оси ДНА с задней кромкой. С помощью такого приема задача сводится к решению уравнения переноса излучения в сферически слоистой атмосфере, для которой справедливы соответствующие соотношения из главы 1.

Именно эти соотношения и были использованы при расчетах радиояркостного контраста кучевых облаков и переохлажденных зон кучево-дождевых облаков. При этом, однако, необходимо отметить, что указанные соотношения и сама процедура замены конвективных облаков эквивалентными слоистыми справедливы лишь в том случае, когда можно пренебречь процессами рассеяния радиоволн на облачных частицах. Последнее с уверенностью можно сделать для облаков Cu hum. и Cu med. Однако в мошных кучевых облаках даже при отсутствии осадков могут существовать в заметном количестве (несколько сотен в 1 м³) гигантские капли размером более 100-200 мкм. Эффекты рассеяния радиоизлучения на таких каплях могут быть заметными. Тем более значительными могут быть они в переохлажденных зонах Сb, где имеются не только малые облачные капли, но и большие капли дождя, снежинки и обводненные градины. Вообще переохлажденные зоны Сь характеризуются очень сложной микроструктурой. Поэтому предлагаемый здесь способ расчетов радиояркостных контрастов мощных кучевых облаков и переохлажденных зон кучево-дождевых облаков является приближенным и в тем большей степени, чем короче длина волны излучения и чем мощнее облако. Значения же самих контрастов этих облаков нужно рассматривать как оценочные, характеризующие лишь основные особенности их радиотеплового излучения. Однако на наш взгляд, этого достаточно для разработки радиотеплолокационных методов определения водозапаса кучевых облаков и переохлажденных зон Сb. Более подробное изучение характеристишк РТИ конвективных облаков потребуется при разработке методов восстановления их фазового состава и микроструктуры с применением пассивно-активных радиолокационных средств с поляризационной селекцией сигналов.

Если воспользоваться соотношением (2.10), связывающим среднюю водность кучевого облака с его мощностью, то можно установить и эмпирическую связь между мощностью и водозапасом этого облака. Она имеет вид

 $\Delta z \approx 1.7 \sqrt{W}$.

Это позволяет, задавая водозапас, оценивать мощность облака и вычислять высоту его центра z_c (или центра переохлажденной зоны) над поверхностью Земли

$$z_{\rm c} = \begin{cases} z_{\rm H} + 0.85 \sqrt{W} & \text{для Cu,} \\ z_{0\,^{\circ}\rm C} + 0.85 \sqrt{W} & \text{для Cb,} \end{cases}$$
(2.22)

где z_{0 °С} — высота нулевой изотермы, соответствующая высоте нижней границы переохлажденной зоны. В соответствии с рассмотренными в п. 2.1 эмпирическими моделями кучевых облаков $z_{\rm H}$ принято равным 1,2 км.

Алгоритм расчета радиояркостного контраста заключается в моделировании схемы зондирования, при которой облако может находиться на любом удалении от радиотеплолокатора и быть видимым под различными зенитными углами. При этом высота облака над поверхностью Земли не меняется, а радиотеплолокатор «следит» за его центром. Геометрия облака однозначно определяется его водозапасом.

При использовании формул для переноса РТИ в сферически слоистой атмосфере (см. п. 1.6) нужно задать границы эквива-

2)

(2.21)

лентного слоистого облака $z'_{\rm H}$ н $z'_{\rm B}$. С этой целью обратнися к рнс. 2.21, на котором изображена часть траектории луча, относящаяся к конвективному облаку. Рефракцией радноволн в пределах облака можно пренебречь. Из рисунка следует, что параметр q описывается выражением



Рис. 2.21. К выводу соотношений для высоты верхней и нижней границ эквивалентного облачного слоя.

Угол в находится из уравнения траектории луча в сферически слоистой атмосфере, имеющего вид (см. п. 1.6)

$$m_3R_3\sin\theta_0 = m (z_c) (R_3 + z_c) \sin\theta.$$

Выразив из (2.24) сов в подставив его в (2.23), получим:

$$q = \frac{\Delta z}{2} \left\{ 1 - \left[\frac{m'_3 R_3 \sin \theta_0}{m'(z_0) (R_3 + z_0)} \right] \right\}^{1/2}.$$
 (2.25)

Тогда по формулам ·

$$\begin{aligned} z'_{\mathbf{n}} &= z_{\mathbf{c}} - q, \\ z'_{\mathbf{s}} &= z_{\mathbf{c}} + q \end{aligned}$$
 (2.26)

можно определить искомые значения высот границ облачного слоя.

(2.24)

(2.23)

Рассмотренная методика позволяет, таким образом, при расчетах радиояркостных контрастов конвективных облаков учесть сферичность Земли и рефракцию радиоволн. Это весьма важно, так как конвективные облака часто приходится наблюдать под малыми углами места. При расчетах контрастов для переохлажденных зон кучево-дождевых облаков мы ограничились диапазоном значений их водозапаса W = 8...30 кг/м².



Рис. 2.22. Спектральная зависимость радиояркостного контраста кучевых облаков и переохлажденных зон кучево-дождевых облаков при наблюдении с поверхности Земли под углом $\theta_0 = 60^\circ$.

1) $W_0=0,17 \text{ kr/m}^2$ (Cu hum.), 2) $W_0=0,86 \text{ kr/m}^2$ (Cu med.), 3) $W_0=4,86 \text{ kr/m}^2$ (Cu cong.), 4) $W_0=10 \text{ kr/m}^2$ (Cb), 5) $W_0=30 \text{ kr/m}^2$ (Cb).

На рис. 2.22 приведены спектры радиояркостного контраста конвективных облаков при их наблюдении под углом $\theta_0 = 60^\circ$. Наибольшие вариации $\delta T_{\rm H}$ при изменении водозапаса облаков наблюдаются в длинноволновом участке радиодиапазона при $\lambda \ge 0.6$ см. При небольших значениях водозапаса ($W \approx 0...2$ кг/м², что соответствует Cu hum. и Cu med.) контраст максимален в окне прозрачности $\lambda \approx 0.3$ см, а при W > 2 кг/м² — вблизи длины волны 1 см. Как и следовало ожидать, контраст облаков не наблюдается в области линий поглощения кислорода.

На рис. 2.23 приведены угловые зависимости радиояркостного контраста кучевых облаков на двух длинах волн (0,3 и 3 см). В диапазоне углов 0—60° контраст изменяется незначительно. Затем для $\lambda = 0,3$ см он резко уменьшается и при углах, близких к 90°, становится равным нулю. Это обусловлено сильным погло-

щением атмосферы на этой и близкой к ней длинах волн, таким, что сама атмосфера становится при $\theta_0 \approx 90^\circ$ «черной» и облака не различаются на ее фоне. В то же время на длине волны 3 см, из-за слабого поглощения атмосферы облака сохраняют свой контраст вплоть до «ухода за горизонт».

Наконец, на рис. 2.24 изображена зависимость δT_{π} от водозапаса облаков. Под осью абсцисс показаны диапазоны изменения



1) λ=3 см, 2) λ=0,3 см.
 водозапаса для каждой формы конвективных облаков (см. п. 2.1).
 При этом мы сочли логичным приписать диапазон W≈0,010...
 0,034 кг/м² стадии зарождения кучевых облаков (в эмпирических

моделях Си в п. 2.1 эта стадия не рассмотрена). Заслуживает внимания наличие линейного участка зависимости δT_H от W (так как прямые на рис. 2.24 в логарифмическом масштабе имеют наклон к осям, близкий к 45°) и области насыщения радиояркостного контраста. Линейный участок соответствует малым значением τ_W, когда τ_W ≪ 1. Действительно, из (2.20) следует, что в этом случае

$$\delta T_{\mathfrak{g}}(\lambda, \theta_0) \approx T_{\mathfrak{g}}(\lambda, \theta_0) e^{-\left[\tau_Q(\lambda, \theta_0) + \tau_{\kappa}(\lambda, \theta_0)\right]} \psi(T_{\mathfrak{sofn}}) W, \qquad (2.27)$$

т. е. радиояркостный контраст пропорционален водозапасу облаков. Здесь мы использовали соотношение (2.9) и приближение $e^{-\tau_W} \approx 1 - \tau_W$, а кроме того, положили $T'_{_{\mathfrak{H}}} = T_{\mathfrak{H}}$ и $\delta T_{\mathfrak{H}} = 0$, что должно выполняться при малых значениях τ_W . Наличие линейного участка в зависимости $\delta T_{\rm H}$ от W очень важно, так как позволяет использовать простые линейные методы при радиотеплолокационном определении водозапаса кучевых облаков по их радиояркостному контрасту. Диапазон значений водозапаса, соответствующий линейному участку, различен для раз-



Рис. 2.24. Зависимость раднояркостного контраста конвективных облаков и переохлажденных зон Cb от их водозапаса для двух длин волн.

1) λ=3 cm, 2) λ=0,3 cm.

ных длин волн. Так, в случае $\lambda = 0,3$ см линейная зависимость радиояркостного контраста от водозапаса наблюдается для $W \leq \leq 0,6$ кг/м², а в случае $\lambda = 3$ см — практически для всего рассматриваемого нами диапазона значений W.

В области насыщения радиояркостного контраста радиотеплолокационное измерение водозапаса кучевых облаков невозможно.

2.4.2. Радиотепловое излучение кучево-дождевых облаков

Выше мы уже отмечали, что переохлажденные зоны кучеводождевых облаков характеризуются сложной микроструктурой. Тем более это относится к данному классу облаков в целом. Кучево-дождевые облака, являющиеся пространственно ограниченными средами, представляют собой динамичные неоднородные системы со сложной структурой. Поэтому их зондирование в радиодиапазоне связано с определенными трудностями.

Во-первых, наличие различных фаз воды (мелкие облачные капли, крупные капли дождя, градины, кристаллы, снежинки

и т. п.) серьезно усложняет интерпретацию результатов радиотеплолокационных измерений, в частности требует учета процессов многократного рассеяния радиоволн на облачных частицах и оценки вкладов излучения частей облака с различным фазовым составом в его РЯТ.

Во-вторых, при зондировании Cb, особенно с поверхности Земли, в главный лепесток ДНА во многих случаях будут попадать не только мелкокапельные переохлажденные зоны облака, но и части слоя дождя. В этом случае полное решение задачи дистанционного измерения водозапаса и водности этих зон возможно лишь путем раздельного определения водозапасов мелкокапельной и крупнокапельной фракций кучево-дождевых облаков. Решение данной задачи, на наш взгляд, следует искать посредством комплексного использования пассивных и активных радиолокационных средств с поляризационной селекцией сигналов и применения методов вычислительной томографии для восстановления полей водности.

Очевидно, что для разработки соответствующих пассивно-активных поляризационных радиолокационных методов зондирования кучево-дождевых облаков необходимо детальное теоретическое и экспериментальное исследование характеристик их РТИ и отраженных от них радиолокационных сигналов. Что касается теоретической части исследований, то использование простых схем расчета характеристик РТИ (типа рассмотренной в п. 2.4.1) совершенно недостаточно для изучения закономерностей радиотеплового излучения Сb. Здесь целесообразно использовать численные модели кучево-дождевых облаков, интенсивно разрабатываемые в СССР и за рубежом, и на их основе моделировать перенос РТИ в таких сложных объектах атмосферы. При этом усложнение моделей Cb, их приближение к реально наблюдаемым облакам в атмосфере позволит в результате подобного моделирования все более точно описывать поле РТИ кучево-дождевых облаков.

Рассмотрим подобный подход к теоретическому исследованию радиотеплового излучения кучево-дождевых облаков на основе созданного в ГГО им. А. И. Воейкова программного комплекса (см. п. 1.7). Этот комплекс состоит из трех основных блоков (см. функциональную схему на рис. 2.25).

Первый блок относится к моделированию конвективного облака и окружающей его атмосферы. Использована численная полуторамерная нестационарная модель Cb, рассмотренная в п. 2.1. Термогидродинамические характеристики в модели осреднены по горизонтальному сечению облака, имеющего форму прямого цилиндра с постоянным радиусом. Входные данные модели — вертикальные профили давления, температуры и влажности, а также значения радиуса облака и перегрева на его нижней границе.

В результате работы первого блока получаем микро- и макрофизические характеристики облака, такие, как водность облачных капель и капель осадков, ледность кристаллической части облака, функция распределения частиц облака по размерам, форма



коэффициенты ослабления, вероятность выживания кванта и индикатриса рассеяния облачных частиц. В рамках данной модели мы считаем, что все облачные частицы имеют сферическую форму и однородны. Их распределение по размерам задается по Маршаллу—Пальмеру.

Расчеты всех оптических характеристик выполнены по соотношениям, приведенным в главе 1. Для иллюстрации на рис. 2.26 приведены результаты вычисления коэффициента ослабления α_0 и вероятности выживания кванта Λ на длине волны 1,6 см для



Рис. 2.26. Вертикальные профили коэффициента ослабления (а) и вероятности выживания кванта (б) облачных частиц на волне 1,6 см для разных моментов развития Cb.

1) t=16 мин, 2) t=26 мин, 3) t=36 мин, 4) t=46 мин, 5) t=56 мин.

различных моментов развития облака. Видно, что оптические характеристики Сb сильно зависят от стадии его развития. Отсюда вытекает тривиальный, но тем не менее важный вывод о том, что рассмотрение оптических характеристик и характеристик РТИ кучево-дождевого облака без учета стадии его развития лишено смысла.

Таким образом, в результате работы второго блока получаем пространственно-временное поле оптических характеристик облачной атмосферы.

Наконец, в третьем блоке осуществляется непосредственно численное решение уравнения переноса РТИ. Для работы этого блока, помимо метеопараметров атмосферы и длины волны излучения, требуется задание положения радиотеплолокатора и параметров его антенно-волноводного тракта, таких, как вид ДНА, коэффициент полезного действия (КПД) тракта и коэффициент рассеяния антенны. Кроме того, необходимо задать граничные условия на верхней и нижней границах атмосферы. Что касается нижней границы, то здесь нужно задать ее излучательные и отражательные характеристики.

7 Заказ № 352

Решение уравнения переноса РТИ в облаке в рамках данного программного комплекса выполняется на основе алгоритма, построенного на использовании методов Монте-Карло. Данный алгоритм позволяет вычислять отдельное значение РЯТ облачной атмосферы со среднеквадратической погрешностью 1 К за время, равное 1 мин. В алгоритме учтены сферичность Земли и рефракция радиоволн.

Проверка алгоритма и соответствующей программы была осуществлена путем их применения для решения ряда задач, допускающих аналитическое решение. Сравнение результатов, полученных с помощью указанного алгоритма, с результатами аналитического решения показало его удовлетворительную работу.

В итоге моделирования РТИ с помощью рассмотренного программного комплекса можно получить пространственно-временную и спектрально-угломестную зависимости радиояркостной и антенной температур атмосферы с конвективным облаком (или с ансамблем этих облаков).

Рассмотрим теперь некоторые результаты расчетов характеристик РТИ кучево-дождевого облака, полученные с помощью данного программного комплекса. Расчеты проведены для конкретной реализации модели Cb, рассмотренной в п. 2.1. Подстилающая поверхность была принята абсолютно черной.

С учетом сильного влияния, которое оказывают параметры антенно-волноводного тракта радиотеплолокатора на характеристики радиотепловых сигналов от таких сложных объектов, как кучеводождевые облака, при расчетах вычислялись значения не радиояркостной, а антенной температуры. Антенная температура T_{a} , характеризующая не только излучающий объект, но и сам детектирующий прибор, определена в главе 3.

Диаграмма направленности антенны моделировалась в виде функции [157]

$G\left(\theta- heta_{0} ight)\sim$	$\left[\frac{J_1\left(\pi d\sin\left(\theta-\theta_0\right)\right)}{\pi d\sin\left(\theta-\theta_0\right)}\right],$	(2.28)

где J_1 — функция Бесселя первого рода первого порядка, d — диаметр апертуры антенны.

Схема рассматриваемого численного эксперимента заключается в следующем. Радиотеплолокатор «помещен» на расстоянии 10 км от облака и «может подниматься» вертикально вверх от поверхности Земли до высоты его верхней границы, причем антенна все время ориентирована горизонтально. Это позволяет смоделировать вертикальный ход антенной температуры, измеренной в горизонтальном направлении.

Для решения уравнения переноса была выбрана 40-я минута облачной эволюции (см. п. 2.1). Этот момент соответствует стадии максимального развития облака. Его верхняя граница достигает максимальной высоты 4 км, и в нем сформировалась крупнокапельная часть спектра частиц, так что выпадающие осадки достигают поверхности Земли. Процесс моделирования переноса излучения методами Монте-Карло позволяет разделить все фотоны, попавшие в радиометр, по происхождению, а именно на фотоны, родившиеся в облаке, в околооблачной атмосфере или на подстилающей поверхности. Таким образом можно оценить вклады, которые вносят в полную антенную температуру само облако с учетом ослабления излучения на трассе от него до радиометра ($T_{\rm a \ ofn}$), окружающая атмо-



Рис. 2.27. Вертикальные профили характеристик радиотеплового излучения кучево-дождевого облака на 40-й минуте его развития.

 $1 - T_{a}, 2 - T_{a 0 0 \pi}, 3 - T_{a a \pi m}, 4 - T_{a \pi m}$

сфера с учетом ослабления в облаке $(T_{a\,arm})$ и подстилающая поверхность $(T_{a\,nm})$. Последняя дает вклад либо за счет прямого попадания в ДНА, либо за счет рассеяния ее излучения на гидрометеорах, часть которого попадает в радиометр. Итак,

$$T_{a} = T_{a \text{ обл}} + T_{a \text{ атм}} + T_{a \text{ пп}}$$

(2.29)

Вертикальные профили всех этих характеристик для ширины главного лепестка ДНА, равной 2°, и КПД тракта, равного 1, приведены на рис. 2.27. Как следует из рисунка, основной вклад в антенную температуру дает непосредственно излучение самого облака. Лишь на $\lambda = 3,2$ см вблизи поверхности Земли и верхней границы облака основной вклад в антенную температуру обеспечивается окружающей атмосферой. Вклад подстилающей поверхности практически не ощутим на длинах волн 0,86 и 1,6 см.

7*

На $\lambda = 2$ и 3,2 см он уже заметен и составляет при зондировании вблизи земной поверхности соответственно 40 и 60 К. Скорее всего, это прямое излучение, попадающее в антенну при низком расположении радиометра из участков поверхности, находящихся за облаком. Поэтому на коротких волнах оно практически полностью ослабляется этим облаком, а на длинных волнах ослабляется лишь частично, и часть излучения достигает антенны радиометра.

Для нас более интересным является вопрос о величине однократно, двукратно и многократно рассеянного излучения. Разложим интенсивность излучения, принимаемого радиометром, по кратностям рассеяния. Обозначим через $T_{\rm ai}$ вклад в антенную температуру излучения, обусловленного процессами рассеяния *i*-й кратности. Для оценки этой величины нужно «отобрать» фотоны, испытавшие *i* физических столкновений со средой. Для *i*=0 получаем вклад прямого излучения. При этом выполняется условие

$$T_{a} = \sum_{i=1}^{\infty} T_{ai}$$

Вклады одно- и двукратно рассеянного излучения в антенную температуру T_a приведены на рис. 2.27. Из рисунка видно, что вклад однократно рассеянного излучения на волнах 0,86 и 1,6 см достигает 90 К, что составляет почти 30 % полного значения антенной температуры облака. На этих длинах волн значителен и вклад двукратно рассеянного излучения — около 30 К. Это приблизительно 10 % значения T_a . Затем с увеличением длины волны эти вклады быстро уменьшаются. На $\lambda = 2$ см $T_{a1 \max} \approx 40$ К (~15 % T_a), а $T_{a2 \max} \approx 10$ К (~3 % T_a). На $\lambda = 3,2$ см вклад однократно рассеянного излучения не превышает 4 К, что составляет менее 2 % значения T_a , а вклад рассеяния бо́льших кратностей пренебрежимо мал.

Таким образом, при моделировании переноса микроволнового излучения в кучево-дождевых облаках, а также при разработке методов их дистанционного зондирования на длинах волн менее 3 см необходимо учитывать процессы однократного рассеяния радиоволн на крупных каплях дождя, присутствующих практически во всех частях облака. При $\lambda \leq 2$ см необходимо учитывать уже процессы двукратного рассеяния, а при $\lambda \leq 1,5$ см, судя по всему,— и процессы многократного рассеяния.

Что касается диапазона длин волн $\lambda > 3$ см, то здесь процессы рассеяния радиоволн в неградовых кучево-дождевых облаках умеренных широт можно не учитывать и использовать рэлеевское приближение при решении задач радиотеплолокационного зондирования Cb.

(2.30)

2.5. Флуктуации интегрального поглощения радиоволн в атмосфере, обусловленные турбулентными пульсациями температуры и влажности

Флуктуации оптической толщины атмосферы, а следовательно, и РЯТ, вызванные турбулентными пульсациями температуры и влажности, могут привести к дополнительным погрешностям в определении метеопараметров методами радиотеплолокации. Поэтому целесообразно оценить величину этих флуктуаций.

Разобьем атмосферу на горизонтальные слои малой толщины Δz_i , в пределах которых температуру T_i , давление P_i , массовую долю водяного пара q_i , а следовательно, и коэффициент поглощения α_{ni} , можно считать постоянными. Тогда оптическая толщина *i*-го слоя описывается выражением

$$\Delta \tau_i \approx \alpha_{\Pi i} \Delta z_i.$$

(2.31)

Основываясь на теории турбулентного перемешивания [167], флуктуации $\Delta \tau_i$, как показано в [20], можно представить в виде

$$\delta(\Delta \tau_i) = \frac{\partial (\Delta \tau_i)}{\partial \alpha_{\pi i}} \frac{\partial \alpha_{\pi i}}{\partial T} \Delta T(z_i) + \frac{\partial (\Delta \tau_i)}{\partial \alpha_{\pi i}} \frac{\partial \alpha_{\pi i}}{\partial q} \Delta q(z_i), \qquad (2.32)$$

или, используя (2.31), — в виде

$$\delta\left[\Delta\tau\left(z_{i}\right)\right] = \left[\frac{\partial a_{ni}}{\partial T} \Delta T\left(z_{i}\right) + \frac{\partial a_{ni}}{\partial q} \Delta q\left(z_{i}\right)\right] \Delta z_{i}.$$
(2.33)

Здесь $\Delta T(z_i)$ и $\Delta q(z_i)$ — турбулентные пульсации температуры и массовой доли водяного пара в *i*-м слое воздуха.

Флуктуации полной оптической толщины атмосферы равны

$$\delta \tau = \sum_{i=1}^{n} \left[\frac{\partial a_{\mathrm{n}i}}{\partial T} \Delta T(z_i) + \frac{\partial a_{\mathrm{n}i}}{\partial q} \Delta q(z_i) \right] \Delta z_i$$
(2.34)

где *n* — число выделенных слоев.

Случайные поля температуры и влажности, если считать их локально изотропными, можно представить в виде стохастических интегралов Фурье—Стильтьеса. Тогда в соответствии с [167] выражение для спектра флуктуаций т можно записать в виде

$$\Phi_{\tau}(\varkappa) = \sum_{i=1}^{n} \left[\left(\frac{\partial a_{\Pi i}}{\partial T} \right)^2 \Phi_T(\varkappa, z_i) + \left(\frac{\partial a_{\Pi i}}{\partial q} \right)^2 \Phi_q(\varkappa, z_i) \right] (\Delta z_i)^2, \qquad (2.35)$$

где \varkappa — волновое число, Φ_T и Φ_q — спектры флуктуаций температуры и влажности.

Используем кармановскую аппроксимацию спектров флуктуаций температуры и влажности

$$\Phi_{T,q} = 0.033 C_{T,q}^2 L_0^{11/s} (1 + \varkappa^2 L_0^2)^{-11/s}, \qquad (2.36)$$

где L_0 — внешний масштаб турбулентности, а C_T и C_q — структурные постоянные флуктуаций температуры и влажности. Подставив (2.36) в (2.35), получим следующее выражение для спектра флуктуаций оптической толщины:

$$\Phi_{\tau}(\varkappa) = 0,033 \sum_{i=1}^{n} L_{0i}^{1/s} (1 + \varkappa^2 L_{0i}^2)^{-11/s} \left[\left(\frac{\partial \alpha_{\pi i}}{\partial T} \right)^2 C_T^2(z_i) + \left(\frac{\partial \alpha_{\pi i}}{\partial q} \right)^2 C_q^2(z_i) \right] (\Delta z_i)^2,$$
(2.37)

В предположении однородного и изотропного поля флуктуаций *Т* и *q* можно определить и дисперсию флуктуаций оптической толщины атмосферы [20, 167]:

$$\sigma_{\tau\tau yp}^{2} = 0,132\pi J \sum_{i=1}^{n} L_{0i}^{2/s} \left[\left(\frac{\partial \alpha_{ni}}{\partial T} \right)^{2} C_{T}^{2} \left(z_{i} \right) + \left(\frac{\partial \alpha_{ni}}{\partial q} \right)^{2} C_{q}^{2} \left(z_{i} \right) \right] \left(\Delta z_{i} \right)^{2}, \qquad (2.38)$$

где

$$J = \int_{0}^{\infty} x^{2} (1 + x^{2})^{-11/6} dx = 1,221.$$
 (2.39)

Нас интересует величина СКО флуктуаций оптической толщины $\sigma_{\text{ттур}}$. Для ее расчета по формуле (2.38) необходимо задать вертикальные профили внешнего масштаба турбулентности и структурных постоянных. В литературе фактически отсутствуют данные об изменении C_T и C_q с высотой. Анализ экспериментальных спектров флуктуаций влажности [62] показал, что значения C_q изменяются в интервале (0,6... 1,8) · 10⁻⁵ см^{-1/3} [166]. В соответствии с этим нами задан вертикальный профиль C_q , представленный на рис. 2.28: с увеличением высоты C_q уменьшается по степенному закону, при этом у поверхности Земли $C_q = 1,3 \times \times 10^{-5}$ см^{-1/3}.

Для построения вертикального профиля C_T воспользуемся результатами работы [81], в которой исследовано изменение структурной постоянной температуры с высотой в пограничном слое атмосферы. Вертикальный профиль C_T в [81] задан выражением

$$C_T(\xi) = C_T(\xi = 0, 1) f^{1/2}(\xi), \qquad (2.40)$$

где $\xi = z/h_{\rm nc}$; $h_{\rm nc}$ — высота погранслоя; $f(\xi)$ — функция, описывающая изменение C_T^2 с высотой. Эта функция приведена в [81]. Она имеет локальный максимум на верхней границе пограничного слоя.

Значения C_T могут изменяться в пределах 0,02—0,2 К·см^{-1/3} [167]. При $h_{\rm nc} = 1$ км значению $\xi = 0,1$ соответствует высота z = -100 м. Для этой высоты, в соответствии с [166], примем среднее значение C_T равным $5 \cdot 10^{-2}$ К·см^{-1/3}. В итоге получим вертикальный профиль C_T , приведенный на рис. 2.28. Наконец, что касается внешнего масштаба турбулентности, то, в соответствии с общепринятыми представлениями, будем считать, что в пограничном слое он изменяется почти линейно от $L_0 \approx 0$ у поверхности Земли до $L_0 \approx 1$ км на высоте 1,5 км. Выше он всюду равен 1 км. Вертикальный профиль L_0 показан также на рис. 2.28.





На рис. 2.29 приведены полученные в результате расчетов спектральные зависимости СКО флуктуаций оптической толщины $\sigma_{\tau_{TYP}}$ и глубины хаотической модуляции $\sigma_{\tau_{TYP}}/\tau_0$. Расчеты выполнены для модели летней безоблачной атмосферы (см. п. 2.1).

Глубина хаотической модуляции выражает относительную величину флуктуаций оптической толщины. Анализ рассмотренных зависимостей показывает, что сильное поглощение приводит к уменьшению глубины хаотической модуляции, причем наиболее значительно это уменьшение в области полосы поглощения O_2 на волне 5 мм. Здесь флуктуации т связаны с флуктуациями температуры, в то время как вблизи $\lambda = 1,35$ см — с флуктуациями влажности. В целом глубина хаотической модуляции невелика — в рассматриваемом диапазоне спектра она не превышает 1 %. Поэтому можно сделать очень важный вывод о том, что погрешности в определении метеопараметров методами радиотеплолокации, обусловленные турбулентными флуктуациями оптической толщины, должны быть пренебржимо малыми по сравнению с погрешностями, вносимыми непосредственно радиотеплолокационными измерениями, а также неточным заданием кислородного по-





глощения. Следовательно, флуктуации т и T_{n} , обусловленные турбулентными пульсациями температуры и влажности атмосферы, можно не учитывать при разработке радиотеплолокационных методов определения метеопараметров атмосферы.

2.6. Связь оптической толщины атмосферы с интегральными параметрами ее влагосодержания. Линейная модель интегрального поглощения радиоволн

Характеристики поля РТИ системы А—ПП, рассмотренные выше, так или иначе связаны с параметрами атмосферы и подстилающей поверхности, которые подлежат определению радиотеплолокационными методами. Эти связи в общем виде выражаются зависимостью оптических характеристик от указанных параметров, а также задаются соотношениями, получаемыми в результате решения соответствующих уравнений переноса излучения, рассмотренных в главе 1.

Однако при использовании линейных методов для решения обратных задач радиотеплолокации атмосферы и подстилающей поверхности (эти методы рассмотрены в главе 5) требуется для кажлой такой конкретной задачи получить соответствующую линейную модель, связывающую измеренные характеристики и восстанавливаемые параметры. В связи с этим рассмотрим линейную модель для оптической толщины атмосферы (или для интегрального поглощения радиоволн). Эта модель связывает вариации оптической толщины в вертикальном направлении с вариациями интегральных параметров влагосодержания облачной атмосферы, таких, как влагозапас атмосферы, водозапас и эффективная температура облаков. Именно эта модель использована нами для разработки радиотеплолокационных методов определения влагои водозапаса с поверхности Земли (см. главу 6). К тому же она позволяет достаточно наглядно проиллюстрировать связи между характеристиками РТИ и параметрами Q, W и T_{э обл}, а также выполнить качественный анализ принципиальных возможностей радиотеплолокационного определения этих параметров.

При использовании рассматриваемой модели измеряются значения оптической толщины атмосферы. Методы радиотеплолокационного измерения т и их погрешности подробно рассмотрены в главе 4.

Решение обратных задач радиотеплолокационного определения параметров атмосферы и подстилающей поверхности с аэрокосмических платформ, рассмотренное в главе 7, основано уже на линейных моделях, связывающих непосредственно значения РЯТ с искомыми параметрами.

Итак, вернемся к линейной модели для интегрального поглощения радиоволн. Оптическая толщина облачной атмосферы т является суммой оптических толщин водяного пара τ_Q , кислорода τ_{κ} и жидкокапельной влаги облаков τ_W (туман и осадки мы здесь не рассматриваем):

$$\tau(\lambda) = \tau_Q(\lambda) + \tau_\kappa(\lambda) + \tau_W(\lambda).$$

(2.41)

Для оптической толщины H₂O можно использовать следующее соотношение:

$$\tau_Q(\lambda) = \int_0^\infty \alpha_{\pi H_2 O}(\lambda, z) dz \approx \int_0^\infty \alpha_{\pi H_2 O}^0(\lambda, z) \rho(z) dz = a(\lambda) Q, \qquad (2.42)$$

где $\alpha_{n \, H_{2}O}^{0}(\lambda, \xi) \equiv a(\lambda)$ — эффективное значение удельного коэффициента поглощения водяного пара $\alpha_{n \, H_{2}O}^{0}, \xi \in (0, \infty)$. При выводе этого соотношения использован тот факт, что коэффициент поглощения $H_{2}O$ практически пропорционален абсолютной влажности [125], а также применена теорема о среднем. Аналогичное выражение можно записать и для оптической толщины жидкока-

пельной влаги облаков [86, 94] (в приближении рэлеевского рассеяния):

$$\tau_{W}(\lambda) = \int_{z_{H}}^{z_{B}} \alpha_{\pi w}(\lambda, z) dz = \int_{z_{H}}^{z_{B}} \psi[\lambda, T(z)] w(z) dz \approx \psi[\lambda, T_{sofn}] W,$$

(2.43)

где $\psi[\lambda, T]$ — удельный коэффициент поглощения облачных капель (см. главу 1):

$$\psi[\lambda, T] = \frac{1,885}{\lambda} \operatorname{Im} \{-K(T)\}.$$
(2.44)

Используя (2.42) и (2.43), получаем:

 $(\lambda) \approx a (\lambda) Q + \psi [\lambda, T_{\mathfrak{s} \text{ ofn}}] W + \tau_{\kappa} (\lambda).$ (2.45)

Это исходное соотношение, связывающее значения оптической толщины с подлежащими определению влагозапасом атмосферы Q и водозапасом облаков W.

Коэффициент ψ , как показано в главе 1, зависит от температуры облачных капель. Поэтому отсутствие данных о $T_{305\pi}$ может привести к дополнительным погрешностям в оценках Q и W. В связи с этим возникает необходимость оценки эффективной температуры облаков.

Можно предложить различные способы косвенной оценки $T_{9\,06\pi}$. Простейший и наименее точный из них — использование среднеклиматических значений эффективной температуры облаков. Другой способ [16, 42, 43] заключается в определении средней температуры облаков, которая приравнивается к эффективной. При этом с помощью метеорологического радиолокатора измеряется, когда это возможно, высота верхней границы облаков, а с помощью лидара (или светолокатора) — высота нижней границы. Зная высоты границ, с помощью данных радиозондирования можно определить значение средней температуры по формуле

$$T_{\rm cp} = T_{\rm H} - \left[\frac{T_{\rm H} - T_{\rm B}}{2}\right],$$
 (2.46)

где $T_{\rm H}$ и $T_{\rm B}$ — значения температуры на нижней и верхней границах облачности соответственно.

В [43] выполнен анализ возможностей этого способа. Показано, что в случае определения Q и W радиотеплолокационным методом при однослойной облачности допустима замена $T_{305\pi}$ на $T_{\rm cp}$. При этом погрешности в оценке эффективной температуры приводят к погрешностям определения водозапаса, составляющим 2—10 %. Для многослойной облачности замена $T_{305\pi}$ на $T_{\rm cp}$ уже не столь эффективна.

Наконец, имеется принципиальная возможность определения T_{300} с помощью радиотеплолокационных измерений [12, 69, 119]. Эта возможность будет всесторонне проанализирована в главе 6.

При радиотеплолокационном способе оценки Таобл задача сводится к одновременному определению трех параметров: Q, W и Таобл. В этом случае соотношение (2.45) является нелинейным относительно Таобл. Для его линеаризации можно использовать разложение τ (λ) в ряд Тейлора в окрестности среднеклиматических значений параметров Q, W и Тробл, ограничившись при этом лишь линейными членами разложения. В этом случае имеем

$$\tau (\lambda) \approx \tau_{o} (\lambda) + \frac{\partial \tau (\lambda)}{\partial Q} \Big|_{0} \Delta Q + \frac{\partial \tau (\lambda)}{\partial W} \Big|_{0} \Delta W + \frac{\partial \tau (\lambda)}{\partial T} \Big|_{0} \Delta T_{s o \delta \pi} + \Delta \tau_{v} (\lambda) + \varepsilon_{\pi} (\lambda).$$
(2.47)

 $+\Delta \tau_{\kappa}(\lambda) + \varepsilon_{\mu}(\lambda).$

Здесь **Д** — отклонение значения величины от среднего; ε_{π} — вклад нелинейных членов разложения, или погрешность линеаризации. После вычисления производных получим

$$\Delta \tau (\lambda) \approx a_{0} (\lambda) \Delta Q + \psi [\lambda, T_{\mathfrak{s} \circ \delta \pi 0}] \Delta W + W_{0} \frac{\partial \psi_{0}}{\partial T} \Delta T_{\mathfrak{s} \circ \delta \pi} + \Delta \tau_{\kappa} (\lambda) + \varepsilon_{\pi} (\lambda).$$

Погрешность линеаризации с точностью до второго порядка малости определяется соотношением

$$\varepsilon_{\pi} \approx \frac{\partial^2 \tau}{\partial T^2} \Big|_0 \frac{(\Delta T_{906\pi})^2}{2} , \qquad (2.49)$$

или после вычисления производной

$$\varepsilon_{\pi} \approx W_{0} \frac{\partial^{2} \psi_{0}}{\partial T^{2}} \frac{(\Delta T_{3 \text{ of}, \pi})^{2}}{2} .$$
(2.50)

Если предположить, что величина Таобл имеет нормальное распределение с нулевым средним и дисперсией $\sigma^2_{T_{9\,06}\pi}$, то величина $(\Delta T_{\partial o \delta \pi})^2$ распределена по закону χ^2 [174] с одной степенью свободы и со средним $\sigma^2_{T_{906\pi}}$. Поэтому среднее значение погрешности линеаризации описывается соотношением

$$arepsilon_{\pi_0} pprox W_0 rac{\partial^2 \psi_0}{\partial T^2} rac{\sigma_{ extsf{T9 obs}}^2}{2}$$

В табл. 2.7 приведены значения погрешности линеаризации, предетавляющие собой отношение | є ло к СКО оптической толщины от, вычисленные по (2.51). Как видно из таблицы, относительная погрешность линеаризации не превышает 2 % для всех рассмотреных моделей облачной атмосферы.

Значения относительной	погрешности St. Ac,	линеаризации As (лето)	е _{л0} σ _т для	моделей	Sc,
λ	0,22	0,37 0,85	1,32	2,7	

(2.51)

Ton 10 7

(2.48)

Таким образом, если пренебречь погрешностями линеаризации, линейную модель для интегрального поглощения радиоволн облачной атмосферой можно представить в виде

$$\Delta \tau_{i} = a_{0i} \Delta Q + \psi_{i} \left(T_{\mathfrak{s} \ \mathsf{o} \mathsf{f} n \mathsf{0}} \right) \Delta W + W_{0} \frac{\partial \psi_{0i}}{\partial T} \Delta T_{\mathfrak{s} \ \mathsf{o} \mathsf{f} n} + \varepsilon_{i},$$

 $i = 1, 2, \ldots, m,$

где i — номер используемой длины волны, $\Delta \tau = \tau - \tau_0$, τ — измеренное значение оптической толщины, ε — погрешность наблюдений.

Важным является вопрос о погрешностях наблюдений є_і. Необходимо уметь хорошо оценивать эти погрешности, так как от их ковариационной матрицы, как будет показано ниже, в значительной степени зависит ковариационная матрица погрешностей оценок интегральных параметров влагосодержания облачной атмосферы. Будем считать погрешности наблюдений некоррелированными, в связи с чем их ковариационная матрица является диагональной. Элементами главной диагонали служат дисперсии погрешностей, соответствующих используемым длинам волн. Будем считать далее, что погрешности наблюдений складываются из погрешностей измерений є_{ні} и погрешностей модели є_{мі}:

 $\varepsilon_i = \varepsilon_{{}_{\mathrm{H}i}} + \varepsilon_{{}_{\mathrm{M}i}}.$

Это случайные независимые погрешности с нулевыми средними и дисперсиями σ_{evi}^2 и σ_{evi}^2 . Поэтому

 $\sigma_{ei}^2 \approx \sigma_{eni}^2 + \sigma_{eni}^2.$

Погрешности измерений оптической толщины облачной атмосферы радиотеплолокационными методами подробно рассмотрены в главе 4. Здесь важно отметить, что линейные модели поглощения как при зондировании снизу в зените или под любым углом, так и при зондировании сверху (с ИСЗ) в надире различаются лишь погрешностями измерений т. Погрешности модели у них одинаковые. Последние состоят из погрешностей, обусловленных вариациями поглощения радиоволн в кислороде $\varepsilon_{\kappa i}$ и эффективной температуры облаков $\varepsilon_{T i}$, когда она неизвестна. Эти погрешности также можно считать независимыми, распределенными по нормальному закону с нулевыми средними, поэтому их общая дисперсия σ^2_{emi} является суммой дисперсий отдельных составляющих.

Погрешность $\varepsilon_{\kappa i}$ обусловлена отклонением оптической толщины кислорода от ее среднеклиматического значения. Погрешность ε_{Ti} представляет собой вариации оптической толщины жидкокапельной влаги, вызванные вариациями эффективной температуры облаков. Эта погрешность в соответствии с выражением (2.52) определяется следующим образом:

 $\varepsilon_{Ti} \approx W_0 \frac{\partial \psi_{0i}}{\partial T} \Delta T_{\nu o \delta \pi}.$

(2.55)

(2.52)

(2.53)

(2.54)
Ее дисперсия описывается выражением

 $\sigma_{eTi}^2 \approx W_0^2 \left[\frac{\partial \psi_{0i}}{\partial T} \right]^2 \sigma_{T_0 o \delta a}^2.$ (2.56) Для оценки величины σ_{eTi} необходимо знать производную $\partial \psi_{0i} / \partial T.$

Из выражения для удельного коэффициента поглощения жидко-



капельной влаги в приближении рэлеевского рассеяния непосредственно следует, что

$$\frac{\partial \psi}{\partial T} = \psi \left\{ \frac{1}{\epsilon''} \frac{\partial \epsilon''}{\partial T} - \frac{2\left[(\epsilon'+2) \frac{\partial \epsilon'}{\partial T} + \epsilon'' \frac{\partial \epsilon''}{\partial T} \right]}{(\epsilon'+2)^3 + (\epsilon'')^3} \right\},$$
(2.57)

где $\partial \varepsilon'/\partial T$ и $\partial \varepsilon''/\partial T$ — производные по температуре действительной и мнимой частей диэлектрической проницаемости воды. Зависимости $\partial \psi/\partial T$ от температуры облаков приведены на рис. 2.30. Из этого рисунка следует, что изменение поглощения в облаках при вариациях их температуры различно на разных длинах волн. Это приводит к определенной трансформации спектра поглощения облаков. Данное обстоятельство и является принципиальной основой возможности оценки эффективной температуры облаков с помощью радиотеплолокационных измерений.

Рассмотрим теперь основные результаты теоретических и экспериментальных исследований корреляционных связей между характеристиками радиотеплового излучения системы А—ПП и интегральными параметрами влагосодержания атмосферы, выполненных в ГГО им. А. И. Воейкова в период после 1964 г. Эти результаты являются определенным подтверждением справедливости линейной модели интегрального поглощения радиоволн в атмосфере, которая была рассмотрена выше.

Одни из первых расчетов РЯТ нисходящего излучения безоблачной атмосферы в линии $\lambda = 1,35$ см были выполнены [146] с использованием соотношения (1.31) для коэффициента поглощения кислорода при следующих распределениях температуры и массовой доли водяного пара по высоте [101]:

 $T(z) = \begin{cases} T_0 - \gamma_1 z, & 0 \le z < 11 \text{ км,} \\ T = T_{11}, & 11 \le z \le 25 \text{ км,} \\ T_{11} + \gamma_2 z, & 25 < z \le 47 \text{ км,} \end{cases}$ (2.58) $q(z) = \begin{cases} q_0 e^{-0.48z}, & 0 \le z < 16 \text{ км,} \\ 0.24(z-16) & 10 = 10 \end{cases}$ (2.59)

$$(q_{16}e^{0,24(z-16)}, 16 \leq z \leq 31$$
 KM.

Здесь T_0 и q_0 — температура и массовая доля водяного пара у поверхности Земли, T_{11} — температура воздуха на высоте 11 км, q_{16} — массовая доля водяного пара на высоте 16 км. Вертикальные градиенты температуры имеют следующие значения $\gamma_1 = = 6.5$ °C/км и $\gamma_2 = 3$ °C/км.

Расчеты были выполнены для значений T_0 , равных 288, 293, 298, 303 К, и шести значений относительной влажности: $f_0 = 0$, 20, 40, 60, 80 и 100 %. Кроме того, значения T_{π}^{\downarrow} были рассчитаны и для реальных профилей метеопараметров, полученных на ос-

нове данных радиозондирования. Экспериментальные измерения характеристик радиотеплового излучения были проведены в п. Воейково (Ленинградская область) в период 1965—1968 гг. с помощью радиометра на волне 1,35 см [146].

Результаты расчетов и измерений приведены на рис. 2.31. На основе их анализа было предложено для практического использования следующее уравнение регрессии, описывающее корреляционную связь между влагозапасом (в г/см² или сантиметрах осажденной воды) и РЯТ безоблачной атмосферы:

(2.60)

$$Q = 0.056T_{\rm g}^{\dagger} - 0.16.$$

Сравнение результатов расчетов по реальным профилям с данными наземных измерений РЯТ неба приведено в табл. 2.8. Здесь же приведены оценки Q, полученные по данным радиозондирования (Q_{p3}), по радиометрическим измерениям (Q_{pM}) и с помощью уравнения регрессии (2.60) (Q_{yp}) соответственно.

Из анализа табл. 2.8 следует вывод о наличии удовлетворительного согласия теоретических и экспериментальных данных о радиотепловом излучении безоблачной атмосферы. С одной стороны, это говорит о хорошей точности измерений, обеспечиваемой соответствующей радиотеплолокационной аппаратурой, с другой



Рис. 2.31. Зависимость радиояркостной температуры безоблачной атмосферы на волие $\lambda = 1,35$ см от влагозапаса.

1) $T_0 = 288$ K, 2) $T_0 = 293$ K, 3) $T_0 = 298$ K, 4) $T_0 = 303$ K; точками указаны значения $T_{\rm H}$, рассчитанные для реальных профилей метеопараметров, треугольниками — экспериментальные значения $T_{\rm H}$.

стороны, подтверждает правильность выбора теоретической схемы расчетов и модели атмосферы.

Наибольшая относительная погрешность определения влагозапаса атмосферы по наземным измерениям РЯТ неба в зените не превышает 24 %, а средняя — 10 %. Кроме того, сравнивая значения влагозапаса, определенные на основе зависимости, приведенной на рис. 2.31, со значениями, определенными по аппроксимационной формуле (2.60), можно заметить, что средняя относительная погрешность оценки Q по указанной формуле не превышает 16 %.

Таблица 2.8

Результаты сравнения теоретических	$(T_{\pi T})$ и экспериментальных $(T_{\pi 3})$
значений РЯТ безоблачной атмосферь	ы на волне 1,35 см, а также оценок
влагозапаса, полученных разл	ичными способами в 1965 г.

Дата	7 _{я э} к	Тят К	Δ <i>Т</i> _я к	Q _{рм} кг/м²	Q _{рз} кг/м ²	$\frac{\Delta Q_1}{Q_{p_3}} \%$	Q _{ур} кг/м²	$\frac{\Delta Q_2}{Q_{yp}}\%$
7 VIII	49,9	51,4	1,50,40,66,51,26,31,81,06,46,2	24,8	22,3	6,9	23,5	5,5
9 VIII	29,0	28,6		15,0	13,8	8,6	13,0	15,3
9 IX	42,5	41,9		23,2	21,4	8,4	19,8	17,1
9 IX	38,8	45,3		21,2	23,4	9,4	17,9	18,4
10 IX	60,0	61,2		34,0	31,0	9,7	28,5	19,2
11 IX	46,8	53,1		26,0	27,3	4,8	21,9	18,7
16 IX	30,0	31,8		15,8	16,0	13,0	13,5	17,0
18 IX	35,8	34,8		19,2	17,2	12,0	16,4	17,0
25 IX	35,0	41,4		18,8	21,2	11,0	16,0	17,5
2 X	16,5	22,7		8,1	10,6	23,6	6,8	19,1

Примечание. $\Delta T_{\mathfrak{g}} = |T_{\mathfrak{g}\mathfrak{z}} - T_{\mathfrak{g}\mathfrak{T}}|, \Delta Q_1 = |Q_{pM} - Q_{p3}|, \Delta Q_2 = |Q_{pM} - Q_{yp}|.$

В дальнейшем были привлечены дополнительные экспериментальные данные (около 300 случаев), по которым была уточнена корреляционная связь между общим содержанием водяного пара и РЯТ безоблачного неба. Коэффициент корреляции получился довольно высоким (около 0,9). Связь же между величинами описывается выражением

 $Q = 0.058T_{g}^{\dagger} - 0.19.$

Среднеквадратическое отклонение результатов отдельных измерений от уравнения линейной регрессии (2.61) составило приблизительно 3 кг/м².

Полученные выражения (2.60) и (2.61) неплохо согласуются

с данными работы [48], где коэффициент при T_n^{\dagger} равен 0,052.

В период 1965—1968 гг. были проведены исследования корреляционных связей между влагозапасом безоблачной атмосферы и восходящим микроволновым излучением. Восходящее излучение рассчитывалось по соответствующим формулам, приведенным в главе 1. При этом были использованы стандартные распределения температуры и влажности (2.58) и (2.59). Необходимые данные о коэффициентах излучения водной поверхности при различном ее состоянии были взяты из работы [142] и главы 1.

Кроме того, были выполнены расчеты для реальных профилей метеопараметров, полученных при наземных и самолетных измерениях. Результаты расчетов представлены на рис. 2.32, где изо-

бражена зависимость T_{π}^{\dagger} от влагозапаса безоблачной атмосферы на волне 1,35 см.

(2.61)

Чтобы более наглядно представить влияние различных факторов на РЯТ восходящего излучения, на рис. 2.33 приведены по отдельности значения РЯТ излучения поверхности воды, ослаблен-



Рис. 2.32. Зависимость раднояркостной температуры системы атмосфера—водная поверхность на волне $\lambda = 1,35$ см от влагозапаса при разных значениях T_0 .

1-288 K. 2-293 K. 3-298 K. 4-303 K $(T_n=298 \text{ K}, S_n=40 \text{ (b)});$ 5-273 K. 6-278 K $(T_n=273 \text{ K}, S_n=40 \text{ (b)});$ 7-278 K. 3-283 K. $(T_n=283 \text{ K}, S_n=0 \text{ (b)});$ 7-288 K $(T_n=283 \text{ K}, S_n=0 \text{ (b)});$ 10-288 K, 11-293 K, 12-298 K $(T_n=293 \text{ K}, S_n=0 \text{ (b)});$

ного толщей атмосферного воздуха, восходящего излучения самой атмосферы и ее нисходящего излучения, отраженного от поверхности (противоизлучения атмосферы). Из анализа рисунка можно

8 3akas Ne 352

сделать вывод о том, что излучение и противоизлучение атмосферы оказывает влияние на значения РЯТ поверхности воды, в то время как влияние температуры воздуха практически отсутствует.

74 K



Рис. 2.33. Зависимость составляющих радиояркостной температуры системы атмосфера—водная поверхность от влагозапаса на волне $\lambda = 1.35$ см при различных метеоусловиях.

 $a - радионалучение водной поверхности, 6 - радионалучение атмосферы, <math>a - противоналучение атмосферы; 1) T_0-288 K, 2) T_0-293 K; 3) T_0-298 K, 4) T_0-303 K.$

Анализируя полученные теоретические результаты, можно оценить влияние и других факторов на РЯТ восходящего излучения безоблачной атмосферы [146].

Соленость воды. Изменение солености воды S_{π} от 0 до 40 ‰ приводит в среднем к увеличению РЯТ на 3 К. В табл. 2.9 рассмотрены два случая с различными значениями влажности атмосферы. В обоих случаях РЯТ увеличивается на 3 К при переходе от пресной воды к соленой.

Таблица 2.9

Влияние солености воды (S_{π}) на величину РЯТ, системы атмосфера—водная поверхность (T_{π}^{\dagger}) при T_{π} =298 K, T_{0} =288 K

s _n	·	
0	40	ΔT _s K
145,7	148,7	3
153,2	156,2	3
	0 145,7 153,2	$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $

Температура воздуха у поверхности воды. Влияние температуры воздуха можно проанализировать на основе материала, приведенного в табл. 2.10, где показаны изменения РЯТ при различ-

Таблица 2.10

Влияние температуры воздуха у поверхности (T₀) на величину РЯТ системы атмосфера—водная

поверхность $(T_{g}\uparrow)$

	<i>T</i>	<i>Τ</i> <i></i> <i></i> 		
Q Kr/m ²	288	303		
5 10 15 20 24	131,7 140,6 149,5 157,8 164,0	132,3 142,4 151,3 160,0 167,2	0,6 1,8 1,8 2,2 3,2	

ном влагозапасе атмосферы для двух значений температуры воздуха над водной поверхностью ($T_{\pi} = 298$ K, $S_{\pi} = 40 \%$). При наибольшем возможном при данных условиях влагозапасе атмосферы максимальное изменение РЯТ составило 3,2 K.

Температура водной поверхности. Изменение температуры воды на 10 К приводит к изменению РЯТ, не превышающему 2 К (табл. 2.11).

Атмосферное давление у поверхности Земли. Изменение P_0 от 1100 до 900 гПа приводит к изменению значения T_{μ}^{\uparrow} на 6 К. Для

8*

Влияние	температуры	воды на	величину	РЯТ	системы
	атмосфера-	—водная	поверхнос	ТЬ	te de la C

		T	a K	
to %	273	28 3	283	293
	$T_0 = 2$	273 K	$T_0 =$	288 K
60 80	135,1 139,6	133,6 138,2	147,3 154,7	145,6 153,2

реальных изменений P_0 , составляющих около 60—100 гПа, $\Delta T_{\rm H}$ составит 2—3 К.

Различия РЯТ для стандартных и реальных профилей метеоэлементов. Были рассчитаны значения РЯТ по профилям содержания H₂O, полученным при измерениях в п. Воейково, над Ладожским озером и Каспийским морем летом и осенью. Максимальное расхождение между значениями T_{π}^{\dagger} , рассчитанными по реальным и стандартным профилям метеоэлементов, не превышает 4 К.

Экспериментальная проверка зависимости радиоизлучения подстилающей поверхности и атмосферы от ее влагозапаса производилась по результатам измерений с самолета Ил-18. Полеты выполнялись над Каспийским морем и Ладожским озером летом и осенью 1966 г.

Над выбранными однородными по температуре участками водной поверхности осуществлялось вертикальное зондирование атмосферы до высоты 9—10 км с одновременными измерениями профилей температуры, влажности и давления с помощью электрометеорографа. Это позволило сравнить расчетные (T_{π}^{\dagger}) и экспериментальные (T_{π}^{\dagger}) значения РЯТ, а также определить влагозапас атмосферы по измеренным значениям T_{π}^{\dagger} , пользуясь зависимостями, приведенными на рис. 2.32.

Результаты измерений и их сравнения с теоретическими расчетами приведены в табл. 2.12, в которой Q_c — значения влагозапаса, оцененные по данным самолетного электрометеорографа, а $Q_{\rm PM}$ — по измерениям РЯТ на $\lambda = 1,35$ см.

Анализируя табл. 2.12, можно отметить вполне удовлетворительное согласие между результатами расчетов и данными измерений. Наибольшая относительная погрешность определения влагозапаса по радиометрическим данным не превышает 16%, а средняя для всех случаев измерений составляет 10%.

На основании теоретических и экспериментальных данных зависимость между РЯТ восходящего излучения и влагозапасом

Таблица 2.12

(2.62)

Результаты теоретических расчетов и самолетных измерений РЯТ системы атмосфера—водная поверхность, а также определения влагозапаса безоблачной атмосферы (1966 г.)

Дата	Район	<i>т</i> _{я э} к	<i>Т</i> _{ят} қ	Δ <i>Т</i> _я қ	Q _{рм} кг/м ²	Q _c кг/м²	$\frac{\Delta Q}{Q_{\rm c}}$ %
11.06 13.06 17.06 20.06 23.06 28.09 3.10 6.10	Ладожское озеро То же " " Каспийское море То же "	154,8 142,9 144,8 173,5 167,0 170,0 167,0 161,7	156,8 139,4 145,8 173,3 164,8 173,0 166,0 170,9	2,0 3,5 1,0 0,2 2,2 3,0 1,0 9,2	19,0 13,0 14,0 30,8 27,5 27,4 25,4 22,0	19,2 13,0 12,6 29,4 24,1 29,9 26,9 26,0	$ \begin{array}{c} 1,0\\0\\11,6\\4,8\\14,1\\8,4\\5,6\\15,4\\\end{array} $

Примечание. $\Delta Q = Q_{\rm pM} - Q_{\rm c}$.

безоблачной атмосферы может быть представлена в виде уравнения регрессии

 $T_{g}^{\dagger} = 122 + 17Q$.

где Q выражено в г/см². Это уравнение неплохо согласуется с приведенными в работах [12, 150]. Небольшие расхождения в значениях T_{g}^{\dagger} обусловлены выбором коэффициента излучения водной поверхности и погрешностями радиометрических измерений.

Полученный теоретический и экспериментальный материал полностью подтверждает возможность определения влагозапаса безоблачной атмосферы по данным измерения радиотеплового излучения водной поверхности и атмосферы в линии поглощения водяного пара λ = 1,35 см.

Используя радиометрическую аппаратуру, установленную на летательных аппаратах (самолет, ИСЗ), можно осуществлять измерение влагозапаса атмосферы над водной поверхностью с числом градаций, равным 8—10, в интервале его изменения от 5 до 60 кг/м². При этом достаточно использовать среднеклиматические значения температуры поверхности воды (для океанов).

Значительно более сложной является задача определения влагозапаса по радиотепловому излучению системы А—ПП, когда измерения проводятся над сушей, коэффициент излучения которой изменяется в довольно широких пределах: от 0,7 для влажной почвы до 0,97 для леса. С целью оценки имеющихся в этом случае возможностей были выполнены расчеты РЯТ восходящего излучения с привлечением распределений метеовеличин в соответствии с выражениями (2.58) и (2.59) для различных коэффициентов излучения поверхности суши и, равных 0,5; 0,7; 0,8; 0,9; 1,0 [145].

Результаты этих расчетов представлены на рис. 2.34, из которого видно, что зависимость РЯТ от влагозапаса атмосферы при всех значениях \varkappa носит линейный характер. Здесь также следует отметить, что с увеличением коэффициента излучения \varkappa усиливается зависимость T_{π}^{\dagger} от температуры подстилающей поверхности. Так, при значениях $\varkappa = 0,4...0,5$ можно пользоваться среднеклиматическими данными о температуре воды (ее изменение на 10 К приводит к погрешности в измерении РЯТ не более чем на 2—3 К), но с увеличением \varkappa (для суши) необходимы более точные данные о температуре подстилающей поверхности.



Рис. 2.34. Зависимость радиояркостной температуры системы атмосфера—подстилающая поверхность на волне $\lambda = 1,35$ см от влагозапаса при $T_{\pi} = 283$ К (1-5) и $T_{\pi} = 293$ К (6-10).

1) $\varkappa = 0.5;$ 2) $\varkappa = 0.7;$ 3) $\varkappa = 0.8;$ 4) $\varkappa = 0.9;$ 5) $\varkappa = 1;$ 6) $\varkappa = 0.5;$ 7) $\varkappa = 0.7;$ 8) $\varkappa = 0.8;$ 9) $\varkappa = 0.9;$ 10) $\varkappa = 1.$

Учитывая погрешности в определении температуры подстилающей поверхности дистанционными методами (инфракрасными или радиотеплолокационными), можно надеяться на определение 4— 5 градаций интегрального содержания водяного пара в безоблачной атмосфере над сушей для почвы с коэффициентом излучения $\kappa = 0,7$ и 2—3 градаций для почвы с $\kappa = 0,8$.

Таким образом, задача определения общего содержания водяного пара над поверхностью суши является достаточно сложной, особенно если иметь в виду, что коэффициент излучения даже достаточно однородных протяженных участков суши испытывает значительные колебания. В приведенных же выше оценках предполагается неизменность излучательных характеристик поверхности суши. Следовательно, на практике следует ожидать несколько более высоких погрешностей в определении влагозапаса безоблачной атмосферы по радиотеплолокационным измерениям над сушей.

Глава 3. Радиотеплолокационная аппаратура и ее калибровка.

Погрешности измерения радиояркостной температуры

Вопросам построения радиотеплолокационных систем и методам их калибровки посвящено значительное число специальных работ (см., например, [12, 68, 175]. В связи с этим в настоящей главе мы ограничились лишь кратким изложением основных сведений, относящихся к радиотеплолокационной аппаратуре и ее калибровке.

Одним из перспективных направлений развития дистанционного зондирования системы А—ПП является комплексное применение методов радиотеплолокации и радиолокации, или, что то же самое, пассивных и активных радиолокационных методов. В ГГО им. А. И. Воейкова накоплен определенный опыт в этом направлении. Основные принципы построения пассивно-активных радиолокационных станций будут кратко рассмотрены в п. 3.2.

Основное внимание в настоящей главе уделено корректному анализу погрешностей измерения РЯТ атмосферы и радиояркостного контраста конвективных облаков с помощью радиотеплолокационных систем главным образом при зондировании с поверхности Земли.

3.1. Радиотеплолокационные системы

Измерение интенсивности радиотеплового излучения атмосферы и подстилающей поверхности производится с помощью специальных радиотеплолокационных (или, иначе, микроволновых, СВЧ радиометрических) систем (радиотеплолокаторов). Такая система представляет собой функционально совмещенные антенну, микроволновый радиометр (приемник) и регистрирующее устройство.

Уровень мощности полезного сигнала на входе радиотеплолокационной системы очень мал и составляет 10^{-15} — 10^{-20} Вт, поэтому радиометр должен обладать высокой чувствительностью и стабильностью.

Рассмотрим кратко основные части радиотеплолокационной системы.

Антенна предназначена для преобразования электромагнитной волны из внешнего пространства в волну, распространяющуюся по волноводному тракту до приемника. Основной характеристикой антенны является диаграмма направленности (ДНА), определяемая как отклик на ее выходе при наблюдении точечного источника. Обычно ДНА, кроме главного лепестка, имеет большое число боковых и задних лепестков. Угловую ширину ДНА определяют по фиксированному уровню. Часто ширину главного лепестка определяют по уровню половинной мощности. Эта величина линейно возрастает с увеличением длины волны излучения. Другой важной характеристикой антенны является коэффициент рассеяния $\beta_{r\pi}$. Он представляет собой относительную долю энергии, принимаемой антенной за пределами главного лепестка ДНА при условии изотропного поля излучения в окружающем пространстве. Математически коэффициент рассеяния описывается соотношением

$$\beta_{\mathrm{r}\pi} = \int_{\Omega_{\mathrm{dok}}} G(\theta, \varphi) \, d\Omega / \int_{4\pi} G(\theta, \varphi) \, d\Omega,$$

где G(θ, φ) — функция, описывающая ДНА; Ω_{бок} — телесный угол, занятый боковыми и задними лепестками.

Антенна преобразует РЯТ излучающего объекта, осредненную в пределах главного лепестка ДНА ($\overline{T}_{\rm ягл}$), в антенную температуру $T_{\rm a}$, которая и измеряется радиометром. Антенная температура связана с $\overline{T}_{\rm ягл}$ известным соотношением антенного сглаживания [12]:

 $T_{a}(\theta_{0}, \varphi_{0}) = \overline{T}_{\pi r \pi}(\theta_{0}, \varphi_{0}) (1 - \beta_{r \pi}) \eta + \overline{T}_{\pi}^{\Phi}(\theta_{0}, \varphi_{0}) \beta_{r \pi} \eta + T_{0} (1 - \eta),$

где $\overline{T}_{\pi}^{\Phi}$ — РЯТ среднего фона по боковым и задним лепесткам ДНА, T_0 — термодинамическая температура материала антенноволноводного тракта, θ_0 и φ_0 — зенитный и азимутальный углы визирования антенны (направления максимума главного лепестка ДНА), η — коэффициент полезного действия (КПД) тракта. Последний характеризует омические потери в тракте. При написании формулы (3.2) и в дальнейшем в настоящей главе мы для удобства опускаем индекс поляризации излучения.

Достаточно подробно различные типы антенн, применяемых в радиотеплолокационных системах, рассмотрены в монографиях [68, 175].

Второй основной частью радиотеплолокационной системы является радиометрический приемник. Он предназначен для измерения антенных температур при высоком уровне помех. В настоящее время распространены четыре основных типа схем радиометров: компенсационная, модуляционная, аддитивно-шумовая и корреляционная.

Основной характеристикой радиометра является его *чувствительность*. Она определяется как минимально обнаружимое приращение антенной температуры, при котором среднее значение изменения выходного сигнала равно действующему значению его флуктуаций. В работах [12, 68, 93, 168] исследованы чувствительности микроволновых радиометров для различных схем их построения.

В простейшем случае без учета потерь в антенно-волноводном тракте чувствительность δT микроволнового радиометра выражается соотношением

$$\delta T = \alpha \frac{T_a + T_{\mu}}{\sqrt{\Delta \nu \tau^*}},$$

(3.3)

(3.1)

(3.2)

где $T_{\rm m}$ — шумовая температура радиометра, Δv — частотная полоса его пропускания, τ^* — постоянная времени интегрирования радиометра, α — коэффициент, учитывающий схемное построение радиометра (изменяется обычно от 1 до 3). Более подробно различные выражения для чувствительности радиометров различных схем приведены в [12].

На рис. 3.1 приведена функциональная схема наиболее простого типа радиометра — компенсационного. Такой радиометр мало отличается от супергетеродинных приемников, нашедших широкое применение в активной радиолокации. Основное отличие за-



Рис. 3.1. Упрощенная функциональная схема компенсационного СВЧ радиометра.

1 — антениа, 2 — усилитель высокочастотной части, 3 — смеситель, 4 — гетеродии, 5 — усилитель промежуточной частоты и квадратичный детектор, 6 — интегратор, 7 — регистратор, 8 — источник смещения.

ключается в том, что компенсационный радиометр содержит источник смещения, который обеспечивает обратное смещение постоянной составляющей выходного напряжения, обусловленной внутренними шумами приемника. Сигнал от антенны усиливается усилителем высокой частоты (УВЧ), затем поступает на смеситель, где смешивается с сигналом гетеродина и преобразуется в сигнал промежуточной частоты. Далее следует усилитель промежуточной частоты (УПЧ), определяющий в основном усиление и полосу пропускания радиометра. Как правило, УПЧ совмещают с квадратичным детектором, выходное напряжение которого прямопропорционально мощности сигнала на его входе. Интегратор объединяет в себе функции интегрирования (накопления) и усиления низкочастотной составляющей сигнала.

Элементы, стоящие до детектора (УВЧ, смеситель, гетеродин, УПЧ), иногда называют высокочастотной частью приемника, а находящиеся после детектора — его низкочастотной частью. Для микроволновых радиометров различных спектральных диапазонов вновь разрабатывается обычно лишь высокочастотная часть, а низкочастотная может оставаться неизменной.

К преимуществам приемников компенсационного типа следует отнести высокий коэффициент использования энергии, принимаемой антенной, и простоту схемы. Их основным недостатком является невозможность добиться полной компенсации внутренних шумов из-за нестабильности усиления УВЧ. Погрешность измерения антенной температуры радиометрами рассматриваемого типа увеличивается вследствие относительной нестабильности коэффициента усиления.

Если в радиометре перед УВЧ установить модулятор, обеспечивающий попеременное переключение входа на антенну и согласованную нагрузку, то влияние нестабильности коэффициента усиления будет значительно уменьшено. Такая схема построения радиометра называется модуляционной. Она приведена на рис. 3.2.

Частота переключения модулятора выбирается достаточно высокой, чтобы за один период переключения коэффициент усиления не мог значительно измениться. Однако максимальная частота



Рис. 3.2. Упрощенная функциональная схема модуляционного СВЧ радиометра.

1 — антенна, 2 — согласованная нагрузка, 3 — модулятор, 4 — высокочастотная часть, 5 — квадратичный детектор, 6 — синхронный детектор, 7 — интегратор, 8 — регистратор, 9 — синхронизатор.

переключения ограничивается частотными характеристиками модулятора и зависит от типа управляемого элемента.

Иногда в качестве согласованной нагрузки используются регулируемые генераторы шума (ГШ), с помощью чего обеспечивается приблизительный баланс $T_a \approx T_{\vartheta}$ (где T_{ϑ} — температура согласованной нагрузки, которую часто называют также опорной или эталонной температурой). Такие схемы микроволновых радиометров носят название нулевых.

В модуляционных радиометрах сигнал с антенны поступает на вход приемника только в течение полупериода модуляции, поэтому их чувствительность определяется по формуле

$$\delta T = 2 \frac{T_{a} + T_{u}}{\sqrt{\Delta v \tau^{*}}}.$$
(3.4)

Это значение в два раза превышает теоретическое значение чувствительности компенсационных радиометров.

Модуляция входного сигнала позволяет сохранить его низкочастотную составляющую и после детектирования. Глубина модуляции этой составляющей пропорциональна разности температур антенны и согласованной нагрузки. Частота низкочастотной составляющей равна частоте модуляции, что позволяет использовать до синхронного детектора узкополосный усилитель низкой частоты, настроенный на частоту модуляции. Возможность использования синхронного детектора вытекает из того, что фаза модулируемого сигнала известна. Напряжение на выходе этого детектора пропорционально разности температур антенны и согласованной нагрузки.

Для уменьшения потерь, связанных с периодическим отключением антенны, иногда применяются модуляционные схемы с двумя параллельными каналами, поочередно подключаемыми к антенне и согласованным нагрузкам. Выходные сигналы каналов суммируются, чем достигается увеличение чувствительности радиометра.

Чувствительность приемника можно также повысить, если вход радиометра не отключать от антенны, а периодически вводить подшумливание от эталонного источника шума с температурой T'_{9} .



Рис. 3.3. Упрощенная функциональная схема аддитивно-шумового СВЧ радиометра.

1 — антенна, 2 — высокочастотная часть, 3 — усилитель промежуточной частоты и квадратичный детектор, 4 — демодулятор, 5 — измеритель отношения, 6 — интегратор, 7 — регистратор, 8 — синхронизатор, 9 — модулятор, 10 — эталонный источник шума.

Упрощенная функциональная схема такого аддитивно-шумового микроволнового радиометра приведена на рис. 3.3. Здесь модулятор, периодически отключаясь, добавляет к антенной температуре T_a сигнал T'_{9} . На вход демодулятора в первую половину периода поступает сигнал $T_a + T_m$, во вторую — сигнал $T_a + T_m + T_9$. После детектирования этог сложный сигнал поступает на измеритель отношения сигналов. В результате выходной сигнал получается пропорциональным величине $1 + T'_9/(T_a + T_m)$. При этом, если известна эталонная температура T'_9 , приращение полезного сигнала определяется однозначно.

Увеличение чувствительности аддитивно-шумового радиометра по сравнению с модуляционным обусловлено отсутствием модулятора в основном тракте, а также тем, что антенна подключена к входу приемника постоянно. Недостатком рассматриваемой схемы можно считать ее относительную сложность.

Компенсировать часть собственных шумов микроволнового радиометра можно также на основе того, что сигнал антенны и собственные шумы приемника некоррелированы. Для подобной компенсации необходимо иметь две одинаковые высокочастотные части, объединенные таким образом, чтобы постоянные составляющие токов, обусловленных полезным сигналом, складывались, а составляющие токов, возникающих за счет собственных шумов вычитались. Такой радиометр получил название корреляционного. Его упрощенная функциональная схема приведена на рис. 3.4.

Принцип действия корреляционного радиометра основан на том, что собственные шумы первой и второй высокочастотных частей некоррелированы, а сигналы, принимаемые обеими антеннами, полностью коррелированы. Для выходных сигналов высокочастотных частей u_1 и u_2 можно записать

 $u_{1}(t) = u_{c}(t) + \xi_{1}(t),$ $u_{2}(t) = u_{c}(t) + \xi_{2}(t).$

Рис. 3.4. Упрощенная функциональная схема корреляционного СВЧ радиометра.

(3.5)

1, 2 — антенны первого и второго каналов; 3, 4 — высокочастотные части первого и второго каналов; 5 — устройство умножения сигналов, 6 — интегратор, 7 — регистратор.

Здесь u_c — напряжение полезного сигнала, ξ_1 и ξ_2 — напряжение собственных шумов первого и второго каналов соответственно, t — время.

Перемножение сигналов u_1 и u_2 и их накопление в интеграторе позволяют избавиться от собственных шумов приемника. Можно показать, что сигнал u, поступающий на регистратор, равен

$$u = \int_{0}^{\tau^{*}} u_{1}(t) u_{2}(t) dt = \int_{0}^{\tau^{*}} u_{c}^{2}(t) dt.$$
(3.6)

Недостатком корреляционной схемы является наличие двух каналов, приводящее к ухудшению чувствительности при разбалансе усилений в высокочастотных частях и при неравенстве их полос пропусканий.

Таким образом, мы кратко рассмотрели основные упрощенные функциональные схемы построения микроволновых радиометров. В настоящее время ищется большое число других схем радиометров, многие из которых являются разновидностями рассмотренных нами. Более подробно различные схемы построения микроволновых радиометрических приемников изложены в работах [12, 68, 93, 128].

Не останавливаясь на третьей основной части радиотеплолокационных систем — регистраторе, отметим лишь, что сейчас основной тенденцией является вывод сигнала радиометра в цифровом виде с последующей автоматизированной обработкой с помощью мини-ЭВМ.

3.2. Пассивно-активные радиолокационные системы

Применение радиолокационных и радиотеплолокационных методов в метеорологии является, несомненно, перспективным. Однако, применяемые порознь, эти методы имеют и определенные недостатки. Радиотеплолокационные методы, например, не позволяют определить пространственные размеры различных метеообразований и их дальность. В случае радиолокации недостатки связаны с неоднозначностью связей между отражаемостью и гидрометеопараметрами.

Указанные недостатки можно преодолеть на основе совместного использования пассивных и активных радиолокационных методов, в частности посредством создания пассивно-активной радиолокационной станции (ПАРЛС). Такая станция представляет собой систему, состоящую из двух каналов: радиолокатора и микроволнового радиометра. Первый канал можно назвать активным, второй — пассивным. При этом возможно как совместное построение каналов, сопряженных с одной общей антенной, так и раздельное.

Отметим, что, кроме всего прочего, дополнительным преимуществом введения в радиолокатор радиометрического канала является возможность осуществления с его помощью оперативной калибровки антенно-волноводного тракта радиолокатора и ориентирования антенны по радиоизлучению внеземных источников.

Перспективными областями применения ПАРЛС являются зондирование атмосферных осадков и ветра в условиях открытого океана с борта летательных аппаратов [122, 178, 216, 218], исследование ледяных покровов [231], определение влагозапаса почвогрунтов и параметров влагосодержания атмосферы, особенно при наличии кучево-дождевых облаков [188], и т. п. С точки зрения рассматриваемых нами задач наиболее интересным является использование ПАРЛС для зондирования мощных конвективных облачных систем.

Серьезной проблемой при создании ПАРЛС является обеспечение электромагнитной совместимости (или развязки) активного и пассивного каналов. Эта проблема обусловлена тем, что мощность радиолокационного импульса слишком велика по сравнению с высокой чувствительностью радиометрических приемников. Вследствие этого одновременная работа каналов, даже сопряженных с разными, но близко расположенными антеннами, невозможна без принятия специальных мер защиты микроволнового радиометра от мощного излучения радиолокатора.

В целом можно выделить следующие основные направления конструирования ПАРЛС.

1. Раздельное построение пассивного и активного каналов с взаимной синхронизацией (рис. 3.5). Модуляционный радиометр с собственной антенной синхронизован с активным радиолокатором, работающим вместе с ним. Во время излучения импульса локатора микроволновый радиометр подключается к согласованной нагрузке, а в остальное время — к антенне. Высокий уровень развязки каналов в данной схеме возможен лишь при разнесении антенн этих каналов в пространстве. Однако это приводит к трудностям управления антеннами при наблюдении одного и того же пространственного объема. Такие же недостатки присущи и радиометру-скаттерометру, рассмотренному в [178].



Рис. 3.5. Функциональная схема ПАРЛС с раздельным построением каналов.

1 — антенна пассивного канала, 2 — антенна активного канала, 3 — пассивный канал, 4 — СВЧ радиометр, 5 — синхронизатор, 6 — радиолокатор.



Рис. 3.6. Функциональная схема ПАРЛС с двумя режимами работы.

1 — антенна, 2, 3 — переключатели, 4 — передатчик, 5 — приемник, 6 — синхронизатор, 7 — регистратор активного канала, 8 — регистратор пассивного канала.

2. Совмещенное построение пассивного и активного каналов, сопряженных с одной общей антенной, но подключаемых к ней попеременно (рис. 3.6). Основное достоинство заключается в единстве конструкции, что позволяет использовать одни и те же функциональные элементы для обоих каналов. Прием радиотеплового излучения и отраженного радиолокационного импульса на одну антенну облегчает совместную интерпретацию результатов измерений. Недостатком таких систем является попеременность (неодновременность) работы пассивного и активного каналов. Это может оказаться недопустимым при исследовании быстро изменяющихся объектов, например конвективных облаков.

3. Совмещенное построение пассивного и активного каналов, сопряженных с общей антенной и работающих практически одно-

временно (рис. 3.7). Это наиболее перспективный принцип построения ПАРЛС. На его основе создана рассмотренная в [188] система, в которой проблема электромагнитной совместимости решена путем включения в антенный тракт устройства развязки каналов. Этим обеспечивается одновременность работы обоих каналов и прием информации из одних и тех же областей пространства. При этом нужно отметить, что повышение чувствительности радиометра в данной схеме построения ПАРЛС ограничивается потерями в самом устройстве развязки.

Основные пути достижения высокой развязки между каналами, а также уменьшения потерь в устройстве развязки заключаются в следующем:

Рис. 3.7. Функциональная схема ПАРЛС с поочередной (в пределах периода модуляции) работой каналов.

I — антенна, 2 — устройство развязки,
 3 — радиолокатор, 4 — синхронизатор,
 5 — СВЧ раднометр, 6 и 7 — регистраторы.



— в увеличении развязки каналов за счет использования высокочастотной части приемника активного канала в качестве приемной части пассивного канала и разделения сигнала между каналами после смесителя путем фильтрации;

— в сочетании коммутирующих элементов в активном канале и пассивных фильтров после смесителя;

— в сочетании коммутирующих элементов в антенно-волноводном тракте и активных фильтров, роль которых выполняет усилитель промежуточной частоты со специальными характеристиками;

— в сочетании коммутирующих элементов в антенно-волноводном тракте и в гетеродинном тракте пассивного канала.

Рассмотрим подробнее ПАРЛС, созданную в Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова. Она состоит из метеорологического радиолокатора МРЛ-2П, работающего на длине волны излучения $\lambda = 3,2$ см, и микроволнового радиометра с той же длиной волны. Электромагнитное совмещение обеспечено разделением периода посылок активного канала на два интервала: первый — для приема отраженного радиолокационного сигнала и второй — для приема собственного радиотеплового излучения исследуемого объекта. При этом сам локатор МРЛ-2П работает в режиме, практически не отличающемся от стандартного.

Конструктивно пассивный канал ПАРЛС размещен в двух стандартных блоках, расположенных в аппаратной кабине МРЛ-2П. Регистрирующая аппаратура и система управления антенной находятся в операторской кабине локатора. Данная пассивно-активная радиолокационная станция неплохо зарекомендовала себя при зондировании мощных конвективных облаков, в частности их переохлажденных зон.

3.3. Калибровка радиотеплолокационных систем

Калибровка радиотеплолокационной системы необходима для установления однозначного соответствия между измеряемой РЯТ исследуемого объекта и выходным сигналом радиометрического приемника.

На практике применяются различные методы калибровки, включающие как полную калибровку всей системы, так и калибровку отдельных ее частей, в частности антенны, тракта и микроволнового радиометра.

Для реализации идеальной калибровки радиотеплолокационной системы необходимо иметь набор эталонных излучающих элементов, расположенных в дальней зоне антенны. Эти элементы должны иметь известные значения РЯТ, перекрывающие весь диапазон ее возможного изменения для исследуемых объектов, а также достаточную пространственную протяженность, превышающую размеры пятна осреднения главного лепестка ДНА. Однако на практике такой идеальный метод калибровки трудно реализуем. Поэтому обычно калибровку радиотеплолокационной системы проводят раздельно для антенны и для радиометрического приемника. При этом для калибровки шкалы радиометра, как правило, используются внутренние эталонные источники шума.

Различные методы калибровки антенн подробно рассмотрены в [12, 175]. В результате этой калибровки определяются значения коэффициента рассеяния антенны $\beta_{r\pi}$ и КПД антенно-волноводного тракта η . Здесь важно отметить, что измеренные в результате калибровки значения $\beta_{r\pi}$ и η , вообще говоря, не являются постоянными. Сказывается изменение проводимости материала антенны (прежде всего на величину η), влияние конструкции платформы, несущей радиотеплолокационную систему (на величину $\beta_{r\pi}$), и др. Все это в конечном счете отражается на точности измерений РЯТ исследуемых объектов.

Перейдем теперь к вопросу калибровки радиометрического приемника. Антенная температура пропорциональна мощности сигнала, подведенного к входу этого приемника. Принимаемый сигнал линейно усиливается и подвергается квадратичному детектированию. Этим устанавливается линейная зависимость между входной мощностью и выходным напряжением приемника, имеющая вид

 $u_a = ST_a + u_0$

(3.7)

где $u_{\rm a}$ — амплитуда напряжения антенного сигнала на выходе микроволнового радиометра, S — крутизна шкалы приемника, u_0 — начало отсчета его шкалы.

Современные радиометры имеют достаточно высокую флуктуационную чувствительность. Однако нестабильность таких параметров, как частота гетеродина, коэффициент усиления и др., а также потери преобразования в супергетеродинных приемниках приводят к медленному временному дрейфу параметров S и u_0 . Поэтому для обеспечения необходимой точности измерений $T_{\rm я}$ требуется периодическое определение значений S и u_0 . В этом, собственно, и состоит задача калибровки радиометрического приемника.

Для калибровки шкалы приемника необходимо иметь по крайней мере два эталонных источника с известными температурами T_{al} и T_{a2}. Подключая их поочередно к входу радиолокатора и фик-



Рис. 3.8. Схема калибровки спутникового СВЧ радиометра.

1 — антенна, 2 — переключатель П2, 3 — переключатель П3, 4 — модулятор, 5 — высокочастотная часть, 6 — низкочастотная часть, 7 — регистратор, 8 — опорная нагрузка, 9 — согласованная нагрузка, 10 — переключатель П1, 11 — калибровочный рупор; ГП и ВП — горизонтальная и вертикальная поляризация соответственно.

сируя выходные значения сигналов u_1 и u_2 , можно определить параметры S и u_0 :

$$S = \frac{u_1 - u_2}{T_{\mathfrak{s}1} - T_{\mathfrak{s}2}}, \quad u_0 = \frac{T_{\mathfrak{s}1}u_2 - T_{\mathfrak{s}2}u_1}{T_{\mathfrak{s}1} - T_{\mathfrak{s}2}}.$$
(3.8)

Систематическая погрешность измерений T_{π} будет определяться погрешностями задания $T_{\mathfrak{d}1}$ и $T_{\mathfrak{d}2}$, а также точностью реализации функции квадратичного детектирования.

Учитывая специфику микроволновых радиометров, применяемых в метеорологии, где РЯТ объектов может изменяться от 0 до 300 К, целесообразно использовать для калибровки два эталонных источника, температуры которых соответствуют границам указанного диапазона. В частности, температура одного эталона может быть близка к термодинамической температуре элементов радиометра. В качестве другого эталона следует применять охлаждаемую согласованную нагрузку. В роли высокотемпературного эталона в настоящее время наиболее часто выступают газоразрядные лампы и генераторы шума. Использование таких источников в микроволновых радиометрах возможно совместно с аттенюаторами, понижающими температуру шума до требуемого значения.

На рис. 3.8 для иллюстрации сказанного приведена схема калибровки одного из измерительных каналов СВЧ радиометра, установленного на ИСЗ «Нимбус-7» [129]. На вход радиометра с помощью переключателей П1 и П3 вместо сигналов радиотеп-

9 Заказ № 352

лового излучения системы А—ПП периодически подаются два шумовых калибровочных сигнала. В качестве одного из них использованы шумы согласованной волноводной нагрузки, температура которой равна температуре радиометра. Вторым калибровочным сигналом является сигнал радиоизлучения открытого космоса $(T_{\pi} \approx 2,7 \text{ K})$, который принимается специальным рупором.

Каждый цикл сканирования антенны включает в себя, наряду с излучением антенного сигнала, также «холодную» и «горячую» калибровки. В рассматриваемом примере СВЧ радиометр модуляционного типа позволяет измерять антенные температуры на вертикальной (ВП) и горизонтальной (ГП) поляризациях в зависимости от положения переключения П2.

Отметим, что в настоящее время для калибровки аэрокосмических радиотеплолокационных систем часто применяется метод реперных областей [132]. Для этого используется радиотепловое излучение реперных участков земной поверхности, известное с хорошей степенью точности. К подобным областям можно отнести водную поверхность в полярных широтах, материковый лед Антарктиды и др.

3.4. Погрешности измерения радиояркостной температуры атмосферы

Для оценки погрешностей измерения РЯТ земной атмосферы рассмотрим подробно конкретный способ калибровки радиотеплолокационной системы (или радиотеплолокатора), использованный нами при наземных абсолютных измерениях нисходящего РТИ.

Измеренная на входе приемника антенная температура T_a связана с искомой РЯТ атмосферы $T_{\pi r\pi}$ соотношением (3.2). Отсюда

$$\overline{T}_{\mathfrak{g}\,\mathfrak{r}\pi} = \frac{1}{(1-\beta_{\mathfrak{r}\pi})\,\eta} \left[T_{\mathfrak{a}} - \overline{T}_{\mathfrak{g}}^{\mathfrak{h}}\beta_{\mathfrak{r}\pi}\eta - T_{\mathfrak{g}}(1-\eta) \right]. \tag{3.9}$$

Таким образом, для определения $T_{\pi r\pi}$ нужно измерить T_a и T_0 , параметры антенны η и $\beta_{r\pi}$, а также оценить фон T_{π}^{Φ} . Так как результаты измерений всех перечисленных параметров суть случайные независимые величины (их измерение выполняется независимыми способами), для оценки погрешности определения $\overline{T}_{\pi r\pi}$ по соотношению (3.9) можно воспользоваться известной формулой переноса ошибок [174]. В соответствии с этой формулой дисперсия погрешности измерения $\overline{T}_{\pi r\pi}$ описывается выражением

$$\sigma_{T_{\mathbf{g}\,\mathbf{r}\pi}}^{2} \approx \left(\frac{\partial \overline{T}_{\mathfrak{R}\,\mathrm{r}\pi}}{\partial \Gamma_{a}}\right)_{0}^{2} \sigma_{T_{a}}^{2} + \left(\frac{\partial \overline{T}_{\mathfrak{R}\,\mathrm{r}\pi}}{\partial \overline{T}_{\mathfrak{R}}^{\Phi}}\right)_{0}^{2} \sigma_{T_{\mathfrak{R}}}^{2} + \left(\frac{\partial \overline{T}_{\mathfrak{R}\,\mathrm{r}\pi}}{\partial T_{0}}\right)_{0}^{2} \sigma_{T_{0}}^{2} + \left(\frac{\partial \overline{T}_{\mathfrak{R}\,\mathrm{r}\pi}}{\partial \beta_{\Gamma,\pi}}\right)_{0}^{2} \sigma_{\beta_{\Gamma,\pi}}^{2} + \left(\frac{\partial \overline{T}_{\mathfrak{R}\,\mathrm{r}\pi}}{\partial \eta}\right)_{0}^{2} \sigma_{\eta}^{2}, \qquad (3.10)$$

где σ^2 — дисперсии погрешностей измерения или оценки соответствующих параметров.

Вычислив производные и перейдя к относительным среднеквадратическим погрешностям (ОСКП), получим;

$$\delta_{\overline{T}_{g_{\Gamma\pi}}}^{2} \approx K_{T_{a}}^{2} \delta_{T_{a}}^{2} + K_{\overline{T}_{g}}^{2} \delta_{\overline{T}_{g}}^{2} + K_{T_{o}}^{2} \delta_{T_{o}}^{2} + K_{\beta_{\Gamma\pi}}^{2} \delta_{\beta_{\Gamma\pi}}^{2} + K_{\eta}^{2} \delta_{\eta}^{2}, \qquad (3.11)$$

где

$$K_{T_a} = \frac{T_a}{(1 - \beta_{\Gamma \pi}) \, \eta \overline{T}_{\overline{\alpha} \, \Gamma \pi}}, \qquad (3.12)$$

$$K_{\overline{T}} = \frac{\beta_{\Gamma,\eta} \overline{T}_{\eta}^{\Phi}}{(1 - \beta_{\Gamma,\eta}) \overline{T}_{\eta,\Gamma,\eta}}, \qquad (3.13)$$

$$K_{T_0} = \frac{(1-\eta) T_0}{(1-\beta_{\Gamma \pi}) \eta \overline{T}_{\pi \Gamma \pi}},$$
(3.14)

$$K_{\beta_{\Gamma,n}} = \frac{\beta_{\Gamma,n} \left(T_{\beta_{\Gamma,n}} - T_{\beta}^{*} \right)}{(1 - \beta_{\Gamma,n}) \, \overline{T}_{\beta_{\Gamma,n}}}, \qquad (3.15)$$

$$K_{\eta} = \frac{T_{0} - T_{a}}{(1 - \beta_{\Gamma,n}) \, \eta \overline{T}_{\beta_{\Gamma,n}}}, \qquad (3.16)$$

$$\begin{split} \delta_{\overline{T}_{\mathfrak{g}_{T\mathfrak{g}}}} &= \sigma_{\overline{T}_{\mathfrak{g},\mathfrak{r}\mathfrak{g}}} / \overline{T}_{\mathfrak{g},\mathfrak{r}\mathfrak{g}}, \quad \delta_{T_{\mathfrak{a}}} = \sigma_{T_{\mathfrak{a}}} / T_{\mathfrak{a}} \\ \delta_{\overline{T}_{\mathfrak{g}}} &= \sigma_{\overline{T}_{\mathfrak{g}}} / \overline{T}_{\mathfrak{g}}^{\Phi}, \end{split}$$

$$\delta_{T_0} = \sigma_{T_0}/T_o, \quad \delta_{\beta_{\Gamma,\Pi}} = \sigma_{\beta_{\Gamma,\Pi}}/\beta_{\Gamma,\Pi},$$
$$\delta_{\Gamma} = \sigma_{\Gamma}/n.$$

Рассмотрим влияние погрешностей измерения различных параметров на значение итоговой погрешности определения $\overline{T}_{R\,\Gamma,\Pi}$. Это влияние количественно характеризуется коэффициентами K_{Ta} , $K_{\overline{T}}\phi$, K_{T_0} , $K_{\beta_{\Gamma,\Pi}}$ и K_{η} . Оценим их для $\lambda = 0.8$; 1.35 и 3 см. При этом примем упрощающее предположение о том, что $\overline{T}^{\phi}_{R} \approx \overline{T}_{R\,\Gamma,\Pi}$. Тогда $K_{\overline{T}}\phi = \frac{\beta_{\Gamma,\Pi}}{1 - \beta_{\Gamma,\Pi}} = \text{const}, \quad K_{\beta_{\Gamma,\Pi}} = 0.$ (3.17)

Указанное предположение, по-видимому, справедливо для горизонтально однородной атмосферы для узконаправленных антенн в диапазоне углов $\theta_0 \leq 85^\circ$, когда «полный луч» ДНА не касается поверхности Земли. Под полным лучом понимается совокупность главного и первых боковых лепестков, по которым поступает основная часть мощности СВЧ излучения. На практике достаточно учитывать один первый боковой лепесток, так как для остронаправленных антенн по всем остальным боковым лепесткам принимается не более 5 % суммарной мощности. По существу данное предположение соответствует принятию линейной аппроксимации зависимости РЯТ от зенитного угла в пределах полного луча ДНА при симметричности ДНА относительно ее электрической оси.

9*

Погрешность указанной линейной аппроксимации для случая секансной зависимости T_{π} от θ , как показали выполненные нами оценки, не превышает 4,5 % при угловой ширине полного луча ДНА, равной 2°. Для рассматриваемой нами задачи такое приближение является вполне удовлетворительным.

Полученные в результате расчетов зависимости коэффициентов K_{T_a} , K_{T_0} и K_{η} от зенитного угла визирования приведены на



рис. 3.9. В расчетах использованы следующие значения параметров радиотеплолокатора: $T_0 = 293$ К; $\eta = 0.85$; $\beta_{\Gamma\pi} = 0.3$. В этом случае $K_{\overline{T}_{\pi}} = 0.429$. Из рисунка следует, что наиболее сильно на погрешность измерения $\overline{T}_{\pi\Gamma\pi}$ влияют погрешности оценки η и измерения T_a на входе приемника. В меньшей степени сказывается влияние погрешностей измерения T_0 и оценки \overline{T}_{π}^6 . Поэтому оценим величину погрешности определения $\overline{T}_{\pi\Gamma\pi}$ только за счет погрешности измерения η :

$$\delta_{\tilde{T}_{\mathfrak{R}\,\Gamma\mathfrak{I}}} = K_{\eta} \delta_{\eta}.$$

(3.18)

В [175] рассмотрен метод измерения η по собственным шумам антенны, наиболее отвечающий нашим возможностям. Там же по-

казано, что он позволяет измерять η с погрешностью 5—10 %. Примем в связи с этим $\delta_{\eta} = 0,05$. В табл. 3.1 приведены рассчитанные значения $\tilde{\delta}_{\overline{T}_{\pi \Gamma \pi}}$ для трех длин волн и нескольких углов. Оценки выполнены для случая зондирования Sc летом. Из таб-

Таблица 3.1

Относительная погрешность $\tilde{\delta}_{T_{RLM}}$ определения \tilde{T}_{RLM} , обусловленная погрешностью измерения η ($\delta_{\eta} = 0.05$)

÷	_0		λ см		
	θ ₀	0,8	1,35	3	
	0 60 70 80 85	0,66 0,31 0,20 0,09 0,05	0,38 0,18 0,11 0,04 0,02	4,81 2,39 1,62 0,81 0,39	

лицы следует, что погрешности определения T_{RTR} рассматриваемым методом (см. соотношение (3.9)) по антенным температурам, измеряемым на входе приемника, являются неприемлемо большими и весьма чувствительными к погрешностям измерения КПД тракта. По этой причине целесообразно использовать методы, не требующие точных значений η и T_a [82, 147]. Рассмотрим один из таких методов, использованный нами при радиотеплолокационных измерениях нисходящего излучения облачной атмосферы. Сутметода заключается в том, что шкала приемника градуируется в антенных температурах на выходе антенны, т. е. с учетом тракта, в связи с чем отпадает необходимость измерения η .

Как известно, для модуляционного радиометра между антенной температурой на входе приемника T_a и амплитудой сигнала на его выходе u_a существует линейная связь [12]:

$$u_a = S(T_s - T_a) + u_0, \tag{3.19}$$

где $T_{\mathfrak{d}}$ — опорная, или эталонная температура. В свою очередь $T_{\mathfrak{a}} = T'_{\mathfrak{a}} \eta + T_{\mathfrak{d}} (1 - \eta),$ (3.20)

где T'_{a} — антенная температура на выходе антенны. В этом случае

$$u_{a} = S\left[(T_{s} - T_{0}) + (T_{0} - T_{a}')\eta\right] + u_{0}.$$
(3.21)

Для определения T'_{a} из данного соотношения по измеренному на выходе приемника значению сигнала u_{a} нам требуется, таким

образом, знать S и u_0 . Значение u_0 находится посредством снятия модуляции. При этом

$$u_{a0} = S(T_s - T_s) + u_0 = u_0, \tag{3.22}$$

где u_{a0} — значение выходного сигнала при снятии модуляции.

Для определения крутизны шкалы можно использовать генератор шума (ГШ), встроенный в тракт СВЧ радиометра. Шумовая температура ГШ на входе приемника равна

$$T_{\Gamma III} = T_{\Gamma III}^{KM} \eta_{\Gamma III} + (1 - \eta_{\Gamma III}) T_0, \qquad (3.23)$$

где $T_{\Gamma III}^{KHH}$ – кинетическая температура ГШ, а $\eta_{\Gamma III}$ – КПД части тракта от ГШ до приемника с учетом аттенюатора (ослабление больших величин $T_{\Gamma III}^{KHH}$). Процесс определения S с помощью ГШ называется внутренней калибровкой приемника. В связи с тем, что коэффициент усиления приемника может изменяться с течением времени, внутреннюю калибровку необходимо проводить регулярно в процессе измерений.

В процессе внутренней калибровки на этапе измерений крутизна шкалы определяется из соотношения

$$S_{\rm H} = \frac{u_{\rm \Gamma III \, \rm H} - u_{\rm 0H}}{T_{\rm \Gamma III} - T_{\rm 9}}.$$
(3.24)

Здесь разность между T_{\circ} и $T_{\Gamma \amalg}$ взята с противоположным знаком в связи с тем, что $T_{\Gamma \amalg} > T_{\circ}$ и полярность сигнала при записи $\Gamma \amalg$ переключается. Индексом «и» обозначен этап измерений.

Теперь, определив S и записав сигнал антенны, можно из соотношения (3.21), используя (3.24), определить антенную температуру на выходе антенны

$$T'_{a} = T_{0} - \frac{1}{\eta} \left[\frac{u_{a} - u_{0H}}{u_{\Gamma III H} - u_{0H}} (T_{\Gamma III} - T_{9}) - (T_{9} - T_{0}) \right].$$
(3.25)

Особенность рассматриваемого метода заключается в том, что ГШ в свою очередь калибруется по РЯТ безоблачного зенита. Эта калибровка называется внешней и выполняется гораздо реже, чем внутренняя.

Процесс калибровки ГШ по зениту осуществляется следующим образом. Записывается сигнал ГШ в режиме внешней калибровки (на это указывает индекс «к»)

$$u_{\Gamma \amalg \kappa} = S_{\kappa} (T_{\Gamma \amalg} - T_{\mathfrak{s}}) + u_{\mathfrak{o}\kappa}.$$
(3.26)

Затем записывается сигнал от безоблачного зенита

$$u_{as} = S_{\kappa} (T_{s} - T_{as}) + u_{0\kappa} = S_{\kappa} [T_{s} - T_{as}^{'}\eta - T_{0} (1 - \eta)] + u_{0\kappa} \approx$$

$$\approx S_{\kappa} [T_{s} - T_{ss}\eta - T_{0} (1 - \eta)] + u_{0\kappa}, \qquad (3.27)$$

где T_{a3} , T'_{a3} и T_{n3} — антенные температуры зенита на входе приемника и на выходе антенны и РЯТ зенита соответственно. При выводе (3.27) использовано приближение $T'_{a3} \approx T_{n3}$. Определив S_{κ} из (3.27) и подставив в (3.26), находим:

$$T_{\Gamma III} = T_{\mathfrak{s}} + \frac{(T_{\mathfrak{s}} - T_{\mathfrak{o}}) + (T_{\mathfrak{o}} - T_{\mathfrak{s}}) \eta}{u_{\mathfrak{a}\mathfrak{s}} - u_{\mathfrak{o}\kappa}} (u_{\Gamma III\kappa} - u_{\mathfrak{o}\kappa}).$$
(3.28)

Теперь можно подставить это значение $T_{\Gamma \amalg}$ в (3.25) и окончательно определить T'_{2} :

$$T'_{a} = T_{0} - \frac{1}{\eta} \left\{ \frac{u_{a} - u_{0K}}{u_{a3} - u_{0K}} L_{S} \left[(T_{9} - T_{0}) + (T_{0} - T_{g3}) \eta \right] - (T_{9} - T_{0}) \right\},$$
(3.29)

где L_s — величина, характеризующая временной дрейф коэффициента усиления радиометра:

$$L_{S} = \frac{u_{\Gamma \amalg \kappa} - u_{0\kappa}}{u_{\Gamma \amalg \kappa} - u_{0\kappa}},$$

которая близка к единице.

Очевидно, что при $T_{\vartheta} = T_0$ последнее соотношение существенно упрощается, а главное — из него исчезает η :

$$T'_{a} = T_{0} - (T_{0} - T_{R3}) L_{S} \frac{u_{a} - u_{0K}}{u_{a3} - u_{0K}}.$$
(3.30)

Сделать же так, чтобы опорная температура $T_{\mathfrak{d}}$ была равна температуре тракта T_0 , технически вполне возможно. РЯТ зенита рассичнывается по данным радиозондирования. Отметим, что указанный способ не требует знания $T_{\rm rm}$.

Переходя теперь от T'_{a} и $\overline{T}_{я гл}$, из соотношения

$$\overline{T}_{g\,r\pi} = \left[T'_{0} - \overline{T}^{\phi}_{g}\beta_{r\pi}\right] \frac{1}{1 - \beta_{r\pi}}$$
(3.31)

окончательно получаем:

$$\overline{T}_{\mathfrak{R}\,\mathrm{r}\pi} = \left[T_{0} - (T_{0} - T_{\mathfrak{R}}) L_{S} \frac{u_{a} - u_{0\kappa}}{u_{a3} - u_{0\kappa}} - \overline{T}_{\mathfrak{R}}^{\phi} \beta_{\mathrm{r}\pi}\right] \frac{1}{1 - \beta_{\mathrm{r}\pi}}.$$
(3.32)

Это рабочее сотношение для определения $T_{\rm я\, r\pi}$ по измеренным значениям амплитуды сигнала $u_{\rm a}$ на выходе приемника.

Оценим погрешности измерения $\overline{T}_{я\, r n}$ рассмотренным методом. Используем для этого, как и прежде, формулу переноса ошибок. Вычислив соответствующие производные, получим выражение для относительной среднеквадратической погрешности определения $\overline{T}_{я\, r n}$, имеющее вид

$$\delta_{\bar{T}_{g_{\Gamma,n}}}^2 \approx q_{T_0}^2 \delta_{T_0}^2 + q_{T_{g_3}}^2 \delta_{T_{g_3}}^2 + q_{\bar{T}_g \phi}^2 \delta_{\bar{T}_g \phi}^2 + q_{\beta_{\Gamma,n}}^2 \delta_{\beta_{\Gamma,n}}^2 + q_{T}^2 \delta_{T}^2, \qquad (3.33)$$

где

$$g_{T_{0}} = \frac{T_{0}}{(1 - \beta_{\Gamma,\pi}) \, \overline{T}_{\beta \, \Gamma,\pi}} \, \frac{T_{a} - T_{a3}}{T_{0} - T_{a3}}, \qquad (3.34)$$

$$q_{T_{\mathfrak{H}3}} = \frac{T_{\mathfrak{H}3}}{(1-\beta_{\Gamma,\Pi})\,\overline{T}_{\mathfrak{H}\,\Gamma,\Pi}}\,\frac{T_0-T_a}{T_0-T_{a3}}\,,\tag{3.35}$$

$$q_{\bar{T}\Phi} = \frac{\beta_{\Gamma\pi} \bar{T}_{\pi}^{\Phi}}{(1 - \beta_{\Gamma\pi}) \, \bar{T}_{\pi\Gamma\pi}}, \qquad (3.36)$$

$$q_{\beta_{\Gamma,\Pi}} = \frac{\left(\overline{T}_{_{\Pi\,\Gamma,\Pi}} - \overline{T}_{_{\Pi}}^{\Phi}\right)\beta_{_{\Gamma,\Pi}}}{\left(1 - \beta_{_{\Gamma,\Pi}}\right)\overline{T}_{_{\Pi\,\Gamma,\Pi}}},\tag{3.37}$$

$$q_{T} = \frac{T_{a_{3}}}{(1 - \beta_{\Gamma,\Pi}) \overline{T}_{g \Gamma,\Pi} \eta} \frac{T_{0} - T_{a}}{T_{\Gamma \amalg} - T_{0}} \left\{ 2 + \frac{(T_{\Gamma \amalg} - 2T_{0} + T_{a3})^{2}}{(T_{0} - T_{a3})^{2}} + \frac{(T_{\Gamma \amalg} - T_{0})^{2}}{(T_{0} - T_{a})^{2}} + \frac{(T_{\Gamma \amalg} - T_{0})^{2}}{(T_{0} - T_{a})^{2}} + \frac{(T_{\Gamma \amalg} - T_{0})^{2}}{(T_{0} - T_{a3})^{2}} \right\}^{1/2},$$
(3.38)

 $\delta_T = \sigma_T / T_{a3}$. При выводе этого выражения в соотношениях для производных мы положили для простоты $S_{\kappa} \approx S_{\mu}$, а $L_S \approx 1$ и, кроме того, учли, что

$$\sigma_{\mu_{\Gamma\amalg}\kappa}^{2} = \sigma_{\mu_{\Gamma\amalg}}^{2} = \sigma_{\mu_{0\kappa}}^{2} = \sigma_{\mu_{0\mu}}^{2} = \sigma_{\mu_{a}}^{2} \equiv \sigma_{\mu_{a3}}^{2} = \sigma_{\mu}^{2} = S^{2}\sigma_{T}^{2}, \quad (3.39)$$

где σ_u^2 — дисперсия погрешности измерения выходного сигнала радиометра, а σ_T — чувствительность радиометра (СКО шумовой дорожки).

Для выполнения численных оценок вновь воспользуемся предположением о том, что $\overline{T}_{s\phi} = \overline{T}_{s\, r\pi}$, а значение $T_{\Gamma III}$ возьмем равным $2T_0$. В этом случае выражения для коэффициентов $q_{\overline{T}_{s\phi}}$, $q_{\beta_{r\pi}}$ и q_T изменятся и будут иметь следующий вид:

$$q_{\bar{T}^{\Phi}_{g}} = \frac{\beta_{\Gamma\pi}}{1 - \beta_{\Gamma\pi}}, \qquad (3.40)$$

 $q_{\beta_{\Gamma\pi}} = 0, \tag{3.41}$

$$q_{T} = \frac{\sqrt{2} T_{a3} (T_{0} - T_{a})}{(1 - \beta_{\Gamma,\pi}) \eta \overline{T}_{R \Gamma,\pi} T_{0}} \Big\{ 2 + \frac{T_{0} T_{a3}}{(T_{0} - T_{a3})^{2}} + \frac{T_{0} T_{a}}{(T_{0} - T_{a})^{2}} \Big\}.$$
 (3.42)

Результаты расчетов приведены на рис. 3.10 в виде зависимости коэффициентов q_{T_0} $q_{T_{H3}}$ и q_T от зенитного угла визирования для $\lambda = 0,2$ и 3 см. Как следует из рисунка, коэффициент q_T в целом превалирует над всеми остальными коэффициентами. Отсюда следует, что погрешности измерения T_{HTA} в значительной степени обусловливаются чувствительностью радиометра и могут быть существенно сниженны за счет ее повышения (уменьшения σ_T). Особенно отчетливо выражен этот эффект для $\lambda = 3$ см.

Теперь можно оценить погрешности измерения РЯТ рассматриваемым методом. Будем считать, что ОСКП измерения T_0 составляет 1 % ($\delta_{T_0} = 0.01$), а ОСКП оценки РЯТ фона по данным радиозондирования не превышают 10 % ($\delta_{\overline{T}} = 0.1$). Такие значения вполне достижимы. Оценки погрешности измерения \overline{T}_{RTR} выполним для трех вариантов: 1) $\delta_{T_{RB}} = 0.1$; $\sigma_T = 1$ K; 2) $\delta_{T_{RB}} = -0.1$; $\sigma_T = 0.1$ K; 3) $\delta_{T_{RB}} = 0.05$, $\sigma_T = 0.1$ K.





Результаты расчетов приведены на рис. 3.11. На нем представлены зависимости ОСКП измерения $\overline{T}_{H\,\Gamma\pi}$ от зенитного угла визирования для атмосферы со слоистообразными облаками. Из анализа данных можно сделать следующие основные выводы.

1. При измерениях в диапазоне $\lambda = 0,2...0,4$ см реально достижимое значение ОСКП оценки \overline{T}_{RTR} составляет около 10 % при наблюдении вблизи зенита и около 5 % — во всем остальном диапазоне углов. Для этого достаточно чувствительность $\sigma_T = 1$ К и $\delta_{T_{RS}} = 0,1$. Повышение чувствительности радиометра на порядок не дает повышения точности измерения \overline{T}_{RTR} в указанном диапазоне длин волн.

2. В диапазоне $\lambda = 0.8...2$ см те же погрешности измерения $\overline{T}_{H\,\Gamma\pi}$ в зените достигаются при той же точности оценки $T_{\pi3}$, но при чувствительности радиометра $\sigma_T = 0.1$ К. В данном диапазоне длин волн такая чувствительность в настоящее время технически вполне достижима. На остальных же углах для достижения ОСКП измерения $\delta_{\overline{T}_{R\,\Gamma\pi}}$, равной 5%, достаточна чувствительность радиометра $\sigma_T = 1$ К.

3. В диапазоне $\lambda > 2$ см при $\sigma_T = 0,1$ К вблизи зенита значение ОСКП измерения $\overline{T}_{\rm ягл}$ достигает лишь примерно 15 %. Однако в указанном диапазоне чувствительность радиометра можно сделать весьма высокой ($\sigma_T < 0,1$ K), уменьшив в результате погрешности измерения $\overline{T}_{\rm ягл}$ до 5—10 %. Таким образом, в диапазоне длин волн $\lambda > 2$ см повышение чувствительности радиометра является основным фактором для уменьшения погрешностей измерения $\overline{T}_{\rm ягл}$.



Рис. 3.11. Зависимости относительной среднеквадратической погрешности измерения радиояркостной температуры от зенитного угла визирования для атмосферы со слоистообразными облаками.

a) $\delta_{T_{g_3}} = 0.1$, $\sigma_T = 1$ K; b) $\delta_{T_{g_3}} = 0.1$, $\sigma_T = 0.1$ K; b) $\delta_{T_{g_3}} = 0.05$, $\sigma_T = 0.1$ K.

4. Во всем рассматриваемом спектральном диапазоне повышение точности оценки РЯТ безоблачного неба в зените (до $\delta_{T_{RS}} = -0.05$) приводит к значительному уменьшению погрешности измерения \overline{T}_{RTA} (приблизительно до 5%).

Таким образом, при радиотеплолокационном зондировании атмосферы со слоистообразными облаками с поверхности Земли реальная относительная среднеквадратическая погрешность измерения РЯТ составляет около 10 %, а достижимая — около 5 %.

Так как при использовании рассматриваемого метода измерения T_{π} калибровка радиотеплолокатора осуществляется по безоблачному зениту, следует ожидать увеличения погрешности радиотеплолокационного определения РЯТ безоблачной атмосферы. Выполним соответствующие оценки. Выражения для коэффициентов в формуле (3.33) в этом случае ($T_{a} = T_{as}$) имеют вид

$$q_{T_0} = 0, \qquad (3.43)$$

$$q_{T_{S3}} = \frac{1}{1 - \beta_{\Gamma \pi}}, \qquad (3.44)$$

$$q_T = \frac{2T_{a3}}{(1 - \beta_{\Gamma \pi}) \eta T_{g3} T_0} (T_0^2 - T_0 T_{a3} + T_{a3}^2)^{1/2}.$$
(3.45)

Интересующие нас оценки ОСКП измерения $T_{\rm ягл}$ для безоблачной атмосферы в зените приведены в табл. 3.2. Расчеты вы-

Таблица 3.2

Относительная среднеквадратическая погрешность $\delta_{\overline{T}_{\sigma,r\pi}}$ измерения РЯТ безоблачной атмосферы

		Вариант	
λсм	1	2	3
0,2 0,4 0,8 1,35 3	0,15 0,15 0,20 0,17 0,96	0,15 0,15 0,15 0,15 0,15 0,18	0,08 0,08 0,08 0,08 0,08

в зените $\begin{pmatrix} \delta_{\overline{T}_{\pi}} \phi = 0, 1 \end{pmatrix}$

полнены для тех же трех вариантов, что и прежде. Анализ, аналогичный выполненному нами для слоистообразных облаков, позволяет сделать следующий основной вывод: реальная погрешность измерения РЯТ безоблачной атмосферы в зените рассматриваемым методом составляет 15—20 %, а достижимая — около 10 %.

Значительное увеличение относительной погрешности измерения $\overline{T}_{R\,\Gamma\Lambda}$ с уменьшением зенитного угла или, что то же самое, с уменьшением РЯТ объясняется тем, что в модуляционном радиометре измеряемая температура сравнивается с относительно высокой опорной температурой $T_0 \approx 300$ K, так что искомая температура $\overline{T}_{R\,\Gamma\Lambda}$ определяется как малая разность двух больших величин: температуры T_0 и «ступеньки» $|T_0 - \overline{T}_{R\,\Gamma\Lambda}|$.

Очевидно, что погрешность $\delta_{\overline{T}_{RTR}}$ будет минимальная при значениях \overline{T}_{RTR} , близких к T_0 . Поскольку РЯТ атмосферы со слоистообразными облаками в зените в рассматриваемом нами участке спектра лежит в диапазоне 5—200 К, для уменьшения погрешности $\delta_{\overline{T}_{RTR}}$ следует уменьшать температуру T_0 , т. е. охлаждать тракт радиометра. В идеальном случае нужно обратиться к «нулевому» радиометру, точность которого существенно выше. В этом радиометре опорная температура равняется антенной температуре на входе приемника. В нашем случае это соответствует выполнению условия $T_a = T_0 = T_a$.

В табл. 3.3 приведены оценки ОСКП измерения РЯТ безоблачной атмосферы и атмосферы со слоистообразными облаками в зените для пяти длин волн с помощью «квазинулевого» радиометра. Из таблицы следует, что при чувствительности $\sigma_T = 1$ К в диапазоне длин волн 0,2—0,4 см, а также при $\sigma_T = 0,1$ К в диа-

Таблица 3.3

Относительная среднеквадратическая погрешность $\delta_{\overline{T}_{S\,\Gamma,I}}$ измерения РЯТ атмосферы в зените с помощью «квазинулевого» радиометра ($\delta_{T_0} = 0.01$;

 $\delta_{\overline{a}b} = 0, 1$

<u>.</u>		я	<u> </u>		<u></u>	· · · ·
1			σ _T	ĸ		
л см	1	0,1	0,01	1	0,1	0,01
0,2 0,4 0,8 1,35 3	Слоистоо 0,045 0,05 0,09 0,07 0,55	бразные о 0,05 0,045 0,07	блака 0,045	Безоблачн 0,05 0,05 0,11 0,08 0,71	ая атмоо 0,05 0,045 0,08	сфера 0,045

пазоне 0,4—2 см и при $\sigma_T = 0,01$ К при $\lambda > 2$ см с помощью «квазинулевого» радиометра можно добиться погрешности $\delta_{\overline{T}_{RTR}} \leq$ $\leq 0,05$. Дальнейшее уменьшение погрешности измерения РЯТ сдерживается погрешностью оценки радиояркостного фона, кото-

рая принята нами равной 10 %. Рассмотрим теперь очень кратко вопрос о погрешностях измерения РЯТ системы А-ПП с ИСЗ. Будем основываться при этом на том, что наиболее распространенным способом калибровки космических радиотеплолокационных систем является использование двух калибровочных излучений: излучения космоса (~ 2.7 K), принимаемого с помощью слабонаправленного рупора, ориентированного в свободное пространство, и излучения согласованной нагрузки, конструктивно размещаемой вблизи приемника, температура которой равна температуре окружающих ее элементов (~300 К) [12, 29]. При таком способе калибровки достигается достаточно высокая точность измерения РЯТ системы А-ПП. Например, сканирующий многоканальный радиометр микроволнового диапазона, установленный на спутнике «Сисат-1» [29], обеспечивает разрешение по антенной температуре 1-1,5 К. Это значение можно принять за оценку среднеквадратической погрешности измерения РЯТ. Учитывая, что РЯТ системы А-ПП в рассматриваемом диапазоне спектра изменяется в пределах ~ 100-300 К, получим, что реально достижимая ОСКП измерения Тагл составляет 0.5—1.5 %.

3.5. Погрешности измерения радиояркостного контраста конвективных облаков при наблюдении с поверхности Земли

При измерении радиояркостного контраста конвективных облаков можно воспользоваться тем же способом калибровки радиотеплолокационной системы, что и при зондировании безоблачной атмосферы и атмосферы со слоистообразными облаками с поверхности Земли, рассмотренным в предыдущем параграфе.

Используя выражение (3.32), нетрудно получить соотношение для оценки радиояркостного контраста облака по измеренному на выходе приемника приращению сигнала $\delta_{u_a} = u_a - u_{a \ obn}$. Оно имеет вид

$$\delta_{T_{\mathfrak{R}}} \approx \frac{1}{1 - \beta_{\Gamma \mathfrak{R}}} \left(T_{\mathfrak{g}} - T_{\mathfrak{R}} \right) L_{\mathcal{S}} \frac{\delta_{u_{\mathfrak{g}}}}{u_{\mathfrak{g}} - u_{0\mathfrak{K}}}.$$
(3.46)

Здесь $\delta_{T_{\pi}}$ — радиояркостный контраст облака на фоне неба в пределах главного лепестка ДНА. При выводе (3.46) использован тот факт, что радиояркостный фон по боковым и задним лепесткам ДНА при ориентации антенны на облако и на чистое небо является практически одним и тем же.

Оценим погрешности измерения радиояркостного контраста конвективных облаков. Как обычно, использовав формулу переноса ошибок и вычислив соответствующие производные, получим:

$$\delta_{\delta_{T_{\mathfrak{g}}}} \approx \sqrt{P_{\beta_{\Gamma,\mathfrak{f}}}^2 \delta_{\beta_{\Gamma,\mathfrak{f}}}^2 + P_{T_0}^2 \delta_{T_0}^2 + P_{T_{\mathfrak{g}_3}}^2 \delta_{T_{\mathfrak{g}_3}}^2 + P_T^2 \delta_T^2}, \qquad (3.47)$$

$$P_{\beta_{\Gamma,\Pi}} = \frac{\beta_{\Gamma,\Pi}}{1 - \beta_{\Gamma,\Pi}}, \qquad (3.48)$$

$$P_{T_0} = \frac{T_0}{T_0 - T_{93}} , \qquad (3.49)$$

$$P_{T_{\mathfrak{N}\mathfrak{Z}}} = \frac{T_{\mathfrak{N}\mathfrak{Z}}}{T_0 - T_{\mathfrak{N}\mathfrak{Z}}},\tag{3.50}$$

$$P_{T} = T_{a3} \left[\frac{3}{T_{0}^{2}} + \frac{T_{a3}^{2}}{T_{0}^{2} (T_{0} - T_{a3})^{2}} + \frac{1}{(\delta_{T_{3}})^{2} (1 - \beta_{\Gamma J})^{2} \eta^{2}} + \frac{1}{(T_{0} - T_{a3})^{2}} \right]^{1/2}, \qquad (3.51)$$

$$\delta_{\delta T} = \sigma_{\delta T} / \delta_{T_{0}}.$$

Коэффициент P_T получен для случая $T_{_{\Gamma III}} = 2T_0$.

Результаты расчетов по формуле (3.47) представлены на рис. 3.12. При этом полагалось, что $T_0 = 293$ К; $\beta_{r,n} = 0.2$; $\eta = 0.85$; $\delta_{T_0} = 0.01$; $\delta_{T_{R3}} = 0.05...0,1$. ОСКП измерения $\beta_{r,n}$ в соответствии с [175], где подробно рассмотрены методы измерения коэффициента рассеяния антенны, принята равной 10 %.

Как показали расчеты, величина $\delta_{\delta_{T_{\pi}}}$ при значениях контраста $\delta_{T_{\pi}} \ge 100$ К составляет 0,03—0,05 и практически не зависит ни от длины волны, ни от чувствительности радиометра, а определяется величиной самого контраста и погрешностями измерения $\beta_{r,\pi}$, T_0 и T_{π^3} . С уменьшением контраста погрешность его измерения

стремительно возрастает, в значительной степени завися от чувствительности радиометра. В связи с этим представляется интересным оценить, какой должна быть чувствительность радиометра для измерения малых значений радиояркостного контраста с заданной погрешностью, например равной $\delta_{\delta_{T_a}} \leqslant 0.05.$ Пля этого вернемся к соотношению (3.47), обратив внимание на то,



Рис. 3.12. Относительная среднеквадратическая погрешность измерения радиояркостного контраста конвективных облаков при наблюдении с поверхности Земли.

 $T_0=293$ K; $\beta_{\Gamma,\pi}=0.2$; $\eta=0.85$; $\delta_{\beta_{\Gamma,\pi}}=0.1$; $\delta_{T_0}=0.01$; $\delta_{T_{\alpha\alpha}}=0.05$... 0.1.

что при $\delta_{T_{a}} \leq 100 \,\text{K}$ в выражении для P_{T} (см. формулу (3.51)) третий член в скобках намного превышает сумму первого и второго. Тогда нетрудно показать, что $\sigma_T \leq 0,01 \, \delta_{T_{\alpha}}.$

(3.52)

Таким образом, для измерения малых значений радиояркостного контраста с погрешностью $\delta_{\delta_{T_z}} \leqslant 0,05$ требуется радиометр с чувствительностью, на два порядка превосходящей значение контраста.

Итак, окончательно можно сказать, что реально достижимая ОСКП измерения радиояркостного контраста конвективных облаков при их наблюдении с поверхности Земли составляет 3-5 %. При этом, чтобы добиться такой точности при малых значениях контраста, нужно повышать чувствительность радиометра в соответствии с соотношением (3.52).

Глава 4. Определение оптической толщины атмосферы по ее радиотепловому излучению

В настоящей главе рассмотрены и проанализированы методы определения оптической толщины безоблачной атмосферы и атмосферы со слоистообразными облаками по ее собственному радиотепловому излучению, а также оптической толщины жидкокапельной влаги конвективных облаков по их радиояркостному контрасту. При этом рассмотрены методы как абсолютных, так и относительных радиотеплолокационных измерений (последние не требуют проведения абсолютной калибровки радиотеплолокационных систем).

4.1. Определение оптической толщины атмосферы по абсолютным радиотеплолокационным измерениям

4.1.1. Зондирование безоблачной атмосферы и атмосферы со слоистообразными облаками с поверхности Земли

Оптическую толщину безоблачной атмосферы и атмосферы со слоистообразными облаками τ можно определить по измеренным значениям РЯТ $\bar{T}_{я r n}$, используя известное соотношение

$$\overline{T}_{\mathfrak{s}_{\Gamma}\pi}^{\dagger}(\theta_{0}) \approx T_{\mathfrak{s}}^{\dagger}(\theta_{0}) \left[1 - e^{-\tau \sec \theta_{0}}\right],$$

(4.1)

справедливое в диапазоне углов $\theta_0 = 0...85^\circ$. Рабочее соотношение для определения т имеет вид

$$\hat{\tau} \approx \cos \theta_0 \ln \frac{T_{\mathfrak{s}0}^{\downarrow}(\theta_0)}{T_{\mathfrak{s}0}^{\downarrow}(\theta_0) - T_{\mathfrak{s}\,\mathfrak{r}\pi}^{\downarrow}(\theta_0)}, \qquad (4.2)$$

где T_{90}^{\dagger} — среднеклиматическое значение эффективной температуры атмосферы (измерить T_{9}^{\dagger} непосредственно не представляется возможным). Отметим, что при зондировании в зените из соотношения (4.2) непосредственно получается значение вертикальной оптической толщины над пунктом наблюдений.

Оценим погрешности определения т рассматриваемым методом. Для этого, как обычно, используем формулу переноса ошибок. Вычислив соответствующие производные и произведя необходимые преобразования, получим выражение для дисперсии случайной погрешности определения оптической толщины атмосферы: $\sigma_{\widehat{\tau}}^2(\theta_0) \approx \cos^2 \theta_0 (e^{-\tau_0 \sec \theta_0} - 1)^2 (\delta_{\overline{T}_{\pi \ r\pi}}^2 + \delta_{T_9}^2) + \tau_0^2 \sigma_{\theta}^2 tg^2 \theta_0$, (4.3) где τ_0 — среднеклиматическое значение оптической толщины, δ_{T_9} — ОСКП оценки эффективной температуры атмосферы, σ_{θ} среднеквадратическая погрешность установки и отсчета угла ориентации антенны (у антенн современных метеорологических радиолокаторов она составляет приблизительно 0,5°).

Для анализа погрешностей определения т рассматриваемым методом были выполнены расчеты значений ор для модели Sc



Рис. 4.1. Спектральная зависимость погрешности определения т по абсолютным радиотеплолокационным измерениям с поверхности Земли (Sc, лето; относительная погрещность измерения радиояркостной температуры 10 %).



Рис. 4.2. Зависимость погрешности определения т абсолютным методом с поверхности Земли от зенитного угла (Sc, лето; относительная погрешность измерения радиояркостной температуры 10 %).

1) 2-0,3 cm, 2) 2=1,35 cm, 3) 2-0,86 cm, 4) 2-3 cm.

(лето). По проведенным нами оценкам, значения δ_π для различных моделей облачной атмосферы и разных длин волн колеблются от 1 до 2%. Результаты расчетов приведены на рис. 4.1 и 4.2. При этом для анализа точности метода определения т мы рассматриваем две характеристики погрешностей: относительную среднеквадратическую погрешность σ₂/τ₀ и отношение апостери-
орной неопределенности оценки т к априорной $\sigma_{\hat{\tau}}/\sigma_{\tau}$. Принципиально важна для нас вторая характеристика, так как она показывает, насколько измерения уменьшают априорную неопределенность оценки т. Если отношение $\sigma_{\hat{\tau}}/\sigma_{\tau}$ приближается к единице,

то при наличии априорной информации определение оптической голщины данным методом в данном спектральном интервале нецелесообразно — здесь достаточно использовать априорную среднеклиматическую оценку т. В том случае, когда априорная информация отсутствует, все сказанное выше теряет свое значение, и наиболее важной для нас становится первая характеристика точности метода.

Из анализа результатов расчетов можно сделать следующие выводы.

1. ОСКП определения т данным методом при углах $\theta_0 \leqslant 60^{\circ}$ близка к ОСКП измерения РЯТ, т. е. составляет 5—10 % во всем рассматриваемом диапазоне спектра, кроме линий поглощения кислорода.

2. При наличии априорной информации и при идеальной точности радиотеплолокационных измерений ($\delta_{\overline{T}_{a,v}} \approx 0$) определе-

ние т данным методом целесообразно в диапазоне углов $\theta \approx \infty$ $\approx 0...70^{\circ}$ во всей рассматриваемой области спектра, за исключением участков резонансного поглощения кислорода. Даже при реальной точности измерений ($\delta_{\overline{T}_{g\,rn}} \approx 0,05...0,1$) и при наличии

априорной информации определение т по значениям $\overline{T}_{\rm H\,r\,n}$ все же целесообразно в диапазоне углов $\theta_0 \approx 0...65^\circ$ и на участках спектра 0,21—0,24; 0,27—0,36 и 0,77—2 см. В этих случаях измерения еще дают дополнительную к априорной информацию о т. Отметим, что оптимальные длины волн радиотеплолокационного определения Q и W для слоистообразных облаков соответствуют этим участкам спектра.

3. При $\theta_0 > \bar{\theta}0^\circ$ погрешности определения т рассматриваемым методом резко возрастают. ОСКП оценки оптической толщины достигает в «окнах прозрачности» нескольких десятков процентов. При наличии априорной информации об оптической толщине измерения т в интервале $\theta_0 = 70...85^\circ$ практически целесообразны лишь в диапазоне $\lambda = 0.8...2$ см, в котором и расположены оптимальные каналы для определения Q и W слоистообразных облаков при зондировании под этими зенитными углами. На остальных участках спектра для оценки т достаточно использовать ее среднеклиматические значения.

Как показали выполненные нами оценки, влияние погрешности отсчета угла визирования антенны на полную погрешность определения τ сказывается лишь при $\theta_0 > 60^\circ$ и является в целом незначительным, так что им можно пренебречь.

4.1.2. Зондирование безоблачной атмосферы и атмосферы

со слоистообразными облаками с ИСЗ в надире над гладкой водной поверхностью

Для РЯТ восходящего излучения безоблачной атмосферы и атмосферы со слоистообразными облаками при наблюдении в надире над гладкой водной поверхностью справедливо соотношение [12]

$$T_{\mathfrak{s}}^{\dagger}(\lambda) = \varkappa(\lambda) T_{\mathfrak{n}} e^{-\tau(\lambda)} + T_{\mathfrak{s}}^{\dagger}(\lambda) \left[1 - e^{-\tau(\lambda)}\right] \left[1 - \varkappa(\lambda)\right] e^{-\tau(\lambda)} + T_{\mathfrak{s}}^{\dagger}(\lambda) \left[1 - e^{-\tau(\lambda)}\right].$$

$$(4.4)$$

Из соотношения (4.4) нетрудно получить выражение для определения оптической толщины атмосферы по измеренным значениям ее РЯТ. Оно имеет вид

$$\hat{\tau} \approx \ln \frac{2 (1-\varkappa) T_{\mathfrak{s}}^{\downarrow}}{\left(\varkappa \Delta T^{\downarrow} + \Delta T_{\mathfrak{s}}\right) \pm \sqrt{\left(\varkappa \Delta T^{\downarrow} + \Delta T_{\mathfrak{s}}\right)^2 - 4 (1-\varkappa) T_{\mathfrak{s}}^{\downarrow} \left(T_{\mathfrak{s}}^{\uparrow} - T_{\mathfrak{s}}^{\uparrow}\right)}}, \quad (4.5)$$

где $\Delta T^{\dagger} = T_{\mathfrak{n}} - T_{\mathfrak{s}}^{\dagger} -$ поправка на неизотермичность атмосферы, $\Delta T_{\mathfrak{s}} = T_{\mathfrak{s}}^{\dagger} - T_{\mathfrak{s}}^{\dagger}$. Знак «+» берется при $T_{\mathfrak{s}} \leq T_{\mathfrak{s}}^{\dagger}$, а знак «--» при $T_{\mathfrak{s}} > T_{\mathfrak{s}}^{\dagger}$.

В качестве оценок T_{ϑ}^{\dagger} и T_{ϑ}^{\dagger} можно брать их среднеклиматические значения. Температуру поверхности океана можно оценивать по ее радиотепловому излучению при многоканальных СВЧ радиометрических измерениях с ИСЗ (см. главу 7). Наконец, коэффициент излучения поверхности океана можно рассчитывать по измеренным значениям T_{π} и априорной информации о состоянии океана в данном регионе.

При выводе соотношения для погрешностей определения т рассматриваемым методом поступим обычным образом, используя формулу переноса ошибок. Взяв соответствующие производные и выполнив необходимые преобразования, получим выражение для дисперсии погрешности определения оптической толщины:

$$\sigma_{\tau}^{2} \approx \frac{1}{\left(\varkappa \,\Delta T^{\ddagger} + \Delta T_{\Im}\right)^{2} - 4 \,(1 - \varkappa) \,T_{\Im}^{\ddagger} \left(T_{\pi}^{\dagger} - T_{\Im}^{\dagger}\right)} \left\{ \left(T_{\pi}^{\dagger}\right)^{2} \,e^{2\tau} \sigma_{T_{\pi} r \pi}^{2} + \varkappa^{2} \sigma_{T_{\pi}}^{2} + \varkappa^{2} \left(\Delta T^{\ddagger} + T_{\Im}^{\ddagger} e^{-\tau}\right)^{2} \delta_{\varkappa}^{2} + (1 + \varkappa)^{2} \left(T_{\Im}^{\ddagger}\right)^{2} \left(e^{-\tau} - 1\right)^{2} \delta_{T_{\Im}^{\ddagger}}^{2} + \left(T_{\Im}^{\dagger}\right)^{2} \left(1 - e^{\tau}\right)^{2} \delta_{T_{\Im}^{\ddagger}}^{2} \right\},$$

$$(4.6)$$

где $\sigma_{T_{n}}$ — среднеквадратическая погрешность оценки температуры поверхности океана, δ_{\varkappa} — ОСКП оценки \varkappa , $\delta_{T_{9}^{\downarrow}}$ и $\delta_{T_{9}^{\uparrow}}$ — относительные среднеквадратические погрешности среднеклиматических оценок эффективных температур.

В соответствии с выражением (4.6) были выполнены расчеты погрешностей определения т рассматриваемым методом. Для расчетов была использована модель со слоисто-кучевыми облаками для лета. Погрешность измерения РЯТ была принята равной 1 % (см. п. 3.4). Результаты расчетов приведены на рис. 4.3 для двух вариантов: 1) $\sigma_{T_{\Pi}} = 1$ K, $\delta_x = 0$; 2) $\sigma_{T_{\Pi}} = 2$ K, $\delta_x = 0,05$. Как и прежде, на рисунке приведены два типа погрешностей: ОСКП σ_2/τ_0 и отношение апостериорной неопределенности оценки т



Рис. 4.3. Погрешности определения т абсолютным методом при зондировании с ИСЗ в надир над гладкой водной поверхностью (Sc, лето; реальная погрешность измерения радиояркостной температуры).

1) $\sigma_{T_{n}} = 1$ K, $\sigma_{\varkappa} = 0$; 2) $\sigma_{T_{n}} = 2$ K, $\sigma_{\varkappa} = 0.05$.

к априорной $\sigma_{\hat{\tau}}/\sigma_{\tau}$. Кроме того, для тех же двух вариантов на рис. 4.4 приведены графики зависимости погрешности определения τ от погрешности измерения РЯТ.

Из анализа полученных результатов можно сделать следующие основные выводы.

1. Рассматриваемый метод определения оптической толщины атмосферы в значительной степени чувствителен к погрешности оценки коэффициента излучения и температуры поверхности океана. Для достижения разумной точности определения τ , особенно в диапазоне $\lambda = 0.8, \ldots 1.5$ см, в котором расположены оптимальные каналы для радиотеплолокационного определения Q и W, требуется погрешность определения $T_{\rm n}$, не превышающая 1 К, и относительная погрешность оценки \varkappa , близкая к 0,01. Такой уровень точности дистанционной оценки $T_{\rm n}$ с помощью СВЧ радиометрических измерений с ИСЗ в настоящее время достижим.

2. В случае если достигнутая погрешность оценки T_{π} не превышает 1 К, реально получаемая относительная погрешность определения т составляет 5—10 % во всем рассматриваемом спектральном диапазоне, кроме линий поглощения кислорода и участка $\lambda \ge 2$ см. 3. Измерение т рассматриваемым методом является достаточно эффективным. Даже при наличии априорной информации при $\sigma r_n = 1$ К определение т по измеренным значениям РЯТ атмосферы целесообразно, так как приводит к уменьшению априорной неопределенности оценки т практически во всем рассматриваемом диапазоне спектра, кроме линий поглощения кислорода.

4. Погрешности определения τ значительно возрастают с увеличением погрешности измерения $\overline{T}_{ягл}$. Таким образом, для прак-



Рис. 4.4. Зависимость погрешности определения τ абсолютным методом от погрешности измерения радиояркостной температуры при зондировании атмосферы с ИСЗ в надир над гладкой водной поверхностью (Sc, лето).

2) $\sigma_{T_{n}} = 1$ K, $\sigma_{\varkappa} = 0$; 2) $\sigma_{T_{n}} = 2$ K, $\sigma_{\varkappa} = 0.05$.

тического определения Q и W радиотеплолокационным методом с ИСЗ в надире требуется, чтобы уровень погрешности измерения $T_{\rm ягл}$ не превышал 1 %, что в настоящее время вполне достижимо (см. п. 3.4).

4.1.3. Зондирование конвективных облаков с поверхности Земли

Напомним выражение для радиояркостного контраста конвективных облаков при наблюдении их с поверхности Земли (см. формулу (2.20)):

$$\delta T_{\mathfrak{s}}^{\dagger}(\theta_{0}) = \delta T_{\mathfrak{s}}^{\dagger}(\theta_{0}) + e^{-\left[\tau_{Q}(\theta_{0}) + \tau_{\kappa}(\theta_{0})\right]} \left[T_{\mathfrak{s}}^{\dagger}(\theta_{0}) - T_{\mathfrak{s}}^{\prime\dagger}(\theta_{0}) e^{-\tau_{W}(\theta_{0})} \right].$$

$$(4.7)$$

Если предположить, что эффективные температуры облачной $T_{\mathfrak{s}}^{\downarrow}$ и безоблачной $T_{\mathfrak{s}}^{\prime\downarrow}$ атмосфер близки друг к другу, то соотношение (4.7) упрощается:

$$\delta T^{\downarrow}_{\pi}(\theta_0) \approx T^{\downarrow}_{\mathfrak{s}0} \left(\theta_0\right) e^{-\sec\theta_0 \left(\tau_{Q_0} + \tau_{\kappa_0}\right)} \left[1 - e^{-\tau_W \left(\theta_0\right)}\right]. \tag{4.8}$$

Это соотношение справедливо в диапазоне углов $\theta_0 = 0$... 85°. Здесь τ_{Q0} и τ_{K0} — среднеклиматические значения оптических толщин водяного пара и кислорода в вертикальном направлении,

а T_{30}^{\downarrow} — среднеклиматическое значение эффективной температуры безоблачной атмосферы для нисходящего излучения.

Из соотношения (4.8), справедливого в приближении рэлеевского рассеяния, можно получить выражение для определения τ_W по измеренному радиоякостному контрасту конвективных облаков. Это выражение имеет вид

$$\hat{\tau}_{W}(\theta) \approx \ln \frac{T_{s0}^{\downarrow}(\theta_0)}{T_{s0}^{\downarrow}(\theta_0) - \delta T_{\pi}^{\downarrow}(\theta_0) e^{\sec \theta_0 \tau_0}}, \qquad (4.9)$$

где $\tau_0 = \tau_{Q0} + \tau_{\kappa 0}$.

При определении τ_W данным методом в качестве оценок $T_{\vartheta}^{\downarrow}$ и τ_0 используются их среднеклиматические значения.

Обычным способом получим соотношение для дисперсии случайной погрешности определения $\hat{\tau}_{W}$. Оно имеет вид

$$\sigma_{\tau_{W}}^{2}(\theta_{0}) \approx \left(1 - e^{\tau_{W}}\right)^{2} \left[\delta_{T_{\mathfrak{s}}}^{2} + \sec^{2}\theta_{0}\,\sigma_{\tau}^{2} + \delta_{\delta T_{\mathfrak{g}}}^{2}\right],\tag{4.10}$$

где σ_{τ} — СКО вариаций оптической толщины безоблачной атмосферы.

Результаты расчетов ОСКП определения т_w абсолютным методом приведены на рис. 4.5. Расчеты выполнены для длин волн $\lambda = 0.22$; 0.35; 0.86 и 3 см, для зенитных углов $\theta_0 = 0$, 60, 70 и 85° и диапазона значений водозапаса, охватывающего все стадии развития конвективного облака. При расчетах было принято, что чувствительность радиометров составляет 1 К. Погрешности измерения радиояркостного контраста рассчитывались при этом по формулам, приведенным в п. 3.5.

На рис. 4.5 приведены зависимости относительной погрешности определения τ_W от водозапаса облаков. Из анализа рисунка следует, что для каждой длины волны имеется свой диапазон значений водозапаса, для которого погрешности определения τ_W минимальны. Для $\lambda = 0.22$ см это диапазон, соответствующий облакам Cu hum., для $\lambda = 0.35$ см — Cu hum. и Cu med., для $\lambda =$ = 0.86 см — Cu med. и Cu cong. и, наконец, для $\lambda = 3$ см — Cu cong., Cb (переохлажденные зоны). Как видно, при увеличении длины волны минимум погрешности определения τ_W сдвигается в сторону бо́льших значений водозапаса. С увеличением зенитного угла погрешности определения т_w возрастают, причем наиболее значительно в коротковолновой части рассматриваемого спектрального диапазона. Так, на $\lambda =$



Рис. 4.5. Зависимость погречности определения W по радиояркостному контрасту конвективных облаков от их водозапаса.

a) $\lambda = 0.22$ cm, 6) $\lambda = 0.35$ cm; e) $\lambda = 0.86$ cm, e) $\lambda = 3$ cm; i) $\theta_0 = 0^\circ$, 2) $\theta_4 = 60^\circ$, s) $\theta_6 = 70^\circ$, 4) $\theta_6 = 86^\circ$.

=0,22 см определять τ_W по радиояркостному контрасту облаков при $\theta_0 > 85^\circ$ вообще невозможно.

Таким образом, для определения оптической толщины жидкокапельной влаги т_W по радиояркостному контрасту конвективных облаков с целью дальнейшего определения водозапаса можно для каждой стадии развития конвекции подобрать свой диапазон длин волн, в котором погрешности оценки т_W будут наименьшими и составят 5—20 %. При этом для зондирования в начальной стадии развития конвекции пригоден лишь интервал длин волн

вблизи $\lambda = 0.22$ см, причем только вблизи зенита. Погрешность оценки т_W в этом случае составляет около 30—90 %.

4.2. Определение оптической толщины атмосферы по относительным радиотеплолокационным измерениям

4.2.1. Метод угломестных разрезов

Этот метод заключается в регистрации интенсивности радиотеплового излучения атмосферы под несколькими зенитными углами при фиксированном азимуте [12, 85]. Особенностью метода является предположение о горизонтальной однородности атмосферы. Следовательно, применение данного метода возможно лишь для безоблачной атмосферы и атмосферы, содержащей слоистообразные облака.

Сигналы, регистрируемые радиометром под зенитными углами θ_1 и θ_2 , описываются выражением

$$u_{Q_{1,2}} \sim T_{\mathfrak{s}_{1,2}}^{\downarrow} \left(1 - e^{-\sec \theta_{1,2}\tau}\right) (1 - \beta_{r,\eta}) \eta + \overline{T}_{\mathfrak{s}_{1,2}}^{\phi_{\mu}} \eta + \overline{T}_{\mathfrak{s}_{1,2}}^{\phi_{\mu}} \eta + T_{0} (1 - \eta), \qquad (4.11)$$

где коэффициент рассеяния антенны $\beta_{r,n}$ представлен в соответствии с [175] в виде суммы изотропной β_n и неизотропной β_{μ} частей.

Третье направление выбирается на опорную область, в качестве которой обычно используются участки суши, поросшие густой травой или лесом. Выражение для опорного сигнала имеет вид

$$u_{a \text{ on}} \sim T_{\pi \text{ on}} (1 - \beta_{r,n}) \eta + \overline{T}_{\pi \text{ on}}^{\phi \mu} \beta_{\mu} \eta + \overline{T}_{\pi \text{ on}}^{\phi \mu} \beta_{\mu} \eta + T_0 (1 - \eta).$$
(4.12)

В выражениях (4.11) и (4.12) $T_{n \text{ оп}}$ — радиояркостная температура опорной области, $\overline{T}_{n+2}^{\Phi u}$ и $\overline{T}_{n \text{ оп}}^{\Phi u}$ — средние РЯТ изотропного фонового излучения под углами θ_1 , θ_2 и в направлении на опорную область соответственно, $\overline{T}_{n+2}^{\Phi \mu}$ и $\overline{T}_{n \text{ оп}}^{\Phi m}$ — средние РЯТ неизотропного фонового излучения в тех же направлениях.

Вследствие того, что фоновое излучение по изотропной части диаграммы направленности антенны не зависит от ее ориентации, отношение разностей сигналов $\xi = (u_{a \text{ on}} - u_{a1})/(u_{a \text{ on}} - u_{a2})$ имеет вид

$$\xi = \Phi e^{(\sec \theta_2 - \sec \theta_1) \tau}, \qquad (4.13)$$

где

$$\Phi = \frac{T_{\mathfrak{sl}}^{\downarrow} \left[\Delta T_{1}^{\downarrow} + \left(\overline{T}_{\mathfrak{s} \text{ on}}^{\phi_{\mathfrak{H}}} - \overline{T}_{\mathfrak{sl}}^{\phi_{\mathfrak{H}}} \right) - \frac{\beta_{\mathfrak{H}}}{1 - \beta_{\Gamma,\pi}} \right] e^{\sec \theta_{1}\tau}}{T_{\mathfrak{s2}}^{\downarrow} \left[\Delta T_{2}^{\downarrow} + \left(\overline{T}_{\mathfrak{s} \text{ on}}^{\phi_{\mathfrak{H}}} - \overline{T}_{\mathfrak{s2}}^{\phi_{\mathfrak{H}}} \right) - \frac{\beta_{\mathfrak{H}}}{1 - \beta_{\Gamma,\pi}} \right] e^{\sec \theta_{2}\tau}}, \qquad (4.14)$$

 $\Delta T_{1,2}^{\dagger} = T_{\pi} - T_{\partial 1,2}^{\dagger} -$ поправки на неизотермичность атмосферы при наблюдениях под зенитными углами θ_1 и θ_2 . При выводе этих со-

отношений предполагалось, что опорная область является «черным» телом, т. е. $T_{\pi \text{ оп}} \cong T_{\Pi}$.

Из формулы (4.13) следует выражение для определения τ : $\hat{\tau} = \frac{1}{\sec \theta_2 - \sec \theta_1} [\ln \xi - \ln \Phi].$ (4.15)

Поскольку значение Ф неизвестно, оптическая толщина атмосферы обычно определяется по приближенной формуле

$$\hat{\tau} \approx \frac{1}{\sec \theta_2 - \sec \theta_1} \ln \xi. \tag{4.16}$$

В этом случае величина $|\ln \Phi|/(\sec \theta_2 - \sec \theta_1)$ представляет собой абсолютную погрешность определения оптической толщины трассматриваемым методом. Эта погрешность обусловлена влиянием боковых и задних лепестков ДНА и неизотермичностью ат-

мосферы. Для изотермической атмосферы ($\Delta T_1^{\downarrow} = \Delta T_2^{\downarrow} = 0$) и изотропной ДНА ($\beta_{\rm H} = 0$) $\Phi = 1$ и $\ln \Phi = 0$.

Для оценки величины Φ рассмотрим измерения на зенитных углах $\theta_1 = 0^\circ$ и $\theta_2 = 60^\circ$ при двух значениях β_{rn} , равных 0,35 и 0,2. В этом случае $\hat{\tau} = \ln \xi - \ln \Phi$.

Как уже отмечалось, существенно отличаются друг от друга по уровню принимаемой мощности лишь первые боковые лепестки (они вместе с главным лепестком составляют так называемый полный луч). Рассеиваемую вне полного луча мощность можно считать распределенной равномерно (изотропная часть $\beta_{r,\pi}$) [175]. В соответствии с этим будем считать, что неизотропная часть $\beta_{r,\pi}$ обусловлена в основном первыми боковыми лепестками. Рассеиваемая в эти лепестки мощность составляет от 20 до 50 % всей мощности, распространяющейся вне главного лепестка [175]. В соответствии с этим для $\beta_{\rm H}$ возьмем также два значения: $\beta_{\rm H} = -0.35\beta_{\rm r,\pi}$ (для $\beta_{\rm r,\pi} = 0.35$) и $\beta_{\rm H} = 0.2\beta_{\rm r,\pi}$ (для $\beta_{\rm r,\pi} = 0.2$). Множитель $\beta_{\rm H}/(1-\beta_{\rm r,\pi})$ в первом случае равен 0,188, во втором 0,05.

Наиболее трудно оценить величины $T_{g_{1,2}}^{\phi_{\rm H}}$ и $T_{g_{0,0}}^{\phi_{\rm H}}$. Оценим в предположении изотропного распределения боковых лепестков в верхней полусфере среднюю фоновую РЯТ атмосферы следующим образом:

$$\overline{T}_{\pi \, \text{ar}}^{\Phi} = \int_{\Omega_{\text{Bepx}}} T_{\pi}(\theta, \, \varphi) \, d\Omega \bigg|_{\Omega_{\text{Bepx}}} d\Omega + \overline{T}_{\text{p}} = \int_{0}^{\pi/2} T_{\pi}^{\downarrow}(\theta) \sin \theta \, d\theta + \overline{T}_{\text{p}}, \quad (4.17)$$

(4.18)

где \overline{T}_{p} — средняя РЯТ космического реликтового излучения. Интеграл в (4.17) можно преобразовать:

$$\int_{0}^{\pi/2} T_{\pi}^{\ddagger}(\theta) \sin \theta \, d\theta = \int_{0}^{\pi/2} T_{\sharp}^{\ddagger}(\theta) \left[1 - e^{-\sec \theta \tau} \right] \sin \theta \, d\theta \approx$$
$$\approx \overline{T}_{\sharp}^{\ddagger} \left\{ 1 - \int_{0}^{\pi/2} e^{-\sec \theta \tau} \sin \theta \, d\theta \right\}.$$

Нетрудно показать [46], что

$$\int_{0}^{\pi/2} e^{-\sec \theta \tau} \sin \theta \, d0 = \tau E i \, (-\tau) + e^{-\tau} \,, \tag{4.19}$$

где $Ei(-\tau)$ — интегральная показательная функция. С учетом (4.19), а также принимая для \overline{T}_9 оценку $\overline{T}_9 \approx T_{\pi} - \Delta T^{\downarrow}/2$ ($\Delta T^{\downarrow} -$ поправка на неизотермичность атмосферы для $\theta = 0^\circ$), получим окончательное выражение для \overline{T}_{Rat}

$$\overline{T}_{\text{s ar}} \approx \left(T_{\text{n}} - \Delta T^{\ddagger}/2\right) \left[1 - e^{-\tau} - \tau E i \left(-\tau\right)\right] + \overline{T}_{\text{p}}, \qquad (4.20)$$

В табл. 4.1 приведены рассчитанные по формуле (4.20) значения $\overline{T}_{я \, a \tau}$ в зависимости от оптической толщины т. Диапазон изменения т включает все значения, характерные для атмосферы со слоистообразными облаками в интервале длин волн $\lambda = 0, 2, ...$ 3,0 см. При расчетах принято, что $\overline{T}_{p} = 3$ К [85], $T_{n} = 293$ К.

Таблица 4.1

	Средняя	рят	фонового	излучения	облачной	атмосферы	
τ Hn	• •	0,02	0,05	0,1	0,2	0,4 1,0	1,6
Т яат К		28	52	82	124	178 248	275

Строго говоря, фоновое радиоизлучение должно зависеть от ориентации антенны. Однако для оценки величины Φ предположим, что оно одинаково на углах θ_1 и θ_2 .

Рассмотрим теперь фоновое радиоизлучение из нижней полусферы, обусловленное излучением земной поверхности. Для этого воспользуемся результатами [175], где получена оценка среднегозначения РЯТ фонового излучения

$$\overline{T}_{g}^{\Phi} \approx 0.8T_{n}$$
.

(4.21)

Считая, что при ориентации антенны на опорную область полный луч целиком «охватывается» ею, примем, что для $T_{gon}^{\phi \mu}$ справедливо выражение (4.21).

Теперь можно оценить величину Φ и связанную с ней относительную погрешность определения оптической толщины $\Delta = |\ln \Phi|/\tau$. Соответствующие оценки приведены в табл. 4.2. Как видно из этой таблицы, Δ слабо зависит от величины τ , т. е. от длины волны. Зависимость от параметров антенны более значительна: при $\beta_{\rm H}/(1-\beta_{\rm r\pi})=0.05$ значение Δ почти в 2 раза меньше, чем при $\beta_{\rm H}/(1-\beta_{\rm r\pi})=0.188$. На практике, применяя с малым значением $\beta_{\rm H}/(1-\beta_{\rm r\pi})$, можно достичь выполнения условия $\Delta \leq \leq 0.1$ [10].

Перейдем к рассмотрению погрешностей определения оптической толщины, связанных с погрешностями измерения самой величины §. Эти погрешности обусловлены конечной чувствительностью радиометра, а также эффектами насыщения РЯТ при

ооусловленная	неучетом величины	$\Psi(q=\beta_{\rm H}/1-\beta_{\rm r\pi})$				
••	$\beta_{\rm H}/(1-\beta_{\rm \Gamma,II})$					
τ Ηπ	0,188	0,05				
0,02 0,05 0,1 0,2 0,4 1,0 1,6	0,20 0,20 0,20 0,18 0,18 0,18 0,18 0,22	0,14 0,11 0,10 0,10 0,10 0,10 0,11 0,15				

Относительная погрешность Δ определения оптической толщины атмосферы, обусловленная неучетом величины Φ(a=β_µ/1 − β_{µπ}))

больших значениях т и уменьшения отношения сигнал/шум при малых т. Так как $\xi = (T_{a \text{ on}} - T_{a1})/(T_{a \text{ on}} - T_{a2})$, где T_{a1} , T_{a2} , $T_{a \text{ on}}$ — антенные температуры атмосферы под углами θ_1 и θ_2 и опорной области, то, предполагая, что погрешности измерения этих температур — независимые случайные величины, можно записать выражение для дисперсии погрешности измерения ξ . Оно имеет вид

$$\sigma_{\xi}^{2} \simeq \left[\left(\frac{\partial \xi}{\partial T_{a \text{ on}}} \right)^{2} + \left(\frac{\partial \xi}{\partial T_{a_{1}}} \right)^{2} + \left(\frac{\partial \xi}{\partial T_{a_{2}}} \right)^{2} \right] \sigma_{T}^{2}.$$

$$(4.22)$$

Вычисляя производные, получаем

$$\sigma_{\xi} = \frac{\left\{2\left[T_{a_{1}}^{2} + T_{a_{2}}^{2} + T_{a \text{ on}}^{2} - \left(T_{a_{1}}T_{a_{2}} + T_{a \text{ on}}T_{a_{1}} + T_{a \text{ on}}T_{a_{2}}\right)\right]\right\}^{1/2}\sigma_{T}}{\left(T_{a \text{ on}} - T_{a_{2}}\right)}.$$
 (4.23)

Поскольку $\sigma_{\tau} \approx \sigma_{\xi}/\xi$, то среднеквадратическая погрешность определения оптической толщины равна

$$\sigma_{\tau} \approx \frac{\sigma_{T} \sqrt{2}}{(T_{a \text{ on}} - T_{a_{1}}) (T_{a \text{ on}} - T_{a_{2}})} \times \sqrt{T_{a_{1}}^{2} + T_{a_{2}}^{2} + T_{a \text{ on}}^{2} - (T_{a_{1}}T_{a_{2}} + T_{a \text{ on}}T_{a_{1}} + T_{a \text{ on}}T_{a_{2}})}.$$
(4.24)

Рассчитанные по формуле (4.24) значения погрешности определения оптической толщины приведены в табл. 4.3. При расчетах были использованы следующие предположения: 1) $\overline{T}_{g1}^{\phi_{H}} \approx \overline{T}_{g2}^{\phi_{H}} \approx T_{g1}^{\phi_{H}} \approx \overline{T}_{g1}^{\phi_{H}} \approx \overline{T}_{g1}^{\phi_{H}} \approx \overline{T}_{g1}^{\phi_{H}} \approx T_{g1}^{\phi_{H}} \approx T_{g1}^{\phi_$

Из табл. 4.3 следует, что улучшение параметров антенны не приводит к существенному повышению точности измерения величины ξ . Максимальная погрешность определения τ , обусловленная погрешностями измерения ξ , наблюдается при малых оптических толщинах (τ =0,02... 0,05 Hn). Это объясняется тем, что разли-

Таблица 4.3

Погрешно	сти определения опти	ческой толщины
$(\sigma_{\tau}/\tau)/\sigma_{T}$	(К-1); обусловленны	е погрешностями
•	измерения величин	ыЕ

	$\beta_{\rm H}/(1-\beta_{\Gamma\Lambda})$					
τ Ηπ	0,188	0,05				
0,02 0,05 0,1 0,2 0,4 1,0 1,6	0,38 0,16 0,09 0,05 0,04 0,04 0,04 0,07	0,35 0,14 0,08 0,05 0,03 0,04 0,07				

чие между «ступеньками» $u_{a \text{ оп}} - u_{a1}$ и $u_{a \text{ оп}} - u_{a2}$ становится незначительным. Погрешность σ_{τ}/τ увеличивается также при больших τ ($\tau \ge 1,5$ Нп), когда начинает проявляться эффект насыщения T_{g} .

Чувствительность современных радиометров ($\sigma_T \approx 0,1$ K) позволяет свести погрешности определения оптической толщины τ , обусловленную погрешностями измерения величины ξ , по существу к нулю. Поэтому основной погрешностью рассматриваемого метода является погрешность, связанная с неучетом величины Φ .

4.2.2. Метод азимутальных разрезов

Этот метод предназначен для определения оптической толщины конвективных облаков при наличии рядом с ними участков чистого неба. Он заключается в сканировании антенны по азимуту при фиксированном зенитном угле через все облако с выходом на участок чистого неба. Так же, как и при исследовании предыдущего метода, регистрируется сигнал от опорной области. Из выражений для сигналов от облака u_a , чистого неба u_{ah} и опоры $u_{a \text{ оп}}$, аналогичных (4.11) и (4.12), нетрудно получить соотношение для $\zeta = (u_{a \text{ оп}} - u_{a})/(u_{a \text{ оп}} - u_{ah})$, имеющее вид

$$\zeta(\theta_0, \varphi_0) = \chi(\theta_0, \varphi_0) \exp\{-[\tau_{o\delta\pi}(\theta_0, \varphi_0) - \tau_H(\theta_0)]\}, \qquad (4.25)$$

где

$$\chi (\theta_{0}, \varphi_{0}) = \frac{T_{\mathfrak{s} o \delta \pi}^{\dagger}(\theta_{0}, \varphi_{0}) + \left[T_{\mathfrak{g} o \pi} - T_{\mathfrak{s} o \delta \pi}^{\dagger}(\theta_{0}, \varphi_{0}) + \left(\overline{T}_{\mathfrak{g} o \pi}^{\Phi \mu} - \overline{T}_{\mathfrak{g} o \delta \pi}^{\Phi \mu}\right) \frac{\beta_{\mu}}{1 - \beta_{\Gamma \pi}}\right] \exp \left[\tau_{o \delta \pi}(\theta_{0}, \varphi_{0})\right]}{T_{\mathfrak{s} \mu}^{\dagger}(\theta_{0}) + \left[T_{\mathfrak{g} o \pi} - T_{\mathfrak{s} \mu}^{\dagger}(\theta_{0}) + \left(\overline{T}_{\mathfrak{g} o \pi}^{\Phi \mu} - \overline{T}_{\mathfrak{g} \mu}^{\Phi \mu}\right) \frac{\beta_{\mu}}{1 - \beta_{\Gamma \pi}}\right] \exp \left[\tau_{\mu}(\theta_{0})\right]}, \qquad (4.26)$$

 $\overline{T}_{n\,o\delta\pi}^{\phi\mu}$ и $\overline{T}_{n\,\mu}^{\phi\mu}$ — средние РЯТ фонового излучения в направлении на облако и на чистое небо. Отсюда оптическая толщина жидкокапельной влаги облака равна

 $\hat{\tau}_{W}(\theta_{0}, \phi_{0}) = \tau_{obn}(\theta_{0}, \phi_{0}) - \tau_{H}(\theta_{0}) = -\ln \xi(\theta_{0}, \phi_{0}) + \ln \chi(\theta_{0}, \phi_{0}).$ (4.27) Для оценки величины χ введем следующие предположения: 1) $T_{\mathfrak{s}obn}^{\downarrow} \approx T_{\mathfrak{s}H}^{\downarrow}$, 2) $T_{\mathfrak{s}on} \approx T_{\mathfrak{n}}$, 3) $\overline{T}_{\mathfrak{s}obn}^{\Phi H} \approx \overline{T}_{\mathfrak{s}H}^{\Phi} \approx \overline{T}_{\mathfrak{s}AT}^{\Phi}$, 4) $\overline{T}_{\mathfrak{s}on}^{\Phi H} \approx T_{\mathfrak{n}}$. Оценки этой величины и связанной с ней относительной погрешности определения оптической толщины $\Delta = |\ln \chi|/\tau_{W}$ выполнены для тех же комбинаций параметров антенны $\beta_{\Gamma\pi}$ и β_{H} , что и ранее, для зенитных углов θ_{0} , равных 30, 60 и 85°. Расчеты проведены для Cu hum., Cu med. и Cu cong. (табл. 4.4).

Таблица 4.4

Форма облачности	λсм	θ ₀ =	=30°	θ ₀ ==60°		θ ₀ =85°	
		0,188	0,05	0,188	0,05	0,188	0,05
Cu hum.	0,2 0,4 3,0	0,15 0,15 0,20	0,10 0,09 0,13	0,24 0,20 0,23	0,16 0,12 0,13	1 0,85 0,23	1 0,73 0,13
Cu med.	$0,2 \\ 0,4 \\ 3,0$	0,21 0,16 0,20	0,20 0,12 0,11	0,25 0,17 0,24	0,23 0,13 0,09	$^{1}_{0,73}_{0,24}$	1 0,57 0,09
Cu cong.	0,7 1,0 3,0	0,19 0,16 0,19	0,17 0,13 0,11	0,21 0,16 0,19	0,19 0,13 0,11	0,20 0,13 0,20	0,16 0,09 0,10

Относительная погрешность Δ определения оптической толщины конвективных облаков, обусловленная неучетом величины χ для двух значений $\beta_{\pi}/(1-\beta_{\Gamma\pi})$, равных 0,188 и 0,05

Для Си hum. в целом Δ растет с увеличением θ_0 . Наиболее заметен этот рост на коротких волнах, которые являются наиболее подходящими для определения водозапаса Си hum. Следовательно, зондирование Си hum. целесообразно выполнять на углах, близких к зениту. При этом средняя относительная погрешность определения τ_W , обусловленная неучетом χ , находится в пределах 10—15 % ($\lambda \approx 3$ см не оптимальна для зондирования Cu hum.).

В случае Си med. относительная погрешность Δ также растет с увеличением θ_0 . Однако относительный рост меньше, чем для Си hum., и зондирование Си med. данным методом с одинаковой погрешностью можно осуществлять на всех углах до $\theta_0 = 60^\circ$. В наиболее подходящем для зондирования Си med. диапазоне длин волн θ ,3—2,0 см $\Delta = 10...25$ % ($\theta_0 \leq 60^\circ$).

Для Cu cong. в диапазоне $\lambda \ge 0.7$ см относительная погрешность Δ практически не зависит от θ_0 . Поэтому зондирование

Си cong. возможно на всех углах $\theta_0 = 0...85^{\circ}$ практически с одинаковой относительной погрешностью определения τ_W . Эта погрешность составляет 10—20 %.

Что касается погрешностей определения оптической толщины τ_W , связанных с погрешностями измерения величины ζ , то их во внимание можно не принимать, поскольку они, как и в предыдущем случае, могут быть существенно уменьшены путем повышения чувствительности радиометров.

Подводя итоги, отметим, что абсолютный метод определения оптической толщины атмосферы можно применять для исследования влагозапаса атмосферы и водозапаса практически всех форм облачности, однако в основном при наблюдениях под малыми углами места, когда погрешность измерения РЯТ минимальна.

Применение относительного метода угломестных разрезов определения оптической толщины атмосферы возможно только при исследовании влагозапаса безоблачной атмосферы и влаго- и водозапаса при наличии слоистообразной облачности. При этом относительная погрешность определения оптической толщины атмосферы находится в пределах 10—20 %. Относительный метод азимутальных разрезов предназначен для определения оптической толщины конвективных облаков. Этот метод наиболее предпочтителен для определения водозапаса мощных кучевых и кучево-дождевых облаков при зондировании практически во всем диапазоне зенитных углов $\theta = 0...90^\circ$.

Глава 5. Математические основы решения обратных многопараметрических задач радиотеплолокации

В общем виде обратная задача определения различных метеорологических параметров но измерениям характеристик радиотеплового излучения сводится к решению так называемой фундаментальной системы уравнений [120]

$$\tilde{y}_i = f_i(\tilde{x}_1, \tilde{x}_2, \ldots, \tilde{x}_n) + \tilde{\varepsilon}_i; \quad i = 1, 2, \ldots, m.$$
 (5.1)

В этой системе $\tilde{x}_1, \tilde{x}_2, \ldots, \tilde{x}_n$ — искомые параметры, $\tilde{y}_1, \tilde{y}_2, \ldots$

..., \tilde{y}_m — измеряемые характеристики РТИ, а $\varepsilon_1, \varepsilon_2, ..., \varepsilon_m$ — погрешности наблюдений. С помощью функций f_i задается математическое описание физических связей между искомыми и измеряемыми величинами. Иными словами, эти функции отражают используемую радиационно-метеорологическую модель системы атмосфера—подстилающая поверхность, описанию элементов которой были посвящены две первые главы. Обычно считают, что ве-

личина є, содержит в себе как погрешности самих радиометрических измерений, так и погрешности упомянутой модели.

В общем случае функции f_i имеют сложный вид. При одновременном зондировании в различных спектральных каналах интегральных параметров влагосодержания облачной атмосферы и характеристик подстилающей поверхности эти функции обычно получают на основе выражения для радиояркостных температур в приближении «чистого поглощения» (см. формулы (1.82)— (1.83)) с учетом поправок на рассеяние излучения в тех случаях, когда оно влияет на общее поле РТИ. В случае зондирования профилей метеорологических величин (температуры, влажности) в полосах поглощения микроволнового излучения атмосферными газами функции f_i можно представить как интегральные операторы:

$$\tilde{y}_{i} = \tilde{y}(\lambda_{i}) = \int_{0}^{\infty} K(z, \lambda_{i}) x(z) dz + \tilde{\varepsilon}(\lambda_{i}), \qquad (5.2)$$

где $K(z, \lambda)$ — ядро интегрального уравнения.

Часто при формулировке обратных задач относительно отклонений искомых метеопараметров от своих средних значений удается линеаризовать эти задачи и рассматривать их как задачи оптимальной оценки [149, 198]. В этом случае линейная обратная задача может быть записана в виде

$$\mathbf{Y} = F\mathbf{X} + \mathbf{e},$$

(5.3)

где $\mathbf{X} = (X_1, X_2, X_3, ..., X_n)^{\mathrm{T}}$ — вектор оцениваемых параметров (или их отклонений), $\mathbf{Y} = (Y_1, Y_2, ..., Y_m)^{\mathrm{T}}$, $\boldsymbol{\varepsilon} = (\varepsilon_1, \varepsilon_2, ..., \varepsilon_m)^{\mathrm{T}}$ —

соответствующие векторы радиометрических измерений и погрешностей наблюдений (индексом «т» обозначено транспонирование), F — матрица плана эксперимента, предполагаемая известной.

Будем в дальнейшем считать, что математическое ожидание вектора є равно нулю, т. е. $M \{\varepsilon\} = 0$.

Иногда линеаризация обратной задачи определения водозапаса облаков W и влагозапаса атмосферы Q достигается при переходе от измеренных значений радиояркостной температуры к соответствующим значениям оптической толщины атмосферы. В этом случае компоненты вектора У представляют собой отклонения значений оптической толщины от их средних значений, которые связаны с Q и W линейной моделью, рассмотренной в п. 2.6.

Рассмотрим кратко методы решения линейных обратных задач типа (5.3).

5.1. Методы решения линейных многопараметрических обратных задач

	Обусловленность	системы	(5.3)	определяется	соотношением
۶.	$\max_{k} \Lambda_{k}$				(5.4)
5	$- \min \Lambda_k$,	•		and the second sec	(0.4)

где Λ_k — собственные числа матрицы $F^{T}F$.

В общем случае многомерные обратные задачи радиотеплолокации являются математически некорректными. Их некорректность заключается в том, что система (5.3) часто бывает плохо обусловлена (§ велико, a det (F^TF) близок к нулю), что может приводить к неоднозначности решения и его неустойчивости относительно возмущений вектора измерений. В этом случае применяются специальные регуляризационные методы решения указанной системы.

Рассмотрим основные методы оценки решения (5.3). Наиболее простые из них предполагают детерминированность вектора оцениваемых параметров. В этом случае

 $M \{\mathbf{Y}\} = F\mathbf{X}, \quad \Sigma_{\mu} = \Sigma_{\varepsilon} = M \{\boldsymbol{\varepsilon}\boldsymbol{\varepsilon}^{\mathsf{T}}\}.$

Здесь Σ_{ε} , Σ_{u} — ковариационные матрицы погрешностей и измерений соответственно, являющиеся в случае некоррелированных измерений диагональными; М — знак математического ожидания.

Другие методы относятся к той ситуации, когда оцениваемый вектор предполагается случайным. Для него выполняется соотношение

$$M \{\mathbf{Y}\} = FM \{\mathbf{X}\}, \quad \Sigma_y = F \Sigma_x F^T + \Sigma_{\varepsilon},$$

где Σ_x — ковариационная матрица искомых параметров.

Для построения статистических оценок неизвестных параметров введем функционал. потерь h(X) [50]. Он является веществен-

ной функцией, характеризующей ущерб от принятия оценки $\widehat{\mathbf{X}}$ при истинном значении вектора, равном Х.

(5.6)

(5.5)

В том случае, когда размерность поставленной обратной задачи невелика и исходная некорректность проявляется слабо. можно применять линейную несмещенную оценку вектора Х по методу наименьшей дисперсии, минимизирующему функционал потерь, который определяется через взвешенное скалярное произведение

$$h\left(\mathbf{X}\right) = \left\| \mathbf{Y} - F\mathbf{X} \right\|_{\boldsymbol{\Sigma}_{\varepsilon}^{-1}}^{2}.$$
(5.7)

При этом взвешенное скалярное призведение какого-либо вектора S определяется следующим образом:

$$\|\mathbf{S}\|_{\mathbf{c}} = \sqrt{(\mathbf{S}, \ C\mathbf{S})}.$$
(5.8)

где С — некоторая матрица, а круглые скобки под корнем обозначают обычное скалярное произведение.

Приравнивая к нулю первую вариацию (5.7), получаем соот-

ветствующую оценку вектора искомых параметров $\widehat{\mathbf{X}}$

$$\widehat{\mathbf{X}} = (F^{\mathsf{T}} \Sigma_{\varepsilon}^{-1} F)^{-1} F^{\mathsf{T}} \Sigma_{\varepsilon}^{-1} \mathbf{Y}.$$
(5.9)

Ковариационная матрица погрешности оценки вектора Х методом минимальной дисперсии определяется соотношением

$$\Sigma_{\hat{\mathbf{x}}-\mathbf{x}} = M\left\{ \left(\widehat{\mathbf{X}} - \mathbf{X} \right) \left(\widehat{\mathbf{X}} - \mathbf{X} \right)^{\mathrm{T}} \right\},\tag{5.10}$$

используя которое, можно получить:

$$\sum_{x-x}^{\mathrm{OM}\mathcal{I}} = (F^{\mathrm{T}} \sum_{z}^{-1} F)^{-1}.$$
(5.1)

Важным частным случаем метода минимальной дисперсии является широко известный метод наименьших квадратов, предполагающий равноточные измерения на всех каналах с дисперсией о². В этом случае оценка вектора искомых параметров и соответствующая ковариационная матрица погрешности выглядят следующим образом:

$$\widehat{\mathbf{X}} (F^{\mathrm{T}} F)^{-1} F^{\mathrm{T}} \mathbf{Y},$$

$$\sum_{e=r}^{\mathrm{OHK}} = \sigma_{e}^{2} (F^{\mathrm{T}} F)^{-1}.$$

Видно, что приведенные две оценки (5.9) и (5.12) можно использовать лишь в случае, когда матрица (F^TF) хорошо обусловлена. В противном случае, как отмечалось, необходимо применять регуляризационные методы решения исходной задачи.

Для нахождения решения и улучшения обусловленности обращаемой матрицы необходимо привлечение априорных сведений обискомом решении. Эта априорная информация может носить весьма общий характер (ограниченность, степень гладкости). либо иметь конкретный вид — указывать принадлежность на к вероятностной совокупности с заданными моментами функции распределения.

(1)

(5.12)(5.13)

В разнообразных регуляризационных методах решения обратных задач оценка вектора искомых параметров ищется путем минимизации следующего функционала потерь [139, 170]:

$$h(\mathbf{X}) = \|\mathbf{Y} - F\mathbf{X}\|_{\Sigma_{\varepsilon}^{-1}}^{2} + \alpha \Omega(\mathbf{X}), \qquad (5.14)$$

где α — параметр регуляризации, а $\Omega(X)$ — стабилизирующий функционал. Его в нашем случае естественно выбрать в виде

$$\Omega(\mathbf{X}) = \left\| \mathbf{X} \right\|_{\Sigma_{\mathbf{X}_0}^{-1}}^2, \tag{5.15}$$

где матрица Σ_{x_0} является диагональной, причем на ее главной диагонали стоят квадраты априорных неопределенностей искомых параметров (в терминах отклонений от среднего). Параметр регуляризации α при решении задачи методом А. Н. Тихонова [170] можно найти из критерия невязки

$$\left\|\mathbf{Y} - F\mathbf{X}_{\alpha}\right\|_{\Sigma_{\varepsilon}^{-1}}^{2} \leqslant \delta^{2},\tag{5.16}$$

где δ^2 характеризует максимальные погрешности измерений, X_{α} — вектор, на котором достигается экстремум. Подробно процедура поиска α описана в [170]. Оценка искомого решения по методу А. Н. Тихонова выглядит следующим образом:

$$\widehat{\mathbf{X}} = \left(F^{\mathsf{T}} \sum_{\varepsilon}^{-1} F + \alpha \sum_{x_0}^{-1}\right)^{-1} F^{\mathsf{T}} \sum_{\varepsilon}^{-1} \mathbf{Y}.$$
(5.17)

Операторная добавка $\alpha \Sigma_{x_0}^{-1}$ увеличивает линейную независимость уравнений исходной системы (5.3).

При указанном выборе стабилизирующего функционала при $\alpha = 1$ формула (5.17) соответствует методу наименьшей априорной информации, однако для решения ряда обратных задач могут использоваться и другие выражения для $\Omega(\mathbf{X})$ [120, 139, 244].

Для решения некорректных обратных задач используются также итерационные методы [38, 84, 230]. В общем виде итерационная схема выглядит следующим образом:

$$\mathbf{X}_{i+1} = \mathbf{X}_i - \beta_{i+1} F^{\mathsf{T}} B_{\mathsf{y}} (F \mathbf{X}_i - \mathbf{Y}),$$

где i — номер итерации, β_{i+1} — шаг последовательных приближений, \mathbf{X}_i — i-е приближение к искомому вектору, B_y — ускоряющая матрица.

Один из наиболее часто употребляемых в настоящее время регуляризационных методов решения некорректных задач — метод статистической регуляризации [101, 244, 245]. В этом методе в качестве априорной информации используется ковариационная матрица искомых параметров. Линейная несмещенная оценка вектора искомых параметров в этом случае имеет вид

 $\widehat{\mathbf{X}} = \sum_{x} F^{\mathsf{T}} \sum_{y} \mathbf{Y},$

11 Заказ №-352

(5.19)

(5.18)

откуда

$\widehat{\mathbf{X}} = \sum_{x} F^{\mathsf{T}} \left(F \sum_{x} F^{\mathsf{T}} + \sum_{\varepsilon} \right)^{-1} \mathbf{Y}.$

Применяя лемму об обращении матриц [120], оценке (5.20) можно придать еще один вид:

(5.20)

(5.24)

$$\widehat{\mathbf{X}} = (F^{\mathsf{T}} \sum_{\varepsilon}^{-1} F + \sum_{x}^{-1})^{-1} F^{\mathsf{T}} \sum_{\varepsilon}^{-1} \mathbf{Y}.$$
(5.21)

В приведенных оценках предполагается, что исходная система (5.3) сформулирована в терминах отклонений от среднего и $M \{X\} = M \{Y\} = 0$.

Соответствующая методу статистической регуляризации ковариационная матрица погрешности оценки выражается следующим образом:

$$\sum_{x=x}^{\text{OCP}} = \sum_{x} - \sum_{x} F^{\text{T}} \left(F \sum_{x} F^{\text{T}} + \sum_{x} \right)^{-1} F \sum_{x}, \qquad (5.22)$$

или, что эквивалентно,

$$\sum_{\hat{x}-x}^{\text{OCP}} = \left(\sum_{x}^{-1} + F^{\mathrm{T}} \sum_{\varepsilon}^{-1} F\right)^{-1}.$$
(5.23)

Кроме описанных выше методов, для решения линейной системы (5.3) относительно **X** применяется еще и регрессионный подход [38, 247], состоящий в построении соотношений вида

$$\mathbf{X} = D\mathbf{Y'} + \mathbf{D}_0,$$

где D — матрица коэффициентов регрессии; **Y**' — вектор, компоненты которого представляют собой результаты измерения радиояркостной температуры РТИ в различных спектральных каналах либо некоторую функцию от T_{π} [247]. Отметим, что иногда решение обратной задачи ищется в виде линейного разложения по системе ортогональных векторов. При этом построение указанного решения возможно в рамках как детерминистского, так и статистического подходов [139].

В основе регрессионных методов лежит предположение о корреляционной связи между искомыми и измеряемыми величинами. Элементы матрицы D и вектор D_0 определяются по результатам зависимой выборки, полученной на основе наблюдений искомых параметров и синхронных измерений характеристик радиотеплового излучения или по данным численного моделирования.

Эффективность дистанционной индикации метеорологических параметров определяется в конечном счете наличием в данных радиотеплолокационных измерений полезной информации, объем которсй существенно зависит от схемы эксперимента. По этой причине оптимизация процесса измерений играет важную роль при проведении дистанционного зондирования системы атмосфера—подстилающая поверхность. Для задач, рассматриваемых в настоящей монографии, главное значение имеет при этом выбор оптимальных спектральных каналов для проведения радиометрических измерений.

Принципиальную возможность для оптимизации эксперимента по радиотеплолокационному зондированию дает минимизация элементов ковариационных матриц погрешностей оценок Σ_{x-x} . Вествотер и Стрэнд для оценки информативности микроволновых измерений профиля температуры и для выбора оптимальных длин волн зондирования использовали два критерия [245]:

$$R = \operatorname{Sp} \{ \sum_{x} - \sum_{\hat{x} - x} \},\$$

$$F' = \operatorname{Sp} \{ \sum_{x} - \sum_{\hat{x} - x} \} / \operatorname{Sp} \sum_{x}.$$

(5.25)

Первый критерий отражает абсолютное уменьшение полной априорной неопределенности оценки искомого вектора, а второй — ее относительное уменьшение.

Для многопараметрических обратных задач определения интегральных параметров влагосодержания атмосферы и характеристик подстилающей поверхности естественней использовать другие критерии, а именно

$$F = 1 - \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} \left(\frac{\sigma_{\hat{x}_i}^2 - x_i}{\sigma_{x_i}^2} \right) \rho_i,$$

M=1-F,

(5.26)

где n — число оцениваемых параметров, $\sigma_{x_i}^2$ и $\sigma_{x_i-x_i}^2$ — априорная и апостериорная дисперсии *i*-го оцениваемого параметра, ρ_i — статистические веса.

Применение указанных критериев обусловлено тем, что в рассматриваемом случае мы имеем дело с оценкой существенно различающихся по величине дисперсий метеопараметров. С помощью статистических весов можно задавать «ценность» того или иного параметра. Априорная и апостериорная дисперсии определяются диагональными элементами ковариационных матриц Σ_x и Σ_{x-x}^{2} соответственно.

Из (5.26) следует, что при $\rho_i = 1$ и $\sigma_{\hat{x}_i - x_i} = \sigma_{x_i}$, т. е. когда радиотеплолокационные измерения не несут дополнительной информации об оцениваемых параметрах, F = 0, а M = 1. В противоположном случае, когда радиотеплолокационные измерения дают всю дополнительную информацию, $\sigma_{\hat{x}_i - x_i} \rightarrow 0$ и $F \rightarrow 1$, а $M \rightarrow 0$.

Выбор оптимальных длин волн формально сводится к перебору всех возможных их комбинаций из заданного полного набора. При этом оптимальными считаются комбинации, максимизирующие критерий F (или минимизирующие критерий M).

В работе [107] на основе минимизации критерия *М* был проведен выбор оптимальных длин волн для решения пятипараметрической обратной задачи определения водозапаса облаков, влагозапаса атмосферы, средней интенсивности жидких осадков и одновременной оценки скорости ветра в приводном слое и температуры водной поверхности по надирным измерениям уходящего радиотеплового излучения. Полученный при этом оптимальный набор из пяти длин волн зондирования ($\lambda_1 \approx 0,7...0,84$ см; $\lambda_2 \approx 1,37...1,38$ см; $\lambda_3 \approx 1,6...1,9$ см; $\lambda_4 \approx 2,3...2,7$ см; $\lambda_5 \approx 6...7$ см) оказался достаточно близким к традиционно используемым в микроволновой дистанционной индикации длинам волн 0,8; 1,35; 1,6; 2,4 и 8,5 см.

Выбор оптимальных длин волн для дистанционного зондирования на основе приведенных критериев требует сравнительно больших затрат машинного времени для перебора узких спектральных участков из достаточно широкого диапазона. Предварительный и физически наглядный анализ возможностей радиотеплолокационного определения метеопараметров можно также сделать на основе более простых оценок, рассматривая вариации оптической толщины атмосферы, вызванные вариациями искомых параметров. Ниже мы проведем такой анализ для интегральных параметров влагосодержания атмосферы применительно к ее моделям, описанным в главе 2.

5.2. Предварительный анализ возможностей радиотеплолокационного определения интегральных параметров влагосодержания атмосферы

Линейная модель оптической толщины т, рассмотренная в главе 2, позволяет выполнить предварительный анализ возможностей радиотеплолокационного измерения влагозапаса атмосферы, водозапаса и эффективной температуры облаков в различных участках микроволнового диапазона спектра. Согласно указанной модели, вариации оптической толщины облачной атмосферы можно представить в виде

$$\Delta \tau (\lambda) \approx \Delta \tau_Q (\lambda) + \Delta \tau_W (\lambda) + \Delta \tau_T (\lambda) + \Delta \tau_\kappa (\lambda), \qquad (5.27)$$

где $\Delta \tau_Q$, $\Delta \tau_W$, $\Delta \tau_T$, $\Delta \tau_{\kappa}$ — вариации оптической толщины, обусловленные вариациями Q, W, $T_{\partial 0 \delta \pi}$ и кислородного поглощения соответственно (осадки не рассматриваются). Если предположить, что эти вариации являются независимыми случайными величинами, распределенными по нормальному закону, то выражение для суммарной дисперсии вариаций оптической толщины σ_{τ}^2 можно записать следующим образом:

(5.28)

(5.29)

$$\sigma_{\tau}^{2}(\lambda) \approx \sigma_{\tau_{Q}}^{2}(\lambda) + \sigma_{\tau_{W}}^{2}(\lambda) + \sigma_{\tau_{T}}^{2}(\lambda) + \sigma_{\tau_{\kappa}}^{2}(\lambda),$$

$$\begin{aligned} \sigma_{\tau_Q}^2(\lambda) &= a_0^2(\lambda) \ \sigma_Q^2, \\ \sigma_{\tau_W}^2(\lambda) &= \psi^2(\lambda, \ T_{\mathfrak{s} \ \mathsf{obs}, 0}) \ \sigma_W^2, \\ \sigma_{\tau_T}^2(\lambda) &= W_0^2 \Big[\frac{\partial \psi_0(\lambda)}{\partial T} \Big]^2 \ \sigma_{T_{\mathfrak{s}} \ \mathsf{obs}, 1}^2, \end{aligned}$$

$$164$$

наряду с $\sigma_{\tau_{\kappa}}^2$ представляют собой дисперсии вариаций оптической толщины, обусловленные вариациями $Q, W, T_{305\pi}$ и кислородного поглощения. Обозначения величин в (5.29) введены в п. 2.6.

Рассмотрим относительные вклады вариаций Q, W, T_{в обл} и кислородного поглощения в общие вариации оптической тол-



Рис. 5.1. Спектральная зависимость относительных вкладов J вариаций значений Q(1), W(2) и $T_{905\pi}(3)$ в вариации оптической толщины атмосферы. a и 6 — безоблачная атмосфера, лето и зима соответственно; a и e — Sc, лето и зима соответственно.

щины в виде

$$J_Q = \sigma_{\tau_Q}^2 / \sigma_{\tau}^2, \quad J_T = \sigma_{\tau_T}^2 / \sigma_{\tau}^2,$$
$$J_W = \sigma_{\tau_W}^2 / \sigma_{\tau}^2, \quad J_\kappa = \sigma_{\tau_\kappa}^2 / \sigma_{\tau}^2.$$

(5.30)

(5.31)

При этом выполняется соотношение

$$J_{Q} + J_{W} + J_{T} + J_{k} = 1.$$

На рис. 5.1 приведены графики спектральной зависимости указанных вкладов для модели безоблачной атмосферы, а также для модели атмосферы с облаками Sc. Из рисунка следует, что как для лета, так и для зимы в безоблачной атмосфере вклад вариаций влагозапаса в общее изменение т является определяющим практически во всем микроволновом диапазоне спектра, кроме линий кислородного поглощения и длинноволнового участка ($\lambda \ge$ ≥ 2 см). Следовательно, имеются хорошие возможности для радиотеплолокационного определения влагозапаса с поверхности Земли как в летних, так и в зимних условиях.

Для модели слоистообразной облачности Sc можно выбрать участки спектра, в которых преобладает вклад либо вариаций влагозапаса, либо водозапаса.

Вклад вариаций Q преобладает в диапазонах $\lambda \approx 0,2...0,3$ см (кроме линии кислорода $\lambda \approx 0,25$ см) и $\lambda \approx 1,...2$ см. В свою очередь, вклад вариаций W преобладает в диапазонах $\lambda \approx 0,3...1$ см (за исключением линий кислородного поглощения на $\lambda \approx 0,5$ см) и $\lambda \approx 2...3,5$ см. Отмеченные обстоятельства, а также большие значения вкладов вариаций Q и W свидетельствуют о перспективности раздельного радиотеплолокационного определения влагозапаса атмосферы и водозапаса слоистообразных облаков.

Что касается относительного вклада вариаций $T_{305\pi}$ в общее изменение оптической толщины атмосферы, то он не превышает 10 % и нигде не превышает вклада вариаций Q и W. Это обстоятельство свидетельствует о принципиальных трудностях радиотеплолокационного определения эффективной температуры слоистообразных облаков.

Приведенные результаты справедливы также и для других моделей слоистообразных облаков. Проиллюстрированные выше возможности дистанционного зондирования метеопараметров облачной атмосферы ограничиваются погрешностями измерений оптической толщины атмосферы, погрешностями задания элементов радиационно-метеорологической модели и погрешностями линеаризации. При этом дисперсию оптической толщины атмосферы, обусловленную указанными погрешностями σ_{e}^{2} , можно рассматривать как некий «шум», а дисперсии вкладов вариаций параметров Q, W, $T_{206\pi}$ — как соответствующие «сигналы». Рассмотрим соотношения

$$G_Q = \sigma_{\tau_Q}^2 / \sigma_{\varepsilon}^2,$$

$$G_W = \sigma_{\tau_{W'}}^2 / \sigma_e^2$$

$$G_T = \sigma_{\tau\tau}^2 / \sigma_e^2$$

(5.32)

являющиеся своеобразными отношениями сигнал/шум. Приведенные величины также можно использовать для предварительного качественного анализа возможностей радиотеплолокационного определения метеопараметров облачной атмосферы при зондировании как с поверхности Земли, так и с борта летательных аппаратов. Модельные расчеты в этом плане проводились для различных моделей облачной атмосферы; при этом дисперсии σ_{g}^{2} оцени-

вались по формулам, приведенным в главах 2 и 4.

На рис. 5.2 приведены спектральные зависимости отношений сигнал/шум для зондирования с поверхности Земли в зенитном направлении атмосферы со слоистообразными облаками Sc. Результаты раснетов даны для идеальной и реальной погрешностей измерений радиояркостной температуры РТИ. Штриховой горизонтальной линией на этом и последующих рисунках отмечен уро-



Рис. 5.2. Спектральные зависимости отношений сигнал/ пум при зондирования атмосферы с поверхности Земли в зените для модели Sc для лета (1) и зимы (2). *а* — результаты идеальных измерений. 6 — результаты реальных радиотеплолокационных измерений с учетом погрешности.

вень сигнал/шум, равный единице. Только при условии, когда отношение сигнал/шум больше единицы, косвенные радиотеплолока» ционные измерения могут дать дополнительную к априорной информацию об оцениваемых параметрах.

Из приведенного рисунка следует, что в идеальном случае как Gw, так и Go гораздо больше единицы практически во всем рас-



Рис. 5.3. Спектральные зависимости отношений сигнал/шум при зондировании с ИСЗ над водной поверхностью для модели Sc для лета.

в — результаты ндеальных измерений, б — результаты реальных радиотеплолокационных измерений с учетом погрешности.

сматриваемом спектральном диапазоне, исключая линии поглощения кислорода. При реальной же точности измерений значения G_{W} и G_Q значительно меньше. Но и в этом случае G_Q почти на порядок превышает единицу в окрестности $\lambda \approx 1.35$ см, а Q_W









в области $\lambda \approx 0.8$ см. Следовательно, при выборе длин волн зондирования в указанных спектральных участках возможно определение влагозапаса атмосферы и водозапаса слоистообразных облаков.

Что касается эффективной температуры облаков, то здесь ситуация значительно хуже. Лишь при идеальных радиотеплолокационных измерениях $G_T > 1$ в области $\lambda \approx 0,7...1,5$ см и при $\lambda \approx 2$ см. При реальных погрешностях измерений отношение сигнал/шум для $T_{305\pi}$ во всем рассматриваемом диапазоне спектра меньше единицы.

Приведенные результаты остаются качественно справедливыми и при наклонном визировании до зенитных углов 60—70°. При дальнейшем увеличении зенитного угла отношения G_W и G_Q быстро уменьшаются.

На рис. 5.3 приведены спектральные зависимости отношенний G_Q , G_W и G_T для случая зондирования с ИСЗ над водной поверхностью при отсутствии погрешностей измерений и при реальной их точности. В погрешности измерений учитывались также неопределенность температуры поверхности, которая предполагалась равной $\sigma_{T_n} = 1$ К. Из рисунка видно, что и в этом случае оптимальные длины волн зондирования, при которых отношение сигнал/шум максимально, находятся в районе $\lambda \approx 0.8$ см для зондирования ее водозапаса.

Рассмотрим теперь отношения сигнал/шум для радиотеплолокационного определения водозапаса и эффективной температуры конвективных облаков. Результаты расчетов указанных отношений для модели конвективных облаков при зондировании с Земли приведены на рис. 5.4 и 5.5 для различных длин волн микроволнового диапазона и всех возможных значений водозапаса этих облаков. На рисунках представлены изолинии лишь для значений отношений, превышающих единицу, и для двух зенитных углов визирования (0 и 85°). Расчеты проводились для реальной точности радиотеплолокационных измерений.

Из рисунков видно, что с возрастанием водозапаса облаков оптимальные длины волн зондирования увеличиваются, а в случае зондирования вблизи горизонта ($\theta = 85^{\circ}$) определение водозапаса возможно лишь при $W \ge 0.2$ кг/м².

Заслуживает особого внимания рис. 5.5, на котором приведены изолинии отношения сигнал/шум для эффективной температуры конвективных облаков. Из этого рисунка следует, что в длинноволновой части рассматриваемого диапазона спектра значения G_T при W > 0.8...1,2 кг/м² не просто больше единицы, но в некоторых случаях значительно превосходят ее. Это свидетельствует о наличии принципиальных возможностей радиотеплолокационного определения эффективной температуры мощных кучевых и переохлажденных зон кучево-дождевых облаков.

В заключение отметим, что погрешности наблюдений є в формулах (5.1) и (5.3) подробно рассмотрены в главах 2 и 4.

Глава 6. Радиотеплолокационные методы определения влагозапаса атмосферы и водозапаса облаков с поверхности Земли

Настоящая глава посвящена изложению наземных радиотеплолокационных методов определения влагозапаса безоблачной атмосферы, влаго- и водозапаса атмосферы со слоистообразными облаками, водозапаса кучевых облаков и переохлажденных зон кучево-дождевых облаков.

Для всех перечисленных методов обоснованы оптимальные спектральные каналы зондирования и оценены погрешности определения соответствующих интегральных параметров влагосодержания облачной атмосферы. Приведены результаты экспериментальных радиотеплолокационных исследований влагозапаса атмосферы и водозапаса облаков, выполненных в последние годы в различных районах СССР.

Кроме того, в настоящей главе проанализированы возможности радиотеплолокационного определения эффективной температуры слоистообразных облаков.

При изложении СВЧ радиометрического метода определения водозапаса конвективных облаков значительное внимание уделено теоретическому исследованию максимальной дальности радиотеплолокационного обнаружения этих облаков. В этом вопросе авторами получены интересные оригинальные результаты.

Кратко рассмотрен комплексный пассивно-активный радиолокационный метод определения средней водности мощных кучевых облаков и переохлажденных зон кучево-дождевых облаков. Этот метод основан на использовании ПАРЛС (см. главу 3) и имеет большое прикладное значение для контроля и управления активными воздействиями на конвективные облака с целью регулирования осадков и электрической активности, а также для обнаружения зон возможного обледенения летательных аппаратов.

В заключении главы рассмотрено новое перспективное направление в области радиотеплолокации атмосферы — пассивная микроволновая вычислительная томография (ПМВВТ). Проанализированы принципиальные возможности применения ПМВВТ для восстановления полей влажности и водности в облачной атмосфере. Приведены результаты соответствующих численных и натурных экспериментов по восстановлению поля водности в конвективных облаках при зондировании с поверхности Земли. 6.1. Определение влагозапаса безоблачной атмосферы

6.1.1. Выбор оптимальных спектральных каналов и оценка погрешностей радиотеплолокационного определения влагозапаса

Радиотеплолокационный метод определения влагозапаса безоблачной атмосферы с поверхности Земли основан на использовании линейной модели для интегрального поглощения радиоволн, рассмотренной в п. 2.6. Для безоблачной атмосферы эта модель упрощается и в результате получаем

$$\Delta \tau_i = a_{0i} \Delta Q + \varepsilon_i, \quad i = 1, 2, \ldots m.$$
(6.1)

Напомним, что здесь i — номер используемого для измерений спектрального канала; $\Delta \tau_i$ — измеряемые отклонения оптической толщины атмосферы от среднего значения; ΔQ — оцениваемое отклонение влагозапаса от среднего значения; ε_i — погрешности наблюдений, которые состоят из погрешностей измерений τ и погрешностей модели, определяемых в данном случае неизвестными вариациями кислородного поглощения. Все эти погрешности подробно рассмотрены в п. 2.6 и в главе 4. В той же главе изложены и методы перехода от измеряемых непосредственно CBЧ радиометром значений РЯТ к значениям оптической толщины $\Delta \tau_i$.

Для решения системы (6.1) нами использованы методы линейной статистической оценки, изложенные в предыдущей главе, в частности метод статистической регуляризации. Напомним, что оценка вектора $\hat{\mathbf{X}}$ этим методом имеет вид (см. формулы (5.21) и (5.23))

$$\widehat{\mathbf{X}} = (F^{\mathrm{T}} \sum_{\varepsilon}^{-1} F + \sum_{x}^{-1})^{-1} F^{\mathrm{T}} \sum_{\varepsilon}^{-1} \mathbf{Y},$$

а ковариационная матрица погрешности данной оценки равна

$$\sum_{x=x}^{\text{OCP}} = \left(\sum_{x=1}^{-1} + F^{\mathrm{T}} \sum_{x=1}^{-1} F\right)^{-1}.$$

В выражениях (6.2) и (6.3) в случае безоблачной атмосферы элементы матрицы (точнее, вектор-столбца) *F* представляют собой средние значения эффективного удельного коэффициента по-

глощения водяного пара a_{0i} . Вектор $\widehat{\mathbf{X}}$ состоит из одного компонента ΔQ , а Y содержит измеренные на нескольких длинах волн значения $\Delta \tau_i$. Так как мы считаем погрешности наблюдений на разных длинах волн некоррелированными, их ковариационная матрица Σ_{ε} является диагональной. При этом элементами главной диагонали являются дисперсии погрешностей наблюдений σ_{ε}^2 .

Априорная информация, используемая в оценках типа (6.2), для безоблачной атмосферы представляет собой среднеклиматические значения влагозапаса и оптической толщины, а также дис-

(6.2)

(6.3)

персию влагозапаса σ_Q^2 . Последняя в данном случае и является единственным элементом ковариационной матрицы Σ_x . Вся указанная априорная информация приведена в главе 2.

Для радиотеплолокационного определения влагозапаса безоблачной атмосферы в принципе достаточно лишь одного спектрального канала. С практической точки зрения это важно, так как позволяет не усложнять соответствующую радиотеплолокационную аппаратуру. Ниже нами рассмотрен именно вариант определения Q на одной длине волны.

Выбор оптимальных длин волн зондирования и оценка погрешностей радиотеплолокационного определения влагозапаса безоблачной атмосферы выполнены на основе подхода, изложенного в главе 5. В частности, оптимизация осуществлялась посредством максимизации критерия F (см. формулу (5.26)), выражение для которого в данном случае имеет вид

$$F = 1 - \frac{\sigma_{\widehat{Q}-Q}^2}{\sigma_Q^2}.$$
(6.4)

Здесь σ_Q^2 характеризует априорную неопределенность оценки влагозапаса, а $\sigma_{\widehat{Q}-Q}^2$ — ее апостериорную неопределенность. После выбора оптимальной длины волны по величине $\sigma_{\widehat{Q}-Q}^2$ оценивались погрешности метода.

Полученные результаты приведены в табл. 6.1. Они соответствуют зондированию в зенитном направлении и реальной погрешности измерения РЯТ, равной 10 % (см. главу 3).

Таблица 6.1

Сезон	λ _{опт} см	$\int \sigma \widehat{Q} - Q^{\kappa \Gamma/M^2}$	$\frac{\sigma_{\widehat{Q}-Q}}{Q_0}$	$\frac{\sigma_{Q}-\sigma_{\widehat{Q}}-Q}{\sigma_{Q}}$		
Лето	1,35	2,06	0,11	0,66		
Зима	(1,35)	(0,61)	(0,15)	(0,67)		

Оптимальные длины волн и погрешности радиотеплолокационного определения влагозапаса безоблачной атмосферы при зондировании с поверхности Земли в зените ($\delta \bar{\tau}_{\alpha,n,\pi} = 0,1$)

Из табл. 6.1 следует, что для лета оптимальной длиной волны является $\lambda \approx 1.35$ см, а для зимы — $\lambda \approx 0.2$ см. Среднеквадратическая погрешность (СКП) определения влагозапаса $\sigma_{\widehat{Q}-Q}$, составляет приблизительно 2 кг/м² в первом случае и 0.6 кг/м² во втором, а ОСКП — соответственно 11 и 14 %.

Радиотеплолокационное определение Q для безоблачной атмосферы при зондировании с поверхности Земли характеризуется высокой эффективностью как для лета, так и для зимы: относи-

тельное уменьшение априорной неопределенности оценки влагозапаса (($\sigma_Q - \sigma_{\widehat{Q}-Q}$)/ σ_Q) составляет приблизительно 70 % в обоих случаях.

В главе 2 мы установили, что использование корреляционных связей между Q и приземной влажностью ρ_0 позволяет восстановить влагозапас безоблачной атмосферы с относительным уменьшением его априорной неопределенности, равным 57 % для лета и 31 % для зимы. Из табл. 6.1 следует, что радиотеплолокацион-



Рис. 6.1. Зависимость относительного уменьшения априорной неопределенности оценки Qот погрешности радиотеплолокационных измерений при зондировании безоблачной атмосферы с поверхности Земли в зените.

1 -лето; 2 -зима, $\lambda = 0,2$ см; 3 -зима, $\lambda = 1,35$ см.

ный метод определения Q гораздо эффективнее корреляционного. Тот факт, что для определения влагозапаса зимней безоблачной атмосферы оптимальной оказалась длина волны 0.2 см, физически вполне объясним. Эта длина волны расположена вблизи линии резонансного поглощения водяного пара $\lambda \approx 0.164$ см, где уровень поглощения микроволнового излучения значительно выше, чем в линии H_2O на $\lambda = 1.35$ см. Зимой, когда содержание водяного пара в атмосфере невелико, ее оптическая толщина уменьшается, и измерения в линии 1,35 см становятся менее чувствительны к величине Q, чем вблизи линии 0,164 см. Однако, как показали выполненные нами расчеты, длина волны λ=1,35 см, хотя и не является оптимальной для зимы, тем не менее по уровню погрешности оценки Q немного уступает $\lambda = 0.2$ см. Это следует из табл. 6.1, где в скобках приведены погрешности оценки Q зимой по измерениям на $\lambda = 1,35$ см. Поэтому и для лета, и для зимы при измерениях Q с поверхности Земли можно использовать один и тот же СВЧ радиометр на длине волны 1,35 см.

Зависимость относительного уменьшения априорной неопределенности оценки Q от погрешности радиотеплолокационных измерений $\delta_{\overline{T}_{яrn}}$ приведены на рис. 6.1. Из рисунка следует, что эффективность радиотеплолокационного определения влагозапаса 174

безоблачной атмосферы с поверхности Земли значительно возрастает в случае повышения точности измерений, при котором уменьшение априорной неопределенности оценки Q стремится к 100 %. Различие в зависимости $(\sigma_Q - \sigma_{Q-Q})/\sigma_Q$ от $\delta_{\overline{T}_{g,r,l}}$ для

зимы и лета практически отсутствует. На том же рисунке для зимы приведены значения относительного уменьшения априорной неопределенности оценки Q не только для оптимальной длины волны $\lambda = 0,2$ см, но и для $\lambda = 1,35$ см. В подтверждение уже сказанному можно отметить, что различия между этими длинами волн с точки зрения эффективности оценок Q практически нет.

В целом можно сделать вывод о том, что погрешность радиотеплолокационного метода определения влагозапаса безоблачной атмосферы не превышает погрешности радиозондового метода. Это подтверждается и данными работ [135, 136].

6.1.2. Экспериментальные радиотеплолокационные исследования влагозапаса безоблачной атмосферы

В предыдущем параграфе дано корректное изложение радиотеплолокационного метода определения влагозапаса безоблачной атмосферы со строгим обоснованием оптимальных длин волн зондирования и оценкой погрешностей. Однако разработка данного метода была начата еще в 1964 г. В рамках теоретических и экспериментальных исследований радиотеплолокационных методик определения влагозапаса безоблачной атмосферы в ГГО им. А. И. Воейкова в период 1964—1983 гг. на первом этапе изучались корреляционные связи между РЯТ безоблачной атмосферы в линии поглощения H₂O на волне 1,35 см и ее влагозапасом. Полученные результаты изложены нами в п. 2.6.

На втором этапе, уже после обоснования оптимальных длин волн зондирования, был проведен комплекс радиотеплолокационных измерений влагозапаса безоблачной атмосферы при наблюдении с поверхности Земли. При этом использовался относительный метод угломестных разрезов, рассмотренный в главе 4. Он позволяет оценить оптическую толщину безоблачной атмосферы, связанную с влагозапасом соотношением (6.1). Измерения выполнялись с помощью радиометра на длине волны 1,35 см.

Регулярные наблюдения за содержанием парообразной влаги в атмосфере в районе п. Воейково Ленинградской области проводились непрерывно в течение 1980—1983 гг. В летнее время наблюдения проводились ежедневно с 8 до 20 ч. Для контроля за работой аппаратуры использовались данные радиозондирования в п. Воейково за 14 и 20 ч. На основании этих данных рассчитывались значения оптической толщины τ_{ps} и влагозапаса безоблачной атмосферы Q_{ps} . Сравнение значений Q_{ps} со значениями влагозапаса атмосферы Q_{pm} , полученными с помощью радиометра, приведено на рис. 6.2. Рисунок свидетельствует о незначительном расхождении значений Q_{ps} и Q_{pm} , а следовательно, и соответствую-

щих значений оптической толщины τ_{p3} и τ_{pM} . В целом значения τ_{pM} несколько превышают значения τ_{p3} . Среднее расхождение между ними составляет 11 %, а максимальное не превышает 30 %. СКО значений τ_{pM} от значений τ_{p3} составляет ± 0.02 Hn.

Учитывая большие погрешности определения влагозапаса атмосферы по данным радиозондовых измерений в холодный период года, авторы провели анализ радиотеплолокационных измерений τ_{pM} , выполненных в теплый период года, с целью получения эмпирических соотношений между Q и τ_{pM} и использования их в дальнейшем для оценки Q в холодный период. На рис. 6.3 показана



Рис. 6.2. Связь экспериментальных значений влагозапаса безоблачной атмосферы $Q_{\rm PM}$ и его расчетных значений $Q_{\rm P3}$, полученных на основе данных радиозондирования.

связь между оптической толщиной безоблачной атмосферы и ее влагозапасом, описываемая известным соотношением

$$\tau(\lambda) = a(\lambda)Q + \tau_{\kappa}(\lambda)$$

(6.5)

Эта связь носит корреляционный характер. Прямая линия на рис. 6.3 соответствует уравнению линейной регрессии, описываемому таким же соотношением, в котором в отличие от формулы (6.5) для величин $a(\lambda)$ и $\tau_{\kappa}(\lambda)$ берутся их среднеклиматические значения $a_0(\lambda)$ и $\tau_{\kappa0}(\lambda)$. Таким образом, результаты измерений, приведенные на рис. 6.3, позволяют экспериментально оценить средние значения этих величин. Измеренное с помощью радиометра на длине волны 1,35 см эффективное значение удельного коэффициента поглощения водяного пара $a_{\rm PMO}$ оказалось равным 0,0065 м²/кг, что практически совпадает со значением, полученным нами с помощью теоретических расчетов (0,0066 м²/кг) [19, 23]. Измеренное радиометрическим способом среднее значение τ_{κ} составило 0,025 Нп (см. рис. 6.3) и оказалось меньше значения, полученного аналогичным образом в [42] и равного 0,033 Нп.

Уравнение линейной регрессии, полученное на основании представленных на рис. 6.3 данных, приводит к следующему соотношению для определения \hat{Q} по результатам радиотеплолокационных измерений $\tau_{\rm DM}$:

$$\hat{Q} = \frac{\tau_{\rm pm} - 0,025}{0.0065}$$

Рис. 6.3. Связь оптической толщины безоблачной атмосферы τ_{pM} на волне $\lambda=1,35$ см и значений влагозапаса Q_{p3} , рассчитанных по данным радиозондирования (Воейково, лето 1982 г.).

Прямая описывает решение уравнения линейной регрессии между Q_{p3} и τ_{pM} ;

 $\tau_{\rm K}-$ среднее значение оптической толщины кислорода, измеренное с помощью радиометра.

Коэффициент корреляции между $\tau_{\rm pM}$ и $Q_{\rm p3}$ составляет 0,88. Среднее значение оптической толщины равно 0,14 Нп, а влагозапаса — 17,8 кг/м², СКО для $\tau_{\rm pM}$ составляет 0,04 Нп, а для $Q_{\rm p3}$ — 5,7 кг/м².

Считая, что в летний период года радиозондирование позволяет получать значения $Q_{\rm p3}$ с достаточно хорошей точностью, можно рассматривать приведенные выше результаты как итог своего рода «калибровки» СВЧ радиометра, предназначенного для определения влагозапаса. Это позволяет использовать соотношение (6.6) для оценки Q по измеренным значениям $\tau_{\rm pM}$ в любой сезон года. При этом мы вынуждены принимать летние значения $Q_{\rm p3}$ за «эталонные».

Понятно, что такой подход не позволяет определять значения Q с большей точностью, чем точность радиозондовых измерений в летнее время. Однако он является простым, удобным и надежным, так как неявно учитывает все систематические погрешности, присущие процессу радиотеплолокационных измерений. Особенно важно то обстоятельство, что в зимний период года, когда определение влагозапаса по данным радиозондирования осуществляется

12 Заказ № 352



(6.6)

с большими погрешностями, рассмотренный радиотеплолокационный метод позволяет значительно повысить точность определения Q.

Ежечасные измерения на радиотеплолокационном комплексе в п. Воейково позволили проследить дневной ход влагозапаса. В качестве примера на рис. 6.4 показан дневной ход влагозапаса безоблачной атмосферы и абсолютной влажности у поверхности Земли 1 и 2 июня 1982 г. В эти дни погодные условия в Ленин-



Рис. 6.4. Дневной ход влагозапаса атмосферы \widehat{Q} и абсолютной влажности ρ_0 у поверхности Земли (Воейково) 1 июня (а) и 2 июня (б) 1982 г.

1 — экспериментальные значения влагозапаса; 2 — значения влагозапаса, полученные по данным раднозондирования, 3 — измеренные значения абсолютной влажности.

градской области определялись антициклоном. В течение дня абсолютная влажность воздуха у поверхности Земли менялась незначительно. Влагозапас же в течение дня увеличивался, достигая максимума в 18 ч (1 июня — 17,2 кг/м², 2 июня — 23 кг/м²). После 18 ч с понижением температуры он уменьшался. Вертикальными отрезками на рис. 6.4 обозначены СКО Q, т. е. $\pm \sigma_{\widehat{Q}-Q}$.

Особый интерес представляют результаты, полученные 28— 29 июня и 13—14 июля 1982 г., которые приведены на рис. 6.5 и 6.6. В обоих случаях в течение 12 ч (с 20 ч предыдущего дня до 8 ч последующего) влагозапас изменился более чем в 2 раза. Такое значительное изменение влагозапаса объясняется синоптической обстановкой. Так, 27—28 июня 1982 г. Ленинград находился на периферии антициклона, образовавшегося над Скандинавией. Температура воздуха в Ленинграде 28 июня не превышала 14 °С, а влагозапас составлял 8—11 кг/м². 29 июня с запада в сторону Ленинграда перемещался фронт окклюзии, с приближением которого влагозапас атмосферы увеличился до 24 кг/м².

Ô Krim²

32

24

16

8

0

ſЛ

14

1A

9/0 Ci

10/0 As. Ac

12

С 11 июля Ленинград находился в области антициклона. Температура воздуха днем достигала 25—27°С, что способствовало повышению испарения и увеличению влагозапаса. 13 июля с северо-запада на юговосток прошел верхний холодный фронт, который вызвал понижение температуры 14 июля до 19,5°С. Прохождение фронта сопровождалось появлением обла-

Рис. 6.5. Дневной ход влагозапаса атмосферы (Воейково) 28 нюня (а) н 29 нюня (б) 1982 г.

1 — Экспериментальные значения вдагозапаса; 2 — значения влагозапаса, полученные по дакным раднозондирования.



Рис. 6.6. Дневной ход влагозапаса атмосферы (Воей ково) 13 июля (а) и 14 июля (б) 1982 г. Усл. обозначения см. рис. 6.5.

ков верхнего яруса: Понижение температуры обусловило уменьшение влагозапаса атмосферы.

Для контроля результатов радиотеплолокационных измерений по данным радиозондирования были вычислены значения Q за 14 и 20 ч (см. рис. 6.5 и 6.6). Из рисунков следует, что наблюда-

12*

ется хорошее согласие между радиозондовыми и радиотеплолокационными значениями влагозапаса.

В теплый период была исследована возможность радиотеплолокационного определения интегрального содержания водяного пара при наличии облаков верхнего яруса до 10 баллов и при наличии облаков нижнего и среднего ярусов до 4—8 баллов при измерениях на одной длине волны. На рис. 6.7 представлена корреляционная зависимость результатов измерений $Q_{\rm pm}$ и значений $Q_{\rm pa}$, полученных расчетным путем по данным радиозондирования



Рис. 6.7. Сравнение значений влагозапаса, измеренных с помощью радиометра (Q_{рм}) на волне λ=1,35 см в Воейково теплый период года, в co значениями влагозапаса, рассчитанными по радиозондовым данным $(Q_{p3}),$ при наличии несплошной облачности (<8 баллов).

в п. Воейково. Сопоставление значений влагозапаса осуществлено только в сроки запуска радиозонда. Из рис. 6.7 видна хорошая корреляция между Q_{pm} и Q_{p3} . Коэффициент корреляции составил 0,86, что позволило сделать вывод о возможности радиотеплолокационного определения влагозапаса при наличии несплошной облачности (4—5 баллов) по данным измерений на одной длине волны вблизи $\lambda = 1,35$ см.

Как уже отмечалось выше, соотношение (6.6) использовалось для оценок Q по радиотеплолокационным данным и в зимний период. Не останавливаясь подробно на этом вопросе, отметим лишь, что между значениями влагозапаса, полученными по результатам радиозондирования и по радиотеплолокационным измерениям, в холодный период года наблюдается значительное систематическое расхождение, причем радиозонд дает заниженные значения Q. Это расхождение мы вправе приписать погрешностям измерения влажности с помощью радиозонда при отрицательных температурах. Если значения Q, полученные с помощью радиометра, считать близкими к истинным, то средняя относительная
погрешность определения Q по данным радиозондирования составит, по нашим оценкам, около 35 %.

Радиотеплолокационные измерения влагозапаса в Крыму (Карадаг) выполнялись в период 1978—1982 гг. Найболее обширные экспериментальные данные получены для сентября 1980—1982 гг. и мая 1981 г. Для измерений использовался модуляционный СВЧ радиометр на волне 1,35 см, совмещенный с параболической антенной диаметром 3 м, расположенной на обрывистом берегу Черного моря на высоте около 40 м. Угломестные разрезы атмосферы



Рис. 6.8. Суточный ход измеренного с помощью радиометра на волне $\lambda=1,35$ см (Карадаг, Крым) влагозапаса безоблачной атмосферы (а) и абсолютной влажности у поверхности Земли (б).

1-24 сентября 1981 г., 2-27 сентября, 3-29 сентября.

выполнялись над морем, что обеспечивало более равномерное и меньшее по величине фоновое радиотепловое излучение по боковым лепесткам ДНА. Наблюдения проводились через каждые два часа круглосуточно.

Эти наблюдения позволили проследить суточный ход влагозапаса атмосферы и абсолютной влажности у поверхности Земли. Он представлен на рис. 6.8 для трех безоблачных дней. Наибольшее значение абсолютной влажности в эти дни отмечается в дневное время. Влажность начинает увеличиваться в 8—10 ч и достигает максимального значения в 16—18 ч. Это, по-видимому, обусловлено повышенным испарением с морской поверхности в дневное время. После 16 ч начинается уменьшение абсолютной влажности.

Поскольку изменение интегрального содержания водяного пара в атмосфере обусловлено изменением не только приземной абсолютной влажности, суточный ход Q для каждого дня различен. Однако можно отметить для этих трех дней увеличение влагозапаса атмосферы с 10—12 ч и его уменьшение после 20 ч. В целом изменение влагозапаса происходит с некоторым отставанием от изменения абсолютной влажности. Это можно объяснить тем, что необходимо время для накопления влаги над морской поверхностью, переноса ее на сушу дневным бризом и турбулентного распространения во все слои атмосферы. На рис. 6.9 представлен суточный ход влагозапаса атмосферы в Крыму за период с 27 сентября по 1 октября 1981 г. В период с 27 по 30 сентября погодные условия определялись антициклоном. В эти дни скорость ветра была незначительной (до 5 м/с); он был направлен преимущественно с суши и только в послеполуденные часы — с моря. Температура в ночные часы составляла не менее 17 °C, а в дневное время достигала 24 °C. Как следует из



Рис. 6.9. Результаты радиотеплолокационного определения влагозапаса атмосферы, полученные в Карадаге (Крым) 27 сентября—1 октября 1981 г.

1 — значения, полученные по данным радиотеплолокации, 2 — данные самолетного зондирования.

рис. 6.9, влагозапас в дневное время был выше, чем в утренние и вечерние часы. Это обусловлено повышенным испарением с поверхности моря и переносом влаги во все слои атмосферы. С заходом солнца влагосодержание атмосферы уменьшалось. 28— 30 сентября в утренние часы (8—10 ч) отмечались облака Sc орографического происхождения, что привело к резкому увеличению влагозапаса атмосферы. 1 октября наблюдалось уменьшение общего содержания водяного пара в атмосфере, обусловленное малоградиентным полем повышенного давления и адвекцией холода. На рис. 6.9 указаны также значения влагозапаса, рассчитанные по данным самолетного зондирования атмосферы. Измерение метеорологических параметров атмосферы с борта самолета-лаборатории Ил-14 проводились с помощью самолетного метеорографа, позволяющего определять температуру и относительную влажность воздуха. При этом СКО измерений температуры составляет 0,3—0,5 °С, а влажности 5—7 % [76]. Наблюдается хорошее согласие значений влагозапаса атмосферы, полученных по данным радиотеплолокационного и самолетного зондирования.

Большой интерес представляет сопоставление результатов измерений влагозапаса атмосферы, выполненных при направлении ветра с моря и с суши. С этой целью рассмотрим результаты зон-



Рис. 6.10. Результаты измерения влагозапаса безоблачной атмосферы, полученные с помощью радиометра на волне $\lambda = 1,35$ см в Карадаге (Крым).

1) 9-10 августа 1982 г., 2) 17-18 августа; буквами указано направление ветра.

дирования безоблачной атмосферы 9—10 и 17—18 августа 1982 г., представленные на рис. 6.10.

17 августа до 12 ч происходит уменьшение влагозапаса атмосферы, с 12 ч — его увеличение, а после 20 ч — опять уменьшение. В этот день отмечался ветер южных направлений, т. е. с моря. 9 августа направление ветра было преимущественно северо-восточное. Влагозапас атмосферы уменьшался в течение всего дня до 24 ч. Это можно объяснить тем, что прогретый сухой континентальный воздух препятствовал поступлению влаги со стороны моря.

Выполненные экспериментальные исследования позволили апробировать разработанные методы определения влагозапаса безоблачной атмосферы, а также получить новые сведения об изменчивости поля влагозапаса атмосферы и его связи с синоптическими процессами.

6.2. Определение влагозапаса атмосферы и водозапаса слоистообразных облаков

6.2.1. Краткий обзор развития радиотеплолокационных методов определения водозапаса облаков

Впервые метод оценки поглощения жидкокапельной влаги при измерении оптической толщины облачной атмосферы в случае зондирования на двух длинах волн предложил в 1966 г. Д. Стейлин [226]. Длины волн выбирались при этом из условия $\tau_Q(\lambda_1) = = A \tau_Q(\lambda_2)$, причем A должно быть постоянным для различных профилей метеопараметров. По поглощению в жидкокапельной фракции τ_W можно оценить водозапас облаков.

Метод Стейлина дает принципиальную возможность одновременного определения Q и W. Эту возможность автор метода совместно с X. Тунгом продемонстрировал экспериментально летом 1966 г. [233]. Для анализа полученных результатов были выбраны условия прохождения типичного холодного фронта. Оценка параметров Q и W осуществлялась с помощью подгонки теоретических спектров, рассчитанных для набора моделей атмосферы, под экспериментальные. Полученные таким образом значения Q и Wсравнивались с соответствующими параметроми типичного холодного фронта. Сравнение показало удовлетворительное совпадение.

В. М. Плечков применил метод Стейлина для экспериментального радиотеплолокационного определения водозапаса облаков [136]. При этом он использовал длины волн $\lambda_1 = 1,3$ см и $\lambda_2 = -1,4$ см, для которых A = 1. Следует, однако, отметить, что при оценке оптической толщины поглощения жидкокапельной влаги по формуле Стейлина [226]

$$\boldsymbol{\tau}_{W}(\lambda_{1}) \approx \frac{\tau(\lambda_{2}) - \tau_{\kappa}(\lambda_{2}) - A\left[\tau(\lambda_{1}) - \tau_{\kappa}(\lambda_{1})\right]}{(\lambda_{1}/\lambda_{2})^{2} - A}$$
(6.7)

из-за близости длин волн λ_1 и λ_2 в числителе получается малая разность больших величин. Это должно приводить к значительным погрешностям определения τ_W , а следовательно, и *W*. В [16] показано, что погрешность при определении водозапаса слоисто-кучевых облаков этим методом может достигать 700 %. Данное обстоятельство лишний раз указывает на важность тщательного выбора длин волн для радиотеплолокационного зондирования облачной атмосферы.

Принципиальная возможность определения интегрального содержания парообразной и жидкокапельной влаги в облачной атмосфере с помощью радиотеплолокационных измерений в нескольких спектральных участках обусловлена различием спектров поглощения водяного пара и капель облаков в радиодиапазоне. В связи с этим влияние различных типов облаков на радиотепловое излучение атмосферы проанализировано в работах [4, 13, 233]. Этот вопрос был подробно исследован и авторами настоящей монографии [17, 21]. В [4, 13, 42, 187] рассмотрен метод раздельного определения Q и W на основе измерений оптической толщины атмосферы на двух длинах волн и решения системы линейных уравнений

 $\Delta \tau_i = a_i Q + \psi_i \left(T_{\mathfrak{s} \ \mathsf{o} \mathsf{f} \mathsf{a} \mathsf{n}} \right) W; \quad i = 1, 2.$ (6.8)

где $\Delta \tau = \tau - \tau_{\kappa}$. В [137] погрешность определения водозапаса этим методом оценена в ± 50 %.

Выбор оптимальной комбинации двух длин волн для радиотеплолокационного определения Q и W с поверхности Земли рассмотрен в [42]. Он был осуществлен с помощью максимизации определителя системы (6.8). Расчет определителя производился на основе данных радиозондирования. В результате оказалось, что оптимальной является комбинация $\lambda_1 = 1,35$ см с любой другой волны, относящейся к микроволновым окнам прозрачности атмосферы. Наиболее перспективной, по мнению авторов [42], является пара длин волн $\lambda_1 = 1,35$ см и $\lambda_2 = 0,8$ см. Экспериментальная проверка метода, осуществленная на этих длинах волн, показала удовлетворительное совпадение прямых и косвенных измерений Q и W [42].

Аналогичный метод выбора оптимальных комбинаций длин волн использован в [4]. Авторы этой работы пришли к выводу, что наиболее подходящими для решения рассматриваемой задачи являются спектральные диапазоны 0,3—0,4; 0,6—1 и 1,6—3 см, а также 1,2—1,5 см. Оценены погрешности определения Q и W. Так, для определения водозапаса облаков Sc, St (теплое полугодие) с точностью не менее 50 % погрешность измерения РЯТ не должна превышать 1,7 К на λ =0,8 см и 4,6 К на λ =1,35 см, а погрешность оценки $T_{2005\pi}$ должна быть не более 20 К.

В работах [1, 45] приведены результаты экспериментального радиотеплолокационного определения Q и W. В [1] для этого использована самолетная СВЧ радиометрическая аппаратура на длинах волн 0,8; 1,35 и 2,25 см, в [45] — радиотеплолокационная аппаратура на длинах волн 0,8; 1,35 и 1,6 см, а также радиолокатор. Эти эксперименты подтвердили на практике возможность реализации рассматриваемого метода. В [45] получена оценка минимальных значений Q и W, регистрируемых с помощью СВЧ радиометров. Для Q эта оценка составляет 0,5 кг/м², а для W — 0,03 кг/м².

Как уже неоднократно отмечалось, погрешности радиотеплолокационного определения Q и W зависят от того, насколько точно известна эффективная температура облаков. Поэтому возникает необходимость в оценке этой характеристики. В принципе существует возможность определения $T_{306\pi}$ непосредственно по данным радиотеплолокационных измерений. Соответствующие методики предложены в [69, 119]. В [119] описана методика, основанная на зависимости отношения интегрального поглощения радиоволн в облаке на двух длинах волн от $T_{306\pi}$. Для раздельного определения Q, W и $T_{306\pi}$ предложены следующие длины волн: $\lambda_1 =$ = 1,3... 1,4 см, $\lambda_2 = 0.67$... 0,94 см и $\lambda_3 = 0.27$... 0,4 см. Методика, предложенная в [16], основана на том обстоятельстве, что существует такая оптимальная длина волны $\lambda_{\text{онт}}$, на которой коэффициент поглощения облаков не зависит от их температуры в интервале ее неопределенности ± 10 °C. При этом интервал неопределенности оценивается по приземной температуре. Погрешности данной методики для летних условий составляют ± 3 % для определения Q, ± 20 % для W и ± 5 K для $T_{9.06л}$. Автор [69] утверждает также, что при больших значениях водозапаса (до 0,8— 1,5 кг/м²) при измерениях на трех длинах волн (1,44; 0,8 и 0,28 см). погрешность определения W может быть уменьшена до $\pm 2,5$ %, а погрешность определения $T_{9.06л}$ — до ± 1 K. Здесь, на наш взгляд, точность радиотеплолокационного метода завышена.

В [12] предложен метод раздельного определения Q, W и $T_{905\pi}$, основанный на измерениях оптической толщины атмосферы на трех длинах волн и решения системы уравнений вида

$$\tau_i - \tau_{\kappa i} = a_i Q + \psi_i (T_{\mathfrak{s} \text{ obn}}) W + q_i W H_W; \quad i = 1, 2, 3, \tag{6.9}$$

где $H_W = (T_{3,06\pi} - T_0)/\gamma_0$ — эффективная высота облаков, T_0 температура воздуха у поверхности Земли, γ_0 — среднеклиматический вертикальный градиент температуры, q_i — коэффициент, который можно рассчитать априори. При этом следует обратить внимание на необходимость выполнения измерений в широком диапазоне спектра, иначе система (6.9) вырождается. На основе анализа погрешностей в [12] сделан вывод о том, что измерения в диапазоне $\lambda \ge 0.8$ см при погрешностях измерения T_{π} , превышающих 1 К, не дают дополнительной к априорной информации об эффективной температуре облаков с водозапасом $W \le 0.6$ кг/м². Для получения этой информации нужно использовать более короткие длины волн ($\lambda \approx 0.4$ см), причем погрешности измерения T_{π} не должны превышать 1 К.

Таким образом, в работах [12, 69, 119] изложен подход к решению трехпараметрической задачи одновременного радиотеплолокационного определения Q, W и $T_{905\pi}$. Однако рассмотренные выше результаты не однозначны и противоречивы. Поэтому авторы сочли необходимым отдельно рассмотреть вопрос о возможности и эффективности радиотеплолокационного определения $T_{905\pi}$. Полученные при этом выводы приведены ниже в настоящей главе.

Мы не будем подробно останавливаться на анализе последующих работ в области радиотеплолокационного определения влагозапаса атмосферы и водозапаса слоистообразных облаков, в частности относящихся к зондированию с аэрокосмических платформ. Подробные обзоры по этим вопросам приведены в [12, 186]. Отметим лишь, что даже тот краткий критический анализ состояния проблемы, который приведен выше, позволяет с уверенностью утверждать, что выполненные исследования продемонстрировали большие возможности радиотеплолокационных методов определения влагозапаса атмосферы и водозапаса облаков, их перспективность. Вместе с тем обращает на себя внимание тот факт, что эти методы не нашли пока широкого применения в метеорологической практике и при решении прикладных проблем. Это обусловлено наличием ряда важных задач, которые пока еще полностью не решены. Среди них можно выделить следующие:

 исследование информативности радиотеплолокационных измерений влаго- и водозапаса в различных участках микроволнового спектра как при зондировании с поверхности Земли, так и с ИСЗ;

— оптимизация экспериментов по радиотеплолокационному определению влагозапаса атмосферы и водозапаса облаков, в частности выбор оптимальных наборов требуемых спектральных каналов;

— оценка погрешностей радиотеплолокационного определения *Q* и *W* для различных типов слоистообразных облаков и исследование их зависимости от инструментальных и методических погрешностей;

— исследование эффективности радиотеплолокационного определения $T_{\mathfrak{p} \, o 6 \pi}$ и решения трехпараметрической задачи одновременной оценки Q, W и $T_{\mathfrak{p} \, o 6 \pi}$;

- исследование эффективности использования априорной информации и измерений в дополнительных спектральных каналах с точки зрения повышения точности определения влаго- и водозапаса облачной атмосферы.

С целью решения перечисленных задач авторами был развит новый единый подход к проблеме радиотеплолокационного определения влагозапаса атмосферы и водозапаса слоистообразных облаков. Этот подход основывается на линейной модели интегрального поглощения радиоволн в атмосфере, а также на применении линейных статистических методов оценки Q и W и оптимизации эксперимента. Ниже изложены основные результаты, полученные в рамках данного подхода.

6.2.2. Выбор оптимальных спектральных каналов и оценка погрешностей радиотеплолокационного определения влаго- и водозапаса

Рассматриваемый нами метод совместного радиотеплолокационного определения влагозапаса атмосферы и водозапаса слоистообразных облаков с поверхности Земли основан на использовании линейной модели интегрального поглощения радиоволн (см. п. 2.6). Соответствующая линейная обратная задача решается методом статрегуляризации. При этом оценка искомого вектора \widehat{X} выражается соотношением (5.21). Здесь компонентами вектора \widehat{X} являются оценки отклонений влагозапаса $\Delta \widehat{Q}$ и водозапаса $\Delta \widehat{W}$ от их средних значений. Элементами вектора измерений по-прежнему являются отклонения оптической толщины от ее средних значений на длинах волн, соответствующих измерительным каналам. Матрица F имеет вид

(6.10)

(6.11)

(6.12)

$$F = \begin{bmatrix} a_{01} & \psi_{01} \\ a_{02} & \psi_{02} \\ \vdots & \vdots \\ \vdots & \vdots \\ a_{0m} & \psi_{0m} \end{bmatrix}$$

Ковариационная матрица оцениваемого вектора Σ_x в предположении некоррелируемых вариаций ΔQ и ΔW является диагональной. Элементами ее главной диагонали являются дисперсии влаго- и водозапаса, приведенные в п. 2.1.

Наконец, ковариационная матрица погрешностей измерений Σ_ε, являющаяся также диагональной (измерения в разных спектральных каналах некоррелированы между собой), имеет вид

	$\sigma_{\epsilon_1}^2$	0	0	
$\sum_{e} =$	0	$\sigma^2_{\epsilon_2}$	0	
	0	0	$\sigma_{e_m}^2$	

Здесь в соответствии с выражениями (2.53) и (2.54)

 $\sigma_{\varepsilon_i}^2 \approx \sigma_{\varepsilon_{\mathrm{H}i}}^2 + \sigma_{\varepsilon_{\mathrm{M}i}}^2.$

Формулы для расчета дисперсий погрешностей радиотеплолокационных измерений оптической толщины приведены в главе 4. Дисперсия погрешности модели равна

 $\sigma_{\varepsilon_{Mi}}^2 \approx \sigma_{\varepsilon_{Ki}}^2 + \sigma_{\varepsilon_{Ti}}^2. \tag{6.13}$

При этом дисперсия погрешности модели, обусловленная неизвестными вариациями эффективной температуры облаков, выражается соотношением (2.56).

Для выбора оптимальных спектральных каналов зондирования использовалась процедура поиска максимума критерия F (см. формулу (5.26)), а для оценки погрешностей определения Q и W рассчитывалась ковариационная матрица $\Sigma_{\widehat{X}-X}$ на оптимальных

длинах волн.

В принципе для совместного определения Q и W достаточно двух длин волн. Рассмотрим в первую очередь именно этот случай.

В табл. 6.2 приведены оптимальные длины волн и погрешности радиотеплолокационного определения влагозапаса атмосферы и водозапаса слоистообразных облаков для двух сезонов — лета и зимы — при абсолютных измерениях с поверхности Земли в зените с реальной погрешностью $\delta_{\overline{T}_{RTR}} = 10$ %. В качестве оценки эффективной температуры облаков принято ее среднеклиматическое значение. Оптимальные длины волн оказались одними и теми же для всех типов слоистообразной облачности и сезонов. Первая оптимальная длина волны попадает в диапазон 0,85—0,9 см, вторая расположена вблизи линии резонанса водяного пара 1,35 см. Как показали расчеты, значения погрешностей оценок Q и W незначительно изменяются при переходе от одной модели облачной атмосферы к другой для фиксированного сезона. Поэтому в таблице приведены значения погрешностей, осредненные по всем моделям для каждого сезона в отдельности.

Из табл. 6.2 следует, что ОСКП определения влагозапаса составляет 12—15 %, а ОСКП определения водозапаса слоистооб-

Таблица 6.2

Погрешности радиотеплолокационного определения Q и W для атмосферы со слоистообразными облаками при абсолютных измерениях в зените на оптимальных длинах волн $\lambda_1 = 0.85...0.90$ см и $\lambda_2 \approx 1.35$ см $(\delta_{\overline{T}} = 0.1)$

•	я	гл		•

Сезон	$\sigma \widehat{Q} - Q \kappa \Gamma M^2$	$\frac{\sigma \widehat{Q} - Q}{Q_0}$	$1 - \frac{\sigma \widehat{Q} - Q}{\sigma Q}$	$\sigma \widehat{W} = W^{KM/M^2}$	$\frac{\sigma_{\widehat{W}-W}}{W_{\mathfrak{o}}}$	$1 - \frac{\sigma_{\widehat{W}} - W}{\sigma_{W}}$
Лето	3,0	0,12	0,55	0,04	0,30	0,40
Зима	1,2	0,15	0,55	0,02	0,30	0,30

разных облаков — 30 %. Радиотеплолокационное определение Qи W характеризуется достаточно высокой эффективностью: при реальной точности измерений относительное уменьшение априорной неопределенности оценки влагозапаса составляет около 55 %, а оценки водозапаса — 30—40 %. Этот вывод можно прокомментировать более подробно, используя рис. 6.11, на котором приведены зависимости относительного уменьшения априорной неопределенности оценок Q и W от погрешности измерения РЯТ для различных типов слоистообразных облаков. Из рисунка следует, что это уменьшение растет с уменьшением погрешности радиотеплолокационных измерений и в пределе (при идеально точных измерениях) достигает приблизительно 90 % для влагозапаса и 70— 80 % для водозапаса.

Напомним, что в главе 2 был рассмотрен метод оценки влагозапаса атмосферы при наличии слоистообразных облаков по приземным значениям абсолютной влажности. Этот метод дает относительное уменьшение априорной неопределенности оценки Qоколо 45—50 % для лета и 20—40 % для зимы, что хуже, чем при использовании радиотеплолокационного метода. Особенно это проявляется в зимнее время, когда относительное уменьшение априорной неопределенности оценки влагозапаса с помощью радиотеплолокационного метода приблизительно в 1,5—2 раза больше, чем при использовании корреляционного. Таким образом, радиотеплолокационный метод определения влагозапаса атмосферы при наличии слоистообразных облаков более эффективен, чем метод, основанный на корреляционных связях между Q и ρ₀.

Рассмотрим теперь влияние неопределенности истинного значения эффективной температуры облаков на погрешности оценок *Q* и *W*. Как показали выполненные расчеты, использование сред-



Рси. 6.11. Зависимость относительного уменьшения априорной неопределенности оценок Q (а) и W (б) от погрешности измерения радиояркостной температуры $\delta_{\overline{T}_{RTN}}$ при абсолютных измерениях в зените (используются среднеклиматические значения эффективной температуры облаков).

л — лето, з — зима.

неклиматического значения $T_{\partial. oбл}$ вместо истинного практически не сказывается на значении погрешности оценки влагозапаса атмосферы. Что касается водозапаса, то для него указанное влияние более заметно. Это следует из табл. 6.3, в которой приведены значения дополнительного относительного уменьшения априорной неопределенности оценки W за счет использования истинного зна-

Таблица 6.3

Дополнительное относительное уменьшение априорной неопределенности оценки W, обусловленное использованием истинного значения T_{эобл} вместо среднеклиматического

σŢ	ягл			•	•	•	•,	•	• • •	•	0	0,05	0,1	0,15
W	%	•	•,	•	•	•		•	• • •	•	5	6	2	1

чения $T_{9,05\pi}$ вместо среднеклиматического при различных значениях погрешности измерения РЯТ. Как видно из таблицы, при небольших погрешностях измерения $T_{\rm H\,r\pi}$ это дополнительное уменьшение составляет 5—6 %, т. е. вполне ощутимо. Однако при реальной точности радиотеплолокационных измерений оно составляет всего лишь около 2 %. Отсюда следует, что при практическом радиотеплолокационном определении влагозапаса атмосферы и водозапаса слоистообразных облаков вполне достаточно использовать среднеклиматическую оценку эффективной температуры облачного слоя.

Рассмотрим теперь зондирование по наклонным трассам. Отметим, что при этом нас главным образом интересуют оценки водозапаса слоистообразных облаков на различных удалениях от радиотеплолокационной станции. В табл. 6.4 приведены оптимальные

Таблица 6.4

Оптимальные длины волн и погрешности радиотеплолокационного определения водозапаса слоистообразных облаков для лета и зимы при зондировании под различными зенитными углами при реальной точности

радиотеплолокационных измерений $\delta_{\overline{T}_{\pi\,\Gamma\pi}} = 10 \% (T_{306\pi} = T_{306\pi})$

ø°0	Сезон	λ1 см	λ2 см	$\left \overset{\sigma}{\widehat{W}} - W^{\mathrm{K}\Gamma/\mathrm{M}^{2}} \right $	$\frac{\sigma_{\widehat{W}-W}}{W_0}$	$1 - \frac{\sigma_{\widehat{W}} - W}{\sigma_{W}}$
60	Лето Зима	0,85 0,9	1,4 1,35	0,04 0,02	0,35 0,30	0,35 0,30
70	Лето	0,85	1,4	0,045	0,35	0,35
	Зима	0,9	1,35	0,02	0,30	0,30
80	Лето	0,85	1,45—1,5	0,05	0,38	0,30
	Зима	0,9	1,35	0,02	0,32	0,28
85	Лето	0,9	1,55	0,055	0,43	0,18
	Зима	0,95	1,35—1,4	0,022	0,36	0,18

комбинации длин волн и погрешности радиотеплолокационного определения водозапаса при различных углах визирования для зимы и лета, соответствующие реальной погрешности измерений РЯТ. В качестве оценки эффективной температуры облаков использовано ее среднеклиматическое значение. Из таблицы следует, что оптимальные длины волн находятся в интервалах λ₁ == = 0,85...0,95 см и $\lambda_2 = 1,35...1,55$ см. При этом с увеличением зенитного угла визирования оптимальные длины волн сдвигаются к длинноволновым концам указанных интервалов. СКП оценки водозапаса возрастает от 0,040 кг/м² при $\hat{\theta_0} = 60^\circ$ до 0,055 $\kappa\Gamma/M^2$ при $\theta_0 = 85^\circ$ для лета и от 0,02 до 0,022 кг/м² (т. е. незначительно) для зимы. ОСКП соответственно возрастает от 35 % до приблизительно 45 % для лета и от 30 % до примерно 35 % для зимы. В табл. 6.4, как и ранее, приведены значения погрешностей оценки водозапаса, осредненные по всем моделям для каждого сезона в отдельности.

Эффективность радиотеплолокационного определения водозапаса слоистообразных облаков при зондировании по наклонным трассам, как и следовало ожидать, ниже, чем при зондировании в зените. Относительное уменьшение априорной неопределенности оценки W понижается с 40 % при $\theta_0 = 0^\circ$ до ~ 20 %, т.е. вдвое, при $\theta_0 = 85^\circ$ для лета и с 30 % до ~ 20 % для зимы. Причем это понижение, как видно из рис. 6.12, сказывается лишь для углов



 $\theta_0 \leqslant 60^{\circ}$. В диапазоне углов 0—60° радиотеплолокационное определение водозапаса столь же эффективно, как и при зондировании в зените. Из рис. 6.12 также следует, что при наблюдениях под углами $\theta_0 > 80^{\circ}$ эффективность радиотеплолокационного определения водозапаса слоистообразных облаков резко снижается, в связи с чем решение рассматриваемой задачи в диапазоне углов $\theta_0 \leqslant 85^{\circ}$ затруднено и нецелесообразно.

Наконец, на рис. 6.13 приведены зависимости относительного уменьшения априорной неопределенности оценки водозапаса слоистообразных облаков от погрешности радиотеплолокационных измерений при зондировании под зенитными углами $\theta_0 = 60^\circ$ и $\theta_0 = 85^\circ$. Из рисунка следует, что для $\theta_0 \ge 85^\circ$ даже при идеально точных измерениях эффективность радиотеплолокационного определения W невысока: относительное уменьшение априорной неопределенности оценки водозапаса не превышает 20—40 % в зависймости от типа облачности, что лишний раз подтверждает вывод, сделанный выше.

Все оценки погрешностей радиотеплолокационного определения влагозапаса атмосферы и водозапаса слоистообразных облаков,

полученные выше при решении двухпараметрической задачи, относятся к случаю, когда используется априорная информация в виде среднеклиматических значений Q_0 и W_0 и их ковариационной матрицы. Рассмотрим теперь эффективность использования этой информации, т. е. оценим, насколько ее применение повышает точность радиотеплолокационного определения Q и W. Для краткости ограничимся случаем зондирования с поверхности Земли в зените в летний сезон. В табл. 6.5 приведены погрешности опре-



Рис. 6.13. Зависимость относительного уменьшения априорной неопределенности оценки водозапаса от погрешности измерения радиояркостной температуры $\delta_{\overline{T}_{R\,\Gamma,\Gamma}}$ при абсолютных измерениях (используются среднеквадратические значения эффективной температуры облаков). Усл. обозначения см. рис. 6.12.

деления Q и W при реальной точности радиотеплолокационных измерений как с использованием априорной информации, так и без нее. При этом для радиотеплолокационного определения Q и Wбез применения априорной информации использовались оценки наименьшей дисперсии (см. формулу (5.9)).

Из табл. 6.5 следует, что использование априорной информации достаточно эффективно, поскольку приводит к заметному уменьшению погрешностей редиотеплолокационных оценок Q и W.

Таблица 6.5

Погрешности определения Q и W для летней атмосферы со слоистообразными облаками при зондировании с поверхности Земли в зените на оптимальных длинах волн $\lambda_1 = 0.85...09$ см и $\lambda_2 = 1.35$ см с реальной точностью ($\delta \overline{\tau}_{3.\Gamma,I} \approx 10\%$)

				· · · · · · · · · · · · · · · · ·		
Априорная информация	$\begin{bmatrix} \sigma \widehat{Q} - Q \\ \kappa \Gamma / M^2 \end{bmatrix}$	$\frac{\sigma_{\widehat{Q}}-Q}{Q_0}$	$1 - \frac{\sigma \widehat{Q} - Q}{\sigma Q}$	^σ ₩ W кг/м ²	$\left \frac{\sigma_{\widehat{W}} - W}{W_{0}} \right $	$1 - \frac{\sigma_{\widehat{W}} - w}{\sigma_{\widehat{W}}}$
Используется Не используется	3,0 3,5	0,12 0,15	0,55 0,48	0,04 0,05	0,30 0,41	0,40 0,22

13 Заказ № 352

Так, ОСКП оценки W уменьшается сразу на 11 % (для влагозапаса это уменьшение, однако, не столь велико и составляет всего 3%). Особенно значителен выигрыш в относительном уменьшении априорной неопределенности оценок влаго- и водозапаса. Для Qэтот выигрыш составляет 7%, а для W - 18%. Следовательно, при решении двухпараметрической задачи радиотеплолокационного определения влагозапаса атмосферы и водозапаса слоистообразных облаков использование априорной информации является достаточно эффективным, и в тех случаях, когда она имеется, ее целесообразно применять.

Теперь рассмотрим, как влияет на точность радиотеплолокационного определения Q и W использование избыточных измерений. Под избыточными измерениями будем понимать измерения в дополнительных спектральных каналах, кроме двух каналов, необходимых для решения двухпараметрической задачи. Результаты расчетов, выполненных для выяснения этого вопроса, приведены в табл. 6.6.

Таблица 6.6

Погрешности определения Q и W для летней атмосферы со слоистообразными облаками при зондировании с поверхности Земли в зените с реальной точностью ($\delta_{\overline{T}_{n-1}} \approx 10$ %) с использованием априорной информации и данных

Оптимальные длины волн, см	$\overset{\sigma}{\widehat{Q}} - Q$ кг/м ²	$\frac{\sigma \widehat{Q} - Q}{Q_0}$	$1 - \frac{\sigma \widehat{Q} - Q}{\sigma Q}$	$\left \stackrel{\sigma}{\widehat{W}} - W \right ^{\kappa \Gamma / M^2}$	$\frac{\sigma_{\widehat{W}-W}}{w_{\mathfrak{o}}}$	$1 - \frac{\sigma \widehat{W} - W}{\sigma_{W}}$
0,85; 1,35 0,85; 1,35;	3,0 3,0	0,12 0,12	0,55 0,55	0,040 0,034	0,30 0,25	0,40 0,48
0,85; 1,35; 0,35; 1,4	2,3	0,10	0,66	0,033	0,24	0,50

избыточных измерений ($T_{\partial 0 \delta \pi} = T_{\partial 0 \delta \pi 0}$)

Так же, как и при оценке эффективности использования априорной информации, указанные расчеты выполнены лишь для случая зондирования летних слоистообразных облаков с поверхности Земли в зените с реальной точностью радиотеплолокационных измерений и с применением априорной информации. Из табл. 6.6 следует, что использование двух дополнительных каналов ($\lambda_3 = -0.35$ см и $\lambda_4 = 1.4$ см), т.е. измерения на четырех длинах волн, в целом улучшает оценки определения Q и W. Так, ОСКП оценки водозапаса уменьшается на 6 %, а ОСКП оценки влагозапаса на 2 %. Однако следует учитывать при этом, что данное улучшение достигается довольно дорогой ценой: нужно иметь уже не два, а четыре радиометра. Следовательно, с экономической точки зрения, имея в виду широкое внедрение радиотеплолокационных методов в оперативную метеорологическую практику, использование избыточных измерений вряд ли целесообразно.

6.2.3. Экспериментальные раднотеплолокационные исследования влагозапаса атмосферы и водозапаса слоистообразных облаков

Для зондирования слоистообразных облаков была использована радиотеплолокационная аппаратура, работающая в диапазонах длин волн $\lambda_1 = 0.8...0,86$ см и $\lambda_2 = 1,35$ см. Эта комбинация длин волн является оптимальной для рассматриваемой задачи. Исследования были проведены в Ленинградской области и в Прибалтике. Для экспериментального определения влаго- и водозапаса атмосферы были использованы уравнения множественной регрессии, полученные на основании априорной метеорологической информации, приведенной в главе 2. Эти уравнения имеют следующий вид,

а) Теплый периоо гоой для Sc и St	e estado en la construcción de la c	2
$\widehat{Q} = -12,27\tau_1 + 128,8\tau_2 + 1,62,$		
$\widehat{W} = 3,19\tau_1 - 0,536\tau_2 - 0,123;$	an an an Arrange ann an Arrange ann An Arrange ann an Arr Arrange ann an Arrange	(6.14)
для AC и As		·. ·
$Q = -14,87\tau_1 + 130,6\tau_2 + 1,73,$		
$\widehat{W} = 2,58\tau_1 - 0,411\tau_2 - 0,102;$		(6.15)
б) холодный период года для Sc	• All states and states	
$\widehat{Q} = -36,88\tau_1 + 131,3\tau_2 + 0,94,$		
$\widehat{W} = 2,34\tau_1 - 0,267\tau_2 - 0,111;$		(6.16)
для St		
$\widehat{Q} = -48,48\tau_1 + 124,2\tau_2 + 2,27,$		
$\widehat{W} = 2,77\tau_1 - 0,186\tau_2 - 0,143;$ для As		(6.17)
$\widehat{Q} = -3,52\tau_1 + 6,76\tau_2 + 4,99,$		
$\widehat{W} = 1,57\tau_1 - 0,995\tau_2 - 0,138;$		(6.18)
для Ас		
$\widehat{Q} = -36,14\tau_1 + 153,2\tau_2 - 0,816,$	and a second	
$\widehat{W} = 1,33\tau_1 - 0,141\tau_2 - 0,056.$		(6.19)

Экспериментальные исследования проводились для решения следующих задач:

 апробации исследования эффективности разработанных пассивных радиолокационных методов определения влаго- и водозапаса атмосферы, содержащей слоистообразные облака (с привлечением данных аэрологического и самолетного зондирования),
 изучения вариаций влаго- и водозапаса слоистообразных облаков в зависимости от метеорологических условий.

В летний период 1976 г. в Прибалтике было выполнено 90 измерений полного поглощения радиоволн на $\lambda_1 = 0.8$ и $\lambda_2 = 1.35$ см, причем большинство измерений относится к облакам Sc (61 измерение).

Достаточно большой объем выборки измеренных значений оптической толщины Sc позволяет оценить экспериментальные средние значения и СКО т и сравнить их с аналогичными величинами, полученными с помощью модельных расчетов, выполненных в главе 2. Результаты этого сравнения приведены в табл. 6.7, из Таблица 6.7

Экспериментальные τ_9 и теоретические τ_T средние значения и СКО оптической толщины атмосферы со слоисто-кучевыми облаками для $\lambda_1 = 0.8$ и $\lambda_2 = 1.35$ см.

λсм	τ _{э0} Ηπ	τ _{τ0} Ηπ	$\frac{\left \begin{array}{c} \tau_{\mathfrak{90}} - \tau_{\mathfrak{T0}} \right }{\tau_{\mathfrak{T0}}} \\ \end{array}$	σ _{τ,} Ηπ	σ_{τ_T} Hn	$\frac{\left \frac{\sigma_{\tau_{\mathfrak{I}}}-\sigma_{\tau_{\mathbf{T}}}\right }{\sigma_{\tau_{\mathbf{T}}}}$
0,8	0,12	0,11	0,00	0,02	0,02	0
1,35	0,17	0,18	0,07	0,04	0,045	0,11

которой следует, что экспериментальные и теоретические значения т и σ_{τ} хорошо согласуются между собой. Относительное расхождение значений соответствующих величин не превышает 11 %. Это позволяет сделать вывод об адекватности эмпирических радиофизических моделей атмосферы со слоистообразными облаками, изложенных в главе 2.

Для иллюстрации результатов, полученных в Прибалтике, на рис. 6.14 приведены данные радиотеплолокационных измерений за 18 июля 1976 г. Здесь точками отмечены экспериментальные значения \widehat{Q} и \widehat{W} , а вертикальными отрезками — СКО Q и W, т. е. $\pm \sigma_{\widehat{Q}-Q}$ и $\pm \sigma_{\widehat{W}-W}$. Поскольку отсутствовали данные самолетного зондирования, оценки \widehat{W} были сопоставлены лишь со среднеклиматическими значениями водозапаса W_0 . Для этого на рисунке сплошная горизонтальная прямая соответствует значению W_0 , а штриховая — значению $W_0 \pm \sigma_W$, полученным в главе 2. Из рис. 6.14 следует, что в 12—18 ч значения \widehat{W} значительно превышают среднеклиматические. В эти часы визуально наблюдались очень плотные облака Sc и St, а на пункте аэрологического зондирования в Таллине — облака Ns.

Значения Q можно сравнить с аналогичными значениями, полученными по результатам аэрологического зондирования в Риге и Таллине. На рис. 6.14 наблюдается хорошая корреляция радиотеплолокационных и радиозондовых значений Q. В целом эти эксперименты показали сравнительную простоту и высокую эффек-



Рис. 6.14. Результаты радиотеплолокационного зондирования облачной атмосферы 18 июля 1976 г. (о. Сааремаа, ЭССР) на волнах $\lambda_1 = 0.8$ см и $\lambda_2 = 1.35$ см (1); для сравнения приведены результаты раднозондирования в Риге (2) и Таллине (3).

тивность радиотеплолокационного определения Q и W для атмосферы со слоистообразными облаками.

При радиотеплолокационных наблюдениях за облачной атмосферой в п. Воейково для интерпретации полученных результатов привлекались данные радиозондирования, а также данные метеостанции о температуре, влажности и давлении приземного воздуха и высоте нижней границы облаков. Кроме того, по данным радиозондирования было осуществлено определение верхней границы облаков, согласно методике [123].

Нужно отметить, что все зимние измерения были выполнены при довольно высоких для этого периода года значениях темпера-



Рис. 6.15. Дневной ход влаго- и водозапаса облачной атмосферы 9 и 10 декабря 1982 г. (Воейково).

1 и 2— значения Q и W соответственно по данным радиотеплолокационного зондирования, 3— значения Q по данным радиозондирования.

туры воздуха: максимальная 4,6 °С, а минимальная —5,7 °С. Это является одним из возможных объяснений полученных довольно больших значений водозапаса зимних облаков, находящихся в пределах от 0,02 до 0,15 кг/м². Оцененные значения средней водности зимних и летних слоистообразных облаков изменяются приблизительно от 0,02 до 0,35 г/м³ в зависимости от их температуры и высоты нижней границы. Полученные данные вполне согласуются с результатами самолетных измерений характеристик влагосодержания облачной атмосферы [2, 31, 61, 99, 106, 116].

На рис. 6.15 приведен дневной ход влаго- и водозапаса облаков, полученный по данным радиотеплолокационных измерений за 9 и 10 декабря 1982 г. 9 декабря метеостанция отмечала туман, а 10 декабря — сплошную слоистообразную облачность. Привлечение данных радиозондирования атмосферы позволило определить границы тумана и облачных слоев. 9 декабря можно выделить слой тумана, переходящего в St с верхней границей на высоте 370 м, и второй облачный слой Sc на уровне 1800 м мощностью 100 м. Туман и облачные слои имели суммарный водозапас от 0,03 до 0,10 кг/м². 10 декабря наблюдались три облачных слоя: первый, нижний, St с нижней границей 240 м мощностью 200 м, второй Sc с нижней границей 630 м мощностью 300 м и третий Sc с нижней границей 1100 м мощностью 200 м. Суммарный водозапас этих слоев, по данным радиотеплолокационных измерений, составил 0,06—0,2 кг/м².



Рис. 6.16. Дневной ход влаго- и водозапаса облачной атмосферы в феврале 1982 г. (Воейково).

Усл. обозначения см. рис. 6.15.

На рис. 6.16 представлен дневной ход влаго- и водозапаса облачной атмосферы, восстановленный по данным радиотеплолокационных измерений, проведенных в феврале 1982 г. На этом же рисунке приведены значения влагозапаса, полученные с помощью • радиозонда.

12 февраля ось гребня высокого давления находилась к востоку от Ленинграда. С северо-запада к Ленинграду подходил теплый сектор циклона, смещающегося по Баренцеву морю. В 9 ч через Ленинград прошел теплый фронт, который сопровождался дождем со снегом и туманом. В Воейкове наблюдались облака St, Sc, Frnb. 15 февраля погода обусловливалась северной периферией обширного антициклона с центром в районе Киева. Ленинград находился в теплом секторе окклюдированного циклона с центром над Баренцевым морем. С севера вблизи Ленинграда проходил холодный фронт. Метеостанция Воейково зафиксировала облака St, Ac и морось. В эти дни наблюдалось повышение влагозапаса атмосферы. 16 февраля синоптическая обстановка определялась тыловой частью циклона с центром в районе Салехарда. По ложбине этого циклона к северу от Ленинграда проходил фронт:

В этих условиях влагозапас атмосферы уменьшался, а водозапас слоисто-кучевых и разорванных Frnb изменялся в пределах 0,02—0,08 кг/м².

17 февраля синоптическая обстановка определялась тылом того же циклона, смещающегося на юго-восток. Севернее Ленинграда, в районе Архангельска проходил фронт. Ленинград находился в теплом секторе. В 3 ч через Ленинград прошел фронт окклюзии, а в 15 ч — холодный фронт. По данным метеостанции, наблюдались облака Frnb, Cb, Sc и выпадение снега.

19 февраля через Ленинград проходил теплый фронт циклона с центром над северной частью Баренцева моря. В этот день в Воейкове наблюдалась облачность St, Sc со снегом. 17 и 19 февраля продолжалось повышение влагозапаса атмосферы. 22 февраля синоптическая ситуация сохранилась. Ленинград находился в теплом секторе. В 15 ч через Ленинградскую область прошел фронт окклюзии. По данным метеостанции, наблюдалась облачность St, Sc, Frnb со снегом. Величина влагозапаса атмосферы была близка к его значениям за 17 и 19 февраля, а водозапас облаков несколько уменьшился и составлял 0,01—0,04 кг/м². Во все эти дни изменение водозапаса облаков повторяло ход влагозапаса атмосферы.

Дневной ход влаго- и водозапаса атмосферы, полученный на основании данных радиотеплолокационных измерений в Воейкове в мае и июле 1983 г., представлен на рис. 6.17 и 6.18. Здесь же приведены значения влагозапаса атмосферы, рассчитанные по данным радиозондирования, и значения водозапаса облаков, полученные при самолетном зондировании. Результаты радиотеплолокационных измерений хорошо согласуются с данными аэрологического и самолетного зондирований.

Из рисунков следует, что влагозапас атмосферы в Ленинградской области в период наблюдений изменялся от 12 до 40 кг/м², а измеренные значения водозапаса слоистообразных облаков не превышали 0,35 кг/м².

Анализ синоптической обстановки в Ленинградской области в период наблюдений показал, что высокие значения влагозапаса атмосферы отмечались при прохождении теплых фронтов и фронтов окклюзии (17, 20, 23 и 27 мая и 19, 20 и 25 июля), а также при высоком давлении и повышении температуры воздуха (10— 14 июля). При прохождении теплых фронтов влагозапас атмосферы превышал 35 кг/м². 10—14 июля погода в Ленинграде определялась антициклоном. Температура воздуха в эти дни достигала 28 °C, что способствовало испарению влаги с подстилающей поверхности. Влагозапас атмосферы в эти дни превышал 30 кг/м² (см. рис. 6.18).

Особый интерес представляют резкие колебания в дневном ходе влагозапаса атмосферы, которые отмечались 10, 14 и 26 июля. Так, 10 июля за 7 ч (с 13 до 20 ч) влагозапас атмосферы увеличился на 15 кг/м², а 14 и 26 июля за 4 ч он уменьшился на 18 и 15 кг/м² соответственно (см. рис. 6.18).



Рис. 6.17. Дневной ход влаго- и водозапаса облачной атмосферы в мае 1983 г. (Воейково). Уся. обозначения см. рис. 6.15.



1 и 2 — значения Q и W соответственно по данным раднотеплолокационного зондирования, 3 — значения Q по данным раднозондирования, 4значения W по данным самолетного зондирования. Если в первом случае (10 июля) увеличение влагозапаса атмосферы было вызвано повышением температуры воздуха, то его понижение во втором случае было обусловлено прохождением через Ленинград холодных фронтов (14 июля — утром, а 26 июля днем). Действительно, 10 июля утром влагозапас атмосферы составлял 23—25 кг/м², а с повышением давления и температуры воздуха, которая достигла в 16 ч 28,1 °С, он увеличился до 38 кг/м². В связи с прохождением холодного фронта температура воздуха понизилась 14 июля на 7 °С, а 26 июля — на 10°С по сравнению с предыдущими днями, и влагозапас атмосферы уменьшился соответственно: 14 июля — с 36 кг/м² в 9 ч до 17 кг/м² в 14 ч и 26 июля — с 35 кг/м² в 14 ч до 24 кг/м² в 17 ч.

Что касается водозапаса облаков, то, как правило, его ход в основном подобен изменению влагозапаса атмосферы. Так, из рис. 6.18 видно, что при прохождении теплого фронта, наряду с увеличением влагозапаса атмосферы, наблюдается и увеличение водозапаса облаков.

Проведенные регулярные наблюдения на радиотеплолокационном комплексе в Воейкове дали возможность проследить изменение влаго-и водозапаса атмосферы, содержащей слоистообразные облака, во времени в различные сезоны года при различных метеорологических условиях. Результаты одновременных измерений Q и W с помощью средств аэрологического и самолетного зондирования позволяют сделать вывод о достаточно высокой точности и оперативности радиотеплолокационного метода определения влаго- и водозапаса атмосферы, содержащей слоистообразные облака.

6.3. Анализ возможностей радиотеплолокационного определения эффективной температуры слоистообразных облаков

При решении двухпараметрической задачи радиотеплолокационного определения влагозапаса атмосферы и водозапаса слоистообразных облаков нами был сделан вывод о том, что в качестве оценки эффективной температуры облаков вполне достаточно использовать ее среднеклиматическое значение. Поэтому трехпараметрическая задача одновременного определения Q, W и $T_{9.05\pi}$ с целью улучшения оценок Q и W для слоистообразных облаков теперь уже теряет практический смысл. Однако радиотеплолокационное определение эффективной температуры облаков может иметь самостоятельное значение в различных прикладных задачах. Именно с этой точки зрения и рассмотрим кратко возможности радиотеплолокационного метода оценки $T_{9.05\pi}$.

Чтобы оценить эффективную температуру облаков, нужно решить трехпараметрическую задачу одновременного определения Q, W и $T_{9,06\pi}$. Такая задача была решена нами для случая радиотеплолокационного зондирования летних слоистообразных облаков с поверхности Земли в зените. Результаты приведены в табл. 6.8

Таблица 6.8

Погрешности ралиотеплолокационного определения Q. W и Тэобл при решении трехпараметрической задачи для летних слоистообразных облаков для случая зондирования с поверхности Земли в зените при реальной точности измерения ($\delta \overline{T}_{g \Gamma \pi}$ =10%) с привлечением априорной информации на оптимальных длинах волн $\sigma_{\widehat{Q}-Q} K\Gamma/M^2 \ldots \ldots \ldots$ 2,97 0,12 $\sigma_{\widehat{o}-o}/Q_0$ $1 - \sigma_{\widehat{O}} - O/\sigma_Q \ldots \ldots$ 0,55 $\sigma_{\widehat{W} - W} \kappa \Gamma / M^2 \ldots \ldots$ 0,034 $\sigma_{\widehat{W} - W} / W_0$. 0,24 a ana antang $1 - \sigma_{\widehat{W} - W} / \sigma_{W}$. 0,49 σ_{7̂зобл}−т_{эобл} К . . 4.2

в виде оптимальных длин волн и погрешностей оценок Q, W и T_{э обл} для реальной точности радиотеплолокационных измерений. Оптимальными длинами волн для рассматриваемой трехпараметрической задачи являются $\lambda_1 = 0.35$ см, $\lambda_2 = 0.85$ см и $\lambda_3 =$ = 1,35 см. Погрешности оценки Q практически не уменьшаются по сравнению с двухпараметрической задачей, а погрешности оценки W все же несколько уменьшаются. Но основной вывод заключается в том, что эффективность радиотеплолокационной оценки температуры слоистообразных облаков оказывается весьма невысокой: относительное уменьшение априорной неопределенности оценки Та обл при реальной точности измерений составляет всего 1 %. Следовательно, радиотеплолокационные измерения практически не дают дополнительной информации об эффективной температуре слоистообразных облаков к априорной. Лишь при высокой точности радиотеплолокационных измерений ($\sigma_{\overline{T}_{\pi,r,n}} pprox$ ≈ 0,5...1 %) мы получим заметный выигрыш в уменьшении априорной неопределенности оценки Т_{э обл}, что следует из рис. 6.19. Но даже и в этом случае указанное уменьшение не превышает приблизительно 30 %.

Таким образом, эффективность радиотеплолокационного определения $T_{9,05\pi}$ для слоистообразных облаков невелика. Лишь при высокой точности радиотеплолокационных измерений (чего добиться непросто) последние дают дополнительную к априорной информацию об эффективной температуре облаков. Лишь в этом случае и при наличии априорной информации можно говорить о возможности практического решения трехпараметрической задачи. Однако при решении вопроса о целесообразности реализации этого метода следует учитывать и экономические факторы, связанные с созданием трех высокочувствительных микроволновых радиометров, один из которых должен работать в коротковолновой части радиодиапазона.



Рис. 6.19. Зависимость среднеквадратической погрешности (a) и относительного уменьшения априорной неопределенности (б) оценки эффективной температуры слоистообразных облаков от погрешности измерения радиояркостной температуры при зондировании с поверхности Земли в зените.

1 — Ас, лето; 2 — Sc, лето.

6.4. Определение водозапаса кучевых облаков и переохлажденных зон кучево-дождевых облаков

При радиотеплолокационном зондировании конвективных облаков, как правило, приходится иметь дело с определением водозапаса вдоль любого направления визирования ω_0 . Этот водозапас определяется соотношением

$$W(\boldsymbol{\omega}_{0}) = \int_{l_{1}}^{l_{2}(\boldsymbol{\omega}_{0})} \boldsymbol{\omega}\left[l(\boldsymbol{\omega}_{0})\right] dl,$$

где $w[l(\boldsymbol{\omega}_0)]$ — профиль водности в направлении $\boldsymbol{\omega}_0$, l_1 и l_2 — расстояния от антенны до передней и задней кромок зондируемой облачной зоны соответственно.

Дистанционное радиотеплолокационное измерение водозапаса конвективных облаков основывается на использовании связи между оптической толщиной жидкокапельной влаги и водозапасом, которая задается линейной моделью для интегрального поглощения радиоволн (см. формулу (2.52)):

$$\Delta \tau_{W_i} = \psi_i \left(T_{\mathfrak{p} \text{ of } n0} \right) \Delta W + \varepsilon_i, \quad i = 1, 2, \ldots m.$$
(6.21)

Здесь $\Delta \tau_{Wi}$ — измеряемые по радиояркостному контрасту приращения оптической толщины облаков (относительно средних значений) на соответствующих длинах волн зондирования. Методы оп-

(6.20)

ределения τ_{Wi} по измеренным значениям радиояркостного контраста облаков подробно рассмотрены нами в главе 4. Там же приведены и оценки погрешностей определения $\Delta \tau_{Wi}$. В погрешности наблюдений ε_i , кроме погрешностей определения $\Delta \tau_{Wi}$, входят также и погрешности модели, обусловленные в данном случае неизвестными вариациями эффективной температуры облаков (см. формулу (2.55)).

Решение однопараметрической задачи радиотеплолокационного определения водозапаса конвективных облаков и оптимизация соответствующих экспериментов были осуществлены аналогично тому, как это было сделано в п. 6.1 и 6.2.

6.4.1. Максимальная дальность радиотеплолокационного обнаружения конвективных облаков с поверхности Земли

Прежде чем измерить водозапас конвективного облака, его необходимо обнаружить. Поэтому оценим максимальную дальность радиотеплолокационного обнаружения кучевых облаков и переохлажденных зон кучево-дождевых облаков при их зондировании с поверхности Земли.

Радиотеплолокационное обнаружение конвективных облаков основывается на существовании их радиояркостного (или антенного) контраста на фоне безоблачной атмосферы.

Радиояркостные контрасты конвективных облаков рассмотрены нами подробно в п. 2.4. С помощью радиотеплолокатора измеряется, однако, не радиояркостный, а антенный контраст облака. Используя приведенное в главе 3 известное соотношение антенного сглаживания

$$T_{\mathbf{a}}(\theta_{0}, \varphi) = \overline{T}_{\boldsymbol{\mathrm{fr}}\boldsymbol{\mathrm{f}}}(\theta_{0}, \varphi_{0}) (1 - \beta_{\boldsymbol{\mathrm{r}}\boldsymbol{\mathrm{f}}}) \eta + \overline{T}_{\boldsymbol{\mathrm{f}}\boldsymbol{\mathrm{\phi}}}(\theta_{0}, \varphi_{0}) \beta_{\boldsymbol{\mathrm{fr}}\boldsymbol{\mathrm{f}}} \eta + T_{0} (1 - \eta),$$

(6.22)

(6.23)

нетрудно получить связь между антенным (δT_a) и радиояркостным (δT_{π}) контрастами:

$$\delta T_{\mathbf{a}}(\theta_0, \varphi_0) \approx \delta T_{\mathbf{a}}(\theta_0, \varphi_0) (1 - \beta_{\mathbf{r},\mathbf{n}}) \eta.$$

Соотношение (6.23) получено в предположении равенства фоновых РЯТ по боковым и задним лепесткам ДНА при наличии и при отсутствии облака. Из него следует, что антенный контраст всегда меньше радиояркостного.

Теоретические оценки максимальной дальности радиотеплолокационного обнаружения конвективных облаков выполнены на основе их упрощенной модели в виде сферы с равномерно распределенной водностью. Эта модель использована нами в п. 2.4 при расчетах радиояркостного контраста конвективных облаков.

По мере удаления облака от радиотеплолокатора его антенный контраст уменьшается и при определенной дальности становится меньше порога обнаружения радиометра. Зная соответствующее значение зенитного угла визирования, можно определить и максимальную дальность радиотеплолокационного обнаружения облака D_{\max} . Между зенитным углом θ_0 , под которым наблюдается центр облака, и дальностью до него (см. рис. 2.20) существует однозначная связь, описываемая формулой [88]

$$r_{c} = \frac{m_{3}R_{3}}{m'(z_{c})} \left[1 + \varkappa_{c} \operatorname{ctg} \theta_{0} + \left(\operatorname{ctg}^{2} \theta_{0} + \frac{1}{2}\right) \varkappa_{c}^{2} \right], \qquad (6.24)$$

где $r_c = R_3 + Z_c$ (Z_c — высота центра сферического облака над поверхностью Земли), \varkappa_c — геоцентрический угол центра облака (см. рис. 2.20).

Решая (6.24) относительно κ_c и учитывая, что $D = \kappa_c R_3$, получаем:

$$D = R \frac{\left\{ \operatorname{ctg}^{2} \theta_{0} - 4 \left(\operatorname{ctg}^{2} \theta_{0} + \frac{1}{2} \right) \left[1 - \frac{(R_{3} + z_{c}) m'(z_{c})}{R_{3}m'_{3}} \right] \right\}^{1/2} - \operatorname{ctg} \theta_{0}}{2 \left(\operatorname{ctg}^{2} \theta_{0} + \frac{1}{2} \right)}$$
(6.25)

Расчеты по изложенному выше алгоритму были выполнены с учетом рефракции радиоволн, сферичности Земли и диаграммы направленности антенны. Последняя моделировалась функцией (2.28). При этом подстилающая поверхность (она может захватываться ДНА) принималась абсолютно черной. Саму ДНА будем характеризовать параметром $U = \pi d/\lambda$, где d — диаметр раскрыва параболической антенны. Расчеты выполнены для значений \hat{U} , равных ∞ , 100, 50. Значение $U = \infty$ соответствует идеальной антенне с ДНА, описываемой δ-функцией: значение U = 100 соответствует ДНА є шириной главного лепестка на уровне половинной мощности $\Delta \theta = 1,85^{\circ}$, а значение U = 50 соответствует $\Delta \theta = 3.70^{\circ}$. Значения у принимались равными 1 и 0.75. Отметим, что при $U = \infty$ и $\eta = 1$ мы получаем в чистом виде радиояркостный контраст конвективных облаков. И, наконец, последнее замечание. Все результаты, полученные в данном параграфе для кучево-дождевых облаков, относятся к диапазону значений их водозапаса W = 8... 30 кг/м². Фронтальные облака с водозапасом 60—120 кг/м² (см. главу 2) здесь не рассматривались.

На рис. 6.20 приведены полученные в результате расчетов зависимости антенного контраста конвективных облаков от их удаления от радиотеплолокатора. Они построены для $\eta = 0.75$ и $U = \infty$ для двух длин волн: $\lambda = 0.86$ и 3 см. Следует отметить, что некоторые кривые обрываются при определенных удалениях облака. Это объясняется «уходом» облака за радиогоризонт, хотя его антенный контраст еще заметен и может быть обнаружен радиотеплолокатором.

Зависимости максимальной дальности радиотеплолокационного обнаружения конвективных облаков D_{max} от их водозапаса для различных длин волн приведены на рис. 6.21. Эти зависимости соответствуют порогу обнаружения радиотеплолокатора ΔT ==

= 1 К и КПД η = 1. На рис. 6.21 *а* представлен случай идеальной ДНА в виде δ -функции ($U = \infty$, $\beta_{rn} = 0$). Из рисунка, в частности, следует, что для каждой длины волны существует минимальное значение водозапаса, которое может быть обнаружено радиотеплолокатором, работающим на данной длине волны. Так, расчеты показали, что ни на одной из длин волн диапазона $\lambda =$ = 0,2... 6 см практически нельзя обнаружить (при данном пороге) облака с водозапасом W < 0,005 кг/м². Влияние ширины ДНА на величину D_{max} показано на рис. 6.21 б, на котором представлены зависимости максимальной дальности обнаружения от



Рис. 6.20. Зависимость антенного контраста конвективных облаков от их удаления от радиотеплолокатора для $\lambda = 0.86$ см (*a*) и $\lambda = 3$ см (*b*) при различных значениях водозапаса ($\eta = 0.75$, $U = \infty$).

Кривая .	• • • •	1	2	3 · 3	4	5
₩ кг/м².	. //	0,32	1	3,2	10	31,6

W как для идеальной ДНА, так и для реальной (U = 100). Из рисунка следует, что максимальная дальность обнаружения Cu med. и Cu cong. существенно зависит от ДНА, в то время как для Cb эта зависимость практически отсутствует.

В табл. 6.9 приведены количественные оценки D_{\max} для двух рассматриваемых значений U. В отдельных случаях наблюдается значительное уменьшение D_{\max} . Так, для $\lambda = 3$ см и для облака с W = 1 кг/м² дальность его обнаружения уменьшается в 3 раза. В целом можно сделать вывод о том, что влияние ДНА на дальность обнаружения сказывается тем сильнее, чем меньше водозапас (размеры облака) и больше длина волны. И в том, и в другом случае это объясняется уменьшением контраста облаков и относительным увеличением мощности излучения, принимаемого по боковым и задним лепесткам ДНА от окружающей атмосферы и подстилающей поверхности.

Если подытожить результаты анализа, выполненного выше, то можно сделать вывод о том, что максимальная дальность радиотеплолокационного обнаружения конвективных облаков с поверхности Земли изменяется приблизительно от 10 км для стадии зарождения (на $\lambda = 0.3$ см) до ~ 200 км для переохлажденных зон Cb (в длинноволновом участке микроволнового спектра).



Рис. 6.21. Зависимость макенмальной дальности радиотеплолокационного обнаружения конвективных облаков от их водозапаса при пороге обнаружения $\Delta T = 1$ K.

а — идеальная ДНА (U= ∞), б — влияние ширины главного лепестка ДНА (U=100) на дальность обнаружения (штриховые кривые соответствуют U=100).

Таблица 6.9

Влияние ширины главного лепестка ДНА U на максимальную дальность радиотеплолокационного обнаружения конвективных облаков при двух значениях водностя W

		₩RГ/M ²			
А СМ	<i>•</i>	l í	8		
2	∞ 100	150 80	170 150		
3	∞ 100	150 50	170 130		
6	∞ 100		170 80		

6.4.2. Выбор оптимальных спектральных каналов и оценка погрешностей радиотеплолокационного определения водозапаса кучевых облаков

Как уже отмечалось в п. 2.4, для определения водозапаса конвективных облаков нужно использовать линейный участок зависимости антенного (или радиояркостного) контраста от W, не попадая в область насыщения. Это условие выполняется при $e^{-\tau W} \approx$ $\approx 1 - \tau_W$. Если задать 10 %-ную погрешность указанного приближения, то можно получить соотношение для максимального значения водозапаса, соответствующего верхней границе линейного участка. Это соотношение имеет вид

$$W_{\max} = \frac{0,4}{\psi(T_{\ni OGJ})}.$$

(6.26)

Функция $\psi(T_{\mathfrak{d}05\pi})$ определяет спектральную зависимость величины W_{\max} .

Значения максимального водозапаса, который может быть измерен с помощью радиотеплолокатора, приведены в табл. 6.10 для различных длин волн.

Таблица 6.10

Зависимость от длины волны максимального значения водозапаса, которое может быть измерено радиотеплолокационным методом

λ см	0,2	0,3	0,4	0,6	0,8	1 2	3	4	5
W_{\max} кг/м ²	0,25	0,35	0,50	0,95	1,6	2,3 8,8	19,5	35	54

Учитывая соотношение (6.26), а также используя графики зависимости D_{\max} от W (см. рис. 6.21), можно выделить спектральные диапазоны, диапазоны дальностей и зенитных углов, в которых можно измерять водозапас для каждой из стадий развития мощного конвективного облака. Эти диапазоны приведены в табл. 6.11. Из нее следует, что водозапас конвективных облаков

Таблица 6.11

Стадия развития облака	Δ <i>W</i> Kγ/m ²	Δλ см	Δ <i>D</i> км	$\Delta \theta_0^{\circ}$
Зарождение Си hum. Си med. Си cong. Сb (переохлажденные зоны)	$\left \begin{array}{c} 0,005-0,035\\ 0,035-0,34\\ 0,34-1,36\\ 1,36-8,5\\ 8,5-30\end{array}\right $	$ \begin{vmatrix} 0,2-0,4^*\\ 0,3-0,9^*\\ 0,8-3\\ 1,8-5\\ 3-5 \end{vmatrix} $	$ \begin{array}{c c} 0-0,5 \\ 0-3 \\ 0-35 \\ 0-160 \\ 0-200 \end{array} $	0-35 0-70 0-88 0-89,9 0-89,9

Диапазоны спектра, удалений от радиотеплолокатора и зенитных углов, при которых возможно радиотеплолокационное определение водозапаса конвективных облаков

* Исключая линии поглощения О2.

на стадии их зарождения можно измерять на коротких волнах при небольшом удалении (до 0,5 км) и углах, близких к зенитному.

Перейдем теперь к анализу результатов решения однопараметрической задачи радиотеплолокационного определения водозапаса кучевых облаков и переохлажденных зон кучево-дождевых облаков.

В табл. 6.12 приведены оптимальные длины волн для радиотеплолокационного определения водозапаса конвективных облаков на разных стадиях их развития при зондировании под различными зенитными углами. Из таблицы следует, что с увеличением водо-

Таблица 6.12

Оптимальные спектральные каналы λ (см) для радиотеплолокационного определения водозапаса конвективных облаков при различных зенитных углах визирования

_		θο				
Стадия развития	W Kr/m ²	0	60	85		
Зарождение Cu hum. Cu med. Cu cong. Cb (переохлажденная зона) To же	0,02 0,17 0,86 4,86 19,3 30	0,22—0,24 0,32 0,7 1 или 2 3 3	0,3 0,32 0,7 1 или 2 3 3	0,86 0,86 3 3 3		

запаса облаков оптимальный спектральный канал смещается в длинноволновую часть рассматриваемого нами диапазона спектра. На ранних стадиях развития конвективного облака оптимальная длина волны зависит от угла зондирования. На поздних стадиях (Cu cong., Cb) эта зависимость практически исчезает.

В целом для радиотеплолокационного зондирования конвективных облаков с поверхности Земли нужно иметь набор для пяти радиометров:

— радиометр диапазона $\lambda = 0,22...0,24$ см для стадии зарождения,

— радиометр диапазона $\lambda = 0,3...0,32$ см для стадии зарождения и Си hum.,

— радиометр диапазона $\lambda = 0,7...0,86$ см для Си hum. и Си med.,

— радиометр на $\lambda = 2$ см для Cu cong.,

— радиометр на $\lambda \approx 3$ см для Cu cong. и переохлажденных зон Cb.

В соответствии с табл. 6.12, а также с учетом того, что зондирование Си cong. и Сb осуществляется, как правило, под большими зенитными углами, в качестве рабочей длины волны ПАРЛС (см. главу 3) и была выбрана $\lambda = 3,2$ см. Оценим теперь погрешности радиотеплолокационного определения водозапаса конвективных облаков при их зондировании на оптимальных длинах волн и исследуем влияние на эти погрешности различных факторов. Начнем со случая, когда используется априорная информация в виде средних значений и дисперсий водозапаса, имеющаяся для каждой конкретной формы конвективных облаков. На рис. 6.22 приведены зависимости относительного



Рис. 6.22. Относительное уменьшение априорной неопределенности оценки водозапаса при радиотеплолокационном зондировании конвективных облаков различных форм с использованием априорной информации.

 $I - T_{9.06\pi}$ равно среднеклиматическому значению, 2 — истинное значение $T_{3.06\pi}$.

уменьшения априорной неопределенности оценки W от водозапаса для двух зенитных углов $\theta = 0$ и 85° для случаев, когда эффективная температура облаков известна точно и когда для ее оценки используется среднеклиматическое значение $T_{\text{в обл 0}}$.

Первый вывод, который позволяет сделать анализ рис. 6.22, заключается в том, что применение радиотеплолокационного метода определения водозапаса конвективных облаков с поверхности Земли высоко эффективно. Это следует из того, что относительное уменьшение априорной неопределенности оценки W достаточно велико во всем диапазоне значений водозапаса, кроме самых маленьких и самых больших его значений.

Второй вывод состоит в том, что неопределенность в значении эффективной температуры облаков понижает точность определения W тем больше, чем больше водозапас облака. Особенно сильно влияет эта неопределенность на точность определения водозапаса мощных кучевых облаков и переохлажденных зон кучеводождевых облаков. Эффективность определения W может уменьшиться в 2—3 раза. Поэтому вопрос о необходимости сопутствующей оценки $T_{9 \ oб\pi}$ при радиотеплолокационном зондировании Cu cong. и Cb, несомненно, актуален. Мы вернемся к нему несколько позже.

Наконец, последний вывод касается увеличения погрешностей определения водозапаса при зондировании конвективных облаков вблизи горизонта. При этом для Cu cong. и Cb это увеличение не-



Рис. 6.23. Относительное уменьшение априорной неопределенности оценки водозапаса при радиотеплолокационном зондировании конвективных облаков различных форм с использованием априорной информации (1) и без ее использования (2).

значительно, в то время как для более ранних стадий развития облака — весьма существенно. Очевидно, что определение водозапаса облаков на стадии зарождения при малых углах места даже при наличии априорной информации нецелесообразно.

Теперь рассмотрим случай, когда априорная информация не используется, и оценим влияние этого фактора на погрешности определения W. Будем считать при этом, что в качестве оценок эффективной температуры облаков берутся ее средние значения. На рис. 6.23 приведены зависимости относительного уменьшения априорной неопределенности оценки W от водозапаса облаков при наличии и отсутствии априорной информации. Как следует из рисунка, отсутствие априорной информации понижает эффективность радиотеплолокационного метода определения водозапаса конвективных облаков. Это понижение эффективности невелико для средних значений водозапаса и становится существенным при малых и больших его значениях. Поэтому при зондировании конвективных облаков на стадии зарождения и переохлажденных зон Сь целесообразно использовать априорную информацию, если таковая имеется.

В табл. 6.13 приведены значения относительной среднеквадратической погрешности радиотеплолокационной оценки водозапаса как при использовании априорной информации, так и без нее. Из

Таблица 6.13

Относительная среднеквадратическая погрешность радиотеплолокационного определения водозапаса конвективных облаков при зондировании с поверхности Земли

Способ оценки	<i>W</i> κΓ / M ²								
	0,02	0,17	0,86	4,86	19,3	0,17	0,86	4,86	19,3
			$\theta_0 = 0^\circ$	· · · ·			θ ₀ =	= 85°	
С использованием апри- орной информации (Т. С. Т. С.)	0,28	0,10	0,09	0,13	0,16	0,31	0,15	0,16	0,16
С использованием апри- орной информации	0,28	0,10	0,05	0,05	0,05	0,30	0,14	0,10	0,05
$(T_{906\pi}$ известна точно) Без использования ап- риорной информации $(T_{906\pi} = T_{906\pi0})$	0,39	0,11	0,10	0,14	0,20	0,40	0,17	0,17	0,2 0

таблицы следует, что водозапас конвективных облаков на стадии зарождения можно определять с относительной погрешностью приблизительно 30—40 % (только вблизи зенита!), водозапас Cu hum.— с погрешностью около 10—40 %, а водозапас Cu med., Cu cong. и Cb — с погрешностью 5—20 %.

Вернемся теперь к вопросу об эффективной температуре облаков. Рассмотрим, каковы возможности ее оценки с помощью радиотеплолокации с точки зрения повышения точности определения водозапаса. В данном случае возникает необходимость решения двухпараметрической задачи одновременного радиотеплолокационного определения W и $T_{9,06\pi}$. Рассмотрим эту задачу лишь для облаков Cu cong. и Cb, так как именно для них влияние погрешностей оценок $T_{9,06\pi}$ на точность радиотеплолокационного определения водозапаса существенно. Ограничимся при этом наиболее благоприятным случаем, когда используется априорная информация.

В табл. 6.14 приведены оптимальные длины волн и значения относительного уменьшения априорной неопределенности оценок W и $T_{3\,05\pi}$ при решении рассматриваемой двухпараметрической задачи. Из таблицы следует, что относительное уменьшение априорной неопределенности оценки водозапаса в данном случае оказывается либо практически близким к нулю, либо незначительным (около 10 % для Cb с W = 30 кг/м²). Однако и в последнем случае оно существенно меньше, чем при оценке водозапаса на Оптимальные длины волн и значения относительного уменьшения априорной неопределенности оценок водозапаса и эффективной температуры облаков при решении соответствующей двухпараметрической задачи с использованием априорной информации

Параметр						
	4,86	19,3	30	4,86	19,3	30
<u></u>		$\theta_0 = 0^\circ$			$\theta_0 = 85^{\circ}$	•
λ_1 CM	1,9	1,6	3,2	3,2	3	3,2
$\lambda_2 \ \text{CM}$	2	1,7	3,5	3,5	3,2	3,5
$1 - \frac{\sigma_{\widehat{W}} - w}{\sigma_{\widehat{W}}}$	0,002	0,02	0,10	0,002	0,02	0,10
$1 - \frac{\sigma_{\widehat{T}_{9 \text{ of} \pi}} - T_{9 \text{ of} \pi}}{\sigma_{T_{9 \text{ of} \pi}}}$	0,92	0,81	0,55	0,83	0,81	0,51

основе решения однопараметрической задачи, при которой оно составляет 26 %.

Обращает на себя внимание достаточно высокая эффективность определения $T_{3\,05\pi}$, но это, скорее, связано с погрешностями использованного алгоритма оптимизации, так как эффективность оценок при этом не только не возрастает по сравнению с решением однопараметрической задачи, а напротив, значительно уменьшается. На погрешности алгоритма указывают и близкие значения «оптимальных» длин волн, полученных в результате оптимизации, которые, несомненно, являются зависимыми, что должно приводить

к плохой обусловленности матрицы $F^{T} \sum_{\varepsilon}^{-1} F$.

Таким образом, можно сделать предварительный вывод о нецелесообразности постановки двухпараметрической задачи радиотеплолокационного определения W и $T_{305\pi}$ с целью улучшения оценок водозапаса Cu cong. и Cb. Для сопутствующего определения эффективной температуры мощных кучевых облаков и переохлажденных зон кучево-дождевых облаков нужно использовать иные методы.

Наиболее перспективным представляется метод, основанный на восстановлении вертикального профиля температуры и на определении высоты границ зондируемых зон облаков. Профиль температуры может быть определен либо с помощью аэрологического зондирования, либо с помощью микроволновой радиометрии. Высота границ зондируемых облачных зон может быть оценена с помощью МРЛ или активного канала ПАРЛС.

6.4.3. Экспериментальные радиотеплолокационные исследования водозапаса конвективных облаков

Экспериментальные исследования водозапаса конвективных облаков на различных стадиях их развития были проведены с помощью радиотеплолокационной аппаратуры на длинах волн 0,86 и 3,2 см, а также с помощью пассивно-активной радиолокационной станции на длинах волн $\lambda = 3,2$ см в Крымской (Золотое поле) и Ленинградской областях и в Прибалтике (о. Сааремаа). Исследования проводились в следующих направлениях:

— изучение работоспособности разработанной пассивно-активной РЛС и оценка точности определения характеристик конвективных облаков с ее помощью,

— определение эффективности разработанного радиотеплолокационного метода оценки водозапаса конвективных облаков,

— изучение изменения водозапаса конвективных облаков в процессе их образования, развития и распада с целью дистанционного получения количественных характеристик водосодержания Cu cong. и Cb, не доступных для самолетного зондирования.

Радиотеплолокационные исследования водозапаса Cu hum., Cu med. и Cu cong. осуществлялись с помощью радиометра на $\lambda =$ = 0,86 см. Эта длина волны оптимальна для зондирования Cu hum и Cu med., но не является оптимальной для Cu cong. Однако выполненные оценки показали, что для Cu cong. с водозапасом не более 4 кг/м² погрешность в определении водозапаса W на $\lambda =$ = 0,86 см возрастает незначительно по сравнению с зондированием на оптимальной длине волны.

На рис. 6.24 приведены днаграммы изменения во времени влагозапаса атмосферы и водозапаса кучевого облака, идентифицированного Си med (10 июля 1976 г., Прибалтика). Наблюдение за этим облаком производилось при зенитном угле $\theta_0 = 30^{\circ}$ на длинах волн $\lambda = 0,86$ и 1,35 см. Для определения оптической толщины атмосферы использовался абсолютный метод измерения радиояркостной температуры. При оценке Q и W априорная информация не использовалась, а значение $T_{3\ 06\pi}$ принималось равным среднеклиматическому. Формулы для определения Q и W Си med. на $\lambda = 0,86$ см и $\lambda = 1,35$ см при решении двухпараметрической задачи имеют следующий вид (они получены на основании соотношений, приведенных в главе 5, и эмпирических значений параметров кучевых облаков из п. 2.1):

$$\widehat{Q} = -61,91\tau_1 + 165,59\tau_2 + 4,20,$$

 $W = 4,751\tau_1 - 1,079\tau_2 - 0,501.$

(6.27)

При этом относительная среднеквадратическая погрешность оценки Q составляет 21 %, а W - 16 %.

На рис. 6.24 вертикальными отрезками показаны среднеквадратические отклонения Q и W (в коридоре $\pm 2\sigma$). На диаграмме для W наблюдается неоднородная структура распределения водо-
запаса Си med. В центре облака видна область максимальных значений водозапаса: W = 0,8...0,9 кг/м². На периферии отмечаются два локальных максимума, в которых водозапас равен 0,5—0,6 кг/м². Таким образом, для Си Wed. радиотеплолокационные наблюдения выявляют наличие ячейковой структуры.



Рис. 6.24. Результаты радиотеплолокационного зондирования Cu med. 10 июля 1976 г. (о. Сааремаа).

Изменение Q во времени выражено слабее. Вариации влагозапаса лежат в пределах точности эксперимента, поэтому сделать какие-либо выводы, связанные с наблюдаемым уменьшением Qв области расположения Cu med., не представляется возможным.

Определение водозапаса мощных кучевых облаков осуществлялось с помощью относительного метода азимутальных разрезов. Скорость азимутального сканирования антенны выбиралась такой, чтобы время ее поворота на угол, равный ширине диаграммы направленности, было не менее постоянной времени радиометра. Для контроля изменения водозапаса в процессе естественной эволюции мощных кучевых облаков выполнялись их частые разрезы. Для того чтобы уровень, на котором выполняются разрезы исследуемого облака по горизонтали, не смещался при его движении, угол места азимутального сканирования непрерывно уточнялся с помощью теодолита.

Для иллюстрации полученных результатов рассмотрим конкретный пример зондирования Cu cong. 20 июня 1979 г. в Крыму (13 ч 15 мин — 13 ч 45 мин). В этот день над территорией Крыма проходил холодный фронт, перед которым наблюдалась интенсивная конвекция с образованием мощных кучевых и кучево-дождевых облаков.

Результаты радиотеплолокационного зондирования указанного фронтального мошного кучевого облака приведены на рис. 6.25. На графиках (а-е) этого рисунка изображены азимутальные профили водозапаса (в также оптической толщины жилкокапельной влаги), причем первые четыре профиля получены в результате измерений при угле места $\beta_0 = 14.5^\circ$, а остальные два — при $\beta_0 =$ = 18.5°. Эти данные отражают эволюцию Cu cong. В промежутке времени 13 ч 16 мин — 13 ч 35 мин наблюдается сравнительно узкая область (3-я ячейка) с большим водозапасом: его максимальное значение в центре этой ячейки достигает 5-6 кг/м². Кроме того, в этот промежуток времени наблюдаются еще две ячейки (1-я и 2-я) с сушественно меньшим водозапасом. Позднее 3-я ячейка распадается и в 13 ч 44 мин — 13 ч 54 мин исчезает совсем. В то же время 1-я и 2-я ячейки растут, причем рост 1-й ячейки наблюдается и на более высоком уровне ($\beta_0 = 18.5^{\circ}$). Приблизительно с 14 ч 2-я ячейка также начинает распадаться.

Такая многоячейковость распределения водозапаса Си cong. соответствует современным представлениям о структуре и динамике мощных кучевых облаков. В [184] отмечается, что вершины Cu cong. обычно состоят из нескольких куполов, которые являются верхней частью наиболее крупных внутриоблачных элементов конвекции. Из анализа результатов радиотеплолокационного зондирования Cu cong. видно, что для каждой отдельной ячейки характерен индивидуальный жизненный цикл. Значения водозапаса в ячейке, как следует из вышеизложенного, могут достигать 6 кг/м², что согласуется с оценками вероятных значений W_0 для мощных кучевых облаков (см. главу 2). В то же время, это значение приблизительно в два раза меньше водозапаса в грозовых ячейках (там W достигает 10 кг/м²), наблюдавшихся Деккером и Даттоном [197].

Выполнение более частых по углу места азимутальных «разрезов» позволяет построить карту изолиний водозапаса. Такая карта для промежутка времени 13 ч 50 мин — 14 ч 00 мин показана на рис. $6.25 \, \text{ж}$. Время осреднения значений составляет 10 мин. «Разрезы» ниже 12° выполнить не удалось, поэтому показана лишь верхняя часть облака. На приведенной карте отчетливо выделяются две ячейки (1-я и 2-я на рис. $6.25 \, a - e$) повышенного содержания жидкокапельной влаги. Максимальный водозапас обеих ячеек составляет 3 кг/м². Размеры ячеек определить невозможно, так как расстояние до облака не измерялось.

Обращает на себя внимание наличие области между ячейками, водозапас которой близок к нулю (по крайней мере, не превышает 0,5 кг/м²). Это согласуется с гипотезой, высказанной Сквай-



Рис. 6.25. Результаты радиотеплолокационного зондирования Cu cong. 20 июня 1979 г. в Крыму (Золотое поле).

 $a \to c$ — азимутальные профили τ_W и W, получевные на $\beta_0 = 14,5^\circ$; ∂ , e — азимутальные профили τ_W и W, получевные на $\beta_0 = 18,5^\circ$; m — изолници водо-запаса (кг/м⁴) Gu cong.

a de la

ерсом [155], согласно которой, сухой воздух, расположенный у вершины облака, охладившись за счет испарения, может «провалиться» в облако на значительную глубину, что подтверждается и наблюдением «просветов», или областей с нулевой водностью внутри кучевых облаков [199, 238].

На рис. 6.26 приведены результаты проведенного 13 августа 1980 г. зондирования (Ленинградская область) визуально наблю-



Рис. 6.26. Изменение водозапаса мощного кучевого облака в процессе его естественной эволюции 13 августа 1980 г. (Ленинградская область).

давшегося мощного кучевого облака при $\beta_0 = 9^\circ$. Различаются все три стадии эволюции облака: стадия развития (формы Cu hum., Cu med.) — с 19 ч 17 мин до 19 ч 33 мин, стадия зрелости с 19 ч 44 мин до 19 ч 54 мин и стадия диссипации — с 19 ч 58 мин до 20 ч 04 мин. Весь жизненный цикл составляет приблизительно 50 мин. Значение водозапаса на начальной стадии эволюции было равно 0,5 кг/м², что типично для форм Cu hum. и Cu med. В стадии зрелости водозапас достиг 2 кг/м². Это значение характерно для мощных кучевых облаков в Ленинградской области.

Распределение водозапаса в горизонтальном сечении этого облака имеет вид колоколообразных кривых с максимумом, смещенным к передней, подветренной стороне облака. Перемещение облака проявляется на рис. 6.26 в смещении кривой азимутального распределения его водозапаса. Этот рисунок наглядно демонстрирует хорошие возможности регистрации различных стадий эволюции мощных кучевых облаков радиотеплолокационным методом. На рис. 6.27 приведены кривые азимутального распределения водозапаса, полученные 13 августа 1980 г. (17 ч 28 мин — 18 ч 08 мин) при зондировании Си сопд. на разных углах места. Эти данные позволяют судить о пространственном распределении водозапаса. В нижнем сечении облака ($\beta_0 = 10^\circ$) кривая распределения водозапаса имеет пилообразный вид с максимумом, равным 1,1 кг/м². В сечении $\beta_0 = 13^\circ$ наблюдается широкая область со сравнительно однородным распределением водозапаса, равным 1—1,4 кг/м². В третьем сечении ($\beta_0 = 16^\circ$) имеется ячейка с повышенным содержанием жидкокапельной влаги. Ее водозапас достигает 2,7 кг/м².



Рис. 6.27. Результаты радиотеплолокационного зондирования Cu cong. 13 августа 1980 г.

а) азимутальные профили водозапаса в облаке, полученные при различных углах места β_0 : $1 - 10^\circ$, $2 - 13^\circ$, $3 - 16^\circ$; б) азимутальные профили водозапаса, полученные при $\beta_0 = 16^\circ$ в различные моменты времени (1 - 17 ч 43 мин, 2 - 17 ч 54 мин, 3 - 17 ч 58 мин, 4 - 18 ч 04 мин).

Последующее зондирование этого облака, выполненное под углом места $\beta_0 = 16^\circ$, при котором зафиксирован максимальный водозапас, показало, что облако вступило в стадию диссипации. Это отчетливо видно на рис. 6.27 б: в течение 21 мин водозапас ячейки уменьшился более чем в 2 раза. В 18 ч 07 мин облако фактически распалось.

Интересной задачей является исследование распределения водозапаса в поле внутримассовых кучевых облаков. В табл. 6.15 приведены результаты подобного исследования, полученные при зондировании 27 кучевых облаков в течение одного дня, когда наблюдалось типичное поле Cu (Cu hum., Cu med., Cu cong.). Облака для зондирования выбирались случайным образом.

Недостаточность объема выборки не позволяет сделать статистически обоснованные выводы. Можно лишь отметить, что в дан-

Таблица 6.15

Распределение водозапаса	в	поле	внутри	массовых	кучевых	облаков
<i>W</i> кг/м ²		•	0-0,5	0,5—1	1-1,5	1,5-2
Число ячеек			8	9	8	2

ной выборке наиболее часто встречаются ячейки с водозапасом 0,5—1 кг/м².

В качестве примера радиотеплолокационного зондирования Cb на $\lambda = 3,2$ см рассмотрим результаты исследования кучево-дождевого облака за 6 августа 1980 г. Пять азимутальных разрезов, выполненных при одном угле места $\beta_0 = 5^{\circ}$ в течение примерно 25 мин, позволили построить азимутально-временную карту изолиний водозапаса (рис. 6.28). Эта карта наглядно показывает трансформацию азимутального распределения водозапаса с течением времени. На ней четко выделяются две ячейки с большим водозапасом. За период наблюдений с 15 ч 43 мин до 16 ч 06 мин





левая ячейка сужается, а ее максимальный водозапас уменьшается от 66 до 38 кг/м² (большие значения W объясняются тем, что водозапас рассматривается не в вертикальном, а фактически в горизонтальном направлении, протяженность системы в котором может быть весьма значительной). В правой ячейке в течение первых 10 мин максимальный водозапас возрастает от 32 до 44 кг/м², а затем быстро уменьшается до 17 кг/м². Это свидетельствует о начале разрушения облака.

На рис. 6.29 представлен временной ход максимального W_{max} и среднего \overline{W} значений водозапаса для горизонтального сечения, соответствующего уровню азимутального сканирования, для кучего-дождевого и двух мощных кучевых облаков, рассмотренных нами ранее. Как уже отмечалось, второе облако Си сопд. и облако Сb находились на стадии диссипации. В обоих случаях происходит уменьшение как \overline{W} , так и W_{max} (ом. рис. 6.29 *б*, *в*).

Кривые изменения \overline{W} и W_{\max} для первого мощного кучевого облака (см. рис. 6.29 *a*) можно разбить на три участка, соответствующие трем стадиям эволюции облака. На стадии зрелости t = 26...33 мин (на рис. 6.29 время для удобства отсчитывается от начала наблюдений) происходит более медленное изменение \overline{W} н W_{\max} , чем на стадиях роста и диссипации. Результаты, приведенные на рис. 6.29, позволяют оценить скорость изменения среднего и максимального значений водозапаса конвективных облаков на разных стадиях их развития. Значения этой скорости приведены

в табл. 6.16. $\overline{W} \kappa r/m^{3}$ Скорость уменьшения \overline{W} н 40 (a) \overline{W}_{max} на стадии диссипации в случае СЬ более чем на порядок превышает аналогичную скорость для Cu cong. Скорость изменения водозапаса о первого Cu cong. на стадии 15 (b) вая. Во время экспериментов излучение кучевых облаков на 15 (c) $\lambda = 0.86$ см надежно регистрировалось при их удалении от антенны примерно до 30 км.

Таким образом, результаты выполненных экспериментальных исследований доказывают перспективность дистанционного определения водозапаса

Рис. 6.29. Временные изменения среднего \overline{W} (1) и максимального \overline{W}_{max} ¹⁵ (2) значений водозапаса в горизонтальном сечений облака по наблюдениям в Ленинградской области Ю в 1980 г.

4) Cu cong. (13 abrycra, $\beta_0=9^\circ$), 6) Cu cong. (13 abrycra, $\beta_0=16^\circ$), s) Cb (6 abrycra, $\beta_0=5^\circ$).



Таблица 6.16

Значения скорости изменения среднего и максимального водозапаса (кг·м⁻²·мин⁻¹) в сечении конвективных облаков

Облако		Стадия развития				
	Характеристика	Рост	Зрелость	Диссипация		
Cu cong., $\beta_0 = 9^\circ$	Wmax W	0,07 0,02	0,01 0,01	0,07 0,02		
Cu cong., $\beta_0 = 16^\circ$	W _{max} W			0,10 0,03		
$Cb, \ \beta_0 = 5^\circ$	W max			—1,5 —1,0		

МРЛ с занижением. В [165] приведены значения вероятной погрешности определения высоты границ облаков с помощью МРЛ-1. Эта погрешность для нижней границы на удалении до 12 км составляет 160 м, а для верхней границы на расстоянии до 20 км — 520 м. На расстояниях до 30—40 км вероятная погрешность определения высоты границ облаков возрастает до 960 м.

Для выполнения наших оценок вполне можно считать погрешность радиолокационного определения положения передней кромки зондируемой зоны равной погрешности определения высоты нижней границы облака, а погрешность определения положения задней кромки равной погрешности определения высоты верхней границы. Очевидно, что в целом радиолокатор дает заниженное значение протяженности зондируемой зоны, т.е. как бы сужает ее. Исходя из приведенных выше значений вероятной погрешности определения высоты границ облака получим, что такое сужение может достигать 0,7-2 км в зависимости от расстояния до облака. В связи с тем, что наиболее вероятные значения горизонтальной протяженности Cu cong. и переохлажденной зоны Cb составляют 3,5 и 30 км соответственно (см. главу 2), получим, что |δ_L| равняется 0,2... 0,6 для Си cong. и 0,02—0,07 для Сb. Это позволяет оценить относительные погрешности определения средней водности с помощью ПАРЛС (см. формулу (6.29)), которые оказываются равными приблизительно 25-80 % для Cu cong. и 7—30 % для переохлажденных зон Cb.

Таким образом, с помощью ПАРЛС при зондировании с поверхности Земли можно оценивать среднюю водность мощных кучевых облаков с относительной погрешностью не более 80 %, а переохлажденных зон Cb — не более 30 %.

Отметим, что здесь мы рассмотрели очень кратко лишь основные, принципиальные положения пассивно-активного радиолокационного метода определения средней водности переохлажденных зон конвективных облаков. Этот метод еще требует дальнейшей детальной проработки.

6.6. Применение методов вычислительной томографии в задачах радиотеплолокационного определения характеристик влажности облачной атмосферы

Современный этап развития методов пассивного дистанционного зондирования атмосферы Земли в микроволновом диапазоне, спектра можно охарактеризовать как этап подведения итогов длительного периода разработки данных методов, их внедрения в практику, а также как этап поиска новых идей в области дистанционного зондирования. Характерной для данного периода является убедительная демонстрация больших возможностей рассматриваемых методов главным образом в области получения информации об интегральных параметрах атмосферы, таких, как ее влагозапас, водозапас облаков, средняя интенсивность слоя дождя. и в меньшей степени в области восстановления вертикальных профилей температуры и влажности.

Одной из новых идей, о которых говорилось выше, одним из новых направлений, дающим определенный импульс дальнейшему развитию проблематики пассивного дистанционного зондирования атмосферы, является, на наш взгляд, применение в дистанционном зондировании *методов вычислительной томографии*. Это направление позволяет в принципе перейти к определению локальных характеристик атмосферы и их пространственного распределения, т.е. к восстановлению внутренней структуры атмосферных образований.

6.6.1. Основные сведения по методам вычислительной томографии объектов

Термины «машинная», «компьютерная», «реконструктивная вычислительная томография» (сокращенно РВТ или ВТ) вошли в жизнь после изобретения в 1973 г. рентгеновского томографа английским инженером-исследователем Хаунсфилдом, которому вместе с американским математиком Кормаком в 1979 г. была присуждена Нобелевская премия по медицине за выдающийся вклад в развитие рентгеновской ВТ.

Фундаментальный принцип, положенный в основу метода ВТ, принцип восстановления внутренней структуры объекта по его проекциям, был и ранее известен в науке. Математические предпосылки томографии были разработаны еще в 1917 г. немецким математиком Радоном, который решил задачу восстановления функции по ее интегралам.

Начиная с 20-х годов томография уже использовалась в медицинской рентгенодиагностике. Однако качество изображений было весьма невысоким. Революционным шагом явилась идея соединения прибора для получения проекционных данных (сканера) с ЭВМ для решения обратной задачи реконструкции объекта по проекциям, что позволило на порядки увеличить разрешающую способность и качество изображений восстанавливаемых биологических структур.

В последние полтора десятка лет методы томографического исследования структуры самых разнообразных объектов благодаря успехам вычислительной математики и прогрессу техники развивались особенно интенсивно [133].

Впечатляющие успехи рентгенодиагностической ВТ в свою очередь стимулировали внедрение методов вычислительной томографии в различные области науки и техники. Ныне, спустя 13 лет после изобретения первого томографа, под словом ВТ или РВТ понимают самые разнообразные варианты методов синтеза изображений и типов физических измерений. В качестве зондирующего излучения используется не только рентгеновское, но и у-излучение и вообще электромагнитное излучение практически любых длин волн, а также пучки электронов, ионов (в частности, протонов и альфа-частиц), нейтронов, наконец, акустические волны. Исследуемый объект может быть сам излучателем или подвергнуться облучению внешним источником. Внешние источники могут быть когерентными и некогерентными, широкополосными и монохроматическими. Детектироваться могут спектры испускания, поглощения, рассеяния; фазовые искажения фронта волны (шлиренметоды, теневые и интерферометрические методы), сигналы свободной индукции (ЯМР-интроскопия), углы поворота плоскости поляризации (эффект Фарадея) и пр. [133].

Универсальность методов BT отражают установившиеся в литературе термины: «геотомография» и «сейсмотомография», «акустическая томография», «томохимия», «промышленная и медицинская томография». Области применения BT перечислены в табл. 6.17 [133].

Таблица 6.17

Области применения ВТ (по В. В. Пикалову и Н. Г. Преображенскому [133])

- 1. Медицинская диагностика (медицинская томография)
- 2. Дефектоскопия (промышленная томография)

неразрушающий контроль промышленных изделий и материалов контроль качества сварных швов, пустот и трещин в бетоне исследование труднодоступных и наиболее уязвимых элементов конструкции ядерных реакторов контроль узлов реактивных двигателей и турбин неинвазивный локальный контроль качества пищевых продуктов непосред-

- ственно в товарной форме
- 3. Электронная микроскопия
- 4. Физика твердого тела
 - идентификация усталостных микротрещин

анализ остаточных микронапряжений

- продвижение в направлении визуализации кристаллической решетки
- 5. Аэро- и гидродинамика исследование структуры конвекционных потоков жидкости и газа исследование пространственных течений сложной формы лазерная абсорбционная диагностика турбулентных струй
- 6. Физика плазмы

диагностика нестационарной низкотемпературной плазмы диагностика высокотемпературной плазмы исследование космической плазмы

- 7. Геофизика (геотомография)
 - георазведка

обследование хранилищ отработанного ядерного топлива сейсмология (сейсмотомография)

возможное применение в археологических раскопках

8. Физика атмосферы Земли и планет

исследование распространения коротких воли вокруг Земли исследование структуры атмосферы планет с помощью радиопросвечивания

9. Дистанционное зондирование атмосферы Земли активное

лазерная томография загрязняющих примесей промышленного происхо-ждения

?

пассивное

восстановление полей водности в облаках по их собственному микроволновому излучению [7, 239, 240]

Развитие ВТ продолжается по многим направлениям и охватывает все новые области — от астрономических исследований до контроля и досмотра почтовых отправлений и багажа. Однако что касается исследования земной атмосферы посредством ее дистанционного зондирования, то сегодняшнюю стадию проникновения в данную область идей и методов ВТ следует считать лишь самой начальной [133]. Если взять пассивное дистанционное зондирование, то здесь можно сослаться лишь на работы [7, 239, 240] πO восстановлению полей водности в облаках по их собственному микроволновому излучению. Возможности же ВТ в пассивном дистанционном зондировании атмосферы Земли, на наш взгляд. значительные.

Можно рассматривать двумерную и трехмерную реконструкцию. Двумерная реконструкция — непосредственно вычислительная томография, восстановление двумерной функции в некотором слое или сечении объекта по значениям ее одномерных проекций, т.е. интегралов вдоль прямых линий, лежащих в данном сечении.

Трехмерная реконстрикция — более универсальная задача. Она заключается в восстановлении структуры объекта (трехмерной функции) по двумерным проекциям. Эта задача может быть решена и в виде получения последовательности двумерных сечений (срезов), восстановленных методами двумерной реконструкции.

Рассмотрим кратко принципы двумерной реконструкции (ВТ) объектов (см. рис. 6.30). Пусть f(x, y) — двумерная функция. Ее представлением может служить полный (в общем случае бесконечный) набор одномерных проекций $F(\varphi, P)$. Под проекцией при этом понимается интеграл от функции вдоль некоторой прямой $L(\varphi, P)$:

$$F(\varphi, P) = \int_{L(\varphi, P)} f(x, y) \, dl.$$
(6.30)

Прямая $L(\varphi, P)$ задается уравнением

$$y \sin \varphi - x \cos \varphi = P$$
,

где ф определяет направление проецирования, а Р — расстояние от прямой до центра координат (см. рис. 6.30).

На рис. 6.30 для примера показаны проекции функции f(x, y)по двум направлениям ϕ_1 и ϕ_2 .

Непрерывная совокупность $\{F(\phi, P)\}$ называется проекционной трансформантной. По ней в принципе можно точно восстановить функцию f(x, y). Однако во многих практических случаях результаты реальных измерений не позволяют точно определить необходимый набор линейных интегралов, что приводит к появлению погрешностей и искажениям в реконструируемом изображении. Результаты измерений могут оказаться неадекватными по различным причинам, в том числе из-за наличия нелинейности, воздействия шума и недостаточности получаемых данных. Нелинейность возникает при использовании нелинейной зависимости

229

(6.31)

между восстанавливаемой функцией и детектируемым сигналом (нелинейная модель). Регистрируемые данные могут оказаться недостаточными по целому ряду причин, включая неадекватность процесса дискретизации и наличие областей, по которым не получены данные.

С математической точки зрения в проблеме восстановления функции по ее проекциям можно выделить три основных задачи: — определить, в какой мере исследуемый объект описывается имеющимися данными;



Рис. 6.30. Получение проекций двумерной функции (принципы вычислительной томографии).

a — положение прямой $L(\phi, P)$, вдоль которой строится проекция: b — примеры проекций для двух направлений ϕ_1 и ϕ_2 .

— выяснить, насколько процесс восстановления устойчив относительно погрешностей в исходных данных;

— разработать сам алгоритм восстановления.

В настоящее время разработаны десятки таких алгоритмов. Выбор наиболее подходящего из них в каждом случае производится исходя из специфики конкретной задачи реконструкции. В табл. 6.18 приведена классификация алгоритмов решения обратных задач ВТ. Все алгоритмы можно разделить на две группы:

1) алгоритмы, в которых используется метод интегральных преобразований (МИП);

2) алгоритмы, основанные на методе разложения в ряды (MPP).

Эти группы существенно различаются. Согласно МРР задача с самого начала решается в дискретной форме, в то время как при использовании МИП решение доводится до конца в непрерывном виде и лишь конечные формулы дискретизируются с целью реализации алгоритмов на ЭВМ.

Таблица 6.18

Алгоритмы решения обратных задач ВТ

1. Алгоритмы, использующие метод интегральных преобразований (МИП)

- 1.1. Преобразование Радона
- 1.2. Алгоритм обратного проецирования с фильтрацией (FBP)
- 1.3: Алгоритмы Фурье-синтеза (схема Кули—Тьюки—БПФ)
- 1.4. Другие алгоритмы

2. Алгоритмы, основанные на методе разложения в ряды (MPP)

2.1. Итерационный алгоритм ART (algebraic reconstruction technique) 2.2. Итерационный алгоритм SIRT (simultaneous iterative reconstruction technique)

2.3. Метод максимума энтропии MENT

2.4. Метод Монте-Карло 2.5. Другие алгоритмы

Сравнение методов МИП и МРР позволяет сделать следующие выводы [176].

1. На основе методов МИП, как правило, можно быстрее реконструировать изображение, чем при помощи методов МРР, которые представляют собой итерационные алгоритмы, характеризуемые низкой скоростью сходимости.

2. В свою очередь методы МРР имеют ряд преимуществ:

— дают больше возможностей для адаптации к применению физических принципов и схем регистрации данных;

— более подходят для получения изображений высококонтрастных объектов и, таким образом, представляют интерес для немедицинского применения BT;

— в случае необходимости реконструкции объекта по ограниченному числу проекций (менее 10) итерационные методы имеют лучшие характеристики, чем методы МИП.

Вышеизложенное дает основание предполагать, что при пассивном дистанционном зондировании атмосферы, где практически всегда будут иметься ограничения по углу, алгоритмы, основанные на MPP, найдут более широкое применение.

6.6.2. Возможные пути применения методов вычислительной томографии в радиотеплолокации атмосферы: пассивная микроволновая ВТ

Перспективные, на наш взгляд, задачи пассивной микроволновой вычислительной томографии (ПМВВТ) атмосферы Земли, а также соответствующие схемы регистрации данных перечислены на рис. 6.31. Это далеко не полный перечень задач. Они касаются в основном лишь восстановления полей влажности атмосферы и водности облаков. Но и перечисленные задачи — общирны.

При решении их исследователям, несомненно, придется столкнуться с целым рядом трудностей. Во-первых, в общем случае геометрия наблюдений не позволяет получить полное покрытие исследуемой области лучевыми траекториями. Обычно используемые для реконструкции методы преобразования, разработанные в медицинской томографии, здесь окажутся непригодными. Для каждой вновь используемой схемы наблюдений необходимо будет не только выбрать принцип решения и разработать алгоритм реконструкции, но и решить вопрос об однозначности получаемой таким образом оценки. В чисто вычислительном аспекте трудности могут быть связаны с плохой обусловленностью обратной задачи. Во-вторых, при зондировании с летательных аппаратов вниз необходим учет излучения поверхности и переизлучения атмосферы, что является достаточно сложной задачей. И, наконец, неизбежны технические проблемы, связанные с разработкой специализированной аппаратуры, систем наблюдений и обработки данных.

6.6.3. Восстановление полей водности в конвективных облаках методами ПМВВТ

В настоящее время известны лишь три работы в области ПМВВТ [7, 239, 240]. Они описывают новый метод дистанционного восстановления поля водности в сечении облака. До сих пор для этой цели использовались лишь прямые методы взятия проб с борта самолета-лаборатории, требующие для получения репрезентативной картины более 30 мин. Новая техника использует подход, аналогичный томографическим методам, и позволяет получить распределение жидкой влаги по значениям водозапаса в различных направлениях. В основе ее лежат измерения излучения двумя радиометрами, находящимися на расстоянии нескольких километров друг от друга и сканирующими в одной плоскости, обычно (но не обязательно!) проходящей через зенит. Схема наблюдений представлена на рис. 6.31 (см. п. 1.1, 2.1, 3.1 схемы регистрации данных). Кроме того, используются данные радио- или самолетного зондирования, обеспечивающие детальную информацию о распределении по высоте температуры и содержания водяного пара. По результатам измерений радиояркостной температуры во многих различных направлениях авторы находят возможным получить распределение водности в сечении облака.

Рассмотрим подробнее результаты численных экспериментов, выполненных в [240] для оценки точности предложенного метода, рассмотренного выше. Все сканируемое поле разбивается на множество равных прямоугольных элементов. Внутри каждого из них задаются значения температуры, влажности и водности. Затем рассчитываются значения РЯТ, которые могли бы регистрироваться каждым радиометром из соответствующих направлений, пересекающих данное поле элементов. На значения T_{π} накладывается случайный шум, моделирующий погрешности реальных измерений.

Полученные таким образом значения РЯТ используются в дальнейшем как входные данные для процесса восстановления поля водности. Результаты одного из таких численных экспериментов приведены на рис. 6.32. Точность, с которой может быть реконструировано поле водности, зависит от уровня погрешности измерений. ширины главного лепестка ДНА, отношения числа лучей визирования к числу элементов поля, а также от максимального значения водности в рассматриваемом сечении облака.

На рис. 6.33 показаны значения СКП реконструкции поля водности, зависит от уровня погрешности измерений, ширины главк числу элементов поля для типичных значений шума приемника (0,2 К), ширины главного лепестка ДНА (2,5°) и флуктуаций температуры и влажности (соответственно от 1 °С и 1 г/м³ в подоблачном слое до нуля в холодном сухом воздухе над вершиной облака).

Из большого количества численных экспериментов авторы [240] делают вывод о том, что практический предел пространственного разрешения, который может быть достигнут в рассматриваемом методе составляет 200 м. Погрешность восстановления водности равна 0,1—0,3 г/м³ для облаков с максимальной водностью от 1 до 3 г/м³. При этом необходимым для процесса реконструкции поля водности является определение значений температуры и влажности воздуха в окружающей облако среде с точностью 1 °C и 1 ‰ соответственно.

К сожалению, сама процедура обращения радиометрических данных в работах [239, 240] не описывается. Авторами настоящей монографии рассмотрена аналогичная задача восстановления полей водности в конвективных облаках [7]. Для этой цели была предложена модифицированная итерационная методика, основанная на широко известных в вычислительной томографии алгебраических алгоритмах реконструкции. Суть этой методики заключается в следующем.

Используется уже рассмотренная ранее схема регистрации данных двумя радиотеплолокаторами, расположенными на поверхности Земли. Сканирование ведется от горизонта к зениту через равные углы. Сигнал радиометра, регистрируемый для каждого из направлений сканирования, содержит информацию о водозапасе облака в данном направлении W_h . Процедура перехода от антенного контраста облака к его водозапасу рассмотрена нами в п. 6.4. Таким образом, в результате сканирования получаем набор значений водозапаса облака в различных направлениях:

$$W_k = \int_{L_k} w(l) dl, \ k = 1, 2..., K,$$
 (6.32)

где L_k — длина k-го луча в пределах облака, K — суммарное число лучей. Задача заключается в том, чтобы по этим значениям восстановить распределение водности в вертикальном сечении облака.

Представим рассматриваемую задачу в дискретной форме, введя в интересующей нас области декартову сетку квадратных элементов. Пронумеруем ячейки. Будем считать, что значение водности внутри ячейки есть величина постоянная. В этом случае водозапас в k-м направлении описывается выражением

 $\boldsymbol{W}_{k} = \sum \boldsymbol{w}_{i, j} \boldsymbol{S}_{i, j, k},$ (6.33)Завачи ПМВВТ Длина вслны, см. СХВМЫ 11 Восстановление палей: • температура безоб – 0,25 или 0,5 Τροποπαύβά лачной атмосферы 0.164 - или 1.35 • Влажность Безоблачной атмосферы 0,8 u 1,35 • влажность атмос феры и воднооть слоиствобразных облаков СВЧ-радиометры 2.1 2. Восстановление полей водности в кучевых облаках : • стадия зарождения 0,2 или 0,3 • Cu hum. 0,3 · Cu med. 0,8 Cu cond. Суша, море (с судов) 3.1 3: Восстановление полей Несколько длин волн водности малкокапельиз виапазона 3-5 см ной части облака и (возможно применение То же, что на схеме 2.1 интенсивности дождя пассивно -активных вля-кучево-дожвевых равиолокационных 06.7ak08. методов с поляризационной селекцией CURNAROS)

Рис. 6.31. Возможные задачи пассивной микроволновой вычислитель-

где *i*, *j* — индексы нумерации ячеек; *w_i*, *j* — водность в ячейке *i*, *j*; *S_i*, *j*, *k* — путь *k*-го луча в ячейке *i*, *j*. Суммирование ведется по всем *i* н *j*, причем если *k*-й луч не пересекает ячейку *i*, *j*, то *S_i*, *j*, *k*=0. В итоге получим большую, сильно разреженную систему ли-

нейных уравнений, в общем случае несовместную састему иннейных уравнений, в общем случае несовместную. Для ее решения нами предложен, как уже отмечалось, алгоритм [7], являющийся модификацией одного из наиболее простых алгоритмов ВТ — алгебраического алгоритма реконструкции (ART) [172].

Этот алгоритм позволяет восстанавливать внутреннюю структуру объектов в условиях недостаточности данных. Несмотря на меньшее быстродействие, он дает изображение, не уступающее по качеству изображения, полученному аналитическими методами при условии полного набора проекций [176].



ной томографии (ПМВВТ) и схемы регистрации данных.

В нашем итерационном алгоритме начальное распределение водности $w_{i,j}^0$ задается путем простого статистического осреднения с весом:

$$w_{i, j}^{0} = \frac{\sum_{k=1}^{K} \frac{W_{k}}{L_{k}} S_{i, j, k}}{\sum_{k=1}^{K} S_{i, j, k}}.$$

(6.34)

Затем выполняется итерационный процесс:	e. ?
$\boldsymbol{W}_{k}^{q} = \sum_{i,j}^{l} \boldsymbol{w}_{i,j}^{q-1} \boldsymbol{S}_{i,j,k},$	(6.35)
$\Delta W_k^q = (W_k - W_k^q) = \sum_{i,j}^{l_j - j} \Delta w_{i,j,k} S_{i,j,k},$	(6.36)
$\Delta w_{i, j, k}^{q} = \frac{\Delta W_{k}^{q} S_{i, j, k}}{\sum_{i, j}^{I, I} (S_{i, j, k})^{2}},$	(6.37)
$\Delta w_{i,j}^q = \frac{1}{M_{i,j}} \sum_{k=1}^K \Delta w_{i,j,k}^q,$	(6.38)
$\boldsymbol{w}_{i, l}^{q} = \boldsymbol{w}_{i, l}^{q-1} + \Delta \boldsymbol{w}_{i, l}^{q},$	(6.39)
q = q + 1	(6.40)
и т. д. Здесь $M_{i,j}$ число лучей, пересекающих <i>i</i> , <i>j</i> -ю ячей номер итерации. Итерационный процесс идет до тех пор	ку, <i>q</i> —), пока
Величина $\sum (AWq)^2$ не постигнет значения спучайных	IIIVMOB

в исходных данных о W_k или пока эта величина не прекратит уменьшаться, т. е. до выполнения соотношения

(6.41)

$$\frac{\sum_{k=1}^{K} (\Delta W_k^q)^2}{\sum_{k=1}^{K} (\Delta W_k^{q-1})^2} \ge 0.99.$$

Таким образом, в предложенном алгоритме, в отличие от классического ART, коррекция $w_{i,j}$ производится на каждом шаге итерационного процесса только после того, как определены поправки для всех ячеек. Кроме того, в отличие от ART, при использовании которого на одном шаге обрабатывается только один путь, в данном алгоритме все пути обрабатываются одновременно.

Погрешность восстановления & определяется следующим образом:

$$b = \frac{\sum_{i,j}^{l, f} (w_{i,j} - w_{i,j})^2}{\sum_{i,j}^{l, f} (w_{i,j} - w_{i,j}^0)^2}, \qquad (6.42)$$

где $w_{i,j}$ — точное (заданное) значение водности в *i*, *j*-й ячейке; $\widehat{w}_{i,j}$ — оценка, полученная в результате расчетов. При $\widehat{w}_{i,j} = w_{i,j}^0$ $\delta'=1$, а по мере приближения восстанавливаемого поля к исходному $\delta \to 0$.

В рассматриваемых численных экспериментах облако задавалось в виде центрального ядра с высоким содержанием жидкой влаги, окруженного слоями с уменьшающейся к периферии водностью. Для повышения точности восстановления поля водности



Рис. 6.32. Исходное поле водности облака (a), восстановленное поле (б) и поле погрешности восстановления (в) (по Уорнеру, Дрэйку и Снайдеру [240]). Изоливии водности облака — в г/м³; среднеквадратическая погрешность восстановления – 0,09 г/м³.



Рис. 6.33. Зависимость среднеквадратической погрешности восстановления водности от от отношения *п* числа лучей к числу элеменгов поля (максямадьная водность облака 2,5 г/м³; шум приемника 0,2 К) (по Уорнеру, Дрэйку и Снайдеру [240]).

вместо коррекции по формуле (6.38) использовалась весовая коррекция:

$$\Delta w_{l,\ l}^{q} = \left(\sum_{k=1}^{K} \frac{\Delta w_{l,\ l,\ k}}{N_{k}^{4}} \right) \left(\sum_{k=1}^{K} \frac{\text{sign}\left(S_{l,\ l,\ k}\right)}{N_{k}^{4}} \right), \quad (6.43)$$

где N_h — число ячеек, через которые проходит k-й луч. Схема такой коррекции установлена путем численного экспериментирования [49]. Ее введение обусловлено необходимостью увеличить вклад более коротких (а следовательно, и более информативных) лучей.

В ходе экспериментов в исходные данные аддитивным способом вводился равномерно распределенный шум. Уровень шума варьировался. При этом выяснилось, что при введении шума погрешность, рассчитанная по формуле (6.42), расходится.

Для обеспечения сходимости алгоритма при наличии шумов проводилось сглаживание локальных значений по схеме, предложенной в [172]. Пусть w_1, w_2, \ldots, w_9 — водность в некоторой ячейке и ее окрестности, как это следует из матрицы

$$\begin{bmatrix} \boldsymbol{w}_6 & \boldsymbol{w}_2 & \boldsymbol{w}_7 \\ \boldsymbol{w}_3 & \boldsymbol{w}_1 & \boldsymbol{w}_4 \\ \boldsymbol{w}_8 & \boldsymbol{w}_5 & \boldsymbol{w}_9 \end{bmatrix}.$$

Пусть далее t, v_1 , v_2 , v_3 — вещественные неотрицательные величины, называемые пороговым значением (t) и сглаживающими весовыми коэффициентами соответственно. После селективного сглаживания водность в этой ячейке будет равна

$$\tilde{w}_{1} = \frac{v_{1}w_{1} + v_{2}\sum_{l=2}^{5}f_{l}w_{l} + v_{3}\sum_{l=6}^{9}f_{l}w_{l}}{v_{1} + v_{2}\sum_{l=2}^{5}f_{l} + v_{3}\sum_{l=6}^{9}f_{l}}$$

где

 $f_{l} = \begin{cases} 1, & \text{при } |w_{l} - w_{1}| \leq t, \\ 0, & \text{при остальных } w_{l}. \end{cases}$

(6.45)

(6.44)

Если ячейка находится на краю сетки (и поэтому какие-то w_l могут быть не определены), то мы полагаем $f_l = 0$ для соответствующих значений *l*. В численных экспериментах нами были приняты значения $v_1 = 9$, $v_2 = 4$, $v_3 = 1$, а значение *t* варьировалось.

На рис. 6.34 для примера приведены результаты одной из серий численных экспериментов. На рис. 34 *а* приведено исходное поле водности облака, а на рис. $34 \, \delta$ — реконструированное после 15 итераций при 700 лучах. В данной серии вводился равномерно распределенный шум, составляющий 0 ± 30 % от идеальных данных. Из сравнения таблиц видно, что даже при таком достаточно высоком уровне шума наличие облака хорошо идентифицируется в реконструкции. Погрешность восстановления δ по всему полю составляет 0,04 г/м³. Сходимость итерационного процесса продемонстрирована на рис. 6.35.

В заключение рассмотрим некоторые результаты натурных испытаний предложенного выше метода восстановления полей водности в конвективных облаках. Эти испытания пока что единичны. В работе [240] приведены результаты ограниченной серии натурных экспериментов. В них были использованы два двухканальных радиометра типа тех, что описаны в [204]. Для восстановления поля водности использовался лишь один канал на $\lambda =$ =0,95 см. Радиометры были установлены на расстоянии 8 км друг от друга. Скорость сканирования антенн от зенита к горизонту составляла 20 оборотов в минуту. РЯТ рассчитывалась через каждые 1,3° со временем интегрирования 1 с. Поле, внутри которого осуществлялась реконструкция, было ограничено 64 элементами с размерами от 800 до 1000 м. Ожидаемая СКП реконa — ислодное поле водности облака (г/и³), 6 — восстановленное поле водности (г/и⁴); t=0,05.

Рис. 6.34. Результаты численного эксперимента 0.000 0.000 0.000 0.000 000 0.000 0.000 0.00 0.000 0.000 0.000 0.000 0:000 0,000 000,00 0.000 0.000 0.000 000 0.000 0.000 0.000 000 0,000 0,000 8 000 0.000 0.000 0:00 0,000 0.000 0.00 0.00 000 0.000 0.00 0.00 0.00 0.000 0.00 0.00 0.00 0,000 0.000 0,000 0.000 0.000 000 0.000 0,000 0.000 0.000 00.003 0.001 0.011 0.00 0000 0,000 000 0,000 0.00 0.00 0.00 0.000 0.00 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.00 0.00 0.00 0.00 0,000 0.00 0.00 0.00 0.000 0.00 0:116 [0.II3 0.120 0.1140,114 0.00 0.000 0.000 0.112 0,122 0:111 0:00 0.00 0.125 0.125 0.125 8 0,000 0,125 0.125 0.000 0,00 0.000 0.30 0.283 0.000 0.000 0.00 0.130 0.304 0.289 0.269 0.259 0.128 0,00 0.00 0.000 0.125 0.250 0.250 0.250 0.250 0,250 0.250 0.125 0.000 0.000 0.00 C.00 0.00 0.00 0.513 0.125 0.524 0.500 0.500 0,000 0.300 0.529 0.512 0.256 0.500 0,500 0.250 0,000 0.00 0.00 0.08 0.00 0,00 0,250 0.000 0.00 0.00 0.124 0.124 0.125 12.0.0 6.873 0.000 0.000 0.00 0.500 0.259 0.000 0.000 0.000 0.500 1.000 0,500 0.000 0.285 0.532 0.117 0.000 0.125 0.250 0.250 0.125 0.000 0.00 0.000 0.113 0.00 0.487 0,000 0.877 0.000 0.250 0.000 0.000 0,000 0.290 0.876 0.266 0.115 0,000 0.000 0.125 0.250 0.500 0.125 0.000 0.000 0.103 0.000 0.00 1.000 1.000 0.000 0.503 0.529 0.490 0,000 0,500 0,000 0.001 0,00 0.107 0.534 0.267 0.00 с. 8 0.00 0.000 0.250 0.500 0.500 0,500 0.250 0,00 0.296 0.121 0.000 0.125 0.125 0.000 0.000 0.250 0.250 0.300 0.274 0.259 0.263 0.266 0.128 0.00 0.250 0.250 0.250 0.125 0.000 0.000 0.000 0.000 0,000 0, 00 0.125 0.000 0.001 0.00I 0.122 0.301 0,000 0.250 0.00 0.092 0.130 0.000 0.000 0.125 0.118 0.102 0.118 0.000 0.125 0.125 0,000 0.107 0.094 0.00 0.125 0.125 0,000 0.000 0.000 0.124 0,00 0.125 0.125 0.00 0.88 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0,000 0.000 0,000 0.000 0.000 0,000 0,000 0.000 0.00 0.000 0.000 0.000 0.00 0.000 0.00 0.00 0.000 0.00 0.000 0,000 0.000 000 0,000 0.000 0,000 0.00 0.000 0,000 0.00 0.000 0.00 0.08 ð. 80 0,000 0.80 0.000 0;000 0.000 0,000 0.00 0,000 0.000 0,00 0.00 0.00 0,000 0.000 000 0.000 0.000 0.000 0.000 0,000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.00 0,000 0,00 0.000 0,000 0.000 0,000 0,000 0,000 0.000 0.000 0.000 0,000 0,000 0.000 0,000 0.000 0,000 0.000

струкции составляла приблизительно 0,3 г/м³ для облака, водность которого равнялась 2,5 г/м⁸.

На рис. 6.36 приведен пример экспериментально реконструированного поля водности. К сожалению, в этих экспериментах [240]

8

0,6

0,4



Рис. 6.35. Сходимость итерационного процесса.

4) без шума, без сглаживания; 2) шум ±30 %, без сглаживания; 3) щум ±30 %, со сглаживанием; 4) шум ±30 %, со сглаживанием; 4) шум ±30 %, со сглаживанием, 200 м. По осн абсинсс отложен номер итерации.

не было возможности сравнить восстановленные значения водности с данными самолетных измерений.

Исходя из работ [7, 239, 240] можно сделать предварительные выводы о возможностях применения ПМВВТ для восстановления полей водности в облаках. Они сводятся к следующему.

1. Распределение водности в вертикальном сечении облака, расположенного между двумя наземными сканирующими радиометрами, может быть в принципе восстановлено с помощью обращения данных СВЧ радиометрических измерений.

2. Погрешность восстановления растет с увеличением уровня шумов приемника, с ростом максимального значения водности

в облаке. С увеличением числа лучей визирования погрешность уменьшается сначала быстро, а затем значительно медленней.

3. Пространственное разрешение метода составляет несколько сотен метров. Для его увеличения требуется соответствующее увеличение числа лучей визирования. Если время сканирования фиксировано, то уровень шумов приемника будет прямо пропорционален корню квадратному из числа лучей. Таким образом, пространственное разрешение и уровень шума (а следовательно, и точность реконструкции) оказываются при фиксированном времени сканирования непосредственно связанными.



Рис. 6.36. Экспериментально восстановленное поле водности (г/м³) небольшого недождевого облака по данным, полученным в Боулдере, Колорадо, США (по Уорнеру, Дрэйку и Снайдеру [240]).

Минимальное значение водности 0,2 г/м³; далее изолинии соответствуют значениям 0,4; 0,8; 1,2 г/м³ (и т. д.).

4. Время сканирования на практике составляет несколько минут. Поэтому метод не применим к тем случаям, когда облако быстро развивается или быстро движется относительно радиотеплолокаторов.

Основным и важнейшим результатом первых работ по методам ПМВВТ атмосферы является вывод о перспективности этих методов для восстановления полей водности в конвективных облаках, да и для решения ряда других задач, рассмотренных выше.

Глава 7. Многопараметрические задачи радиотеплолокационного определения параметров атмосферы и водной поверхности с борта летательных аппаратов

Как уже отмечалось, развитие теории и практики СВЧ радиометрического зондирования окружающей среды продемонстрировало возможность и перспективность определения по измеренным характеристикам уходящего радиотеплового излучения таких важных метеорологических параметров, как влагозапас атмосферы, водозапас слоистообразных облаков и средняя (эффективная) интенсивность (или водозапас) осадков. Возможность определения этих параметров влагосодержания атмосферы связана с наличием в коротковолновой части микроволнового диапазона ($\lambda \leq 1, 6... 2$ см) заметного поглощения излучения жидкокапельной фракцией воды в атмосфере и резонансных линий поглощения водяного пара ($\lambda = 0, 164$ см, $\lambda = 1, 35$ см).

Отметим, что наиболее перспективно определение указанных параметров при радиотеплолокационных измерениях над акваториями. Это объясняется сравнительно низким коэффициентом излучения водной поверхности (по сравнению с поверхностью суши) и ее достаточной однородностью. Контрасты радиояркостных температур, обусловленные наличием дождевых облаков, могут достигать в этом случае 100 К в диапазоне длин волн 0,6— 2 см.

Эффективность радиотеплолокационного обнаружения протяженных очагов осадков при зондировании над морем составляет 80—90 %, а над сушей не превосходит 60 % при сильных дождях и 40 % — при умеренных и слабых дождях [64]. Здесь необходимо также отметить, что разрешающая способность радиотеплолокаторов при зондировании из космоса составляет в настоящее время 10—40 км (в зависимости от длины волны излучения). Вследствие этого в результате решения обратной задачи получается пространственно осредненная информация об облаках и осадках. Поэтому при зондировании неоднородных в пределах пятна разрешения радиотеплолокатора полей облаков и осадков для повышения точности определения искомых параметров необходимо учитывать априорную информацию о геометрической структуре этих полей.

В то же время, микроволновый диапазон достаточно прозрачен при $\lambda > 2$ см. Это позволяет определять параметры подстилающей поверхности. В случае зондирования над акваториями можно получать информацию о температуре поверхностного водного слоя и о скорости приводного ветра, от которой зависят геометрия поверхности и доля ее покрытия пенными образованиями, а следовательно, и коэффициент излучения указанной поверхности.

В связи с тем, что уходящее РТИ формируется как поверхностью, так и атмосферой, радиотеплолокационное определение влаго- и водозапаса последней практически невозможно без одновременной оценки параметров подстилающей поверхности, от которых зависит ее коэффициент излучения. Отсюда следует вывод, что основной особенностью спутниковых микроволновых измерений является их комплексность, выражающаяся в необходимости постановки и решения многопараметрических обратных задач. В настоящей главе рассмотрено решение таких задач при зондировании над водной поверхностью. Так как ее коэффициент излучения определяется в основном температурой и приводным ветром (волнение, пена), основное внимание уделено нами решению *пятипараметрической задачи* одновременного определения Q, W, I_2 . T_{π} и V_{π} .

7.1. Краткий обзор подходов к решению обратных задач определения влагосодержания атмосферы и параметров водной поверхности по результатам измерений характеристик уходящего радиотеплового излучения

Существует несколько подходов к решению обратных задач определения перечисленных выше параметров атмосферы и океана по измерению характеристик уходящего РТИ. Один из подходов основан на корреляционных связях измеряемых (радиационных) и исследуемых (метеорологических) параметров. Чаще всего измеряется радиояркостная температура уходящего РТИ в различных участках спектра. Характеристики отмеченных корреляционных связей (соответствующие коэффициенты регрессии) получают обычно в результате совместной статистической обработки большого количества данных прямых измерений искомых параметров атмосферы и поверхности океана и данных расчетов радиояркостных температур, соответствующих этим параметрам, либо данных непосредственных спутниковых измерений. Иногда в многомерных регрессионных методиках коэффициенты регрессии получают в результате обработки данных модельных расчетов характеристик РТИ для задаваемого априорно большого набора (порядка нескольких тысяч) сочетаний определяемых параметров, охватывающего весь диапазон их естественных вариаций.

В настоящее время часто используются уравнения регрессии, линейно связывающие радиояркостную температуру РТИ со значениями исследуемых параметров. В случае большой оптической толщины атмосферы наблюдается эффект насыщения T_n , поэтому иногда применяют уравнения регрессии, в которых линейно связаны искомые параметры и величины типа $\ln (T_{n \max} - T_n)$ (здесь $T_{n \max}$ — максимальная РЯТ на данной длине волны в области насыщения).

Как правило, для расчетов характеристик РТИ рассеянием радиотеплового излучения пренебрегают либо учитывают приближенно. Это связано с тем, что полное уравнение переноса является интегродифференциальным и его численное решение вызывает известные трудности. Однако пренебрежение рассеянием излучения является неправомочным при рассмотрении переноса РТИ в осадках. Поэтому в случае осадков регрессионные методики определения искомых параметров, основанные на прямых расчетах РТИ, в которых рассеяние излучения учитывалось приближенно (или не учитывалось вообще), могут давать систематическую погрешность.

В нашей стране регрессионные методики развиты, например, в работах [5, 53—59]. В работах группы Е. П. Домбковской разработаны регрессионные методики определения искомых параметров применительно к зондированию на традиционных длинах волн микроволнового диапазона (таких, как $\lambda = 0.8$; 1,6; 3,2 см и т. д.), т. е. на стандартных и кратных им длинах волн радиолокаторов, а также на $\lambda = 1.35$ см (резонансная линия поглощения водяного пара в атмосфере).

В работе [53] предлагаются регрессионные соотношения, связывающие РЯТ уходящего РТИ на длине волны 0,8 см и водозапас облаков W (кг/м²). Для достаточно мощных фронтальных облаков уравнение регрессии имеет вид

$$W = 0.0174T_{g}(0.8 \text{ cm}) - 0.2622,$$

а коэффициент корреляции r равен 0,92. Для облаков типа St и Sc мощностью $\Delta z > 250$ м уравнение регрессии имеет вид

$$W = 0,0089T_{g}(0,8 \text{ cm}) - 0,124$$

при r=0,72. Для тонких слоистообразных облаков соответствующий коэффициент корреляции слишком низок ($r \approx 0,43$). Это объясняется тем, что в облачной атмосфере, водозапас которой мал, РТИ на длине волны $\lambda=0,8$ см зависит уже не только от W, но и существенным образом от температуры поверхности океана и особенно от влагозапаса атмосферы.

Чтобы учесть влияние Q в [53] предлагаются и уравнения регрессии, связывающие W и разность РЯТ на длинах волн 0,8 и 1,6 см ($\Delta T_{\rm R}(0,8-1,6$ см)). На этих длинах волн коэффициент поглощения микроволнового излучения водяным паром приблизительно одинаков, и поэтому величина $\Delta T_{\rm R}(0,8-1,6$ см) должна слабо зависеть от влагозапаса. В этом случае уравнения регрессии имеют следующий вид:

для Ns

$$W = 0.0344 \Delta T_{\pi} (0.8 - 1.6 \text{ cm}) - 0.08405,$$

для St и Sc

 $W = 0.0219 \Delta T_{\rm g} (0.8 - 1.6 \text{ cm}) - 0.04555$

и соответствующие коэффициенты корреляции больше, чем при использовании только $T_{\pi}(0.8 \text{ см})$ (r=0.93 для Ns и r=0.82 для St, Sc).

Отметим, что приведенные выше уравнения регрессии относятся к зондированию в надир и получены из расчетов характеристик РТИ в приближении «чистого поглощения» на основе боль-

(7.2)

(7.3)

(7.1)

шого количества результатов радиозондирования с судов погоды в Северной Атлантике. Относительная погрешность определения W по $T_{\pi}(0,8 \text{ см})$ в 58 % случаев не превосходит 20 % (а по $T_{\pi}(0,8-1,6 \text{ см})$ — уже в 65 % случаев).

Радиояркостная температура уходящего РТИ на длине волны 1,35 см несет информацию о влагозапасе атмосферы Q. В работе [54] на основании статистической обработки результатов модельных расчетов по данным радиозондирования предложены следующие регрессионные соотношения для определения Q (кг/м²):

при безоблачной атмосфере (r = 0.96)

$$Q = 0,55T_{\mathfrak{s}}(1,35) - 6,96,$$

при St, Sc, $\Delta z \leq 250$ м (r = 0.93) $Q = 0.0525T_{\pi}(1.35) - 6.67$,

при St, Sc, $\Delta z > 250$ м (r = 0.89)

 $Q = 0,042T_{s}(1,35) - 5,19,$

при Ns (r=0,88)

$$Q = 0.043T_{\rm g}(1.35) - 5.48.$$

(7.4)

Средняя относительная погрешность определения Q составляет при этом 15—20 %. Однако при наличии облачности значение T_{π} (1,35 см) чувствительно также и к водозапасу. Поэтому в дальнейшем в [59] была разработана регрессионная методика определения влагозапаса атмосферы по разности РЯТ на длинах волн 1,35 и 1,6 см (ΔT_{π} (1,35—1,6 см)). Эта разность менее чувствительна к характеристикам облачности. В [59] приведены соответствующие номограммы для определения Q, а также для идентификации типа облачности и наличия осадков по измерениям РТИ на трех длинах волн (0,8; 1,35; 1,6 см).

В работе [151] для компенсации влияния облачности и подстилающей поверхности при определении влагозапаса атмосферы предлагается использовать разность измерений РЯТ на двух близких длинах волн: в центре линии поглощения водяного пара ($\lambda_1 = = 1,35$ см) и на ее склоне ($\lambda_2 = 1,45$ см). Этим самым влияние побочных факторов компенсируется более полно, чем при использовании $\lambda_1 = 1,35$ см и $\lambda_2 = 1,6$ см, поскольку РТИ облаков и подстилающей поверхности имеет гораздо менее выраженный спектральный ход, чем РТИ водяного пара вблизи его линии поглощения. Соответствующее уравнение регрессии выглядит следующим образом:

$$\Delta T_{g}(1,35 - 1,447) = 6,48Q - 0,438Q^{2} + 1,89.$$
(7.5)

Точность определения Q по сравнению с одночастотным методом, по мнению авторов [151], улучшается в 2—3 раза.

Попытка найти линейное уравнение, связывающее РЯТ со скоростью приводного ветра V_{π} (м/с), предпринята в работе [103]. При обработке экспериментальных данных экспедиции «Беринг» были получены следующие выражения (для угла визирования 38° от направления в надир):

 $T_{\pi\nu} (0,8 \text{ cm}) = 0,871V_{\pi} + 150,$ $T_{\pi h} (0,8 \text{ cm}) = 1,456V_{\pi} + 114,$ $T_{\pi \nu} (2,8 \text{ cm}) = 0,425V_{\pi} + 135,$ $T_{\pi h} (2,8 \text{ cm}) = 0,4V_{\pi} + 94.$

Очевидно, что в случае облачной атмосферы для определения скорости приводного ветра предпочтительнее использовать диапазон $\lambda = 1, 5...3$ см. Это связано с тем, что при $\lambda = 0, 6...1, 5$ см основное влияние на РТИ системы океан—атмосфера оказывают облачность, осадки и водяной пар, а при $\lambda > 3$ см влияние $V_{\rm m}$ проявляется уже достаточно слабо. Из вышесказанного также следует, что подходящие длины волн для определения температуры водной поверхности должны находиться в диапазоне $\lambda > 3$ см. В работе [54] найдена корреляционная связь между температурой поверхности океана $T_{\rm m}$ и РЯТ уходящего РТИ в надире на длине волны 8,5 см. Коэффициенты корреляции оказались достаточно большими для всех типов облачности ($r \ge 0,95$). Соответствующие уравнения регрессии выглядят следующим образом:

при безоблачной атмосфере

 $T_{\pi} = 2,73T_{\pi} (8,5 \text{ cm}) + 2,38,$

при St, Sc, $\Delta z \leqslant 250$ м

 $T_{\pi} = 2,71T_{g}(8,5 \text{ cm}) + 4,02,$

при St, Sc, $\Delta z > 250$ м

 $T_{\pi} = 2,64T_{\pi}(8,5 \text{ cm}) + 10,83,$

при Ns

 $T_{\pi} = 2,70T_{\pi}(8,5 \text{ cm}) + 4,19.$

Для получения этих уравнений использовались также расчеты РТИ системы океан—атмосфера на основе данных радиозондирования и метеонаблюдений с судов погоды. Средняя погрешность определения температуры поверхности приведенными регрессионными методиками, по оценке [54], не превосходит 0,5 К, максимальная 1,5 К.

Для интерпретации данных поляризационных измерений уходящего РТИ на спутнике «Метеор» (угол от надира равен 35°, $\lambda = 0.8$ см) в [55, 58] были разработаны методики оценки синоптической ситуации (тип облачности, наличие или отсутствие осадков). Получены регрессионные соотношения для определения Q и W:

 $Q = 0,16T_{sh} (0.8 \text{ cm}) - 23,$ $W = 0,018T_{sh} (0.8 \text{ cm}) - 2,78.$ (7.6)

(7.7)

Наличие: осадков идентифицируется при $\Delta T_n = T_{nv}(0,8 \text{ см}) - T_{nh}(0,8 \text{ см}) \ge 22 \text{ K}$. Вообще дистанционное зондирование осадков по уходящему РТИ вызывает трудности, поскольку в этом случае при рассмотрении задачи переноса РТИ необходимо учитывать рассеяние излучения. На основании приближенного учета рассеяния лишь в ослаблении излучения в работах [56, 57] разработаны методики оценки факта наличия жидких осадков и их классификации по трем группам; приведены соответствующие номограммы.

В работе [6] на основании обработки реальных спутниковых данных с ИСЗ «Метеор» делается вывод о том, что погрешность определения влагозапаса атмосферы регрессионными методиками при безоблачной атмосфере составляет 10—15 %, а при мощной облачности и осадках — 30—40 %. Погрешности определения W составляют 30—50 %.

В работах американских авторов обычно применяются многомерные регрессионные соотношения, связывающие между собой значения искомых метеопараметров и измеренных РЯТ уходящего РТИ системы океан—атмосфера в различных каналах зондирования. В работе [248] предлагается регрессионная методика определения параметров Q, W и V_{π} по результатам измерений на пяти каналах: $\lambda_1 = 0.96$ см; $\lambda_2 = 1.35$ см; $\lambda_3 = 1.55$ см; $\lambda_4 = 2.8$ см (вертикальная поляризация); $\lambda_5 = 2.8$ см (горизонтальная поляризация) (угол от надира равен 38°). Соответствующие уравнения регрессии имеют вид

 $T_{\mathfrak{s}}(\lambda_i) = A_i + B_i Q + C_i W + D_i (V_{\mathfrak{n}} - V_{\mathfrak{n}_0}); \quad i = 1, 2, \dots, 5.$ (7.9)

Здесь V_{π_0} — граничная скорость приводного ветра, при которой появляются пенные образования и РТИ поверхности океана начинает заметно зависеть от величины V; она составляет 7 м/с.

Искомые параметры получаются в результате обращения пяти уравнений (7.9) методом наименьших квадратов. Коэффициенты A_i, B_i, C_i, D_i (i=1, 2, ..., 5) найдены в результате статистической обработки на ЭВМ данных советско-американского эксперимента «Беринг». Их значения приведены в [248]. Средние погрешности определения искомых параметров в эксперименте «Беринг», по оценкам авторов [248], составляют 0,05 кг/м² для W, 2 кг/м² для Q, 1,4 м/с для V_{π} . При зондировании на трех каналах (исключая поляризационные измерения на $\lambda=2,8$ см) соответствующие погрешности возрастают ($\Delta W=0,1$ кг/м², $\Delta Q=3$ кг/м², $\Delta V_{\pi}=$ =4,5 м/с).

В работе [227] для аппаратуры, установленной на спутнике «Нимбус-5» ($\lambda_1 = 0.96$ см, $\lambda_2 = 1.35$ см, наблюдения в надир), разработаны регрессионные соотношения для определения водозапаса W (кг/м²) облаков и влагозапаса Q (г/см²) атмосферы. Они имеют следующий вид:

$$Q = -4,03 + 0,0841T_{\pi}(1,35) - 0,0515T_{\pi}(0,96),$$

$$W = -0,404 - 1,54 \cdot 10^{-3}T_{\pi}(1,35) + 4,09 \cdot 10^{-3}T_{\pi}(0,96).$$
(7.10)

Соответствующие выражения были получены в результате многомерного регрессионного анализа по данным теоретических расчетов РЯТ уходящего РТИ для 150 случаев аэрологического зондирования атмосферы.

В конце 70-х годов в США был создан сканирующий многоканальный микроволновый радиометр (СММР), с помощью которого можно проводить поляризационные измерения РТИ на пяти длинах волн: $\lambda_1 = 0.81$ см, $\lambda_2 = 1.43$ см, $\lambda_3 = 1.67$ см, $\lambda_4 = 2.8$ см, $\lambda_5 = 4.55$ см. Сканирование антенного луча по конусу обеспечивает постоянный угол визирования поверхности, равный 49°. СММР был установлен на спутнике «Сисат». В [247] разработана многомерная регрессионная методика определения искомых параметров системы океан—атмосфера (Q, W, V_{Π}, T_{Π}) по измерениям уходящего РТИ комплексом СММР.

Полученный регрессионный алгоритм основан на модельных расчетах РЯТ для 7290 различных вариантов модели системы океан—атмосфера, охватывающих весь диапазон естественного изменения всех основных метеорологических параметров. Заметим, что в этом случае не используются реально измеренные параметры, как это делалось в описанных выше методиках. Скорость приводного ветра в рассмотренных моделях варьировалась в диапазоне 1—38 м/с, температура поверхности океана — в диапазоне 271—299 К, влагозапас атмосферы — в диапазоне 2—67 кг/м², а водозапас облаков — в диапазоне 0—0,8 кг/м².

Уравнения многомерной регрессии из [247] для длин волн λ_i (*i*=1, 2, 3) линейны относительно функции $F(T_R) = \ln (280 - T_R)$. Таким образом учитывается эффект насыщения РЯТ уходящего РТИ для оптически плотной атмосферы. Уравнение регрессии для первой итерации выглядит следующим образом:

$$V_{\pi}^{*} = -465,3 + 0,6216T_{gv}(\lambda_{4}) + 0,2873T_{gh}(\lambda_{4}) + 0$$

 $+ 168,7 \ln (280 - T_{gv} (\lambda_3)) - 86,31 \ln (280 - T_{gh} (\lambda_3)) +$

+ 15,84 ln $(280 - T_{\pi\nu}(\lambda_2))$ - 37,18 ln $(280 - T_{\pi h}(\lambda_2))$ + 2,3570. (7.11)

Здесь V_{π}^* выражено в м/с, θ — угол, отсчитываемый от надира. Если в результате этой итерации скорость приводного ветра V_{π}^* окажется меньше 7 м/с, то окончательное ее значение находится из выражения

$$V_{\pi} = -523.9 + 0.2229T_{\pi\nu}(\lambda_4) + 0.6056T_{\pi\hbar}(\lambda_4) + 0.6056T$$

 $+ 130.3 \ln (280 - T_{gv} (\lambda_3)) - 39,19 \ln (280 - T_{gh} (\lambda_3)) +$

+ 10,24 ln $(280 - T_{\pi v} (\lambda_2)) - 32,75 \ln (280 - T_{\pi h} (\lambda_2) + 2,9990.$ (7.12) При $V_{\pi}^* > 7$ м/с

$$V_{\pi} = -338,4 + 0,3115T_{gv}(\lambda_4) + 0,4509T_{gh}(\lambda_4) + 0$$

- $+ 151,8 \ln (280 T_{sv} (\lambda_3)) 91,12 \ln (280 T_{sh} (\lambda_3)) -$
- $-26,66 \ln \left(280 T_{gv}(\lambda_2)\right) + 12,89 \ln \left(280 T_{gh}(\lambda_2)\right) + 1,4320. \quad (7.13)$

Температура поверхности океана $T_{\pi}(K)$ при $V_{\pi} < 7$ м/с находится из соотношения

$$\begin{split} T_{\rm n} &= -149, 1 + 1,677T_{\rm gv} (\lambda_5) + 1,666T_{\rm gh} (\lambda_5) - 0,2767T_{\rm gv} (\lambda_4) - \\ &- 0,559T_{\rm gh} (\lambda_4) + 46,17 \ln \left(280 - T_{\rm gv} (\lambda_3)\right) + 3,097 \ln \left(280 - T_{\rm gh} (\lambda_3)\right) - \\ &- 0,916 \ln \left(280 - T_{\rm gv} (\lambda_2)\right) - 12,54 \ln \left(280 - T_{\rm gh} (\lambda_2)\right) - 0,585\theta, \quad (7.14) \\ &\text{а при } V_{\rm m} > 7 \text{ м/c} - \text{по формуле} \\ T_{\rm m} &= 188,9 + 3,04T_{\rm gv} (\lambda_5) - 1,188T_{\rm gh} (\lambda_5) - 0,709T_{\rm gv} (\lambda_4) + \\ &+ 0,2405T_{\rm gh} (\lambda_4) - 6,114 \ln \left(280 - T_{\rm gv} (\lambda_3)\right) + 20,37 \ln \left(280 - \\ &- T_{\rm gh} (\lambda_3)\right) - 4,003 \ln \left(280 - T_{\rm gv} (\lambda_2)\right) + \\ &+ 0,986 \ln \left(280 - T_{\rm gh} (\lambda_2)\right) - 4,735\theta. \end{split}$$

Водозапас облаков W (мг/см²) вне зависимости от величины V_{π} определяется из выражения

$$\begin{split} W &= 246, 1 - 51,72 \ln \left(280 - T_{\mathfrak{gv}} (\lambda_3) \right) + 134,4 \ln \left(280 - T_{\mathfrak{gh}} (\lambda_3) \right) + \\ &+ 46,14 \ln \left(280 - T_{\mathfrak{gv}} (\lambda_2) \right) + 24,95 \ln \left(280 - T_{\mathfrak{gh}} (\lambda_2) \right) - \\ &- 155,5 \ln \left(280 - T_{\mathfrak{gv}} (\lambda_1) \right) - 36,63 \ln \left(280 - T_{\mathfrak{gh}} (\lambda_1) \right) - 3,3910. \end{split}$$
 (7.16) Влагозапас атмосферы Q (г/см²) так же вне зависимости от скорости приводного ветра находится из регрессионного соотношения

$$Q = -9,784 + 6,927 \ln (280 - T_{\pi\nu} (\lambda_3)) + 5,361 \ln (280 - T_{\pi h} (\lambda_3)) - 4,518 \ln (280 - T_{\pi \mu} (\lambda_2)) - 6,081 \ln (280 - T_{\pi h} (\lambda_2)) + 0,0390.$$
(7.17)

Большая группа методов решения обратной задачи восстановления параметров атмосферы и поверхности океана основана на обращении аналитического выражения для РЯТ относительно искомых параметров. Измерения РТИ в этом случае проводятся на нескольких длинах волн. Соответствующие выражения для РЯТ обычно записываются в приближении «чистого поглощения».

Задавая априорно эффективную температуру атмосферы, а также температуру и коэффициент излучения поверхности, можно от измеренных значений РЯТ перейти к значениям оптической толщины $\tau(\lambda)$ на соответствующих длинах волн зондирования. Такой переход изложен в главе 4. Тогда задача сводится к задачам, рассмотренным в главе 6 (определение Q и W с поверхности Земли) и основанным на линейной модели интегрального поглощения радиоволн в атмосфере (см. п. 2.6). Только в этом случае в погрешности измерений, кроме всего прочего, будут входить также и погрешности оценок (или задания) указанных выше характеристик поверхности океана.

На таком подходе основано большое число методов решения рассматриваемой обратной задачи, в частности изложенных в [12, 118]. Очевидно, что один из каналов зондирования должен находиться вблизи максимума линии поглощения водяного пара ($\lambda = -1,35$ см), еще один — в области сильного поглощения радиоизлучения жидкокапельной фракцией воды в атмосфере ($\lambda \approx 0,6...$ 1,2 см).

Если в рассмотренном выше подходе в качестве априорной используется информация о параметрах подстилающей поверхности, влияющих на общее РТИ (T_{π} и V_{π}), то в предлагаемом в работе [102] методе определения скорости приводного ветра по двухканальным измерениям в свою очередь приближенно учитывается ослабление РТИ в атмосфере.

В работе [65] предложен итерационный метод определения водозапаса облаков и влагозапаса атмосферы, основанный на численном решении уравнения переноса РТИ, записанного в интегральном виде в приближении «чистого поглощения». Метод предусматривает трехканальные измерения РТИ ($\lambda_1 = 0.8$ см, $\lambda_2 =$ =1,35 см и один длинноволновый канал, который необходим для уточнения излучательных свойств подстилающей поверхности).

Для более точного решения поставленной обратной задачи необходим, как уже отмечалось выше, весь комплекс метеорологических параметров, определяющих РТИ системы океан—атмосфера. В этом смысле перспективными являются методики определения искомых параметров, основанные на интерпретации многоканальных данных СВЧ радиометрического зондирования. Рабочие длины волн при этом должны находиться как в коротковолновой части микроволнового диапазона ($\lambda \leq 1,6$ см), так и в длинноволновой ($\lambda > 1,6$ см).

В случае интерпретации многоканальных измерений начинает сильно проявляться исходная некорректность рассматриваемой обратной задачи. Возникает необходимость применять регуляризационные методы решения. Применительно к задаче определения параметров Q, W, V_{π} и T_{π} регуляризационные методы использовались, в частности, в работах [47, 127].

Особые трудности вызывает оценка средней (эффективной) интенсивности (или водозапаса) слоя жидких осадков по СВЧ радиометрическим измерениям уходящего РТИ. Это связано с тем, что при рассмотрении переноса РТИ в осадках необходимо учитывать многократное рассеяние излучения.

В настоящее время существует несколько методов определения метеопараметров водной поверхности и атмосферы, включая осадки, в которых в той или иной степени учитывается рассеяние излучения [56, 57, 95, 207, 249].

Ниже мы более подробно рассмотрим регуляризационный метод решения обратной задачи одновременного определения водозапаса слоистообразных облаков, влагозапаса атмосферы, средней интенсивности жидких осадков, скорости приводного ветра и температуры водной поверхности по многочастотным измерениям уходящего радиотеплового излучения. Еще раз отметим, что эффективное решение поставленной задачи возможно лишь в рамках комплексного подхода.

7.2. Регуляризационный метод определения параметров атмосферы и водной поверхности по многочастотным измерениям характеристик радиотеплового излучения

При измерениях характеристик РТИ выходной сигнал радиометра посредством калибровочных процедур пересчитывается в РЯТ излучения (T_n) . Исходя из значений T_n необходимо получить информацию об интересующих нас параметрах системы океан—атмосфера. Формализуем теперь в математическом смысле поставленную обратную задачу. Введем пятимерный вектор искомых параметров $\mathbf{X} = (x_1, x_2, ..., x_5)$, где $x_1 = W$, $x_2 = Q$, $x_3 = I_9$, $x_4 = V_{\Pi}$, $x_5 = T_{\Pi}$ и вектор измерений $\mathbf{Y} = (y_1, y_2, ..., y_{2m})$, где $y_1 =$ $= T_{\pi v}(\mathbf{X}, \lambda_1), y_2 = T_{\pi h}(\mathbf{X}, \lambda_2), y_3 = T_{\pi v}(\mathbf{X}, \lambda_2), y_4 = T_{\pi h}(\mathbf{X}, \lambda_2)$ и т. д. (v, h—вертикальная и горизонтальная поляризация соответственно). В общем случае $\mathbf{Y}, 2m$ -мерный вектор (m—число каналов зондирования), учитывающий измерения на различных поляризациях. При визировании в надир число независимых измерений РЯТ уменьшается вдвое (размерность вектора \mathbf{Y} тогда равна m).

Для РЯТ уходящего РТИ системы океан—атмосфера в приближении чистого поглощения можно записать

$$T_{\pi p}(\theta_{0}, \lambda) = T_{\pi} \varkappa_{p} (T_{\pi}, \theta_{0}, \lambda) \exp\left\{-\sec \theta_{0} \int_{0}^{h_{0}} \alpha_{\pi} (z, \lambda) dz\right\} + \\ + \int_{0}^{h_{0}} T(z) \alpha_{\pi} (z, \lambda) \exp\left\{-\sec \theta_{0} \int_{z}^{h_{0}} \alpha_{\pi} (z', \lambda) dz'\right\} dz + \\ + (1 - \varkappa_{p} (T_{\pi}, \theta_{0}, \lambda)) \int_{0}^{\infty} T(z) \alpha_{\pi} (z, \lambda) \exp\left\{-\sec \theta_{0} \int_{0}^{z} \alpha_{\pi} (z', \lambda) dz'\right\} \times \\ \times dz \exp\left\{-\sec \theta_{0} \int_{0}^{h_{0}} \alpha_{\pi} (z, \lambda) dz\right\},$$
(7.18)

где θ_0 — угол визирования, отсчитываемый от надира; h_0 — высота расположения радиометра.

При наличии умеренных и сильных осадков выражение (7.18) будет давать несколько завышенные значения РЯТ, что вызвано неучетом рассеяния излучения. Это завышение существенно при $\lambda \leq 2...3$ см. Поправку на рассеяние излучения для Ns можно ввести по методике, изложенной в главе 2.

Символически, в операторном виде, 2*т* уравнений, связывающих значения искомых параметров и РЯТ, можно записать как

$$F_1[\mathbf{X}] = \mathbf{Y}.$$

Введем в выражение (7.19) явную зависимость от атмосферных параметров Q, W и I_a. Для этого коэффициенты поглощения и

(7.19)



может на отдельных участках спектра быть отрицательной. При этом увеличивается и линейная независимость строк матрицы, соответствующей оператору *F*. Поскольку матрица *F* может быть плохо обусловлена, необходимо применять рассмотренные в главе 5 регуляризационные методы обращения исходного уравнения.

Будем в дальнейшем использовать метод статистической регуляризации, достаточно полно учитывающий априорную информацию. В этом случае регуляризирующая матрица выглядит следующим образом (обозначения см. в главе 5):

$$H_{\rm p} = \left(F^{\rm T} \sum_{\varepsilon}^{-1} F + \sum_{x}^{-1}\right)^{-1} F^{\rm T} \sum_{\varepsilon}^{-1}.$$
(7.27)

В простейшем случае матрицы Σ_{e} и Σ_{x} диагональны. Предположение о диагональности матрицы Σ_{x} более или менее оправдано, поскольку в настоящее время имеется мало данных о взаимной корреляции отклонений различных искомых параметров Δx_{i} (i = -1, 2, ..., 5) и о виде их распределения. Поэтому приходится предполагать нормальность распределения отклонений Δx_{i} от начального приближения x_{i}^{0} с дисперсией (априорной неопределенностью) $\sigma_{x_{i}}$. Элементы матрицы Σ_{x} при этом выглядят следующим образом:

$$\{\sum_{x}^{-1}\}_{i, j} = \delta_{i, j} / \sigma_{x_i} \sigma_{x_j}; \quad i, j = 1, 2, \dots, 5,$$
(7.28)

где $\delta_{i, j}$ — символ Кронекера.

Как отмечается в работе [132], существует значительная корреляция погрешностей измерений РЯТ уходящего РТИ на различных частотах. В этой же работе приводится методика расчета соответствующих коэффициентов корреляции и абсолютных значений погрешностей, которой можно воспользоваться для построения матрицы $\Sigma_{g.}$

Источники погрешностей (шумовой компонент, погрешность расчета РЯТ для «реперных» районов калибровки, погрешности осреднения) предполагаются распределенными по нормальному закону. Использование общей ковариационной матрицы Σ_{ε} (в нее нужно включить и погрешности задания характеристик радиационно-метеорологической модели) дает возможность учесть статистическую структуру погрешностей измерений при решении поставленной обратной задачи.

Перейдем теперь к вопросу выбора начального приближения X_0 . Этот вопрос является достаточно важным, так как удачный выбор X_0 позволяет сократить число итераций (часто даже свести все дело к одной итерации), что экономит время решения.

7.3. Выбор начальных приближений и априорных неопределенностей искомых параметров при решении многопараметрической обратной задачи

7.3.1. Задание начальных приближений и априорных неопределенностей влагозапаса атмосферы и водозапаса облаков

В качестве начальных приближений величин водозапаса и влагозапаса в простейшем случае можно брать их среднеклиматические значения. Однако, если радиометрические измерения производятся на традиционных длинах волн (0,8; 1,35; 1,6 см и т. д.), то разумно использовать для задания этих приближений регрессионные методики, рассмотренные в 7.1:

$$x_i = u_1^i y_i + u_2^i; \quad i = 1, 2, ..., 5,$$
 (7.29)

где u_1^i и u_2^i — коэффициенты линейной регрессии, y_i — измеренные на традиционных длинах волн значения T_{π} уходящего РТИ или их линейные комбинации.

Преимущества использования этих методик очевидны. Они не требуют большого количества машинного времени и заключают в себе статистический анализ реальных метеорологических ситуаций для данного географического района (коэффициенты u_1^i и u_2^i зависят от сезона года и географического района), так как основаны на большом числе реальных наблюдений с судов погоды. Кроме того, в отличие от среднеклиматических, начальные приближения, вычисленные регрессионными методиками, ориентированы на значения Q и W, более близкие к реальным в момент зондирования. Эти методики позволяют также проводить первичный анализ метеорологической ситуации (тип облачности, наличие или отсутствие осадков и т. п.).

Значения априорных неопределенностей задания начальных приближений влаго- и водозапаса (σ_{0} и σ_{W}), которые определяют матрицу Σ_x , можно оценить, проведя замкнутый численный эксперимент по восстановлению этих параметров регрессионными методиками для достаточно большого числа вариантов модели системы океан—атмосфера. В таком эксперименте на исходные (полученные из расчета) значения радиояркостных температур РТИ накладывался шум, соответствующий реальным погрешностям измерений. Кратко результаты проведенного численного эксперимента можно сформулировать следующим образом. В случае отсутствия осадков СКО восстановленного значения параметра составляет около 30 % для W и около 20 % для Q. В случае же умеренных осадков эти значения возрастают до 40-50 и 25—35 % соответственно. Эти значения можно использовать в качестве априорных неопределенностей задания начальных приближений водо- и влагозапаса при решении комплексной обратной задачи изложенным выше регуляризационным методом.

Если измерения РЯТ проводятся не на традиционных длинах волн (соответствующие значения коэффициентов u_1^i и u_2^i неизвестны), то для задания начального приближения можно использовать, например, методику [118]. При использовании этой методики неустойчивость обратной задачи почти не проявляется, так как в качестве искомых параметров рассматриваются только Q и W. Априорные неопределенности, оцененные вышеупомянутым способом, имеют в этом случае примерно те же значения, что и при использовании регрессионных методик.
7.3.2. Задание начальных приближений и априорных неопределенностей для интенсивности осадков и параметров водной поверхности

Для получения более адекватных результатов решения обратной задачи методика оценки начального приближения (I_{30}) и априорной неопределенности (σ_I) интенсивности осадков должна учитывать рассеяние РТИ. Подобная методика может быть разработана для конкретных измерительных каналов на основе модельных расчетов характеристик уходящего РТИ по полному интегродифференциальному уравнению переноса.

В качестве примера опишем схему оценки I_{30} и σ_I , использованную при восстановлении искомых параметров атмосферы и поверхности океана по многочастотным надирным СВЧ радиометрическим измерениям в советско-американском эксперименте. Для диапазона изменения основных метеопараметров, характерного для района измерений в соответствующий сезон (северо-западная часть Тихого океана, осень), были проведены модельные расчеты РТИ на рабочих длинах волн радиотеплолокаторов (0,8; 1,35; 1,6; 2,4; 3,2 см). Поскольку влияние осадков на РТИ сказывается в основном на коротких длинах волн, для оценки I_{30} и σ_I были использованы РЯТ на $\lambda = 0,8$ см и $\lambda = 1,6$ см (при $\lambda = 1,35$ см большое влияние на РТИ оказывает влагозапас атмосферы). Расчеты проводились для плоскопараллельной модели атмосферы в предположении сферичности капель осадков. Полагалось, что слой жидких осадков достигает высоты нулевой изотермы.

На рис. 7.2 приведены области изменения РЯТ $\tilde{T}_{\pi}(0,8 \text{ см})$ и разности $\Delta T_{\pi} = T_{\pi}(0,8 \text{ см}) - T_{\pi}(1,6 \text{ см})$ в зависимости от средней в слое интенсивности дождя.

Разные точки заштрихованных областей при одной и той же интенсивности осадков соответствуют различным значениям других метеопараметров (Q, W, V_{n} , T_{n}). В дальнейшем была получена математическая аппроксимация границ указанных областей, и был реализован автоматизированный алгоритм нахождения начального приближения и априорной неопределенности интенсивности осадков на основе измеренных значений радиояркостных температур РТИ на $\lambda = 0.8$ см и $\lambda = 1.6$ см.

Рассмотрим кратко вопрос о выборе начальных приближений и априорных неопределенностей для параметров поверхности океана.

К сожалению, для определения скорости приводного ветра по измерениям РТИ в настоящее время нет надежных корреляционных методик, которые учитывали бы статистику непосредственных метеорологических наблюдений этого параметра. Поэтому для задания начального приближения V_{n0} и априорной неопределенности σ_{V_n} с бо́льшим основанием, чем для атмосферных параметров, можно использовать среднеклиматические значения. По данным, приведенным в климатических справочниках, в открытом океане среднее значение скорости приводного ветра со-

17 Заказ № 352

ставляет от 6 до 10 м/с, причем в большинстве районов вероятность скорости ветра более 20 м/с не превышает 20 %. Исходя из этого для первого шага итерации при решении обратной задачи разумно брать значения $V_{\pi_0} = 10$ м/с и $\sigma_{V_{\Pi}} = 10$ м/с. Такие значения будут охватывать не менее 80 % всех случаев. Если же в результате первой итерации «исправленное» значение скорости приводного ветра превысит 16—18 м/с; то для того чтобы учесть



Рис. 7.2. Области изменения значений радиояркостных температур РТИ T_{π} (0,8 см) и $\Delta T_{\pi} = T_{\pi}$ (0,8 см) — — T_{π} (1,6 см) при осадках различной интенсивности для $\theta_0 = 0^{\circ}$ согласно модельным расчетам.

возможные случаи с высокой скоростью ветра, необходимо положить $V_{n1} = 20$ м/с и $\sigma_{V_{n1}} = 20$ м/с. Такой выбор V_{n0} и $\sigma_{V_{n1}}$ будет охватывать практически все возможные по параметру V_{n} метеорологические ситуации. Температура поверхности океана является наиболее консервативной из всех искомых метеорологических характеристик, поэтому для задания ее начального приближения (T_{n0}) и априорной неопределенности $(\sigma_{T_{n1}})$ можно использовать климатические данные. Однако при наличии более точных, чем СВЧ радиометрические, данных дистанционных (в других спектральных каналах) или прямых измерений температуры поверхности более разумно использовать именно их для задания T_{n0} и $\sigma_{T_{n1}}$, так как в этом случае повышается точность решения исходной многопараметрической обратной задачи.

7.4. Экспериментальное определение параметров атмосферы и поверхности океана по многочастотным СВЧ радиометрическим измерениям

Работоспособность описанного в 7.2 метода решения обратной задачи была проверена на экспериментальном материале, полученном с борта самолета-лаборатории ГГО Ил-18. Основной интерес представляли, естественно, данные радиометрических измерений в тех экспериментах, в которых проводились также и прямые измерения искомых параметров: зондирование влажности атмосферы с помощью радиозонда, самолетное зондирование водности облаков, судовые измерения температуры поверхности океана, скорости приводного ветра, интенсивности осадков в районах, над которыми осуществлялись самолетные СВЧ измерения. Сопоставление значений искомых параметров, определенных в результате решения обратной задачи, с данными их прямых измерений позволяет качественно судить о точности восстановления этих параметров дистанционным методом. Здесь необходимо отметить, что корректную оценку точности косвенного метода по экспериментальным данным таким способом провести трудно. Это связано с тем, что, во-первых, прямые измерения проводятся с некоторой погрешностью, которую трудно оценить. Во-вторых, радиометрические и прямые измерения не согласованы, вообще говоря, в пространстве и времени, причем, если первые относятся к малым областям пространства (при зондировании с самолета размеры пятна разрешения антенной системы составляют от нескольких сотен метров до нескольких километров), то вторые позволяют собирать информацию с более обширных районов (вдоль траектории подъема радиозонда, самолета). Таким образом, можно говорить лишь об оценке степени рассогласования обращенных радиометрических данных и результатов прямых измерений, а не об оценке точности определения искомых параметров по экспериментальным данным.

Проиллюстрируем применение описанного выше метода решения многопараметрической обратной задачи определения параметров атмосферы и океана по СВЧ радиометрическим измерениям в комплексном эксперименте САМЭКС.

Советская часть этого эксперимента проводилась в осенний период в северной части Тихого океана. Программой предусматривался комплексный эксперимент с участием самолета-лаборатории ГГО им. А. И. Воейкова Ил-18 и научно-исследовательского судна ДВНИИ «Академик Королев». Полигоны для проведения эксперимента были выбраны в доступном для самолета удалении от Петропавловска-Камчатского и Южно-Сахалинска. Территории полигонов ограничивались следующими координатами: для северного полигона 48—52° с. ш., 162—168° в. д., для южного 41—45° с. ш., 148—154° в. д. Полеты проводились над водной поверхностью на высоте от 6 до 9 км. Программа самолетных наблюдений предусматривала измерения РЯТ уходящего РТИ на пяти каналах (визирование в надир, длины волн зондирования 0,8; 1,35; 1,6; 2,4; 3,2 см). С борта НИС проводились аэрологические, метеорологические и гидрологические наблюдения.

Наибольший интерес для апробации метода решения обратной задачи, естественно, представляют случаи, когда на значительной территории экспериментальных полигонов наблюдались



Рис. 7.3. Два цикла измерений радиояркостных температур в экспе По оси абсцисе отложено среднее гринвичское время.

осадки. На рис. 7.3 а приведены два пятиминутных цикла измерений РЯТ уходящего РТИ на южном полигоне в день, характеризовавшийся следующей синоптической ситуацией: мощная слоистая и слоисто-дождевая облачность (водозапас до 1,8—2 кг/м²), осадки интенсивностью до 3 мм/ч в течение всего времени полетов, скорость приводного ветра до 15—18 м/с.

На рис. 7.3 б представлены два цикла измерений на северном полигоне. В этот день наблюдалась облачная погода со слоистокучевой облачностью (водозапас облаков по прямым измерениям составлял около 0,5 кг/м²), временами отмечались слабые осадки интенсивностью до 0,7 мм/ч, скорость приводного ветра составляла 0—15 м/с. При работе на северном полигоне не функционировал измерительный канал на $\lambda = 2,4$ см.

Необходимо отметить, что указанные выше средние метеорологические условия на горизонтальных площадках, соответствующих самолетному зондированию длительностью до 15 мин полета, претерпевали значительные изменения. Погрешности изме-



рименте САМЭКС на южном (а) и северном (б) полигонах.

рения РЯТ на каждой длине волны излучения составляли приблизительно 4 К.

В начале каждого цикла в течение 36 с проводилась калибровка радиометрической аппаратуры. Скорость самолета составляла 430 км/ч, высота полета — 7,3 км. Таким образом, горизонтальный участок зондирования, соответствующий двум циклам измерений, составил около 72 км.

На рис. 7.4 приведены графики временной зависимости искомых параметров, восстановленных методом, описанным в п. 7.2.

При решении обратной задачи использовалась информация о структуре вертикальных профилей метеопараметров, полученная

по данным аэрологического зондирования, проводившегося с борта НИС, и по данным самолетного прямого измерения водности облаков. Вертикальный профиль интенсивности осадков моделировался согласно результатам работы [8] (на рисунках приведены эффективные значения интенсивности).



Рис. 7.4. Восстановленные искомые параметры для РТИ на южном (а) и северном (б) полигонах.

Штриховыми линиями показаны максимальные, средние и прямых вамерений.

Начальное приближение для температуры поверхности океана определялось как среднее значение результатов прямых измерений этого параметра с борта НИС.

В качестве начального приближения для скорости приводного ветра принималось значение 10 м/с. При решении обратной задачи в случае четырехканальных измерений (северный полигон) температура поверхности считалась фиксированной ($T_n = 284$ K) с апри-

орной неопределенностью 1 К. Таким образом, в этом случае. число искомых параметров также равнялось четырем.

Скорость приводного ветра менее 6—7 м/с (пена на поверхности воды не образуется) практически невозможно идентифицировать при той точности, с которой проводились СВЧ измерения.



двух циклов измерений радиояркостных температур

минимальные значения параметров, полученные методом

Поэтому нижнее граничное значение скорости приводного ветра, приведенное на рис. 7.4, составляет 6 м/с.

Как уже отмечалось, наряду с СВЧ радиометрическими наблюдениями, в рамках эксперимента проводились также и прямые измерения искомых параметров. Средний, максимальный и минимальный водозапас облаков определялся по измерениям их водности при полетах самолета в облаках на различных высотах ме-

тодом «горячей проволоки» (при этом измерялись и высота верхней и нижней границ облаков). Влагозапас атмосферы вычислялся по результатам радиозондирования с борта НИС, причем для контроля определялся и максимально возможный влагозапас Q_{max} для данного распределения температуры [65]. Надеясь на достаточную консервативность этой характеристики атмосферы, мы вынуждены считать вычисленный по данным радиозондирования влагозапас средним для достаточно большого района (~100 км) и использовать его для сопоставления со значениями влагозапаса, полученными в результате решения обратной задачи. Средняя интенсивность жидких осадков в районе эксперимента измерялась с помощью осадкомеров и плювиографов, которые были установлены на борту НИС. Пределы изменений скорости приводного ветра $V_{\rm m}$ и температуры поверхности океана $T_{\rm m}$ оценивались по количеству визуально наблюдаемой на поверхности океана пены, по данным радиозондирования, по непосредственным измерениям с помощью анемометров (для Vn) и по гидрологическим измерениям на борту НИС (для T_п).

Результаты прямых измерений исследуемых параметров в районе эксперимента в день экспериментов приведены в табл. 7.1, а также пунктиром на рис. 7.4 *а*.

Таблица 7.1

Полигон	₩ _{ср}	₩ _{max}	W _{min}	Q _{ср}	Q _{max}	<i>I</i> _{ср}	V _{n min}	V _{п max}	r _{nmin}	τ _{n max}
	кг/м ²	кг/м²	кг/м ²	кг/м ²	кг/м²	мм/ч	M/c	м/с	K	K
Южный Северный	1,6 0,36	2,0	0,77	23 28	30 38	$^{3}_{0,6}$	$ \leq_7^7$	18 15	280,3 283,5	281,3 284,5

Значения искомых параметров, измеренные прямыми методами

Теоретические погрешности восстановления искомых параметров по СВЧ радиометрическим данным были оценены с помощью выражения для ковариационной матрицы погрешностей решения, приведенной в главе 5 (см. формулу (5.23)). Соответствующие оценки приведены в табл. 7.2.

Таблица 7.2

Оценки погрешностей определения искомых параметров по СВЧ радиометрическим измерениям уходящего РТИ

Полигон	Δ₩ κγ/m ²	ΔQ KT/M ²	∆/ мм/ч	ΔV _п м/с	ΔT _Π K
Южный	0,28	4,6	1,9	4,3	1,0
Северный	0,15	4,8	0,45	4,0	

При вычислении значений, представленных в этой таблице, в ковариационной матрице погрешностей радиометрических измерений были учтены и следующие неопределенности задания характеристик радиационно-метеорологической модели системы.

океан—атмосфера и параметров, считавщихся априорно известными:

1) неопределенность температурного профиля — 3 К,

2) неопределенность коэффициента поглощения радиоизлучения осадками вследствие отсутствия информации о спектре капель — 25 %,

3) неопределенность зависимости приращения коэффициента излучения взволнованной водной поверхности по сравнению со спокойной поверхностью от скорости ветра (при $V_{\bar{n}} > 7$ м/с) — 15 %,

4) неопределенность задания солености поверхности океана — 2 ‰.

Как показывает сопоставление результатов прямых и косвенных измерений метеопараметров (см. рис. 7.4 а), между ними наблюдается качественное согласие. Практически везде восстановленные значения водозапаса облаков W укладываются в «коридор» Wmin — Wmax, определенный прямыми измерениями. Неплохо соответствуют друг другу и значения влагозапаса атмосферы (рассогласование между восстановленными значениями Q и оценками $Q_{
m cn}$ по данным аэрологического зондирования не превышает 25 %, составляя в среднем 8-12 %). Принимая во внимание значительные погрешности определения интенсивности осадков І, по СВЧ радиометрическим данным, следует признать достаточно хорошим восстановленных и измеренных на НИС значений І., согласие (рассогласование достигает 50 %, составляя в среднем 20-30 %). К сожалению, трудно говорить о соответствии прямых и косвенных измерений скорости приводного ветра, поскольку лишь на небольших участках зондирования она превышала значение 7 м/с (минимальное определяемое значение при существующей точности СВЧ радиометрических измерений). Погрешности косвенного определения температуры поверхности океана оказались практически равными задаваемой априорной неопределенности этого параметра (1 К). Это говорит о том, что в условиях данного эксперимента СВЧ радиометрические измерения Т_п были неинформативны.

В целом же на экспериментальном материале была продемонстрирована удовлетворительная работоспособность предложенного метода решения многопараметрической обратной задачи радиотеплолокации при измерениях с борта летательных аппаратов над акваториями.

Следует отметить, что более полный анализ точности косвенного метода можно будет провести при организации комплексного подспутникового эксперимента на специально выбранных полигонах с участием судов и самолетов, на которых должен проводиться широкий комплекс СВЧ радиометрических и прямых метеорологических, аэрологических и океанографических измерений параметров океана и атмосферы.

Список литературы

- 1. Аблязов В. С. и др. Определение характеристик атмосферы в районах Средней Азии с помощью самолетных СВЧ-радиометров/В. С. Аблязов, А. Г. Аквилонова, А. Е. Башаринов и др.— В кн.: Радиофизическое исследование атмосферы.— Л.: Гидрометеоиздат, 1977, с. 204—207.
- Авиационно-климатический атлас-справочник СССР. Вып. 3. Статистические характеристики пространственной и микрофизической структуры облаков/Под ред. А. С. Дубровиной.— Л.: Гидрометеоиздат, 1975, т. 1, 158 с., т. 2, 226 с.
- Аганбекян К. А. и др. Распространение субмиллиметровых, инфракрасных и оптических волн в земной атмосфере/К. А. Аганбекян, В. П. Бисярин, А. Ю. Зражевский и др. В сб.: Распространение радиоволн. М.: Наука, 1975, с. 187—227.
- 4. Аквилонова А. Б., Кутуза Б. Г. Радиотепловое излучение облаков. Радиотехника и электроника, 1978, т. 23, вып. 9, с. 1792—1806.
- 5. Алексеева И. А., Домбковская Е. П. Использование СВЧ-поляризационных измерений в анализе атмосферных процессов. В кн.: Пятое Всесоюзное совещание по радиометеорологии. М.: Гидрометеоиздат, 1981, с. 219—222.
- 6. Алексеева И. А. и др. Некоторые характеристики поля интегрального содержания водяного пара и капельножидкой воды в атмосфере над океанами/И. А. Алексеева, Е. П. Домбковская, Н. Б. Трапезникова, Л. Н. Митник.— Исследование Земли из космоса, 1982, № 6, с. 50—57.
- 7. Алтунина Л. И., Бобылев Л. П., Щукин Г. Г. Восстановление полей водности в облаках на основе применения методов микроволновой вычислительной томографии (оценка принципиальных возможностей). — Тезисы докладов 7-го Всесоюзного совещания по радиометеорологии. — М, 1986, с. 17.
- 8. Баранов В. Г. и др. Некоторые результаты расчетов вертикального профиля обложных осадков/В. Г. Баранов, Ю. А. Довгалюк, А. В. Зинченко и др. Труды ГГО, 1981, вып. 439, с. 24-28.
- 9. Баранов В. Г. и др. Численное моделирование переноса микроволнового излучения в конвективных облаках/В. Г. Баранов, Л. П. Бобылев, Ю. А. Довгалюк и др. В кн.: II Всесоюзная школа-симпозиум по распространению миллиметровых и субмиллиметровых волн в атмосфере. Фрунзе, Илим, 1986, с. 192—195.
- Бахрах Л. Д., Могильников К. И. Некоторые вопросы проектирования больших радиотелескопов.— Изв. ВУЗов СССР, Радиофизика, 1964, т. 3, № 4, с. 585—591.
- Башаринов А. Е. и др. Совместные радиотепловые и радиолокационные измерения метеопараметров облаков/А. Е. Башаринов, А. Г. Горелик, В. В. Калашников, Б. Г. Кутуза.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1970, т. 6, № 5, с. 526—530.
- 12. Башаринов А. Е., Гурвич А. С., Егоров С. Т. Радиоизлучение Земли как планеты. — М.: Наука, 1974, 118 с.
- Башаринов А. Е., Кутуза Б. Г. Исследование радиоизлучения и поглощения облачной атмосферы в миллиметровом и сантиметровом диапазонах волн. — Труды ГГО, 1968, вып. 222, с. 100—110.
 Биненко В. И., Мелентьев В. В. Некоторые результаты одновре-
- 14. Биненко В. Й., Мелентьев В. В. Некоторые результаты одновременных самолетных измерений яркостной температуры и микроструктуры осадков в период проведения АТЭП.— Труды ГГО, 1976, вып. 371, с. 144— 150.
- 15. Бобров П. П., Сологубова Т. А., Эткин В. С. Собственное и рассеянное СВЧ-излучение почв, покрытых растительностью. Препринт ПР-1082, ИКИ АН СССР, 56 с.

- 16. Бобылев Л. П. Информативность, точность и оптимальные условия наземных радиотеплолокационных методов определения влагосодержания облачной атмосферы. Автореферат дис. ... канд. физ.-мат наук. Л., 1980.
- 17. Бобылев Л. П. Исследование водности облаков с помощью трехсантиметрового радиометра/Л. П. Бобылев, М. А. Васищева, А. И. Новоселов и др.— Труды ГГО, 1975, вып. 328, с. 50—55.
- 18. Бобылев Л. П. Распространение поляризованного радиотеплового излучения в рассеивающей атмосфере/Л. П. Бобылев, Е. В. Дорофеев, С. Ю. Матросов и др.— Тезисы VII Всесоюзного совещания по радиометео-рологии.— М., 1986, с. 20.
- 19. Бобылев Л. П. и др. Радиотеплолокационные исследования влажности безоблачной атмосферы/Л. П. Бобылев, Г. Г. Щукин, Н. Д. Попова и др.— Метеорология и гидрология, 1984, № 7, с. 43—48.
- 20. Бобылев Л. П., Изюмов А. О., Щукин Г. Г. Флуктуации оптической толщины и радиояркостной температуры атмосферы в миллиметровом и сантиметровом диапазонах волн.— Труды ГГО, 1977, вып. 395, с. 47—58.
- Бобылев Л. П., Тарабукин И. А., Щукин Г. Г. Характеристики радиотеплового излучения и поглощения облачной атмосферы. Труды ГГО, 1979, вып. 430, с. 19—35.
- 22. Бобылев Л. П., Щукин Г. Г. Оценка точности радиотеплолокационного определения оптической толщины облачной атмосферы.— Труды ГГО, 1982, вып. 470, с. 114—122.
- 23. Бобылев Л. П., Щукин Г. Г. Статистические характеристики радиотеплового излучения облачной атмосферы. В кн.: Труды V Всесоюзного совещания по радиометеорологии. М.: Гидрометеоиздат, 1981, с. 228—232.
- 24. Богородский В. В., Канарейкин Д. Б., Козлов А. И. Поляризация рассеянного и собственного радиоизлучения земных покровов. — Л.: Гидрометеоиздат, 1981, 280 с.
- 25. Богородский В. В., Козлов А. И. Микроволновая радиометрия земных покровов. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. 272 с.
- 26. Богородский В. В., Козлов А. И., Тучков Л. Т. Радиотепловое излучение земных покровов. Л.: Гидрометеоиздат, 1977. 223 с.
- 27. Борен К., Хафмен Д. Поглощение и рассеяние света малыми частицами. М.: Мир. 662 с.
- 28. Борин В. Л., Наумов А. П. О некоторых особенностях радиоизлучения атмосферы вблизи резонанса поглощения H₂O на λ=1,35 см.— Радиотехника и электроника, 1979, т. 24, № 1, с. 44—52.
- 29. Бухаров М. В. Научная аппаратура спутника США «Сисат-1».— Зарубежная радиоэлектроника, 1983, с. 33—55.
- 30. Ван де Хюлст Г. Рассеяние света малыми частицами.— М.: Изд-во иностр. лит., 1961. 536 с.
- Васищева М. А., Щукин Г. Г. Экспериментальные исследования водности облаков. Статистические модели атмосферы.— Обзор, сер. метеорол., Обнинск, 1976. 94 с.
- 32. Введенский Б. А., Колосов М. А., Соколов А. В. Исследование распространения метровых, дециметровых, сантиметровых и субмиллиметровых радиоволн.— Радиотехника и электроника, 1967, т. 12, № 11; с. 1867—1890.
- 33. Викторова А. А., Жевакин С. А. Вращательный спектр димера водяного пара.— ДАН СССР, 1970, т. 194, № 2, с. 291—294.
- 34. Викторова А. А., Жевакин С. А. Поглощение микрорадиоволн димерами водяного пара атмосферы.— ДАН СССР, 1970, т. 194, № 3, с. 540—543.
- 35. Волчок Б. А., Черняк М. М. Перенос микроволнового излучения в облаках и осадках.— Труды ГГО, 1968, вып. 222, с. 83—99.
- 36. Войт Ф. Я., Мазин И. П. Водность кучевых облаков.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1972, т. 8, № 11, с. 1166—1176.

- 37. Ворсин Н. Н. ид р. Натурные радиотепловые измерения пенных образований/Н. Н. Ворсин, А. А. Глотов, В. Г. Мировский и др. Исследования Земли из космоса, 1983, № 3, с. 98—101.
- 38. Герман М. А. Космические методы исследования в метеорологии. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. 351 с.
- 39. Гмурман В. Е. Теория вероятностей и математическая статистика. М.: Высшая школа, 1977. 480 с.
- 40. Горелик А. Г. и др. Радиотепловые измерения влажности атмосферы и интегральной водности облаков/А. Г. Горелик, В. В. Калашников, Л. С. Райкова, Ю. А. Фролов.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1973, т. 9, № 9, с. 928—936.
- 41. Горелик А. Г. и др. Зависимость коэффициента ослабления в диапазоне 0,8—3,2 см от интенсивности дождя и распределения капель по размерам/ А. Г. Горелик, В. В. Калашников, В. Г. Кутуза и др.— Труды ЦАО, 1971, вып. 103, с. 49—57.
- 42. Горелик А. Г. и др. Радиотепловые измерения влажности атмосферы и интегральной водности облаков/А. Г. Горелик, В. В. Калашников, Л. С. Райкова и др.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1973, т. 9, № 9, с. 928—936.
- 43. Горелик А. Г., Қалашников В. В. Определение интегральной водности дождевых облаков и высоты слоя дождя СВЧ-радиометрическим методом. — Труды ЦАО, 1972, вып. 103, с. 58—63.
- 44. Горелик А. Г., Калашников В. В., Фролов Ю. А. Определение общего влагосодержания атмосферы по ее собственному радиоизлучению. Труды ЦАО, 1972, вып. 103, с. 3—20.
- 45. Горелик А. Г., Пенязь Л. А., Сергунина С. М. Совместные СВЧрадиометрические и радиолокационные измерения. В кн.: Радиофизические исследования атмосферы.— Л.: Гидрометеоиздат, 1977, с. 187—190.
- 46. Градштейн И. С., Рыжик И. М. Таблицы интегралов, сумм, рядов и произведений. — М., Физматгиз, 1962. 1100 с.
- 47. Гранков А. Г., Шутко А. М. Особенности спектрального СВЧ-радиометрического метода определения гидрометеорологических параметров системы океан—атмосфера. Результаты, использование и перспективные направления развития спектральных методик. Препринт ИРЭ АН СССР, 1980, № 3, с. 71, № 7, с. 50, № 17, с. 31.
 48. Гурвич А. С., Тиме Н. С. О вариациях поглощения и яркостной тем-
- 48. Гурвич А. С., Тиме Н. С. О вариациях поглощения и яркостной температуры атмосферы.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1966, т. 2, № 8, с. 814—818.
- 49. Дайнс К. А., Лайтл Р. Дж. Машинная томография в геофизике.— ТИИЭР, 1979, т. 67, № 7, с. 103—112.
- 50. Де Гроот М. Оптимальные статистические решения.— М.: Мир, 1974, 496 с.
- 51. Дейрменджан Д. Рассеяние электромагнитного излучения сферическими полидисперсными частицами. М.: Мир, 1971. 165 с.
- 52. Дитчберн Г. Физическая оптика. М.: Наука, 1965. 632 с.
- 53. Домбковская Е. П. Корреляционная зависимость между интенсивностью теплового радиоизлучения системы Земля—атмосфера и водозапасом облаков.— Метеорология и гидрология, 1969, № 7, с. 26—35.
- 54. Домбковская Е. П. Определение температуры морской поверхности и влагосодержания атмосферы по измерениям теплового излучения системы Земля—атмосфера с ИСЗ.— Труды Гидрометцентра СССР, 1969, вып. 50, с. 75—85.
- 55. Домбковская Е. П. н др. Микроволновые поляризационные измерения с ИСЗ в диапазоне 0,8 см как средство анализа облачности/Е. П. Домбковская, В. В. Озеркина, И. С. Скуратова. В кн.: Труды 4-го Всесоюзного совещания по радиометеорологии. М.: Гидрометеоиздат, 1978, с. 121–124.
- 56. Домбковская Е. П., Озеркина В. В. Об определении интенсивности жидких осадков по СВЧ измерениям с ИСЗ.— Труды ГосНИЦИПР, 1980, вып. 7, с. 53—56.

- 57. Домбковская Е. П., Озеркина В. В. О возможности идентификации осадков по микроволновым измерениям с ИСЗ.- Труды Гидрометцентра СССР; вып. 165, с. 77-86.
- 58 Ломбковская Е. П., Озеркина В. В. Оценка интегральной водности облаков и идентификация осадков по многоканальным микроволновым измерениям с ИСЗ. — Труды 4-го Всесоюзного совещания по радиометеорологии.— М.: Гидрометеоиздат, 1978, с. 124—127.
- 59. Домбковская Е. П., Рабинович Ю. И. Анализ результатов измерений радиоизлучения атмосферы в эксперименте «Беринг». Л.: Гидрометеоиздат, 1975, с. 43-61.
- 60. Дубровина Л. С. Некоторые характеристики водности облаков над территорией СССР.— Труды НИИАК, 1967, вып. 44, с. 39—54. 61. Дубровина Л. С. Облака и осадки по данным самолетного зондиро-
- вания. Л.: Гидрометеоиздат, 1982. 216 с.
- 62. Елагин Л. П. Об измерении частотных спектров пульсаций абсолютной влажности в приземном слое атмосферы. Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1963, № 12, с. 1859—1866. 63. Елисеев Г. В. Исследование влагосодержания атмосферы по радиотеп-
- ловому излучению. Автореферат дис. ... канд. физ.-мат. наук. Л., 1980. 17 c.
- 64. Елисеев Г. В., Степаненко В. Д. К вопросу об эффективности радиолокационного метода обнаружения зон осадков и определения влагосодержания с ИСЗ. Труды ГГО, 1976, вып. 371, с. 74-86.
- 65. Елисеев Г. В., Степаненко В. Д. О точности определения водозапаса облаков и влагосодержания атмосферы радиометрическим методом, применяемым с борта летательных аппаратов. Труды ГГО, 1980, вып. 422, c. 26—45.
- 66. Ермаков С. М. Метод Монте-Карло и смежные вопросы. М.: Наука, 1975. 471 c.
- 67. Ерохин В. А., Шнейдеров В. С. Трехмерная реконструкция (машинная томография). Моделирование на ЭВМ. Препринт № 23 ЛНИВЦ АН СССР, Ленинград, 1981, 48 с.
- 68. Есепкина Н. А., Корольков Д. В., Парийский Ю. Н. Радиотелескопы и радиометры. М.: Наука, 1973. 416 с.
- 69. Жевакин С. А. О радиотеплолокационном определении интегральной влажности облачной атмосферы и интегральной водности, температуры и высоты капельной фазы облаков. Изв. ВУЗов. Радиофизика, 1978, т. 21, № 8. c. 1121—1131.
- 70. Жевакин С. А. Полуэмпирическая теория поглощения радиоволн молекулярным кислородом атмосферы. Новые результаты.— В кн.: II Всесоюзная школа-симпозиум по распространению миллиметровых и субмиллиметровых волн в атмосфере. Фрунзе: Илим, 1986, с. 16-23.
- 71. Жевакин С. А., Наумов А. П. К расчету коэффициентов поглощения сантиметровых и миллиметровых радиоволн в атмосферном кислороде. — Радиотехника и электроника, 1965, т. 10, № 6, с. 987—996. 72. Жевакин С. А., Наумов А. П. О коэффициенте поглощения электро-
- магнитных волн водяными парами в диапазоне 10 мкм 2 см. Изв. ВУЗов. Радиофизика, 1963, т. 6, № 4, с. 674-694.
- 73. Жевакин С. А., Наумов А. П. Поглощение электромагнитного излучения парами воды на волнах 10 мкм — 2 см в верхних слоях атмосферы.— Геомагнетизм и аэрономия, 1963, т. 3, № 4, с. 666—678. 74. Жевакии С. А., Наумов А. П. Распространение сантиметровых, мил-
- лиметровых и субмиллиметровых радиоволн в земной атмосфере. Изв. ВУЗов, Радиофизика, 1967, т. 10, № 9—10, с. 1213—1243.
- 75. Жуков А. В., Шульгина Е. М. К возможности определения возрастных характеристик морского льда по радиоизлучению. — Труды ГГО, 1981, вып. 448, с. 94-99.
- 76. Зайцев В. А., Ледохович А. А. Приборы для исследования туманов и облаков и измерения влажности. — Л.: Гидрометеоиздат, 1970. 256 с.
- 77. Зигель Р., Хауэлл Дж. Теплообмен излучением. М.: Мир, 1975. 936 c.

- 78. Зинченко К. С. Измерение коэффициентов отражения и диэлектрических проницаемостей воды в миллиметровом диапазоне радиоволн. Труды ра-диофизического фак-та ХГУ, 1959, т. 3, с. 81—87.
- 79. Зражевский А. Ю. Исследование влияния водяного пара на распространение радиоволн миллиметрового и субмиллиметрового диапазонов.-Автореферат дис. ... канд. физ.-мат. наук. М., 1977. 31 с.
- 80. З ражевский А. Ю. Методика расчета поглощения в атмосферных парах воды в миллиметровом и субмиллиметровом диапазонах. — Радиотехника и электроника, 1976, т. 21, № 5, с. 951—957.
- 81. Зубковский С. Л., Кухарец В. Н., Цванг Л. Г. Вертикальные профили характеристик турбулентности в приземном и пограничном слоях атмосферы при неустойчивой стратификации. Изв. АН СССР. Физика атмо-
- сферы и океана, 1979, т. 15, № 1, с. 44—52. 82. Ильин Я. К., Щукин Г. Г. К точности радиотеплолокационных измерений излучения атмосферы.— Труды ГГО, 1977, вып. 390, с. 53—67.
- 83. Измерения радиотепловых и плазменных излучений/А. Е. Башаринов, Л. Т. Тучков, В. М. Поляков, Н. И. Ананов. М.: Советское радио, 1968. 390 c.
- 84. Карпов А. В. Некоторые результаты численного эксперимента по составлению профиля температуры с помощью регуляционного итерационного метода.— Метеорология и гидрология, 1977, № 6, с. 12-22.
- 85. Кисляков А. Г. Об определении поглощения радиоволн в атмосфере по ее собственному излучению. — Радиотехника и электроника, 1968. т. 13. № 7. c. 1161—1168.
- 86. Кисляков А. Г., Станкевич К. С. Исследование тропосферного поглощения радиоволн радиоастрономическими методами.— Изв. ВУЗов. Радиофизика, 1967, т. 10, № 9—10, с. 1244—1265.
- 87. Ќолосов М. А., Соколов А. В. Некоторые проблемы распространения миллиметровых и субмиллиметровых радиоволн. — Радиотехника и электроника, 1970, т. 15, № 4, с. 667—696.
- 88. Колосов М. А., Шабельников А. В. Рефракция электромагнитных волн в земной атмосфере. В кн.: Распространение радиоволн. М.: Наука, 1975, c. 56-65.
- 89. Комаров В. С. Распределение водяного пара в свободной атмосфере-Труды НИИАК, 1969, вып. 47, с. 60-65.
- 90. Комаров В. С. Статистическая структура поля влажности в свободной атмосфере над территорией СССР. Труды НИИАК, 1971, вып. 70, 224 с.
- 91. Комаров В. С. Статистические параметры общего влагосодержания атмосферы и их применение в некоторых прикладных задачах.-- Труды ВНИИГМИ—МЦД, 1976, вып. 28, 52 с.
- 92. Кондратьев К. Я., Тимофеев Ю. М. Метеорологическое зондирование атмосферы из космоса. - Л.: Гидрометеоиздат, 1978. 280 с.
- 93. Краус Д. Радиоастрономия.— М.: Советское радио, 1973. 456 с. 94. Кутуза Б. Г. Исследование СВЧ спектров ослабления и собственного излучения атмосферы, содержащей гидрометеорные образования. Автореферат дис. ... канд. физ.-мат. наук. М., 1966. 11 с.
- 95. Кутуза Б. Г., Петренко Б. З., Смирнов М. Т. Радиояркостная температура системы атмосфера-океан при наличии дождя и возможности оценки его интенсивности. В кн.: Радиометеорология. Труды VI Всесоюзного совещания. Л.: Гидрометеоиздат, 1984, с. 247-251.
- 96. Кучевые облака и связанная с ними деформация полей метеоэлементов/ Под ред. И. П. Мазина и С. М. Шметера. Труды ЦАО, вып. 134, 1977.
- 97. Литвинов И. В. Осадки в атмосфере и на поверхности Земли. Л.: Гидрометеоиздат, 1980. 208 с.
- 98. Литвинов И. В. Структура атмосферных осадаков. Л.: Гидрометеоиздат, 1984, 154 с.
- 99. Мазин И. П., Шметер С. М. Облака, строение и физика образования.— Л.: Гидрометеоиздат, 1983. 279 с.
- 100. Малкевич М. С. Оптические исследования атмосферы со спутников.-М.: Наука, 1973. 304 с.

101. Малкевич М. С., Самсонова Ю. В., Копрова Л. И. Водяной пар в стратосфере. Успехи физических наук, 1963, т. 80, вып. 1, с. 93-124.

- 102. Мариинкевич Л. М. Двухканальный СВЧ-радиометрический метод определения скорости приводного ветра со спутника.- Метеорология и гидрология, 1981, № 3, с. 59—67.
- 103. Марцинкевич Л. М., Мелентьев В. В. Связь радиояркостной температуры взволнованного моря с характеристиками состояния его поверхности и волнообразующими факторами (вариант В). В кн.: Советско-американский эксперимент «Беринг». — Л.: Гидрометеоиздат, 1975, с. 126—148. 104. Марцинкевич Л. М., Мелентьев В. В. Излучение взволнованной
- поверхности моря в сантиметровом диапазоне. Труды ГГО, вып. 291, 1977,
- 105. Матвеев Д. Т. Анализ результатов радиотеплового зондирования морской поверхности при шторме.— Метеоролгия и гидрология, 1978, № 4, c. 58-67.

106. Матвеев Л. Т. Дянамика облаков. Л.: Гидрометеоиздат, 1981. 311 с.

- 107. Матросов С. Ю. Определение оптимальных длин волн для СВЧ-радиометрического зондирования параметров системы океан-атмосфера. Труды ГГО, вып. 509, 1986, с. 175—183.
- 108. Матросов С. Ю. Перенос микроволнового излучения в осадках. Труды ГГО, 1983, вып. 478, с. 50-61.
- 109. Матросов С. Ю. Программа расчета поля микроволнового излучения в атмосфере, содержащей осадки. — Регистрационный номер Ж 0300-60766. Аннотированный перечень новых поступлений в ОФАП Госкомгидромета. Обнинск. ВНИИГМЙ-МЦД, 1983, вып. 1, 10 с.
- 110. Матросов С. Ю., Рабинович Ю. И. Перенос радиотеплового излучения в атмосфере, содержащей рассеивающий слой осадков. — В кн.: Радиометеорология. Труды VI Всесоюзного совещания. Л.: Гидрометеоиз-
- дат, 1984, с. 223—226. 111. Матросов С. Ю., Шульгина Е. М. Рассеяние и ослабление микроволнового радиоизлучения осадками. Труды ГГО, 1981, вып. 448, с. 85-94.
- 112. Мейсон Б. Дж. Физика облаков.— Л.: Гидрометеоиздат, 1961. 541 с.
- 113. Мелентьев В. В., Гусакова Л. А. Результаты расчетов излучательных свойств пенных образований. Труды ГГО, 1983, вып. 478, с. 71-81.
- 114. Метеорологическое зондирование подстилающей поверхности из космоса/ К. Я. Кондратьев, А. А. Григорьев, Ю. И. Рабинович и др. Л.: Гидро-метеонздат, 1979. 248 с.
- 115. Метод Монте-Карло в атмосферной оптике/Г. И. Марчук, Г. А. Михайлов, М. А. Назарлиев и др. Новосибирск, Наука, 1976. 284 с.
- 116. Минервин В. Е. Флуктуации водности в облаках слоистых форм.— Труды ЦАО, 1966, вып. 71, с. 92-111.
- 117. Митник Л. М. Излучательные характеристики водной поверхности. Обзор ВНИИГМИ-МЦД, сер. океанология. Обнинск, 1978. 66 с.
- 118. Митник Л. М. Исследование облаков методом СВЧ радиометрии.--Обзор ВНИИГМИ-МЦД, сер. метеорология. Обнинск, 1979. 72 с.
- 119. Митник Л. М. Определение эффективной температуры жидкокапельных облачных образований по тепловому излучению атмосферы в СВЧ диапазоне. — Труды Гидрометцентра СССР, 1974, вып. 148, с. 115—125. 120. Мудров В. И., Куликов В. Л. Методы обработки измерений. — М.:
- Советское радио, 1976. 182 с.
- 121. Мулламаа Ю. А. Атлас оптических характеристик взволнованной поверхности моря. — Тарту, Изд. АН ЭССР, 1964. 496 с.
- 122. Мур Р. К., Улаби Ф. Т. Радиолокационный радиометр. ТИИЭР, 1969, т. 57, № 4, с. 240—244.
- 123. Накоренко Н. Ф., Токарь Ф. Г. Распределение температуры и влажности в облаках. Труды НИУ ГУГМС, 1946, сер. 1, вып. 21, с. 65-90.
- 124. Наумов А. П. К интерпретации радиоизлучения атмосферы в области спектра 5 мм.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1973, т. 9, № 7, c. 699-707.

- 125. Наумов А. П. О методике определения влагосодержания атмосферы при измерениях поглощения радиоволн вблизи λ=1,35 см.—Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1968, т. 4, № 2, с. 170—181.
- Физика атмосферы и океана, 1968, т. 4, № 2, с. 170—181. 126. Наумов А. П., Рассадовский В. А. О некоторых статистических характеристиках влагосодержания земной атмосферы. Препринт № 96, НИРФИ, Горький, 1976, 17 с.
- 127. Нелепо В. Л., Суэтин В. С. О регуляризации решения обратной задачи радиотеплолокации океана.— Морские гидрофизические исследования, 1977, № 2, с. 81—86.
- 128. Николаев А. В., Перцов С. В. Радиотеплолокация. Пассивная радиолокация. — М.: Советское радио, 1964. 336 с.
- 129. Ньюки Э. Д. Пассивное дистанционное зондирование Земли из космоса в СВЧ-диапазоне, ТИИЭР, 1982, т. 70, № 7. с. 49—75.
- 130. Огути Т. Распространение и рассеяние электромагнитных волн в дожде и других гидрометеорах, ТИИЭР, т. 71, 1983, № 9, с. 6—65.
- 131. Озеркина В. В., Спиридонов Ю. Г. Расчет переноса микроволнового излучения в неоднородном слое осадков. Труды ГосНИЦИПР, 1982, вып. 12, с. 84—93.
- 132. Петренко Б. З. Статистическая структура ошибок измерений яркостной температуры собственного излучения Земли с ИСЗ.— Исследование Земли из космоса, 1982, № 3, с. 83—89.
 133. Пикалов В. В., Преображенский Н. Г. Вычислительная томо-
- 133. Пикалов В. В., Преображенский Н. Г. Вычислительная томография и физический эксперимент. Успехи физических наук, 1983, т. 141, вып. 3, с. 469—498.
- 134. Пичугин А. П., Комяк В. А., Малышенко Ю. И. Влияние атмосферы и снежного покрова на излучательные характеристики льдов. В кн.: Неконтактные методы и средства измерений океанографических параметров. Труды 5-го Всесоюзного семинара. М.: Гидрометеоиздат, 1986.
- 135. Плечков В. М. Корреляция между радиометрическими и аэрологическими данными о содержании паров воды в атмосфере.—Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1969, т. 5, № 9, с. 970—972.
- 136. Плечков В. М. Предварительные результаты определения влагосодержания атмосферы по измерениям ее теплового радиоизлучения вблизи λ=1,35 см.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1968, т. 4, № 2, с. 182—187.
- 137. Плечков В. М., Гурвич А. С., Снопков В. Г. Экспериментальные исследования интегрального содержания водяного пара над океаном при радиоэлектрических измерениях теплового излучения атмосферы с корабля.— ДАН СССР, 1970, т. 193, № 5, с. 1041—1043.
- 138. Поздняк С. И., Мелитицкий В. Л. Введение в статистическую теорию поляризации радиоволн. М.: Советское радио, 1974, 480 с.
- 139. Покровский О. М. Методы решения обратных задач дистанционного зондирования атмосферы и природных ресурсов. Обзор ВНИИГМИ—МЦД, сер. метеорология, вып. 6.— Обнинск, 1986. 54 с.
- 140. Полякова Е. А., Шифрин К. С. Микроструктура и прозрачность дождей. — Труды ГГО, 1953, вып. 42 (104), с. 84.
- 141. Попов С. М. Некоторые статистические характеристики вертикальной структуры полей температуры и влажности.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1965, т. 1, № 1, с. 12—22.
- 142. Рабинович Ю. И., Мелентьев В. В. Влияние температуры и солености на излучение гладкой водной поверхности в сантиметровом диапазоне.— Труды ГГО, 1970, вып. 235, с. 78—123.
- 143. Рабинович Ю. И., Черняк М. М. Оценка приближенных методов решения уравнения переноса микроволнового излучения в осадках.— Труды ГГО, 1976, вып. 371, с. 43—65.
- 144. Рабинович Ю. И., Шульгина Е. М. Оценки точности определения характеристик морской поверхности в СВЧ диапазоне. — Труды ГГО, 1982, вып. 462, с. 76—82.
- 145. Рабинович Ю. И., Щукин Г. Г. Определение влагосодержания над поверхностью суши. Труды ГГО, 1974, вып. 309, с. 3—14:

- 146. Рабинович Ю. И., Щукин Г. Г. Определение содержания водяного пара в атмосфере по измерению микроволнового излучения. Труды ГГО, 1968, вып. 222, с. 62—73.
- 147. Рабинович Ю. И., Щукин Г. Г., Волков В. Г. О возможных погрешностях абсолютных измерений радиоизлучения. — Труды ГГО, 1968, вып. 222, с. 138—148.
- 148. Р.айзер В. Ю., Шарков Е. А., Эткин В. С. Морская пена, физикохимические свойства, излучательные и отражательные характеристики. Препринт ИКИ АН СССР, пр. 306, 1976. 46 с.
- 149. Рао С. Р. Линейные статистические методы и их применение.— М.: Наука, 1968. 548 с.
- 150. Рассадовский В. А. Определение влагосодержания безоблачной атмосферы по измерениям восходящего микроволнового излучения с борта самолета.— Изв. ВУЗов. Радиофизика, т. 22, № 9, с. 1077—1084.
- 151. Рассадовский В. А., Троицкий А. В. Определение влагосодержания атмосферы по разностным двухчастотным измерениям микроволнового излучения.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, т. 20, 1984, № 7, с. 566—575.
- 152. Реутов Е. А., Шутко А. М. Определение влагосодержания почвогрунтов СВЧ-радиометрическим методом с привлечением априорной информации.— Исследование Земли из космоса, 1985, № 1, с. 73—87.
- 153. Розенберг В. И. Рассеяние и ослабление электромагнитного излучения атмосферными частицами. Л.: Гидрометеоиздат, 1972, 348 с.
- 154. Розенберг Г. В. Спектральная теория светового поля. В кн.: Распространение света в дисперсной среде. Минск; Наука и техника, 1982, с. 22— 35.
- 155. Сквайрс П. Процессы перемешивания в конвективных облаках. В кн.: Динамика кучевых облаков. М.: Мир, 1984, с. 66—74.
- 156. Скацкий В. И. Исследование водности кучевых облаков. Труды ИПГ, 1969, вып. 13, 93 с.
- 157. Сколник М. Справочник по радиолокации, т. 2.— М.: Советское радио, 1977. 408 с:
- 158. Смелов В. В. Лекции по теории переноса нейтронов.— М.: Атомиздат, 1978. 216 с.
- 159. Смирнов В. И. К аппроксимации водности облаков. Труды ЦАО, 1982, вып. 148, с. 92—101.
 160. Смирнов М. Т. Моделирование радиотеплового излучения дождя мето-
- 160. Смирнов М. Т. Моделирование радиотеплового излучения дождя методом Монте-Карло.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1984, т. 20, № 9, с. 820—826.
- 161. Соколов А. В. Распространение миллиметровых и субмиллиметровых радиоволн в атмосфере Земли. В сб.: Итоги науки и техники, сер. радиотехника, 1974, М., т. 5, с. 5—109.
- 162. Спиридонов Ю. Г., Озеркина В. В. Методика расчета излучательной способности материкового льда Антарктиды в СВЧ диапазоне. — Труды ГосНИЦИПР, 1984, вып. 16, с. 89—95.
- 163. Справочник по вероятностным расчетам/Г. Г. Абезгауз, А. Л. Тронь, Ю. Н. Копенкин и др. М., изд. МО СССР, 1970, 536 с.
- 164. Станкевич В. С. Оценка эффектов индуцированного поглощения в атмосфере. Тезисы докладов XII Всесоюзной конференции по распространению радиоволн, ч. 2.— М.: Наука, 1978, с. 56—57.
- 165. Степаненко В. Д. Радиолокация в метеорлогии. -- Л.: Гидрометеоиздат, 1973. 343 с.
- 166. Структурные характеристики показателя преломления турбулентной поглощающей атмосферы в субмиллиметровом диапазоне волн/Г. А. Андреев, А. Ю. Зражевский, А. О. Изюмов и др.— Препринт ИРЭ АН СССР, 1974, № 22 (177), 12 с.
- 167. Татарский В. И. Распространение воли в турбулентной атмосфере. М.: Наука, 1967. 548 с.
- 168. Теоретические основы радиолокации/Под ред. В. Е. Дулевича. М.: Советское радио, 1978. 608 с.

18 Заказ № 352

- 169. Тимофеев Ю. М. Физические основы спутниковых методов определения температуры и состава атмосферы по измерениям теплового излучения.— Автореферат дис.... д-ра физ.-мат. наук. Л., 1985. 30 с.
- 170. Тихонов А. Н., Арсенин В. Я. Методы решения некорректных задач.— М.: Наука, 1986. 283 с.
- 171. Фейгельсон Е. М. Лучистый обмен и облака.— Л.: Гидрометеоиздат, 1970. 230 с.
- 172. Хермен Г. Восстановление изображений по проекциям. Основы реконструктивной томографии.— М.: Мир, 1983. 352 с.
- 173. Хргиан А. Х. Физика атмосферы. Т. 2.— Л.: Гидрометеоиздат, 1978. 310 с.
- 174. Худсон Д. Статистика для физиков. М.: Мир, 1967. 242 с.
- 175. Цейтлин Н. М. Антенная техника и радиоастрономия.— М.: Советское радио, 1975. 359 с.
- 176. Ценсор А. Методы реконструкции изображений, основанные на разложении в конечные ряды.— ТИИЭР, т. 71, № 3, 1983, с. 148—160.
- 177. Чандрасекар С. Перенос лучистой энергии.— М.: Изд-во Иностр. лит., 1953. 432 с.
- 178. Черный И. В. Радиометр-скаттерометр миллиметрового диапазона для исследования морской поверхности.— Препринт ИКИ АН СССР, пр. 689, 1982. 19 с.
- 179. Черняк М. М. Ослабление электромагнитного излучения малыми каплями воды. Труды ВГИ, 1970, вып. 17, с. 274—276.
- 180. Шифрин К. С. Рассеяние света в мутной среде. М.: ГИТТЛ, 1951. 288 с.
- 181. Шифрин К. С., Ионина Т. Н. Тепловое излучение и отражение от волнующейся поверхности моря.— Труды ГГО, 1968, вып. 222, с. 22—31.
- 182. Шифрин К. С., Рабинович Ю. И., Щукин Г. Г. Исследование поля микроволнового излучения в атмосфере. Труды ГГО, 1968, вып. 222, с. 5—18.
- 183. Шифрин К. С., Черняк М. М. Тепловое излучение капель воды в микроволновой области.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1974, т. 10, № 10, с. 1107—1110.
- 184. Шметер С. М. Физика конвективных облаков.— Л.: Гидрометеоиздат, 1972, 232 с.
- 185. Шутко А. М. СВЧ-радиометрия водной поверхности и почвогрунтов.— М.: Наука, 1986, 190 с.
- 186. Шутко А. М. и др. Раднофизическое исследование планет/А. М.Шутко, Б. Г. Кутуза, О. И. Яковлев и др. В сб.: Итоги науки и техники, сер. Радиотехника, 1978, т. 16. 176 с.
- 187. Щукин Г. Г., Бобылев Л. П. К вопросу определения влагосодержания облачной атмосферы по радиотепловому излучению. В кн.: Радиофизические исследования атмосферы. Л.: Гидометеоиздат. 1977. с. 170—181.
- зические исследования атмосферы.— Л.: Гидрометеоиздат, 1977, с. 170—181. 188. Щукин Г. Г., Бобылев Л. П., Ильин Я. К. Комплексное активнопассивное радиолокационное зондирование облачности.— Труды ГГО, 1978, вып. 411, с. 3—12.
- 189. Щукин Г. Г. и др. Об использовании модельных представлений и эмпирических данных в задаче пассивно-активного радиолокационного зондирования облачности и осадков/Г. Г. Щукин, Ж. Д. Алибегова, Л. П. Бобылев, и др. Труды ГГО, 1982, вып. 451, с. 7—18.
- 190. Benedict W. S., Classen H. H., Show J. H. Absorption spectrum of water vapour between 4.5 and 13 microns.—J. Res. Nat. Bur. Stand., 1952, v. 49, N 2, p. 91—132.
- 191. Best A. C. The size distribution of raindrops.—Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 1950, v. 76, N 327, p. 16.
- 192. Carter C. J., Mitchell R. L., Reber E. E. Oxygen absorption measurements in the lower atmosphere.—J. Geophys. Res., 1968, v. 73, N 10, p. 3113—3120.
- 193. Classen S. P., Fung H. S. A simple formulation of oxygen absorption at centimeter wavelength.—J. Geophys. Res., 1974, v. 79, N 6, p. 861—864.

- 194. Collie C. H., Hasted T. B., Ritson D. H. The dielectric properties of water and heavy water.— Proc. Phys. Soc., 1948, v. 60, N 3387, p. 71-82.
- 195. Cox C., Munk W. H. Slopes of the sea surface deduced from photographs of sun glitter.— Bull. of Seripps. Inst. of Oceanogr. of the Univ. of California, 1956, v. 6, N 9, p. 401.
- 196. Croom D. L. Stratospheric thermal emission and absorption near the 22.235 Gc/s (1.35 cm) rotational line of water vapour.— J. Atm. and Terr. Phys., 1965, v. 27, N 2, p. 217—233.
- 197. Decker M. T., Dutton E. J. Radiometric observations of liquid water in thunderstorm cells.— J. Atm. Sci., 1970, v. 27, N 5, p. 785—790.
- 198. Deutsch R. Estimation theory.- Prentice Hall, Inc., N 4, 1965, 270 p.
- 199. Draginis M. Liquid water within convective clouds.— J. Met., 1958, v. 15, N 6, p. 481—485.
- 200. England A. W. Thermal microwave emission from a scattering layer.— J. Geophys. Res., 1975, v. 80, N 32, p. 4484—4496.
- 201. Grüner K. Polarization-dependence in microwave radiometry invers methods in electromagnetic imaging. Part I. Reidel Publishing Company, 1985, p. 577-597.
- 202. Hollikainen M., Ulaby F. T., Wu Z. et al. Dielectric behaviour of wet soils between 1.4 GHz and 18 GHz. Digest of the Inst. Geosci. and Remote Sens. Symp. (IGARSS'83), New-York, San-Francisco (Calif.), 1983, v. 2, FP4.3/1—FP4.3/5.
- 203. Holinger J. P. Passive microwave measurements of sea surface roughness. IEEE Trans. on Geosci. Electr., 1971, v. GE-9, N 3, p. 165-169.
- 204. Hogg D. C., F. Guirand, J. B. Snider et al. A steerable dual-channel microwave radiometer for measurement of water vapour and liquid in the troposphere. J. Climate and Appl. Met., 1983, v. 22, p. 789-806.
 205. Huang R., Liou K. N. Polarised microwave radiation transfer in preci-
- 205. Huang R., Liou K. N. Polarised microwave radiation transfer in precipitating cloudy atmospheres: application to window frequences.— J. Geophys. Res., 1983, v. 88, N C6, p. 3885—3893.
- 206. Ishimary A., Cheung R. L. T. Multiple scattering effect on radiometric determination of rain attennuation at millimeter wavelengths. Radio Science, 1980, v. 15, N 3, p. 507-516.
- 207. Jung H. J. The determination of rainfall rates from satellite measurements of thermal microwave emission.— Contributions to Atmospheric Physics, 1980, v. 53, N 3, p. 366—388.
- 208. Klein J. A., Swift C. T. An improved model for dielectric constant of sea water at microwave frequences.— IEEE trans. AP-25, 1977, N 1, p. 104-111.
- 209. Lane J. A., Saxton J. A. Dielectric dispersion in the pure polar liquids of very high radio-frequencies: relation of experimental results to theory.— Proc. Roy. Met. Soc., 1952, v. 213, N 1115, p. 473-492.
- 210. Liebe H. J. Molecular transfer characteristics of air between 40 and 140 GHz.— IEEE trans., 1975, v. AP-23, N 4, p. 380-386.
- 211. Liebe H. J., Gimmestad G., Hopponen J. Atmospheric microwave spectrum experiment versus theory.— IEEE trans., 1977, v. AP-25, N 3, p. 327-336.
- 212. Linch P. J., Wagner R. J. Rough surface scattering, shadowing, multiple scatter and energy conservation.— J. Math. Phys., 1970, N 11, p. 3032—3042.
- 213. Marshall J. S., Palmer W. M. The distribution of raindrops with size.— J. Meteorol., 1948, v. 5, p. 165—168.
- 214. 25 VII Mc Clatchy I. A. (Ed.) Optical properties of the atmosphere.— Air Force Cambridge Research Laboratory, Bedford, Mass., 1970, 124 p.
- 215. Meeks M. L., Lilley A. E. The microwave spectrum of oxygen in the Earth's atmosphere. J. Geophys. Res., 1963, v. 68, N 6, p. 1683-1704.
- 216. Moore R. K., Classen I. P., Lin Y. H. Scanning spaceborne synthetic aperture radar with integrated radiometer IEEE trans.— Airsp. and Electron. Syst., 1981, v. 17, N 3, p. 410-421.

18*

- 217. Morrisson J. A., Cross M. J. Scattering of a plane electromagnetic wave by axisimmetric raindrops.— The Bell System Technical J., v. 53, N 6, p. 955—1019.
- Okamoto K. et al. Airborne microwave rain-scatterometer-radiometer-Int. J. Remote Sensing, 1987, v. 3, N 3, p. 277-294.
 Olsen R. L., Rogers D. V., Hodge D. B. The AR^b relation in the cal-
- 219. Olsen R. L., Rogers D. V., Hodge D. B. The AR^b relation in the calculation of rain attenuation.—IEEE trans., 1978, v. AP—26, N 2, p. 318—329.
- 220. Pandey P. C., Kakar R. K. An empirical microwave emissivity model for a foam covered sea.— IEEE J. of Oceanic Engineering, 1982, v. OE-7, N 3, p. 135-140.
- 221. Ross D. B., Cardone V. Observations of the oceanic whitecaps and their relation to remote measurements of surface wind speed.— J. Geophys. Res., 1974, v. 79, N 3, p. 444-452.
- 222. Rosenblum E. S. Atmospheric absorption of 10-400 KMcps radiation. Summary and Bibliography to 1961.—Microwave J., 1961, v. 4, N 3, p. 91-96.
- 223. Rosenkranz P. W. Shape of the 5-mm oxygen band on the atmosphere.— IEEE Trans., 1975, v. AP—23, N 6, p. 498—503.
- 224. Rosenkranz P. W., Staelin D. H. Microwave emissivity of ocean foam and its effect on nadiral radiometric measurements.— J. Geophys. Res., 1972, v. 77, N 33, p. 6528—6538.
- 225. Squires P. The spatial variation of liquid water and droplet concentration in cumuli.— Tellus, 1958, v. 10, N 3, p. 372—380.
- 226. Staelin D. H. Measurements and interpretation of the microwave spectrum of the terrestrial atmosphere near 1 centimeter wavelength.—J. Geoph. Res., 1966, v. 71, N 12, p. 2875—2881.
- 227. Staelin D. H., Kunzi K. F., Pettyjohn L. V. Remote sensing of atmospheric water vapour and liquid water with Nimbus-5 microwave spectrometer. J. Appl. Met., 1976, v. 15, N 2, p. 1204-1214.
- 228. Stogrin A. Equations for calculating the dielectric constant of saline water.— IEEE trans., 1971, v. AP—19, N 8, p. 631—691.
- 229. Stogrin A. The emissivity of sea foam microwave frequences.— J. Geophys. Res., 1972, v. 77, N 9, p. 1658—1666.
- 230. Strand O. N. Theory and methods for deducing tropopheric measurements.—Mon. Wea. Rev., 1967, v. 95, N 6, p. 363—369.
 231. Swift C. T., Jones W. L., Harrington J. R. F. et al. Microwave
- 231. Swift C. T., Jones W. L., Harrington J. R. F. et al. Microwave radar and radiometric remote sensing measurements of lake ice.— Geophys. Res. Letter, 1980, v. 7, N 4, p. 243—246.
- 232. Tolbert C. W., Straiton A. W. Synopsis of attenuation and emission investigations of 58 to 62 KMC frequencies in the Earth's atmosphere. Proc. IEE, 1963, v. 51, N 12, p. 1754-1760.
- 233. Toong H. D., Staelin D. H. Passive microwave spectrum measurements of atmospheric water vapour and clouds.— J. Atm. Sci., 1970, v. 27, N 5, p. 781—784.
- 234. Tsang L., Kong J. A., Njoki E. et al. Theory for microwave thermal emission from a layer of cloud on rain.— IEEE trans., 1977, v. AP—25, N 5, p. 650—657.
- 235. Ulaby F. T., Moore R. K., Fung A. K. Microwave remote sensing. Active and passive, v. 1. Fundamentals and radiometry.—Addison/Wesley Pubslishing Comp. Reading Mass., 1981, 450 p.
- 236. Van Vleck J. H. The absorption of microwaves by oxygen.— Phys. Rev., 1947, v. 71, N 7, p. 413—424.
- 237. Van Vleck J. H. The absorption of microwaves by uncondensed water vapour.— Phys. Rev., 1947, v. 71, N 7, p. 425-432.
- 238. Warner J. The water content of cumuliform cloud.— Tellus, 1955, v. 7, p. 449—457.
- 239. Warner J., Drake J. F., Krehbiel P. R. 1984: Microwave tomography as a means of determining liquid water profiles in cloud.—Proc. 9th Int. Cloud Physics Conf., Tallinn, 21—28 August, 1984, p. 823—826.
- 240. Warner J., Drake J. F., Snider J. B. 1985: Liquid water distribution in clouds determined from brightness temperature obtained from coplanar

scanning microwave radiometers .- A Joint WMO/JAMAP Symposium, Ho-

- nolulu, Hawai, USA, 12-14 August, 1985, p. 153-156. 241. Webster W. J., Wilheit T. T., Ross D. B., Gloersen P. Spectral characteristics of the microwave emission from a nidriven, foam covered sea.-J. Geophys. Res., 1976, v. 81, N 18, p. 3095-3099.
- 242. Weinman J. A., Guetter T. J. Determination of rainfall distributions from microwave radiation measured by the Nimbus-6.— ESMR J. Appl. Meteorol., 1977, v. 16, N 4, p. 437-444.
- 243. Wentz F. J. A model function for ocean microwave brightness temperature.—J. Geophys. Res., 1975, v. 80, N 24, p. 3441—3446.
 244. Westwater E. R., Strand O. N. Minimum RMS estimation of the numerical solution of the Fredholm integral equation of the first kind.— SIAM J. Numer. Anal., 1968, v. 5, N 2, p. 287-295. 245. Westwater E. R., Strand O. N. Statistical information content of ra-
- diation measurements used in indirect sensing.- J. Atm. Sci., 1968, v 25,
- N 5, p. 750-758. 246. Wilheit T. T. Model for microwave emissivity of the ocean's surface as UEEE trans 1979 v. GE-17, p. 244-249.
- 247. Wilheit T. T., Chang A. T. C. An algorithm for retrieval of ocean surface and atmospheric parameters from the observations of the scanning multichannel microwave radiometer.— Radio Science, 1980, v. 15, N 3, p. 525-544.
- 248. Wilheit T. T., Fowler M. G., Stambach G., et al. Microwave radiometric determination of atmospheric parameters during the Bering Sea Experiment. В кн.: Советско-американский эксперимент «Беринг». Л.: Гидрометеоиздат, 1975, с. 15-42.
- 249. Wilheit T. T., Chang A. T., Rao M. S., et al. A satellite technique for quantitatively mapping rainfall over the oceans.-J. Appl. Meteorol., 1977, v. 16, N 5, p. 551-560. 250. Wu S. T., Fung A. K. A noncoherent model for microwave emission and
- backscattering from the sea surface.-J. Geophys. Res., 1972, v. 77, N 30, p. 5917—5929. 251. Zimmerer R. W., Misushima M. Precise measurement of the micro-
- wave absorption frequencies of the oxygen molecule and the velocity of light.— Phys. Rev., 1961, v. 121, N 1, p. 152–155.

Антенна 119

— диаграмма направленности 98, 119
 — коэффициент рассеяния 97, 120, 151

Аппаратура пассивно-активная радиолокационная 90

— СВЧ-радиометрическая 58, 62 Аппроксимауия кармановская спектров флуктуаций температуры и влажности 101

Вектор оцениваемых параметров 158, 251 — параметр Стокса 18, 19, 21, 28,

45, 47 — погрешностей наблюдений 159

 радиометрических измерений 159, 251

Вероятность выживания кванта 30, 32, 33, 83

Влагозапас атмосферы 7, 60—70, 106, 110—112, 116—118, 171—174, 177— 183, 187, 189, 195—203, 242—250

Внешний масштаб турбулентности 101, 103

Водность облаков 66-68, 71

Водозапас облаков 7, 67—71, 106, 242—250

— — конвективных 205, 210—223

— слоистообразных 184—187, 189, 192, 195—203

— слоя дождя 7, 83 Высота слоя дождя 70, 71

Генератор шума 129, 134 Глубина хаотической модуляции 103—104

Дальность радиотеплолокационного обнаружения конвективных облаков 171, 206—209 Задача обратная некорректная 105, 158, 161, 243, 265 — — линейная 158, 159 Закон Кирхгофа 14, 15 — Планка 15 — смещения Вина 15

Излучение атмосферы собственное 47 — интенсивность интегральная 13 — спектральная 13 — неполяризованное 20

— поле 13 полностью поляризованное 20 — равновесное 14, 15 — радиотепловое 7, 12, 17, 18 — — атмосферы со слоистообразными облаками 74 — безоблачной атмосферы 74 — — конвективных облаков 88 — — поле 58, 59 — — поляризация 18—20, 36, 37, 80, 81, 85, 86 слоисто-дождевых облаков 83 — реликтовое (космическое) 46, 152 Измерения радиотеплолокационные абсолютные 143 - — относительные 143 Интенсивность дождя 70, 71 — граничное значение 86 — — эффективная 83, 243 Информация априорная 59, 160, 171, 193, 194, 214 Контраст антенный конвективных облаков 206 радиояркостный облаков 74, 78, 79, 81, 88, 89, 92, 93, 140 - — — конвективных 148 Концентрация эквивалентного paдиуса Земли 53 Коэффициент . – излучения ледяных покровов 44, 45 — поверхности 17, 37, 43, 44 — — водной 42 — — среды 13 —— суши 117, 118 ослабления излучения в дожде 33 — — — твердых осадках 35 — — среды 18 отражения по амплитуде френелевский 37, 38 — — мощности френелевский 38 — — — тела 14 безоблачной - поглощения атмосферы 21 — — водяного пара 24, 25 — — кислорода 22, 24 — — облачных капель 30, 31 — — — удельный 106 — — среды 14

 полезного действия тракта СВЧрадиометра 97, 120 — рассеяния антенны 97, 120, 151 --- излучения в дожде 33 — — поверхности дифференциальный 40 Матрица — ковариационная искомых параметров 159, 188 — — погрешности измерений 188 — — — оценки 160, 162, 163 ослабления полного радиотеплового излучения 45 — отражения зеркального 38 — поворота 38, 39, 47 — рассеяния амплитудная 27, 29, 36 — полного радиотеплового излучения 45, 47, 49 — — энергетическая 28, 47, 49 — регуляризирующая 255 Метод азимутальных разрезов 155, 157 зависимых статистических испытаний 56 — «максимальных сечений» 56 пассивно-активный радиолокационный 171, 224-226 — решения обратных задач итерационный 161 — — — минимальной дисперсии 160 ———— многомерный 243, 244 ---- наименьших квадратов 160 — — — — регрессионный 162 — — — регуляризационный 159. 161, 251-255 - — — статрегуляризационный 161 — уравнения переноса излучения Монте-Карло 56, 98, 99 ———— отражательной аддитивной поправки 87 — — — — — расщепления 56, 57 угломестных разрезов 151, 157 Модель атмосферы 58, 59 — — безоблачной 59, 60 - — со слоистообразными облаками 59, 64, 65 интегрального поглощения радиоволн линейная 104, 105, 108, 164, 171, 205 — облаков кучево-дождевых 59, 72 — — — переохлажденных зон 59, 67, 69, 70 — — кучевых 59, 67 — — слоисто-дождевых 59, 70 радиационно-метеорологической . системы А-ПП 12, 58, 158 Оценка линейная несмещенная 160

Параметры влагосодержания атмо-

сферы интегральные 7 Поверхность ламбретова 38 Поглощение водяного пара димерное 24, 25 - спектр микроволновый безоблачной атмосферы 26. Полуширина резонансной линии 22 Поляризация излучения радиотепло-вого 18—20, 36, 37 — круговая 20 — линейная 20 — эллиптическая 19 аддитивная отрицатель-Поправка ная 87 - на неизотермичность атмосферы. 74, 77 Постоянная структурная влажности. 101, 102 — — температуры 101, 102 Приближение Рэлея-Джинса 15 — «чистого поглощения» 50, 51, 55, 84, 86, 87, 158, 244, 249 Равновесие термодинамическое локальное 16 Радиогоризонт 52 Радиометр микроволновой 121 — аддитивно шумовой 120, 123 — — компенсационный 120, 121 — — корреляционный 120, 124 — — модуляционный 120, 122 — — нулевой 122, 139 — — приемник 120 — постоянная времени 121 — частотная полоса пропускания 121 – чувствительность 62, 120, 142, 155 — — шумовая температура 121 Раднометрия микроволновая 7 — СВЧ 7 Радиотеплолокация 7 — методы 7 Радиус Земли эквивалентный 53 Размер частицы приведенный 28 Распределение капель по размерам Беста 33 — — — Гамма 33 - — — Литвинова 33 — — — Маршалла—Пальмера 33, 71 — — — — Хргиана—Мазина 29 — — — Шифрина—Поляковой 33 Рассеяние излучения радиотеплового — — двукратное 100 — — индикатриса рэлеевская — — — скалярная 28 38: — — многократное 83—86, 100 — — — однократное 100 Реконструкция структуры объекта: двумерная 229 — — — трехмерная 229

Сечение эффективное ослабления 28 — — поглощения 28 — полного рассеяния 28 Система атмосфера-подстилающая поверхность 12 радиотеплолокационная 119 — калибровка 119, 128—130, 134, 140 уравнений фундаментальная 158 Скорость приводного ветра 243,246-248, 250 Спектр микроволновый водяного паpa 24 — — кислорода 22 - флуктуаций влажности атмосферы 101 — — температуры атмосферы 101 Способность тела излучательная 14 — — отражательная 14 -- поглощательная 14-15 — пропускательная 14 Станция пассивно-активная радио-локационная 119, 120, 127, 171, 222 - 225Тело абсолютно черное 14 — реальное (серое) 15 Температура антенная 62, 98, 120 — атмосфера эффективная 77 — облаков эффективная 67, 71, 79. 106, 190, 191, 203-205, 242 — поверхности океана 243, 246. 248 - 250— радиояркостная 17 ---- атмосферы 58, 75-77, 80, 83---85. 98 --- восходящего излучения плоскослоистой атмосферы 51, 112, 116, 117, 146 ---- нисходящего излучения плоскослоистой атмосферы 50, 110-112

— — сферически-слоистой атмосферы 53—55

 фонового излучения 151—153, 156 Теорема оптической взаимности 56 Теория Ми 26, 36 Толщина излучающего слоя эффективная 37 — оптическая атмосферы 55, 75, 79, 81 — — водяного пара 105 — — жидкокапельной влаги облаков 67, 83, 105, 106 — — кислорода 105 Томография вычислительная 8. 95. 226-231 — алгоритмы 230, 231 — пассивная микроволновая 171, 231, 232, 240 Трансформанта проекционная 229

Угол Брюстера 81 Уравнение переноса радиотеплового излучения 45, 50 — траектории луча в сферическислоистой атмосфере 52, 91

Флуктуации оптической толщины атмосферы 59, 101 — — — дисперсия 102 — — — СКО 102—103 Форма спектральной линии Ван Флека—Вейскопфа 22 — — Лоренца 22 — — Наумова—Жевакина 22 Функционная потерь 159—161

Число волновое 101

Эллипс поляризации 19 Эффект Томпсона 35

Ядро интегрального уравнения 158

Оглавление

Предисловие	3
Список основных обозначений и сокращений	5
Введение	7
Глава 1. Теоретические основы взаимодействия микроволнового излуче-	
ния с атмосферой и поверхностью Земли	12
1.1. Радиотепловое излучение	12
1.1.1. Основные понятия и определения	12
1.1.2. Законы теплового излучения	14
1.2. Поляризация радиотеплового излучения	18
1.3. Поглощение микроволнового излучения атмосферными га-	
	21 22
1.3.2. Поглощение микроволнового излучения кленородом	$\tilde{24}$
1.4. Характеристики взаимодействия микроволнового излучения	~ ^
с облаками и осадками	26
в облаках	29
1.4.2. Поглощение и рассеяние микроволнового излучения	
	33
1.3. Излучательные и отражательные своиства различных под- стилающих поверхностей в микроволновом диапазоне	37
1.5.1. Излучательные свойства водной поверхности	40
1.5.2. Излучательные свойства поверхности суши и ледяных	40
покровов	43
подстилающая поверхность	45
1.7. Некоторые методы решения интегро-дифференциального	
уравнения переноса радиотеплового излучения в системе	55
Глава 2 Поле радиотернового излучения системы атмосфера—полсти-	00
лающая поверхность	58
2.1. Модели атмосферы, используемые в задачах радиотеплоло-	
	59
2.1.1. Эмпирические модели оезоолачной атмосферы 212 Эмпирические модели атмосферы со споистообразными	00
облаками	64
2.1.3. Эмпирические модели кучевых облаков и переохла-	67
жденных зон кучево-дождевых облаков	67 70
2.1.5. Численная нестационарная модель кучево-дождевого	10
облака	72
2.2. Радиотепловое излучение безоблачной атмосферы и атмо-	71
2.3. Радиотепловое излучение слоисто-дождевых облаков	83
2.4. Радиотепловое излучение конвективных облаков	88
2.4.1. Радиотепловое излучение кучевых облаков и перео-	00
хлажденных зон кучево-дождевых оолаков	00 94
2.5. Флуктуации интегрального поглощения радиоволн в атмо-	01
сфере, обусловленные турбулентными пульсациями темпера-	101
туры и влажности	101

×	Глава	3.	2.6. Рад нос	Связь оптической толщины атмосферы с интегральными параметрами ее влагосодержания. Линейная модель инте- грального поглощения радиоволн	10 4 119
		•	3.1. 3.2. 3.3. 3.4.	Радиотеплолокационные системы Пассивно-активные радиолокационные системы Калибровка радиотеплолокационных систем Погрешности измерения радиояркостной температуры атмо- сферы	119 125 128 130
	· ·		3.5.	Погрешности измерения радиояркостного контраста кон- вективных облаков при наблюдении с поверхности Земли	140
	Глава	4.	Опр лов	ределение оптической толщины атмосферы по ее радиотеп- ому излучению	143
			4.1. H	Определение оптической толщины атмосферы по абсолют- ым радиотеплолокационным измерениям	143
			• •	 4.1.1. Зондирование оезоблачной атмосферы и атмосферы со слоистообразными облаками с поверхности Земли 4.1.2. Зондирование безоблачной атмосферы и атмосферы со слоистообразными облаками с ИСЗ в налире нал 	143
				гладкой водной поверхностью 4.1.3. Зондирование конвективных облаков с поверхности Земли	146 148
		•	4.2.	Определение оптической толщины атмосферы по относи- тельным радиотеплолокационным измерениям	151 151 155
	Глава	5.	Мат	гематические основы решения обратных многопараметриче- к задач радиотеплолокации	158
			5.1. 5.2.	Методы решения линейных многопараметрических обратных задач Предварительный анализ возможностей радиотеплолокаци- онного определения интегральных даламетров влагосодержа-	159
	 		5.1. 5.2.	Методы решения линейных многопараметрических обратных задач	159 164
	Глава	6.	5.1. 5.2. Рад сфе	Методы решения линейных многопараметрических обратных задач Предварительный анализ возможностей радиотеплолокаци- онного определения интегральных параметров влагосодержа- ния атмосферы	159 164 171
	Глава	6.	5.1. 5.2. Рад сфе 6.1.	Методы решения линейных многопараметрических обратных задач	159 164 171 172
	Глава	6.	5.1. 5.2. Рад сфе 6.1.	Методы решения линейных многопараметрических обратных задач	159 164 171 172 172 175
· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	Глава	6.	 5.1. 5.2. Радсфе 6.1. 6.2 	Методы решения линейных многопараметрических обратных задач	159 164 171 172 172 175 184
	Глава	6.	 5.1. 5.2. Радсфе 6.1. 6.2. 	 Методы решения линейных многопараметрических обратных задач Предварительный анализ возможностей радиотеплолокаци- онного определения интегральных параметров влагосодержания атмосферы сиотеплолокационные методы определения влагозапаса атморы и водозапаса облаков с поверхности Земли Определение влагозапаса безоблачной атмосферы б.1.1. Выбор оптимальных спектральных каналов и оценка погрешностей радиотеплолокационного определения влагозапаса 6.1.2. Экспериментальные радиотеплолокационные исследования влагозапаса безоблачной атмосферы б.1.2. Экспериментальные радиотеплолокационные исследования влагозапаса атмосферы и водозапаса слоистообразных облаков определение влагозапаса атмосферы и водозапаса слоистообразных облаков б.2.1. Краткий обзор развития радиотеплолокационных методов определения водозапаса облаков систериментальных спектральных каналов и оценка 	 159 164 171 172 172 175 184 184
	Глава	6.	 5.1. 5.2. Радсфе 6.1. 6.2. 	 Методы решения линейных многопараметрических обратных задач Предварительный анализ возможностей радиотеплолокаци- онного определения интегральных параметров влагосодержания атмосферы сиотеплолокационные методы определения влагозапаса атморы и водозапаса облаков с поверхности Земли Определение влагозапаса безоблачной атмосферы 6.1.1. Выбор оптимальных спектральных каналов и оценка погрешностей радиотеплолокационного определения влагозапаса 6.1.2. Экспериментальные радиотеплолокационные исследования влагозапаса безоблачной атмосферы Определение влагозапаса безоблачной атмосферы 6.1.2. Экспериментальные радиотеплолокационные исследования влагозапаса безоблачной атмосферы Сопределение влагозапаса атмосферы и водозапаса слоисто- образных облаков Сли слаков С.2.1. Краткий обзор развития радиотеплолокационных методов определения водозапаса облаков 6.2.2. Выбор оптимальных спектральных каналов и оценка погрешностей радиотеплолокационного определения выбор оптимальных спектральных виалов и оценка 6.2.3. Экспериментальные радиотеплолокационные исследорания влаго- и водозапаса 	 159 164 171 172 172 175 184 184 187
· · · · · · ·	Глава	6.	 5.1. 5.2. Рад сфе 6.1. 6.2. 6.3. 	 Методы решения линейных многопараметрических обратных задач Предварительный анализ возможностей радиотеплолокаци- онного определения интегральных параметров влагосодержания атмосферы иютеплолокационные методы определения влагозапаса атморы и водозапаса облаков с поверхности Земли Определение влагозапаса безоблачной атмосферы 6.1.1. Выбор оптимальных спектральных каналов и оценка погрешностей радиотеплолокационного определения влагозапаса 6.1.2. Экспериментальные радиотеплолокационные исследования влагозапаса безоблачной атмосферы Следеление влагозапаса безоблачной атмосферы Следеление влагозапаса безоблачной атмосферы Следеление влагозапаса безоблачной атмосферы Следеления влагозапаса облаков с поверхности Земли Следеление влагозапаса безоблачной атмосферы Следеление влагозапаса облаков с поверхностей радиотеплолокационных каналов и оценка погрешностей радиотеплолокационных методов определения водозапаса облаков С.2. Выбор оптимальных спектральных каналов и оценка погрешностей радиотеплолокационного определения влаго- и водозапаса С.2. Экспериментальные радиотеплолокационного определения влагозапаса С.3. Экспериментальные радиотеплолокационного определения влагозапаса а тмосферы и водозапаса слоисто- образных облаков Анализ возможностей радиотеплолокационныго определения 	159 164 171 172 172 175 184 184 187 195
	Глава	6.	 5.1. 5.2. Радсфе 6.1. 6.2. 6.3. 6.4. 	 Методы решения линейных многопараметрических обратных задач Предварительный анализ возможностей радиотеплолокаци- онного определения интегральных параметров влагосодержания атмосферы иютеплолокационные методы определения влагозапаса атморы и водозапаса облаков с поверхности Земли Определение влагозапаса безоблачной атмосферы 6.1.1. Выбор оптимальных спектральных каналов и оценка погрешностей радиотеплолокационного определения влагозапаса 6.1.2. Экспериментальные радиотеплолокационные исследования влагозапаса безоблачной атмосферы 6.2.1. Краткий обзор развития радиотеплолокационных методов определения водозапаса облаков 6.2.2. Выбор оптимальных спектральных каналов и оценка погрешностей радиотеплолокационных методов определения водозапаса облаков 6.2.3. Экспериментальные радиотеплолокационного определения влагозапаса 6.2.3. Экспериментальных спектральных каналов и оценка и погрешностей радиотеплолокационного определения влаго образных облаков 6.2.3. Экспериментальные радиотеплолокационного определения влагозапаса 6.2.3. Экспериментальные радиотеплолокационного определения влагозапаса а тмосферы и водозапаса слоистования влагозапаса кучевых облаков и переохлажденных облаков и переохлажденных облаков 	159 164 171 172 172 175 184 184 187 195 203 205

6.4.1. Максимальная дальность радиотеплолокационного об- наружения конвективных облаков с поверхности Земли 6.4.2. Выбор оптимальных спектральных каналов и оценка погрешностей радиотеплолокационного определения	206
водозапаса кучевых облаков	210
вания водозапаса конвективных облаков	216
определения средней водности мощных кучевых облаков и переохлажденных зон кучево-дождевых облаков 6.6. Применение методов вычислительной томографии в задачах	224
радиотеплолокационного определения характеристик влаж- ности облачной атмосферы	226
графии объектов 6.6.2. Возможные пути применения методов вычислительной	2 27
томографии в радиотеплолокации атмосферы: пассивная микроволновая ВТ	231
6.6.3. Восстановление полей водности в конвективных обла- ках методами ПМВВТ	232
Глава 7. Многопараметрические задачи радиотеплолокационного опреде- ления параметров атмосферы и водной поверхности с борта летательных аппаратов	242
7.1. Краткий обзор подходов к решению обратных задач опре- деления влагосодержания атмосферы и параметров водной поверхности по результатам измерений характеристик ухо- ляшего радиотеплового излучения	243
7.2. Регуляризационный метод определения параметров атмо- сферы и водной поверхности по многочастотным измерениям	951
характеристик радиотенлового излучения . 7.3. Выбор начальных приближений и априорных неопределен- ностей искомых параметров при решении многопараметри-	201
ческой обратной задачи	255
облаков	255
определенностей для интенсивности осадков и пара- метров водной поверхности	257
поверхности океана по многочастотным СВЧ радиометри- ческим измерениям	259
Список литературы	266
Предметный указатель	278

Монография

Владимир Данилович Степаненко, Георгий Георгиевич Щукин Леонид Петрович Бобылев, Сергей Юрьевич Матросов,

Радиотеплолокация в метеорологии

Редактор О. В. Лапина. Художник В. С. Устинов. Художественный редактор Б. А. Денисовский. Технический редактор М. И. Брайнина. Корректор Л. И. Хромова. ИВ № 1723. Сдано в набор 17.06.87. Подписано в печать 18.09.87. М.-21983. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага типографская № 1. Гарнитура литературная. Печать высокая. Печ. л. 18. Кр.-отт. 18. Уч.-изд. л. 20,18. Тираж 920 экз. Индекс МОЛ-35. Заказ № 352. Цена 3 р. 40 к. Гидрометеоиздат. 199226. Ленинград, ул. Беринга, д. 38.

Ленинградская типография № 8 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 190000, Ленинград, Прачечный переулок, 6.